

И.С.ЧУМАКОВ С.Л.БЫЗОВА С.С.ГАНЗЕЙ

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ПАРАТЕТИСА



• Наука •

М И О Ц Е Н	ПЛИОЦЕН		ПЛЕИСТО ЦЕН	ЭПОХА		
	БАДЕНИЙ	КИММЕРИЙ			АПШЕРОН	РЕГИОНАРУС
		САРМАТ	АКЧАГЫЛ	БАКУ		
			МЭОТИС	ЭПИПОНТ		
				ПОНТ		

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Тихоокеанский институт географии
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО НАРОДНОМУ ОБРАЗОВАНИЮ
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

И.С. ЧУМАКОВ С.Л. БЫЗОВА
С.С. ГАНЗЕЙ

**ГЕОХРОНОЛОГИЯ
И
КОРРЕЛЯЦИЯ
ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ
ПАРАТЕТИСА**



МОСКВА "НАУКА"

1992

Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса / И.С. Чу-маков, С.Л. Бызова, С.С. Ганзей — М.: Наука, 1992. — 96 с. ISBN 5-02-003822-7.

На базе радиометрической шкалы, созданной с помощью датирования методом треков деления урана вулканических пепловых горизонтов в морских отложениях, дается объективная геохронология региона Паратетиса в интервале 14—0,5 млн лет (с сарматского до бакинского). Проводится корреляция геологических событий в бассейнах Паратетиса и Тетиса (Средиземное море). С учетом данных радиометрического датирования и результатов исследования известкового планктона (фораминиферы, нанопланктон) существенно уточняется характер взаимодействия бассейнов Тетиса и Паратетиса.

Книга рассчитана на геологов и палеогеографов.

Ил. 12. Табл. 5. Библиогр.: 129 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *Е.В. Девяткин*

Рецензенты:

академик *В.Е. Хаин*,

доктор геолого-минералогических наук *И.М. Сборщиков*,

кандидат геолого-минералогических наук *В.С. Пушкарь*

Редактор издательства *Н.В. Федоренко*

ВВЕДЕНИЕ

Значительные тектонические события, происшедшие в позднем кайнозое на обширной территории Западного и Восточного Паратетиса, Тетиса (Средиземноморье), привели к существенному нарушению ранее существовавших связей между морскими бассейнами в указанных регионах. В среднем миоцене (серравалий) в результате возникновения Алепского поднятия в Сирии Средиземное море из крупнейшего пролива Мирового океана превратилось в залив, разделенный высоким Сицилийско-Африканским порогом на Западный и Восточный бассейны. Последний, по мере воздымания Анатолии и Эллинид и движений покровов в серравалии и тортоне испытал сокращение связей с бассейнами Восточного Паратетиса. Существенная перестройка орографии началась в то же время и в Карпато-Балканском регионе. Все эти явления прямо отразились на изменении гидрологического и гидрохимического режимов водоемов Паратетиса и как следствие привели к формированию своеобразной эндемичной фауны моллюсков, эволюция которой и была положена в основу выделения серии регионарусов и составления местной стратиграфической шкалы.

Именно эндемизм фауны моллюсков, наиболее четко начавший проявляться в сарматском бассейне Паратетиса и получивший свое дальнейшее развитие в последующих веках неогена и плейстоцена, явился основной причиной множественности корреляций геологических событий в этом регионе и в смежной с ним области Тетиса.

Обнаружение в ряде толщ позднего кайнозоя Восточного Паратетиса осатков нанопланктона было использовано палеонтологами для попытки создания биозональной шкалы в стратиграфическом интервале мзотис—апшерон. В публикациях В.И. Семененко [1980, 1987] и В.Н. Семененко и С.А. Люльевой [1978, 1982 и др.] сообщалось о присутствии в этом интервале морских отложений с зональными видами нанопланктона, что, возможно, в будущем позволит решить проблему корреляции позднекайнозойских ярусов Восточного Паратетиса с морскими неогеновыми и нижнеплейстоценовыми толщами Средиземного моря и всего Мирового океана на палеонтологической основе.

Невозможность принятия однозначной и объективной корреляции стратиграфических схем позднего кайнозоя в перечисленных областях потребовала привлечения к решению этой задачи физических методов исследований, начавшихся в Восточном Паратетисе с работ по созданию палеомагнитной шкалы. Однако появившиеся публикации на эту

тему сразу же выявили ряд разночтений у авторов различных схем. Причина кроется в недооценке роли перерывов (часто скрытых) в осадконакоплении, что приводит к "потере" точек отсчета при выявлении палеомагнитных эпох и эпизодов в различных ярусах.

Работа на разрезах, лишенных фаунистических остатков, не дает уверенности в принадлежности измеряемых толщ к тому или иному ярусу (подъярусу). Необходимо привлечение к проблемам корреляции стратиграфических шкал позднего кайнозоя Восточного Паратетиса и смежных с ним бассейнов радиометрических данных, которые позволяют однозначно определить возрастные границы ярусов, подъярусов, свит и отдельных горизонтов и дать четкие реперы для создания палеомагнитной шкалы.

Первая часть монографии целиком посвящена созданию радиометрической шкалы с целью ее дальнейшего использования для корреляции стратиграфических шкал и на заключительном этапе исследований корреляции геологических событий в позднекайнозойских бассейнах Тетиса и Паратетиса.

До постановки настоящих исследований в Восточном Паратетисе радиометрическое датирование проводилось К-Аг методом главным образом для магматических пород — изверженных и эффузивных. Однако, учитывая их сложные взаимоотношения с осадочными образованиями, включая более поздние внедрения в последние, использование полученных датировок для определения радиометрического возраста осадков, сопряженных с магматитами, представляется достаточно рискованным.

Кроме того, в большинстве случаев фаунистически охарактеризованные озерно-морские отложения Восточного Паратетиса не выявляют прямых взаимоотношений с породами изверженных и эффузивных массивов. По этой причине нами было решено использовать для радиометрического датирования только прослой пеплов, залегающие среди преимущественно фаунистически охарактеризованных отложений озерно-морского генезиса. При этом мы исходили из следующего основного положения: все слои явно непереотложенных пеплов одновозрастны непосредственно вмещающим их осадкам. Исходя из факта полного преобладания в районах, удаленных от центров вулканизма, в составе пеплов вулканического стекла для радиометрического датирования был избран метод треков деления ^{238}U . Современное состояние этого метода позволяет проводить радиометрическое датирование с точностью до 7—10%, т.е. в пределах ошибок, свойственных широко используемому в практике датирования магматических пород К-Аг методу.

Отметим, что одновременно с нашими исследованиями ограниченная группа датировок пеплов из озерно-морских отложений Прикаспийского региона Восточного Паратетиса в стратиграфическом интервале акчагыл—баку была выполнена В.Л. Кошкиным [1984, 1987]. Методические вопросы датирования трековым методом рассмотрены в серии работ группы авторов [Кошкин, Кашкаров, 1976, 1979, 1981, 1982; Кашкаров, Кошкин, 1977, 1978, 1979, 1982, 1983; Кашкаров, Кошкин, Ушко, 1987; Комаров, 1983, 1987; Комаров, Илупин, 1978].

При выборе разрезов того или иного яруса (подъяруса, свиты, горизонта) авторы отдавали предпочтение уже описанным в литературе и фаунистически охарактеризованным разрезам, с тем чтобы облегчить поиски и ознакомление с ними на месте других исследователей. При каждой возможности все датированные горизонты представлялись местным геологам для устранения возможных недоразумений.

Многократное посещение одних и тех же разрезов выявило весьма высокую динамику экзогенных процессов — абразионных, обвальных, оползневых, подмыва и размыва берегов речными потоками и других. В одних случаях это приводило к потерям ранее датированных слоев пеплов, в других — к выявлению новых, ранее скрытых от наблюдений.

Укажем, что истинное количество пепловых горизонтов, существующих в разрезах позднего кайнозоя Восточного Паратетиса, на один-два порядка превышает относительно малое число "рабочих" пеплов, отвечающих всем требованиям датирования методом треков деления ^{238}U (размерность $\geq 0,1$ мм, прозрачность, отсутствие вторичных изменений).

Опорные разрезы для радиометрического датирования озерно-морских отложений и создания радиометрической шкалы расположены в следующих регионах Восточного Паратетиса: Молдавии (ранний-средний сармат), Керченском и Таманском полуостровах (средний, поздний сармат), Азербайджане (пограничные слои сармата и мзотиса, мзотис, понт, акчагыл, апшерон, баку); разрезы, содержащие раннемиоценовые пеплы, были использованы в центре Русской платформы (Воронежская область). Непригодными для радиометрического датирования оказались вулканы советской части Карпатского региона вследствие их повсеместной цеолитизации и других дефектов. Многочисленные пробы пепла, доставленные нами из Закаспийского региона, не удалось использовать из-за малой ($< 0,1$ мм) размерности обломков вулканического стекла. Впрочем, не исключено, что в двух последних регионах имеются отдельные, не известные нам прослои "рабочих" пеплов¹.

В настоящей работе нами приведены датировки, выполненные К-Аг методом для более древних слоев неогена в Карпатском регионе. При расчете радиометрического возраста во всех случаях использована константа скорости спонтанного деления урана $\lambda_s = 7,03 \times 10^{-17} \text{ лет}^{-1}$, широко применяемая в геохронологических лабораториях ряда стран, что делает возможным проведение уверенных коррелятивных построений. Приводимые в тексте таблицы позволяют объективно оценивать как исходные данные, так и сам ход расчета радиометрического возраста пеплов.

Минералогические характеристики пеплов ограничиваются, как правило, лишь указаниями на показатель преломления вулканичес-

¹ К настоящему времени известен только один случай датирования пеплов в Западной Туркмении — верхняя часть раннего акчагыла разреза Монжуклы — $2,4 \pm 0,2$ млн лет [Кашкаров и др., 1987].

кого стекла, что само по себе важно как для определения типа исходной магмы, так и для выявления возможных источников пеплового материала. Однако, как показывает практика наших исследований, разновозрастные пеплы имеют в каждом регионе свои характерные особенности, подчеркнутые габитусом как собственно вулканического стекла — характером обломков, прозрачностью, цветом, пузырчатостью и др., так и составом сопутствующих минералов. Вместе взятые, эти данные могут при достаточной минерало-петрографической квалификации исследователя использоваться для идентификации датированных слоев в пределах конкретных регионов и, таким образом, для целей местной корреляции. Эта сторона изучения пеплов является темой специальной публикации.

Проведенные исследования позволили решить две главные задачи: 1) создать радиометрическую шкалу позднего кайнозоя Восточного Паратетиса в интервале 14,0—0,5 млн лет; 2) провести в указанном интервале объективную корреляцию стратиграфических схем в исследованном регионе, Западном Паратетисе и Средиземном море.

Выполнению второй части задачи способствовало наличие радиометрических датировок: К-Аг и в меньшей мере трековых, сделанных для указанного интервала времени как в ряде районов Средиземноморья, так и в Западном Паратетисе (Словакия, Венгрия). К сожалению, почти полностью отсутствуют данные по радиометрическому датированию позднекайнозойских вулканитов в ряде областей Паратетиса, расположенных на территории Польши, Румынии, Болгарии и Югославии. Полученные нами датировки границ ярусов и подъярусов позволили указать их продолжительность и, следовательно, достаточно объективно оценить скорость осадконакопления в конкретных условиях.

Пространственное распределение пеплового материала относительно его источников выявило определенные закономерности в преобладающих направлениях неогеновых палеоветров. В то же время отсутствие, судя по литературным данным, разновозрастных пеплам вулканитов можно рассматривать как косвенные свидетельства отсутствия датировок собственно вулканических пород; нельзя исключить и разрушение последних или их захоронение под мощными осадочными образованиями или под водами морей.

В отдельных случаях полученные датировки пеплов позволяют полностью исключить приписываемый им вулканический источник. Происхождение воронежских пеплов ранее связывалось с акчагыльскими вулканами Центрального Кавказа. Полученные нами раннемиоценовые даты выявляют как их значительную древность, так и связь с другой областью вулканизма.

Повторные датировки сарматских пеплов Молдовы, Керчи и Тамани были выполнены в Пизанском институте геохронологии и изотопной геохимии (Италия) итало-бразильской группой исследователей — всего одиннадцать дат, показавших высокую степень сходимости с нашими результатами. Авторы настоящей работы выражают признательность сотрудникам института — К. Ариасу, Ф.-П. Бонадонне и Ж. Бигацци, а также Ж.С. Хадлеру Нето за

любезно выполненные и очень важные для нас контрольные исследования, помощь методического плана и предоставление полезных публикаций.

Единственным ярусом надсарматского неогена Восточного Паратетиса, не получившим датировок из-за отсутствия в его разрезах пеплов, на сегодня является киммерий, равно как и его аналог в Каспийском регионе — континентальные продуктивная и пестроцветная свиты¹.

Вторая часть монографии освещает итоги микропалеонтологических исследований позднекайнозойских разрезов Восточного Паратетиса, изучавшихся в процессе поисков и датирования пепловых прослоев. Основным объектом исследований были две группы микропланктонных фоссиллий — планктонные фораминиферы и известковый наупланктон. Первые практически не были известны в сарматских и более молодых озерно-морских отложениях Восточного Паратетиса. Обнаружение комплекса этих фоссиллий в сармате Молдовы позволило существенно изменить представления о характере связей сарматского бассейна с миоценовым Средиземным морем. Публикация материалов исследований, проведенных сотрудником Средиземноморской партии В.Г. Куренковой совместно с О.Г. Бобринской (Институт геофизики и геологии АН Молдовы), вызвала большой интерес среди микропалеонтологов, изучающих неоген Восточного и Западного Паратетиса, и, в свою очередь, стала одной из причин изучения наупланктона в этом регионе.

Исследования сарматской части разреза ряда скважин Молдовы, выполненные микропалеонтологами ГИНа (Н.Г. Музылев, Л.А. Головина), показали присутствие здесь комплекса нанофлоры и окончательно утвердили выводы о связи сарматского бассейна с Мировым океаном. Выявление наупланктона в ряде интервалов надсарматских отложений Восточного Паратетиса также следует рассматривать как существенный вклад в познание природы связей морей — озер этого региона и Тетиса. Этими же учеными сделана попытка провести расчленение по наупланктону разреза позднего кайнозоя глубоководных скважин, пробуренных с "Гломар Челленджер" в Черном море.

Авторы выражают свою признательность сотрудникам Института географии АН Азербайджана под руководством проф. А.В. Мамедова, сотрудникам Института геофизики и геологии АН Молдовы В.Х. Рошке и Г.М. Билинису.

Представляемая работа проведена в Средиземноморской партии геологического факультета Московского государственного университета на средства Института океанологии Академии наук СССР. Двое авторов (И.С. Чумаков и С.Л. Бызова) выполнили все полевые работы, а также первичную подготовку материала к датированию. Вся

¹Л.Л. Кашкаров и др. [1987] приводят для продуктивной свиты датировку $3,7 \pm 0,5$ млн лет (обр. 21), не указывая адреса разреза и стратиграфического положения слоя пепла, из которого взят образец. В более ранней работе Л.Л. Кашкаров [1984] указал положение того же образца в составе нижнего ачкагыла.

расчетная часть сделана сотрудником Тихоокеанского института географии ДО АН СССР С.С. Ганзеем.

Авторы благодарны сотрудникам Средиземноморской партии В.Я. Добрыниной, И.В. Лимоновой, О.Г. Петровой и В.В. Забелиной, палеонтологам Л.А. Невесской и Н.П. Парамоновой (Палеонтологический институт АН СССР), специалистам Института геофизики АН Украины А.Н. Третьяку, В.Н. Голикову и др.

Авторы признательны Н.Г. Музылеву и Л.А. Головиной за многолетнее сотрудничество и неоценимую помощь при проведении палеонтологических исследований, а также В.А. Крашенинникову (ГИН АН СССР) за ценные консультации, проведенные при изучении сарматских планктонных фораминифер.

Глава 1

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕПЛОВ В РАЗРЕЗАХ НЕОГЕНА И НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОСНОВНЫХ РЕГИОНАХ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА¹

КАРПАТЫ И ПРИКАРПАТЬЕ

Этот регион расположен у западного края Восточного Паратетиса и частично принадлежит Западному Паратетису. В него входят Закарпатский тыловой прогиб, Предкарпатский передовой прогиб, а также прилегающие к нему части платформы в пределах Подолии и Молдовы. В рамках региона характер разреза неогена существенно меняется и особенно резко меняются мощности. Морское осадконакопление продолжалось здесь в течение почти всего раннего и среднего миоцена и закончилось в среднем или в начале позднего сармата. Вулканические пеплы и туфы известны на многих стратиграфических уровнях. В нижнем миоцене они вскрыты скважинами в составе негровской свиты в Закарпатье (условно эгерий-эггенбургий). Не исключен также нижнемиоценовый (эгерий) возраст самой верхней части флишевого комплекса Внешней зоны складчатых Карпат, где также известны прослои вулканических пород (чечвинские туфы). Во всех этих породах вулканическое стекло или отсутствует, или полностью преобразовано, в чем нам пришлось убедиться при просмотре образцов. По-видимому, более интересны для целей датирования вулканические породы в составе стебникской серии во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. Эта серия, слагающая среднюю часть нижних моласс, представлена толщей пестроцветных карбонатных глин и алевроитов с прослоями и линзами грубообломочных пород общей мощностью в несколько километров. По комплексу фораминифер и нанопланктону она отнесена к оттангию и сопоставляется с частью бурдигальского яруса Средиземноморья. К северо-востоку от города Надворная в районе с. Средний Майдан в ее составе описан прослой мощностью в 8—10 м "снежно-белого туфа дацитового

¹ В настоящей главе описываются по регионам только те части разреза, которые содержат прослои опробованных или перспективных для этой цели вулканических пород. Подробное описание неогеновых отложений этих регионов имеется в ряде сводок [Стратиграфия СССР, 1986; Невеская и др., 1984].

состава" [Вялов, 1965]. Липаритовый или кислый дацитовый туф встречен в стебникской свите на р. Вырве. Образцы этих вулканических пород нам получить не удалось, но, судя по описанию, здесь не исключено присутствие пригодного для датирования вулканического стекла.

Отложения баденского яруса содержат большие массы вулканических пород — особенно мощны они в Закарпатском прогибе, где на протяжении бадения насчитывается не менее пяти мощных прослоев туфов кисло-среднего состава. Два из них: нижний по разрезу — новоселицкая туфовая свита (туф Деж в Румынии) и один из верхнебаденских — нанковский туф — достигают мощности в несколько сот метров. Прослои вулканических пород на том же стратиграфическом уровне развиты и в Предкарпатском прогибе, протягиваясь отсюда до Западной Молдовы, но мощность их уже несравнимо меньше — первые десятки метров, метры и даже сантиметры. Это прослои туфов в богородчанской свите, которая параллелизуется с новоселицкой, и тонкие прослои туфов и туффитов в вышележащей косовской свите бадения. В Восточной Молдове нижнему горизонту отвечают прослои зеленых песчанистых бентонитовых глин вулканического происхождения в подольской континентальной свите.

Вулканические породы бадения Закарпатья оказались непригодными для датирования трековым методом по причине сильной цеолитизации вулканического стекла, что объясняется наложением последующих фаз вулканизма в этом же регионе. Представляет интерес только выход туфа нижнего бадения в Предкарпатском прогибе в районе с. Красное, где он описан как краснянский туф [Вялов, 1965]. В отличие от Закарпатья вулканический материал отлагался здесь достаточно далеко от очагов извержений и, по-видимому, не испытывал влияния последующих фаз, вулканическое стекло могло сохраниться в нем лучше.

Сарматский ярус (s. 1). В Карпатском регионе на середину сарматского века падает фаза складчатости, в результате которой в Закарпатском прогибе морское осадконакопление начало сменяться солоноватоводным и пресноводным, а область Предкарпатья и Молдовы стала сушей. С этой фазой складчатости связаны существенные перемены в явлениях вулканизма: если в породах раннего сармата и начала среднего в Закарпатье распространены прослои риолитовых туфов значительной мощности, то пирокластические породы паннона представлены средними и основными разностями туфов. Кислые излияния в сармате особенно характерны для доробратовской свиты Закарпатья (нижняя половина волынського подъяруса). Нам удалось отобрать и просмотреть десятки образцов туфов из доробратовской свиты Береговского и Вышковского районов Закарпатской области. Для датирования трековым методом по вулканическому стеклу они оказались непригодными: стекло в них или отсутствует, или непрозрачно.

В Предкарпатье этому вулканическому циклу соответствуют более тонкие прослои пеплов, туфов, туффитов и бентонитовых глин в составе дашавской свиты раннего сармата.

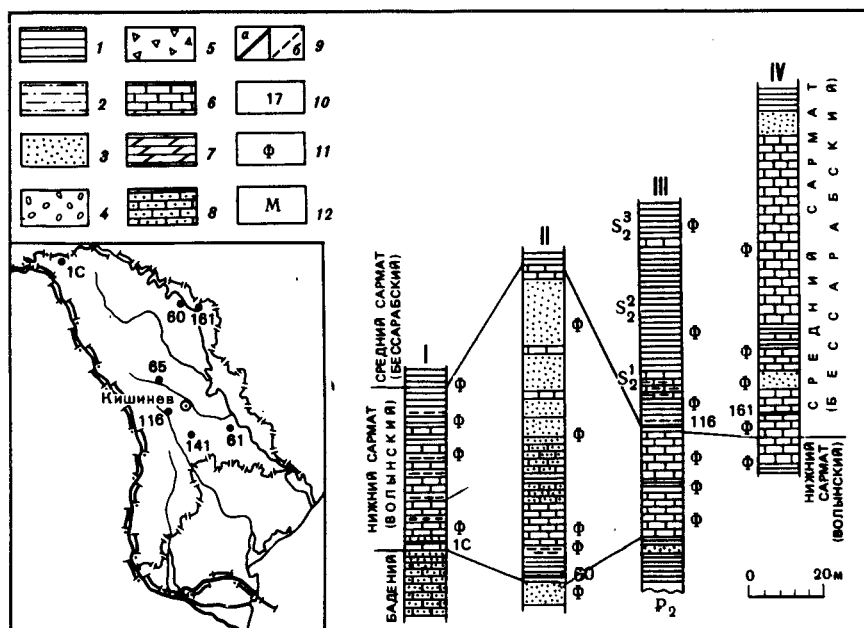


Рис. 1. Положение прослоев вулканического пепла в разрезах сармата Молдовы

I — скважина 1-Н (Бричаны), II — Бурсук, III — скважина Улму, IV — скважина Рашков; 1 — глины, 2 — алевроиты, 3 — пески и песчаники, 4 — гравелиты и конгломераты, 5 — брекчии, 6 — известняки, 7 — мергели, 8 — песчаные известняки, 9 — вулканические пеплы: а — датированные, б — другие, 10 — номера образцов, 11 — фауна моллюсков, 12 — фауна млекопитающих

Прослои туфов и пеплов содержатся в породах нижнего (волинского) и среднего (бессарабского) подъярусов сармата Молдовы. Эти породы представлены маломощными осадками шельфа: известняками, глинами и песками с богатой фауной моллюсков и бентосных фораминифер. В результате недавних исследований в ряде относительно глубоководных разрезов, вскрытых скважинами, обнаружены также планктонные фораминиферы [Бобринская, Куренкова, 1986].

В составе волинского подъяруса выделяются две пачки. Нижняя начинается со слоев песков и глин и выше представлена известняками. Ее мощность от 12 до 20 м. В этой пачке прослеживаются несколько прослоев вулканических пород — туфов, пеплов, туффигов и бентонитовых глин [Саянов и др., 1962]. Наибольший интерес представляет нижний прослой вблизи подошвы сармата. В отличие от других он сложен в значительной мере обломками вулканического стекла алевроитовой и песчаной размерности. Мы получили от молдавских геологов В.Х. Рошки и Г.М. Билинкиса образцы из трех пунктов, расположенных довольно далеко один от другого (рис. 1). Образец 60 взят из обнажения на р. Днестр в районе с. Бурсук — это слой 5 в опубликованном описании разреза [Саянов и др., 1962]. Образец 1 с — из керна скважины 1-Н в районе

Таблица 1

Результаты определения возраста вулканических пеплов
нижнего и среднего сармата по трекам деления урана*

Номер образца	$P_s (n_s)$	$P_f(n_f)$	$\Phi \times 10^{14}$	T_{ap}	$\frac{D_s}{D_i}$	$\frac{T_{ap}}{T_{corr}}$	$S, \%$	T_{corr}
65	8374 (336)	81480 (1215)	1,014	6,26	0,752	0,522	6,17	11,99±0,74
116	9427 (327)	45628 (660)	4,67	5,79	0,713	0,47	7,90	12,32±0,97
141	9727 (222)	43152 (652)	4,67	6,32	0,744	0,51	8,78	12,39±1,09
1с	9648 (625)	12146 (634)	1,62	7,73	0,787	0,57	6,61	13,56±0,89
60	10878 (628)	11854 (689)	1,68	9,26	0,854	0,68	6,52	13,63±0,89
161	12285 (305)	45199 (626)	4,69	7,65	0,784	0,56	8,10	13,66±1,11
61	8254	9554	1,67	8,66	0,825	0,63	7,84	13,75±1,08

*Здесь и ниже в таблицах вычисления возраста: $P_f(P_f)$ — плотность спонтанных индуцированных треков, трек/см²; $n_s(n_f)$ — количество спонтанных (индуцированных) треков; Φ — величина нейтронного потока, нейтр./см²; T_{ap} — кажущийся возраст, млн лет; D_s/D_i — отношение среднего размера спонтанных треков к индуцированным; T_{ap}/T_{corr} — величина коррекции возраста; S — ошибка вычисления возраста; T_{corr} — вычисленный возраст, млн лет.

с. Бричаны у северной границы Молдовы; здесь в толще известняков, содержащих прослой пепла, В.Х. Рошкой собран и определен богатый комплекс моллюсков нижнего сармата: *Ervilia pussila trigonula* Sok., *Abra reflexa* (Eichw.), *Mastra* (*Sarmatimastra*) *eichwaldi* Lask., *Loripes niveus* (Eichw.), *Cerastoderma* (*Inaeguicostata*) *inopiawatum* (Grischk.), *Gibbula angulata* (Eichw.), *Terebralia lignitarum* (Eichw.), *Pirenella mitralis* (Eichw.), *Cerithium rubiginosum* Eichw., *Clavatula doderileini* (M. Hoern.), *Mohrensteria angulata* (Eichw.), *Hydrobia ventrosa* (Mtg.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.). Образец 61 — из керна скважины в районе с. Форладаны близ города Бендеры. Полученный радиометрический возраст образцов: 60 — 13,63±0,89 млн лет, 1с — 13,56±0,89 млн лет и 61 — 13,75±1,08 млн лет (табл. 1). Дубликат образца 1с был повторно датирован в лабораториях Пизанского института геохронологии и изотопной геохимии (Италия) и лаборатории геохронологии университета Кампинас (Бразилия); две полученные датировки — 13,90±1,22 и 12,55±1,33 млн лет (табл. 2)¹ с учетом трех наших дат показывают среднюю величину 13,45 млн лет. Добавим, что ранее образец пепла из разреза Бурсук был передан

¹Здесь и ниже в тексте все итальянские и бразильские датировки, выполненные при использовании константы $\lambda = 6,85 \cdot 10^{-17}$ лет⁻¹, приведены в пересчете на используемую нами константу $\lambda = 7,03 \cdot 10^{-17}$ лет⁻¹. Первичные радиометрические определения возраста итало-бразильской группы показаны в табл. 2.

Таблица 2

Результаты датирования, выполненного в лабораториях Пизы (Италия) и Кампинас (Бразилия)

Номер образца	P_s (ns)	P_i (ni)	$\Phi \times 10^{14}$	T_{ap}	$\frac{D_s}{D_i}$	$\frac{T_{ap}}{T_{corr}}$	S. %	T_{corr}^{1*}	T_{corr}^{2*}
14	10800 (231)	60900 (453)	6,15	6,71	0,788	0,665	10,5	$10,09 \pm 1,06$	$9,84 \pm 1,03$
7	10900 (219)	62400 (423)	6,15	6,59	0,825	0,72	10,6	$9,16 \pm 0,97$	$8,94 \pm 0,95$
7 ^{3*}	14700 (215)	94500 (391)	6,15	5,86	0,753	0,61	9,8	$9,61 \pm 0,94$	$9,38 \pm 0,92$
44	11900 (507)	17700	1,57	6,44	0,782	0,66	10,7	$9,7 \pm 1,04$	$9,52 \pm 1,02$
8a	12200 (309)	69000	6,15	6,70	0,825	0,72	9,9	$9,30 \pm 0,92$	$9,07 \pm 0,90$
32	11000 (391)	67200 (522)	6,15	6,17	0,790	0,665	9,4	$9,28 \pm 0,87$	$9,17 \pm 0,86$
18	13600 (127)	77800	6,15	6,63	0,795	0,64	12,9	$9,89 \pm 1,28$	$9,65 \pm 1,24$
8	13100 (256)	56100	6,15	8,81	0,800	0,68	11,1	$12,95 \pm 1,43$	$12,63 \pm 1,40$
1c	13800 (335)	74800	6,15	6,98	0,660	0,49	8,8	$14,25 \pm 1,25$	$13,90 \pm 1,22$
1c ^{3*}	13100 (201)	72900	6,15	6,81	0,690	0,53	10,6	$12,86 \pm 1,36$	$12,55 \pm 1,33$
1c4*	9500	26100	6,15	13,76	1	—	7,0	$13,76 \pm 0,96$	$13,42 \pm 0,94$

1* Датировки выполнены по константе $\lambda_f = 6,85 \times 10^{-17}$ лет⁻¹.2* Датировки, пересчитанные авторами с использованием константы $\lambda_f = 7,03 \times 10^{-17}$ лет⁻¹.

3* Для образцов 7 и 1с датирование выполнено итало-бразильской группой.

4* Возраст определен методом плато ($t = 250^\circ \text{C}$).

для датировок К-Аг методом в лабораторию Геологического института АН Грузии (Тбилиси). По предварительным данным М.М. Рубинштейна, его радиометрический возраст 14,0 млн лет [Paramonova et al., 1979].

Верхняя пачка волинского подъяруса представлена на северо-западе мелоподобными известняками и карбонатными глинами (относительно глубоководная фация); восточнее преобладают более мелко-водные осадки — известняки-ракушечники, известковистые песчаники и глины. Мощность 30—50 м. В обеих фациях почти повсеместно содержится большое количество тонких (1—5 см) прослоев пеплов и бентонитов, образцы которых к нам не поступали.

В породах бессарабского подъяруса выделяется полоса барьерных рифов, которая простирается меридионально через район Кишинева. Западнее и восточнее рифов разрез состоит снизу из толщи известняков, мергелей и диатомитов с прослоями вулканических пеплов и бентонитов, мощностью 20—30 м; выше залегает толща алевроитовых глин с прослоями известняков, песчаников и вулканических пеплов, общей мощностью от 270 м на западе до 90 м на востоке. Полоса рифов представлена двумя цепочками мшанково-нубекуляриево-водорослевых биогерм общей шириной 7—8 км и полосой пририфовых известняков.

Полученные от В.Х. Рошки четыре образца пепла отобраны из нижней части бессарабского подъяруса. Все они взяты из керна скважин, две из которых пробурены к западу от полосы рифов — скв. 7-М Булларда (обр. 65) и скв. 18 Улму (обр. 116) и две в полосе пририфовых фаций — скв. Горешаны (обр. 141) и скв. 034А Рашков (обр. 161). Положение прослоев пепла в самом основании бессарабского яруса обосновано находками фораминифер в скв. Улму [Бобринская, Куренкова, 1986] и моллюсков в скважинах Улму и Рашков. В.Х. Рошкой в скв. Улму 18 в толще с пеплами определены *Erwilia andrusovi* Koles, *Paphia noviculata* (R. Hoern.), *Musculus naviculoides* (Koles), *Cerastoderma* cf. *lithopodolicum* (Dub.), *C. ex. gr. pium* (Zhizh.), *C. plicatofittoni* (Sinz.), *Hybrobia pseudocaspia* Sinz. В скв. Рашков в известняках над пеплами определены среднесарматские *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Cerastoderma* cf. *politioanei* (Fekel.) *Hydrobia* cf. *andrusovi* (Fuchs.), а в таких же породах под пеплами: *Cerastoderma ex gr. obsoletum* (Eichw.), *Mastra pallasi* Bailly, *Paphia tricuspis* (Eichw.), *Hydrobia elongata* Eichw., *Acteocina lajonkaireans* (Bast.), *Gibbula* cf. *anglato-sarates* (Sinz.). Для образцов из пририфовых фаций характерно присутствие в пеплах раковинного детрита и бентосных фораминифер. Разрезы скважин и их положение на карте Молдовы приведены на рис. 1.

Радиометрический возраст образцов: 65 — $11,99 \pm 0,74$; 116 — $12,32 \pm 0,97$; 141 — $12,39 \pm 1,09$ и 161 — $13,66 \pm 1,11$ млн лет (см. табл. 1). Обращает на себя внимание то, что последняя датировка резко отличается от предыдущих и близка к датировкам пеплового горизонта в основании сармата. И хотя отличие в цифрах укладывается в величину допустимой погрешности (немного более 1 млн лет) и прослой охарактеризован фауной моллюсков, мы, учитывая высокое

качество датированных пеплов, оставляем за собой право предполагать, что в данном случае не исключена какая-то ошибка скорее в положении образца, чем в определении радиометрического возраста. При учете этого образца средний радиометрический возраст горизонта пепла (или основания бессарабского подъяруса) 12,60 млн лет, без учета этого образца — 12,24 млн лет. Последняя величина, как видно будет ниже, хорошо совпадает с датами по Керченско-Таманскому региону.

Верхи среднего и верхний сармат представлены в Закарпатье солончатководными и пресноводными осадками паннонского региояруса, а на большей части Молдовы континентальными отложениями, объединенными в балтскую свиту чередующихся песков и глин аллювиального и дельтового происхождения общей мощностью до 150 м. Нижняя граница свиты скользит по возрасту от верхов среднего сармата на севере до середины верхнего сармата на юге. Свита содержит остатки пресноводных моллюсков и кости наземных позвоночных. В литературе есть указание на находки в составе этих пород прослоев вулканических пеплов [Эберзин, Саянов, 1958; Хубка, 1967]. Известны прослои пеплов также в четвертичном аллювии.

Вопрос о происхождении пирокластического материала в общем виде решается достаточно однозначно: все очаги располагались во внутренних зонах Карпат. Как известно, они мигрировали во времени из внутренних зон к внешним и вдоль Карпатской дуги с запада на восток и на юг. Распределение в пространстве и состав пеплового материала не противоречат его карпатскому происхождению: в направлении от Закарпатья к Предкарпатыю и далее быстро сокращаются мощности прослоев, уменьшается грубость материала и одновременно увеличивается процентное содержание обломков вулканического стекла.

В ниже- и среднесарматских пеплах и туфах вулканическое стекло повсеместно кислое. Так, в перлитах Береговского района показатель преломления стекла $n = 1,492-1,500$, содержание $\text{SiO}_2 = 72,4-78,4\%$ [Малеев, 1965]; в пеплах Молдовы — $n = 1,498-1,501$, $\text{SiO}_2 = 70-72\%$; удельный вес стекла $2,30-2,36$ [Саянов, Перес, 1960]. По данным лаборатории ЮО ИОАН СССР, $n = 1,490-1,499$. Пеплы континентальных пород верхнего сармата, по данным Хубки [1967], содержат вулканическое стекло более основного состава, что вероятно, отвечает новому позднеорогенному этапу вулканизма.

КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКИЙ РЕГИОН

Керченско-Таманский регион интенсивно прогибался на протяжении почти всего неогена, и в его пределах соответственно располагаются самые полные разрезы почти всех региоярусов Восточного Паратетиса, многие из которых здесь и выделены. Прослои вулканических пеплов известны в породах сармата и мзотиса, соответственно мы будем рассматривать только эту часть разреза. В основу рассмотрения положены три наиболее подробно изученных разреза (рис. 2).

ископаемых исследованы моллюски (Л.С. Белокрыс), фораминиферы (Л.С. Майсурадзе), остракоды (Г.И. Корнишина), диатомовые (Г.Ф. Козыренко), нанофоссилии (А.С. Андреева-Григорович), споры и пыльца (Е.Н. Ананова и Н.О. Рыбакова); литология подробно описана Л.С. Белокрысом [1981], причем именно он обратил внимание на высокую пеплоносность толщи позднего сармата. Наши исследования позволили объединить этот разрез с обнажениями, описанными в свое время Н.И. Андрусовым на берегу Черного моря [Андрусов, 1961].

3. Сводный разрез юго-западной части Таманского полуострова, составленный из конкретных разрезов трех антиклиналей: Железного рога, горы Зеленского (мыс Панагия) и Попова Камня. Эти разрезы являются опорными для неогена Таманского полуострова и описаны неоднократно многими исследователями, начиная с Н.И. Андрусова.

Во всех разрезах региона в составе сармата и мзотиса выделяются следующие пять толщ: литологически однообразные глины раннего и средней части среднего сармата, известковистые породы среднего сармата, глины и диатомиты катерлезских слоев позднего сармата, горизонт с мшанковыми рифами (митридатские слои) позднего сармата и известняки или глины мзотиса.

Волынский подъярус и нижняя часть бессарабского подъяруса повсеместно в регионе сложены монотонной толщей серых, иногда песчанистых глин с тонкими прослоями алевролитов. Их мощность меняется от 150 м в районе балки Аджелъ до 600 м в районе мыса Коп-Тахиль; на Таманском полуострове средняя мощность около 200 м. Глины содержат фауну моллюсков, более обильную на западе, в мелководной части бассейна.

В разрезе балки Аджелъской среди глин этой толщи (обнажения в правом борту балки к северу от железной дороги) присутствует прослой вулканического пепла, замеченный впервые Г.А. Лычагиным во время геологической съемки в 1947 г. Мощность прослоя около 7 см, и он представлен породой, состоящей на 97% из обломков вулканического стекла, среди которых зерна песчаной размерности (более 0,1 мм) составляют до 80%. Непосредственно ниже прослоя нами собрана и Н.П. Парамоновой определена следующая фауна моллюсков: *Erwilia pusilla andrussovi* Koles., *Cerastoderma* (*Inaequicostata*) cf. *pium* (Zhizh.), *C.* (*Inaequicostata*) cf. *subfittoni* (Zhizh.), *Musculus sarmaticus* (Gat.). В подобных же черных глинах, перекрывающих слой пепла, собраны *Cerastoderma* (*Obsoletiforma*) cf. *obsoletum lithopodolicum* (Dub.), *Erwilia pusilla andrussovi* Koles. По данному комплексу моллюсков эти глины (ниже и выше пепла) относятся к збручским слоям, венчающим разрез нижнего сармата. В 7 м выше пеплов, в прослое песчанистого ракушечника, нами собраны и Н.П. Парамоновой определены *Raphia tricusps* (Eichw.), *R.* cf. *ponderosa* (Orb.), *Cerastoderma* (*Obsoletiforma*) cf. *gatuevi* Koles, что позволяет отнести эти породы уже к новомосковским слоям среднего сармата. Таким образом, пепловый горизонт (обр. 8) расположен почти в кровле нижнего сармата. Его радиометрический возраст $12,24 \pm 0,97$ млн лет (табл. 3). По

Таблица 3

**Результаты определения возраста вулканических пеплов
в Керченско-Таманском регионе**

Номер образца	$P_s (n_s)$	$P_i (n_i)$	$\Phi \times 10^{14}$	T_{ap}	$\frac{D_s}{D_i}$	$\frac{T_{ap}}{T_{corr}}$	$S, \%$	T_{corr}
14	10900 (227)	14100 (375)	1,405	6,52	0,866	0,69	9,31	9,45±0,88
7	11409 (789)	18600 (632)	1,405	5,17	0,762	0,54	6,74	9,57±0,59
44	15540 (440)	20169 (493)	1,405	6,50	0,844	0,66	7,89	9,85±0,79
8a	16619 (630)	16967 (638)	1,69	9,94	—	—	6,59	9,94±0,66
32	12843 (525)	19660 (653)	1,405	5,51	0,762	0,54	7,16	10,20±0,73
17	11482 (403)	20361 (744)	1,72	5,82	0,775	0,55	7,09	10,58±0,75
18	15353 (624)	19917 (641)	1,62	7,50	0,856	0,67	6,60	11,19±0,74
8	13828 (338)	13259 (627)	1,405	8,79	0,872	0,72	7,90	12,24±0,97

данным лаборатории Пизанского института геохронологии и изотопной геохимии (Италия) — $12,63 \pm 1,40$ млн лет (см. табл. 2). Средняя величина по двум определениям — 12,43 млн лет. В других разрезах на этом стратиграфическом уровне вулканических пород не обнаружено.

Верхняя часть бессарабского подъяруса содержит прослой известняков и отчетливо выделяется и в разрезе, и в рельефе. В краевой части прогиба, в разрезе по балке Аджель это 12-метровая пачка слоистых ракушечников и известковистых песчаников, состоящих из обломков раковин. В разрезе Коп-Такиль — 15-метровая пачка известковистых глин, мергелей и диатомитов. В основании пачки выделяется прослой со скоплением раковин, почти ракушечник. На Таманском полуострове (разрез мыса Панагия) это пачка переслаивания глин с плотными, иногда доломитизированными мергелями и диатомитами мощностью до 40 м. На обоих берегах пролива нижняя граница толщи очень отчетливая, а верхняя несколько размыта.

В разрезе мыса Панагия в составе толщи нами обнаружены два тонких (первые миллиметры) прослоя вулканического пепла. Оба они состоят из алевро-пелитовых по размеру частиц вулканического стекла с примесью глинистого материала. Для трекового метода порода оказалась непригодной. Л.С. Белокрыс указывает на присутствие нескольких еще более тонких прослоев пепла в составе этой толщи в разрезах Коп-Такиль и Подмаячное (крайний северо-восток Керченского полуострова).

Херсонский подъярус, катерлезские слои. Этот промежуток раз-

реза сложен преимущественно глинами, часто диатомовыми. Нижняя часть катерлезских слоев во всех разрезах содержит пакеты доломитизированных мергелей, диатомитов и трепела. Верхняя часть разреза почти чисто глинистая, иногда с прослоями трепела. С запада на восток от края прогиба к его середине довольно быстро увеличивается мощность от 30 м в балке Аджель до 170 м на Таманском полуострове, одновременно исчезают прослои карбонатных пород и меньше становится ископаемых моллюсков, которые представлены почти исключительно одним видом — *Mastra* (*Chersonimastra*) *caspia* Eichw., что свидетельствует о сильном опреснении бассейна.

В верхней части катерлезских слоев в нескольких метрах ниже рифов прослеживаются поверхности размыва. На западе Керченского полуострова в районе м. Казантип мы насчитали до 4 таких поверхностей, маркируемых ожелезнением, загипсованностью и небольшим скоплением известковой пыли, песка или галечника, иногда состоящего из галек мшанкового известняка. В двух из таких прослоев были обнаружены неопределимые косточки мелких млекопитающих, иногда в таких прослоях встречаются позвонки рыб. На мысе Коп-Такиль в верхах разреза катерлезских слоев прослежено два горизонта размыва. Нижний представлен толщей оолитового известняка, почти везде превращенного в брекчию из известковых плиток. Верхний ожелезнен и загипсован, он сопровождается прослоем известковых песков и галечника с обломками мшанкового известняка. Здесь также обнаружены косточки мелких животных. Есть слабо выраженные размывы и в разрезах Таманского полуострова.

Катерлезские слои Керченско-Таманского региона пеплоносны. Л.С. Белокрыс [1981] насчитал в разрезах Коп-Такиль и Подмаячное до 250 тонких прослоев пепла, вулканического стекла в которых обнаруживается только в шлифах. При осмотре обнажений мы опробовали только те 5—6 прослоев, которые имеют мощность более 5 мм и прослеживаются на десятки метров. Это белые, иногда желтоватые или розоватые за счет ожелезнения рыхлые породы; подошва прослоев обычно загипсована. Как правило, они сложены обломками вулканического стекла пелитовой размерности, примесь частиц более 0,1 мм ничтожна. В некоторых образцах присутствуют биотит, плагиоклаз и циркон.

Основная масса вулканического материала сосредоточена в нижней части разреза катерлезских слоев; в верхних 35 м тонкие прослои, по данным Л.С. Белокрыса, отсутствуют. Однако именно здесь располагается один прослой вулканического пепла песчаной размерности, описанный Н.И. Андрусовым свыше 80 лет назад [1911]. Этот прослой залегает между двумя горизонтами размыва всего в 6—8 м ниже подошвы митридатских слоев. Он прослежен на расстояние около 6 км вдоль побережья Черного моря. Мощность его меняется от нескольких сантиметров до 12 см. Порода почти нацело состоит из остроугольных обломков прозрачного вулканического стекла, размер частиц уменьшается снизу вверх, в подошве слоя есть небольшая примесь чешуек биотита (образцы 7 и 14).

Поскольку этот прослой вулканического пепла хорошо прослеживается по южному побережью полуострова, мы предприняли специальные поиски его во всех местах, где удастся наблюдать верхнюю часть катерлезских слоев. Так, прослой пепла обнаружен нами под митридатскими слоями в обнажении по балке Аджелской (обр. 8а) и в керне двух недалеко расположенных скважин. В скв. 32Г, пробуренной в крыле антиклинали, вулканический пепел (обр. 32) встречен в керне непосредственно ниже мшанкового рифа. В скв. 44, заложенной в осевой части синклинали, рифы отсутствуют, замещаясь глинами с прослоем известняковой брекчии из обломков мшанкового известняка и с косточками рыб. Прослой пепла (обр. 44) расположен в 2—3 м ниже костеносной брекчии.

Полученный нами средний радиометрический возраст по пяти указанным выше образцам — 9,75 млн лет. Дубликаты этих пяти образцов были переданы для контроля в лабораторию Пизанского института геохронологии и изотопной геохимии. Средний радиометрический возраст уже по десяти образцам — 9,6 млн лет. Конкретные результаты по всем образцам помещены в табл. 2 и 3.

В разрезах катерлезских слоев Таманского полуострова также содержится ряд прослоев вулканического пепла (см. рис. 2). Из них особого внимания заслуживают два: нижний (обр. 18), мощностью в 2—3 см, располагается в нижней части разреза, в 40 м от подошвы слоев, где с глинами чередуются пакеты тонкополосчатых доломитизированных мергелей. Он встречен на обоих крыльях антиклинали Попов Камень. Порода представлена вулканическим пеплом, состоящим почти нацело из обломков прозрачного вулканического стекла размером более 0,1 мм. В подошве пласта прослеживается слой гипса. Радиометрический возраст прослоя $11,19 \pm 0,74$ млн лет. Верхний прослой пепла (обр. 17) располагается на 70 м выше по разрезу и в 60 м ниже подошвы мшанкового рифа. Мощность его от 1,5 до 2 см, и для него характерно скопление в основании слоя чешуек биотита. Этот прослой выдержан на значительной площади Таманского полуострова, он легко узнается по скоплению биотита и может для этого района служить маркирующим горизонтом. Его радиометрический возраст $10,58 \pm 0,75$ млн лет.

Митридатские слои херсонского подъяруса представлены массивными телами рифовых построек, состоящих из одного вида мшанок — мембранипор. Именно эта часть разреза неогена определяет специфику рельефа региона с его грядами и причудливыми скальными выходами. Рифовые постройки формировались в виде цепочек на бортах растущих антиклиналей. Размер построек существенно меняется с запада на восток. На северо-западе массивы, сливаясь, образуют почти сплошные кольцевые хребты. В балке Аджелской мощность рифового тела более 20 м. Восточнее массивы становятся меньше, размеры их измеряются метрами и они уже не сливаются, а образуют разрозненные цепочки. Наконец, рифы совсем исчезают в центре прогиба на Таманском полуострове к востоку от мыса Панагия. Так же отсутствуют, замещаясь глинами, известковые тела в ядрах синклиналей, что доказано бурением. Маломощная пачка глин, заме-

щающих рифы, трудно отделяется как от катерлезских слоев, так и от вышележащих глин мзотиса.

Многие исследователи относят митридатские слои уже к мзотису, выделяя их в нижнемзотический подъярус. Следом за группой палеонтологов [Раманова и др., 1979] мы считаем их сарматскими, что находится в согласии с представлениями Н.И. Андрусова, выделившего мзотический ярус. Мембранипоровые рифы формировались в сильно опресненном бассейне, почти лишенном фауны, и этим они связаны с нижележащими катерлезскими слоями. Мзотис же начинается с трансгрессии богатого фауной солоноватоводного бассейна.

Пепловые прослои в породах митридатских слоев не известны.

Мзотический ярус. Породы мзотиса залегают на бортах антиклиналей Керченского полуострова, как правило, трансгрессивно, облекая рифы или прислоняясь к ним. Они представлены ракушечными и детритусовыми известняками с прослоями мергелей и глин, с богатым набором солоноватоводных моллюсков. В центральных частях синклиналей и в центральной части всего прогиба на Таманском полуострове несогласия в основании мзотиса нет и породы яруса представлены глинами с прослоями мергелей и с редкими и мало-мощными прослоями ракушечника. В разрезе мыса Железный Рог — в центральной части Керченско-Таманского прогиба — присутствуют пачки и прослои диатомовых глин и трепела. Мощность известняковой фации измеряется первым десятком метров, глинистой фации — от 45 (скв. 44) на Керченском полуострове до 330 м на Таманском полуострове.

В разрезе мыса Железный Рог на Таманском полуострове в породах верхнего мзотиса Н.И. Андрусов в 1906 г. описал прослой вулканического пепла [Андрусов, 1961], который прослежен нами на расстояние в несколько десятков метров и обнаружен также на другом крыле той же синклинали. Мощность прослоя до 5 м. Он сложен в основном частицами менее 0,1 мм, местами сильно пиритизирован, в связи с чем окрашен в серо-голубой цвет. Минералогический анализ показал повышенное содержание калиевого полевого шпата. Из собранных образцов нам не удалось извлечь обломков вулканического стекла достаточного размера и в достаточном количестве для датирования методом треков, хотя, судя по описанию Н.И. Андрусова, изученные им разности такие обломки содержат. Поэтому не исключено, что со временем вскроется участок пласта, более благоприятный для опробования (эти обнажения в связи с наступлением моря постоянно обновляются).

В вышележащих слоях неогена Керченского и Таманского полуостровов пеплы не известны. Есть только указание на то, что в породах пантикапейского горизонта киммерийского яруса в разрезе Камыш-Бурун прослои бентонитовых глин содержат аутигенные каолиновые минералы, что трактуется как результат девитрификации вулканического стекла [Лебедев, 1969].

Пеплы Керченско-Таманского региона все витрокластические, что естественно для района, удаленного от вулканических очагов на многие сотни километров. Здесь выделяются пепловые прослои двух ти-

пов: тонкие, состоящие из материала пелитовой размерности, и более мощные (до 12 см) со значительным содержанием зерен песчаной размерности. Первые встречаются по всему разрезу сармата, начиная от верхов нижнего подъяруса и кончая кровлей катерлезских слоев верхнего подъяруса. Все они близки по составу и характеризуются, по данным Л.С. Белокрыса [1981], показателем преломления стекла $n=1,510-1,525$ и содержанием SiO_2 64,7—67,7%. По нашим данным, соответственно 1,506—1,512 и 62,54—62,97%. По данным лаборатории ЮО ИОАН СССР, $n=1,500-1,507$. В прослоях второго типа, которые присутствуют на трех уровнях, стекло несколько более кислое по составу: $n=1,498-1,500$ и содержание SiO_2 68,35—70,17%; по данным лаборатории ЮО ИОАН СССР, $n=1,494-1,495$; содержание SiO_2 68,28—71,64%.

Сходство состава пепловых прослоев обоих типов по всему разрезу сармата Керченско-Таманского региона допускает существование единого постоянно действующего источника, отвечающего одному крупному этапу кислого вулканизма, длившемуся около 3 млн лет. Внутри этого этапа были, возможно, циклы меньшего порядка, что нашло отражение в чередовании прослоев пеплов двух разных типов.

Данные петрографии не дают прямых указаний на источник пирокластического материала, но единство всего сарматского комплекса с максимумом кислого вулканизма в позднем сармате исключает Центральное Закарпатье (т.е. украинскую и венгерскую части Закарпатья), где в это время (11—10 млн лет назад) начался уже другой, существенно отличный по составу лав вулканический цикл.

Возможно, что в Южном Закарпатье в пределах Румынии сарматский вулканический цикл с господством кислого вулканизма был более продолжительным и распространялся на весь поздний сармат или, что то же, на ранний паннон (данные о радиометрическом возрасте вулканитов здесь недостаточны). В таком случае эта область могла быть источником керченско-таманских пеплов. Не исключен также южный источник, т.е. вулканические очаги Турции.

Л.С. Белокрис [1981] полагает на основании сходства данных химических анализов, что источником керченских пеплов является вулканическая область на юге Грузии. Нам это представляется наименее вероятным, потому что, во-первых, повсюду в области Тетиса и Паратетиса в неогене ореолы распространения вулканических пород отражают господство ветров западных и юго-западных румбов, а отнюдь не восточных, и на западе Грузии пеплы в разрезах сармата не известны. Во-вторых, данные радиометрии, о которых мы скажем ниже, свидетельствуют о более молодом возрасте южногрузинского очага, активность которого проявилась только в самом конце позднего сармата и продолжалась в мзотисе и понте.

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ВОСТОЧНОЕ ЗАКАВКАЗЬЕ (Восточная Грузия и Азербайджан)

В этом регионе вулканические пеплы известны по литературе на протяжении почти всего разреза неогена, начиная с верхней части майкопской серии, т.е. с нижнего миоцена. Судя по описаниям, прослой из нижнего миоцена вряд ли подходят для датирования трековым методом, слишком они тонки и плотны. То же можно сказать и про прослой пепла в породах конкского яруса, описанные В.В. Вебером [1935] в Кобыстане. Образцы пеплов, пригодных для радиометрического датирования, удалось получить только для верхней части разреза кайнозоя начиная с верхнего сармата и вплоть до плейстоцена. Соответственно описание разреза мы начнем с сармата.

В середине сарматского века в закавказской части Восточного Паратетиса произошла существенная перестройка палеогеографической обстановки: если в раннем сармате и в начале среднего сармата здесь, как и раньше, был широкий морской пролив, то во второй половине среднего сармата в центральной части Закавказья сформировалась сухопутная перемычка и все последующие трансгрессии наступали с востока. Периодическая связь Черноморского (Эвксинского) и Каспийского бассейнов осуществлялась теперь только через Предкавказье.

Отложения нижнего сармата в Восточной Грузии и Западном Азербайджане представлены в центре пролива глубокоководными мергелистыми глинами мощностью до 200 м; в направлении к бортам глины частично замещаются грубообломочными осадками, что связано с влиянием поднятий Большого и Малого Кавказа; в центре Закавказья, в районе будущей перемычки, развиты мелкоководные фации — известняки-ракушечники и детритусовые песчаники.

В среднем сармате на западе Среднекуринской впадины отлагались пестроцветные породы континентального происхождения, которые в направлении на восток постепенно замещаются известковыми песчаниками с криптомактрами, а затем и глубокоководными глинами.

Верхний сармат, особенно его верхняя часть, уже на протяжении почти всей Среднекуринской впадины представлен пестроцветами; морские мелкоководные фации появляются только на востоке Южной Кахетии. На склоне Большого Кавказа в Картлинской впадине верхний сармат представлен нижней частью мощной толщи грубообломочных осадков континентального происхождения (нахорская свита).

Прослой вулканических пеплов в этой части Закавказья известны по литературе в континентальных отложениях среднего сармата на западе синклинали Удабно, в криптомактровых слоях в хр. Эйлар-оуги (западнее с. Кясамен, правобережье р. Иори), в ядре антиклинали в районе горы Кушкуна, в пестроцветах верхнего сармата в центральной части синклинали Удабно, а также в нижней части нахорской свиты, где описан прослой пепла мощностью до 3 м. Нами опробованы прослой в синклинали Удабно. Они оказались непри-

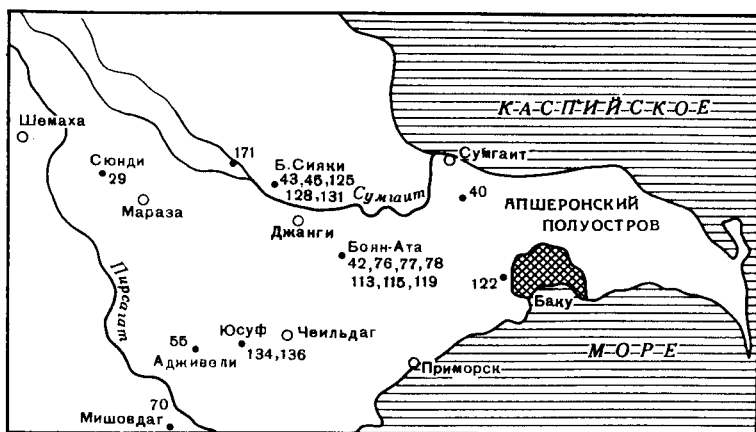


Рис. 3. Схема расположения точек опробования в разрезах мезотиса и понта

годными для датирования трековым методом, так как не содержат зерен прозрачного вулканического стекла нужной размерности.

В Восточном Закавказье и на Апшеронском полуострове к сарматскому ярусу относится средняя часть литологически единой диатомовой серии, сложенной преимущественно глинами часто диатомовыми с прослоями доломитов, доломитовых брекчий и реже песчаников и мергелей. Часть разреза серии, отвечающей сармату, выделена под названием ахудагской свиты. Она сложена зеленовато-серыми глинами с прослоями мергелей, доломитовых брекчий и песчаников; ее мощность в Кыбистане около 300 м, на Апшеронском полуострове — порядка 100 м.

Разрез ахудагской свиты, в котором содержится прослой вулканического пепла, мы охарактеризуем несколько подробнее. Он вскрывается крутым оврагом, впадающим в р. Чикильчай (один из истоков р. Сумгаит) (рис. 3). Река перерезает здесь северо-западное периклинальное окончание синклинали горы Малые Сияки. Разрез подробно описан Н.С. Шатским и В.В. Вебером [1931]. Ахудагская свита может быть разделена на две части: внизу — серые глины с тонкими прослоями плотных мергелей и редкими, очень тонкими пропластками диатомитов и сланцевых глин с остатками рыб; мощность 160 м. В верхней части разреза среди глин появляются прослой песков и песчаников с редкой галькой и присутствует один пласт конгломерата, состоящий из галек песчаников и мергелей, сцементированных ожелезненным песком, мощностью в 1,5 м. Мощность верхней части разреза около 100 м. В данном разрезе определимых остатков фауны не обнаружено. Однако в других близлежащих разрезах в пачке пород, обогащенных песками, были обнаружены *Mastra* (*Chersonimastra*) *caspia* Eichw. и *Mastra* aff. *bulgarica* Toul., что позволяет эту часть разреза относить к верхнему сармату [Шатский, Вебер, 1931]. В самой верхней части песчаной толщи залегает пласт вулканического пепла общей мощностью 2,5 м. Он состоит из серии сближенных

Таблица 4
Результаты определения возраста вулканических пеплов
Центрального и Восточного Закавказья

Номер образца	$P_s (n_s)$	$P_i (n_i)$	$\Phi \times 10^{14}$	T_{ap}	$\frac{D_i}{D_s}$	$\frac{T_{ap}}{T_{corr}}$	$S, \%$	T_{corr}
73	1054 (92)	20744 (442)	1,59	0,52	0,942	0,84	11,96	0,602±0,072
52	1354 (101)	15647 (631)	1,19	0,730	0,910	0,77	11,56	0,950±0,110
71	1482 (114)	19162 (615)	1,62	0,752	0,919	0,78	10,78	0,964±0,104
56	1543 (103)	14299 (627)	1,62	1,05	—	—	11,42	1,05±0,12
70	1465 (104)	15034 (614)	1,62	0,948	0,974	0,91	10,00	1,05±0,12
21	3789 (269)	22207 (633)	1,51	1,55	0,940	0,83	8,02	1,87±0,15
22	3864 (282)	20182 (558)	1,50	1,72	0,920	0,79	8,26	2,18±0,18
122/7	5319 (180)	97318 (654)	4,85	1,59	0,831	0,63	9,36	2,52±0,24
23	5096 (96)	23356 (626)	1,49	1,95	0,910	0,77	9,48	2,53±0,20
20	6109 (257)	26736 (652)	1,52	2,08	0,886	0,72	8,33	2,88±0,24
108	3736 (130)	60304 (634)	4,84	1,80	0,802	0,59	10,46	3,05±0,32
122/3	4882 (129)	96272 (701)	4,84	1,47	0,679	0,44	10,41	3,34±0,35
68	8270 (39)	82306 (494)	4,82	2,91	0,767	0,56	17,13	5,19±0,89
78	9778 (202)	99072 (674)	4,78	2,83	0,725	0,485	9,01	5,84±0,53
119	8363 (286)	91973 (717)	4,76	2,60	0,686	0,44	8,10	5,91±0,48
113	11016 (300)	105067 (934)	4,77	3,00	0,740	0,50	7,79	6,00±0,47
76	105049 (319)	82988 (660)	4,74	3,62	0,800	0,59	7,95	6,13±0,49
77	9066 (289)	89125 (912)	4,76	2,91	0,713	0,47	7,89	6,20±0,49
42	5180 (309)	65550 (654)	0,933	4,48	0,874	0,71	6,89	6,31±0,43
42/1	7496 (238)	98630 (644)	0,924	4,22	0,847	0,657	7,58	6,42±0,49
42/2	5796 (207)	59650 (601)	4,76	2,78	0,680	0,43	9,04	6,47±0,59
29	11174 (321)	15186 (771)	0,989	4,37	0,825	0,635	0,64	6,88±0,46
136	11515 (291)	113582 (644)	4,80	2,94	0,670	0,42	8,16	7,00±0,57

Таблица 4 (окончание)

Номер образца	$P_s (n_s)$	$P_i (n_i)$	$\Phi \times 10^{14}$	T_{ap}	$\frac{D_s}{D_i}$	$\frac{T_{ap}}{T_{corr}}$	$S, \%$	T_{corr}
55	10226 (289)	1784 (447)	1,405	5,02	0,876	0,71	8,49	7,07±0,60
50	9200 (260)	2647 (626)	1,71	3,57	0,736	0,50	8,12	7,14±0,58
134	9556 (301)	82078 (701)	4,79	3,35	0,712	0,465	8,01	7,21±0,58
40/3	10066 (104)	12942 (1033)	0,961	4,49	0,814	0,605	10,29	7,42±0,76
43/4	9671 (386)	11706 (956)	0,902	4,47	0,788	0,569	6,13	7,86±0,50
131	8175 (318)	57352 (690)	4,72	4,04	0,724	0,49	7,92	8,24±0,65
45/2	8374 (336)	8148 (1215)	1,014	7,84	0,965	0,88	9,17	8,91±0,82
128	9091 (315)	62624 (679)	4,73	4,12	0,690	0,445	7,95	9,26±0,74
171/1	5372 (205)	54548 (659)	4,71	2,78	0,552	0,30	8,98	9,27±0,84
171	5441 (208)	57908 (634)	4,70	2,65	0,524	0,28	8,97	9,46±0,85
125	13979 (311)	76747 (632)	4,71	5,15	0,763	0,54	8,04	9,54±0,77
142	21996 (272)	105170 (665)	1,029	12,92	0,843	0,65	7,24	19,9±1,4

прослоев, иногда разделенных тонкими пропластками глин. Наиболее грубозернистые разности приурочены к средней части пласта (обр. 171). Есть зерна песчаной размерности и в верхней части пласта (обр. 171/1). Все породы рыхлы, легко рассыпаются. Вулканическое стекло в обоих образцах представлено обломками крупных и сравнительно толсто-стенных пузырей; оно слабо замутнено. Показатель преломления 1,493—1,495. Радиометрический возраст образцов: 171 — 9,46±0,85; 171/1 — 9,27±0,84 млн лет (табл. 4). Выше прослая пепла залегает толща глин с диатомитами, переходных по типу к глинам вышележащей бюргутской свиты мзотиса. По-видимому, к этой части разреза или к верхам ахудагской свиты (при плохой обнаженности и монотонности разреза определить точно не удастся) относятся два нижних прослая пепла в разрезе Большие Сяйки (см. ниже). Радиометрический возраст обр. 125 9,54±0,77 млн лет близок к таковым из разреза Чикильчай и вместе вся эта группа из 3 определений позволяет датировать переход от сармата к мзотису в Восточном Азербайджане 9,5±0,3 млн лет.

Мзотис на западе рассматриваемого региона — в Картлинской и Среднекуринской впадинах представлен грубообломочными континентальными породами нижней части душетской и ширакской свит, мощность которых измеряется сотнями метров и даже километрами.

Отнесение этих свит к мзотису и понту опирается, помимо положения в разрезе между верхним сарматом и акчагылом, также на находки остатков наземных позвоночных, пресноводных моллюсков и отпечатков растений.

В обеих свитах содержатся прослои пирокластических пород, иногда довольно мощные. Обычно они приурочены к средней части свит, что примерно соответствует границе мзотиса и понта. В районе Удабно (Восточная Грузия) в средней части ширакской свиты нами опробован трехметровый пласт туфогравелита. Он, как оказалось, целиком состоит из обломков литокластического туфа, и зерна прозрачного вулканического стекла в нем не обнаружены. Более удачным оказался образец, предоставленный нам В.М. Трубихиным, взятый на левобережье р. Иори (район с. Кясамен) приблизительно на том же стратиграфическом уровне. Порода представлена грубозернистым пеплом, содержащим большое количество обломков вулканического стекла (обр. 50). Его радиометрический возраст $7,14 \pm 0,58$ млн лет.

В Восточном Азербайджане отложения мзотиса представлены верхней частью диатомовой серии, выделенной под названием бюргутской свиты. Она сложена толщей легких глин и листоватых диатомитов. В ее основании в Кобыстане иногда отмечается несогласие и прослеживается пласт доломитовой брекчии, достигающий мощности в несколько десятков метров. Менее мощные прослои доломитов, доломитовых брекчий и охристых мергелей встречаются и выше по разрезу. В северной полосе Кобыстана в нижней части разреза прослеживается один или несколько горизонтов оолитового известняка с галькой и с остатками фауны моллюсков нижнего мзотиса. В частности, В.В. Вебер [Шатский, Вебер, 1931] указывает следующие виды: *Ervilia minuta* Sinz., *Vencrupis abichi* Andrus., *Cardium mitharidatus* Andrus. Во многих местах Кобыстана и Апшеронского полуострова в связи с трансгрессивным залеганием понтических пород верхний мзотис или по крайней мере его верхние слои отсутствуют; только на юге Кобыстана в борту Нижнекуринской впадины, где развиты глубоководные глинистые фации, перерыва между мзотисом и понтом нет, но скудость остатков фауны при монотонности разреза не позволяет провести эту границу точно. Мощность пород мзотиса в Кобыстане достигает 500 м, на Апшеронском полуострове — 230 м.

Породы мзотиса в этом регионе содержат прослои вулканических пеплов, известные по литературе во многих разрезах. Нам удалось опробовать три из них. Первый разрез расположен на юго-западном склоне горы Большие Сяки в северном Кобыстане. Здесь в оврагах, прорезающих подножие горы, вскрывается толща бурых легких глин и листоватых диатомитов с тонкими прослоями охристо-желтых мергелей мощностью около 250 м. Толща отнесена В.В. Вебером [Шатский, Вебер, 1931] к мзотису по аналогии с другими разрезами, содержащими скудную фауну моллюсков. Кровлей разреза служит поверхность размыва в основании понта. По данным В.В. Вебера [1935], в базальтовом горизонте понта местами в этом районе

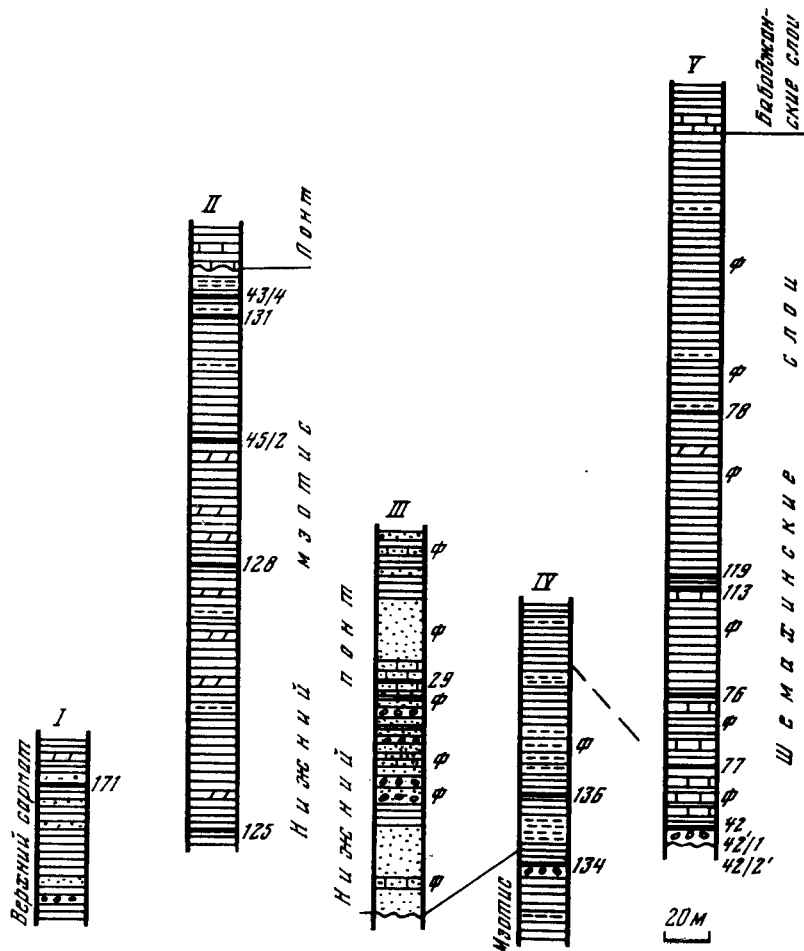


Рис. 4. Положение прослоев вулканического пепла в разрезах мэотиса (I, II) и понта (III—V) Восточного Азербайджана

I — Чикильчай, II — Большие Сияки, III — Сюнди, IV — Юсуф, V — Боян-Ата

обнаружены гальки известняков с остатками *Congerina panticarpa* Andrus, характерной формы верхнего мэотиса. Следовательно, верхний мэотис или полностью, или частично размыт, и весь или почти весь разрез должен быть отнесен к нижнему мэотису.

На протяжении разреза в разных ручьях выявлено до десяти прослоев вулканических пеплов мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м. Пять из них оказались вполне благоприятными для датирования. Их расположение на разрезе приведено на рис. 4. Нижние прослои пеплов приурочены, по-видимому, к толще, переходной к сармату. Все пеплы рыхлые, легко дезинтегрируются при замачивании. Стекло кислое по составу: показатель прелом-

ления от 1,486 до 1,498. Радиометрический возраст снизу вверх по разрезу: 125 — $9,54 \pm 0,77$ млн лет; 128 — $9,26 \pm 0,74$; 45/2 — $8,91 \pm 0,82$; 131 — $8,24 \pm 0,65$; 43/4 — $7,86 \pm 0,50$ млн лет.

Второй разрез расположен в искусственной выемке на северо-восточном крыле антиклинали Джайранбатан (запад Апшеронского полуострова, вблизи дороги Баку—Сумгаит). Здесь на протяжении выхода верхней части диатомовой серии (15 м видимой мощности), сложенной легкими глинами и диатомитами, обнаружено 11 тонких прослоев вулканического пепла. Понтические осадки залегают на породах мзотиса без видимого перерыва, так что возможный скрытый перерыв вряд ли значителен. Это позволяет нам предполагать, что обследованная часть разреза относится к позднему мзотису, хотя остатков фауны здесь не обнаружено. Все прослои оказались сложенными очень тонкими обломками вулканического стекла, и только один из них (40/3) содержит зерна песчаной размерности, $n=1,494$. Его радиометрический возраст $7,42 \pm 0,76$ млн лет.

Наконец, нами датирован прослой пепла (обр. 134) из самой верхней части мзотиса в разрезе Юсуф, радиометрический возраст которого $7,21 \pm 0,58$ млн лет.

Понт. В западной части рассматриваемого региона (Западный Азербайджан и Восточная Грузия) к понтическому ярусу отнесена верхняя часть грубообломочных пород континентального происхождения душетской и ширакской свит. В Восточном Азербайджане понт представлен морскими отложениями, которые почти везде, за исключением Нижнекуринской впадины и ее бортов, залегают трансгрессивно. На большей части Кобыстана в основании понта наблюдается не только стратиграфическое, но и угловое несогласие, а местами это несогласие осложнено одной или несколькими поверхностями тектонического срыва и напользания.

В составе понтических отложений Восточного Азербайджана обычно выделяются три подъяруса или горизонта. Нижний отвечает по фауне новороссийскому подъярусу Черноморского региона, средний и верхний содержат своеобразную фауну, и поэтому им приданы местные наименования — шемахинских [Векилов, 1962] и бабаджанских [Андрусов, 1961] слоев. Согласно современным схемам [Невесская и др., 1984] они вместе отвечают верхнепонтическому подъярусу Эвксинского региона; допускается, что бабаджанские слои в своей верхней части являются аналогами низов киммерия.

Выделены две фации морских отложений понта Азербайджана: относительно глубоководная на юге и на востоке и мелководная на северо-западе. Глубоководный тип разреза представлен слабо известковистыми глинами. На юге Кобыстана (северный склон Куринской впадины) в разрезах Адживели и Юсуф (см. рис. 4) перерыв в основании понта отсутствует и граница с мзотисом проводится по литологическим признакам условно в толще глин, лишенных фауны. Вблизи границы в обоих разрезах прослеживается прослой рыхлого вулканического пепла мощностью в 10 см, состоящего из обломков кислого вулканического стекла $n=1,494-1,495$. Радиометрический возраст прослоя пепла в разрезе Адживели (обр. 55) $7,07 \pm 0,60$ млн лет,

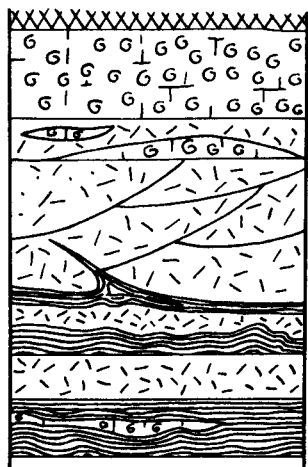


Рис. 5. Обнажение Сюнди (образец 29)

1 — известняки-ракушечники, 2 — вулканический пепел грубый, 3 — вулканический пепел тонкий, 4 — глины, 5 — косая слоистость

в разрезе Юсуф (обр. 134) $7,21 \pm 0,58$ млн лет.

В нескольких метрах выше в разрезе Юсуф, располагается пачка мощностью в 10 м, содержащая 7 прослоев вулканического пепла мощностью от 5 до 15 см. Эта пачка хорошо прослеживается по простираннию, выделяясь на склонах среди серых глин ярко-белой полосой. Некоторые из этих прослоев отличаются высоким содержа-

нием биотита, во всех случаях крупной фракции вулканического стекла здесь не обнаружено. Выше этой пачки, в 10—15 м, залегает пласт рыхлого вулканического пепла мощностью 20 см с размером зерен, позволяющим провести датирование. Радиометрический возраст этого пепла (обр. 136) $7,00 \pm 0,57$ млн лет. Н.С. Шатский и В.В. Вебер [1931] указывают на присутствие в этой части разреза раковин *Paradasna abichi* и *Monodasna*, которые в глубоководной фации встречаются как в нижнем, так и в нижней части верхнего понта (шемахинские слои).

Другой разрез понта глубоководного типа мы наблюдали на Апшеронском полуострове на северном крыле антиклинали Джайранбатан на продолжении уже упомянутого разреза мзотиса. Этот разрез является, по-видимому, полным аналогом описанного Б.Г. Векиловым [1962] разреза понта на крыле антиклинали Джорат, на территории которой сейчас расположены новостройки города Сумгаит. На протяжении 40 м разреза мы проследили пять прослоев вулканического пепла, но все они оказались сложенными очень тонким материалом, и подходящих для датирования зерен вулканического стекла собрать не удалось.

Мелководный тип разреза лучше всего представлен в ущелье Сюнди в окрестностях с. Маразы. Отложения понта здесь залегают в виде тектонической или гравитационной пластины или скорее серии пластин на породах от верхнего эоцена до верхов диатомовой серии. Одна из таких пластин целиком состоит из пород нижнего понта, разрез которых мощностью в 185 м подробно описан Б.Г. Векиловым [1962] и любезно продемонстрирован нам сотрудником ГИНа АН АзССР М. Набиевым. Толща сложена преимущественно обломочными породами — песками и песчаниками, переслаивающимися с песчанистыми глинами. В средней части разреза залегает прослой белого вулканического пепла мощностью около 3 м. По всему разрезу, в том числе в самом прослое пепла, встречаются много-

численные раковины моллюсков, среди которых почти повсеместно присутствует типичный представитель новороссийского подъяруса понта *Parvivenus widhalmi* Sinz.

Пласт пепла (обр. 29) состоит из серии сближенных слоев, разделенных тонкими, иногда выклинивающимися слоями глины, осложненными текстурами течения. Наиболее грубый материал — рыхлый вулканический песок — приурочен к верху пласта. Здесь наблюдается косая и линзовидная слоистость и скопление раковин моллюсков (рис. 5). Вулканический пепел почти целиком состоит из обломков прозрачного вулканического стекла, $n=1,494-1,498$. Радиометрический возраст $6,89 \pm 0,46$ млн лет.

Шемахинские слои в районе с. Сюнди представлены толщей песчаных глин с прослоями рыхлых песчаников и ракушечников мощностью 75 м. В верхней части этого горизонта описан прослой пепла мощностью 2 м. Современные условия обнаженности не позволили нам его обнаружить. Основным разрезом шемахинских слоев для нас послужил сводный разрез, составленный по двум крыльям синклинали южного склона г. Боян-Ата в Центральном Кобыстане (40 км к западу от Баку). Разрез на южном крыле описан В.В. Вебером [1935], и им же проведены сборы и анализ фаунистических остатков. На рис. 5 этот разрез дополнен данными по северному крылу той же синклинали.

К шемахинским слоям отнесены две пачки. Нижняя трансгрессивно залегает на породах конкского яруса и представлена карбонатными глинами с прослоями детритусового известняка, ее мощность около 100 м. В ней В.В. Вебером найдены и определены *Congerina subcarinata* Desh., *Dressensia anisoconcha* Andrus, *Didacna* aff. *planicostata* Desh., *D. ex. gr. subcarinata* Desh., *D. aff. lutrae* Andrus, *Prosodacna schirvanica* Andrus, *Melanopsis bonelli* Sism., *M. cf. mitraeformis* Andrus., *M. ex. gr. onusta* Salba. Верхняя пачка сложена карбонатными глинами, ее мощность 230 м. Тем же автором в ней собраны и определены *Congerina* sp., *Limno cardium* sp., *Didacna ex. gr. incerta* Desh., *Monodacna* aff. *subdentata* Desh., *Paradacna abichi* Hörn., *Valenciennesia* sp., *Zagrabica* aff. *carinata* Andrus.

Описанные толщи содержат 10 прослоев вулканического пепла, из которых 6 нам удалось датировать. Пеплы чисто-белые, рыхлые. Большая часть их сложена обломками прозрачного вулканического стекла плеватой и песчаной размерности, $n=1,492-1,498$. Следует отметить четвертый снизу прослой общей мощностью 1,1 м (обр. 113), состоящий из многочисленных слоев чистого вулканического пепла и глины с примесью тонких частиц вулканического стекла. Три слоя пепла на разных уровнях содержат обломки стекла песчаной размерности, причем самый грубый по материалу слоев мощностью в 50 см приурочен к средней части всего пакета.

Радиометрический возраст пеплов из шемахинских слоев укладывается в промежуток времени от 6,4 до 5,84 млн лет. Нижний прослой прослежен на протяжении нескольких километров и датирован трижды: обр. 42 — $6,31 \pm 0,43$ млн лет., обр. 42/1 — $6,42 \pm 0,49$ и обр. 42/2 — $6,47 \pm 0,59$, среднее значение — 6,4 млн лет. Выше последовательно один за другим (см. рис. 4) датированы: обр. 77 — $6,20 \pm 0,49$ млн лет,

обр. 76 — $6,13 \pm 0,49$, обр. 113 — $6,0 \pm 0,47$, обр. 119 — $5,91 \pm 0,48$ и обр. 78 — $5,84 \pm 0,53$ млн лет. Выше верхнего датированного прослоя пепла располагаются еще около 100 м фаунистически охарактеризованных осадков шемахинских слоев, что позволяет путем подсчета скорости осадконакопления датировать кровлю этих слоев приблизительно к 5,6 млн лет.

Верхние, бабаджанские слои понта представлены в самой мелководной фации в разрезах Сюнди толщей органогенных известняков мощностью более 400 м. В других разрезах также присутствуют прослои органогенных известняков, но преобладающей породой является карбонатная глина. Слои характеризуются богатой своеобразной фауной моллюсков. По данным Б.Г. Векилова [1962], в двух разрезах этого типа — в разрезе Сюнди и в разрезе Бабаджан — бабаджанские слои содержат прослои вулканического пепла. В разрезе Сюнди нам их обнаружить не удалось. В самой верхней части разреза горы Бабаджан (стратотип слоев) на том уровне, где описан прослой пепла, мы обнаружили прослой песка, состоящего из зерен гипса с очень небольшой примесью обломков вулканического стекла, недостаточной для датирования. Единственный датированный образец пепла из бабаджанских слоев взят нами ниже с. Чаханлы западнее с. Сюнди в оплывшем блоке, расположенном между выходами карбонатных глин эоцена и массивными известняками бабаджанских слоев понта. В образце пепла присутствуют переотложенные эоценовые фораминиферы. Радиометрический возраст образца (68) $5,19 \pm 0,89$ млн лет.

Вулканические пеплы мзотиса и понта Восточного Закавказья составляют, на наш взгляд, единый комплекс кислых пород. Почти все они рыхлы, легко дезинтегрируются, отличаются сравнительно высоким содержанием вулканического стекла с $n=1,492$ до 1,498, что соответствует содержанию SiO_2 более 70%. Несмотря на известные различия, в разных прослоях по составу материала, размерности и по форме обломков вулканического стекла устанавливается некоторая общность пород. В частности, только в этой группе пеплов, причем и в мзотисе, и в понте, встречаются такие образования, как "живые пузырьки" — подвижные пузырьки газа в обломках вулканического стекла. На протяжении разреза, отвечающего промежутку времени приблизительно в 3 млн лет, насчитывается в общей сложности до 20 прослоев пепла, что свидетельствует о постоянно действующих вулканических очагах. Особенности распространения, состав, изменения мощностей прослоев и размерности обломков — все это позволяет связывать эту группу пеплов с кислыми вулканами, слагающими большие пространства в Восточной Турции, Южной Грузии.

Над отложениями понта почти повсеместно как в Азербайджане, так и в Туркмении располагается мощный комплекс континентальных и пресноводных осадков, лишенных морской фауны, — основной коллектор азербайджанской и туркменской нефти (продуктивная толща в Азербайджане и красноцветная толща в Туркмении). В Центральном Закавказье к этому же возрасту условно относится верхняя часть предакчагыльских континентальных грубообломочных отложений — красноколюдская свита. Мощность продуктивной толщи на Апшерон-

ском полуострове до 1300 м, в Кобыстане — до 1000 м, в нижнем течении Куры — до 3000—3500 м. Это преимущественно пески, иногда с гравием, супеси, суглинки и глины с нечеткой слоистостью и местами пестроцветные (красные и бурые тона). Пески обычно преобладают в средней части разреза. На разных площадях в составе толщ выделяются от трех до шести местных свит. Иногда вся толща именуется балаханской свитой, однако на Апшеронском полуострове под этим названием известна только одна из шести свит в составе продуктивной толщи.

Продуктивная толща не содержит руководящей фауны. Ее возраст определяется стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными понтом и акчагылом, сама же толща грубо сопоставляется с киммерием черноморского бассейна. Однако литологические границы этой толщи, по-видимому, не соответствуют границам регионов. Наши данные позволяют предположить, что верхняя часть бабаджанских слоев понта отвечает низам киммерия, а верхняя часть продуктивной толщи местами, возможно, одновозрастна с нижним слоем акчагыла.

В верхней части продуктивной толщи в разрезе по р. Гердыманчай вблизи с. Билистан известна серия прослоев вулканического пепла мощностью до 0,5 м. Они были опробованы, но пригодного для датирования материала извлечь не удалось. Известно также, что пески продуктивной толщи содержат иногда примесь обломков вулканического стекла в количестве до 15% породы [Авдусин, 1935; Азизбеков, 1947]. Авторы этих статей считают их переотложенными из нижележащих пород. Таким образом, этот стратиграфический интервал разреза плиоцена остался недатированным.

Акчагыл. Отложения акчагыльской морской трансгрессии залегают на большей части Закавказья с размывом и угловым несогласием на более древних осадках и только на юге (Нижекуринская впадина) и на востоке (Апшеронский полуостров) более или менее согласны. На западе акчагыльский ярус представлен осадками сравнительно мелкого и узкого залива Каспийского бассейна — серыми глинами и алевроитами с прослоями рыхлых песчаников и с богатой фауной моллюсков и бентосных фораминифер. В составе пород выделяются два трансгрессивных цикла, разделенные регрессивным комплексом пород, в котором в нижней части верхнего цикла в ряде мест известны находки остатков позвоночных — это костеносные слои в разрезах Квабеби и Кушкуна [Габуния, Векуа, 1968; Лебедева, 1976]. Конец акчагыла ознаменован регрессией и опреснением бассейна. Общая мощность акчагыльских отложений в мелководной фации от 200 до 500 м. В направлении к бортам залива увеличивается примесь грубого материала и наблюдается переход к континентальным фациям. Так, в Казетинском хребте в северном борту залива к акчагылу относится нижняя часть мощной (до 1600 м) толщи континентальных конгломератов алазанской серии.

На востоке и на юге развиты отложения акчагыла в глубоководной фации. Они представлены темно-серыми карбонатными глинами с редкими и тонкими прослоями детритусовых известняков; мощность



Рис. 6. Схема расположения точек опробования в разрезах акчагыла Азербайджана

пород порядка 100—150 и даже менее 100 м. В кровле акчагыла повсюду здесь выделяется пачка черных листоватых некарбонатных глин мощностью 2—2,5 м.

В составе акчагыльского яруса обычно выделяются три подъяруса, однако в вопросе о границах подъярусов согласия среди специалистов нет.

Акчагыльские отложения содержат многочисленные прослои вулканических пеплов почти везде, где они известны. На западе региона они описаны в составе мелководных фаций на разных участках синклинали Удабно, у подножия горы Коджерис на правом берегу р. Иори, в Алазанской долине, в районе г. Нафталан (пакет грубых пеплов общей мощностью до 10 м). Для нас особый интерес представляют разрезы акчагыла района горы Кушкун, горы Молладаг и урочища Квабеби (рис. 6), где собранные нами совместно с А.В. Мамедовым, а также полученные от Н.В. Пашалы образцы оказались пригодными для определения радиометрического возраста методом треков. Самый нижний по разрезу датированный прослой пепла залегает вблизи основания разреза акчагыла в обнажении на склоне горы Молладаг [Агабеков, Мамедов, 1960]. Его радиометрический возраст (обр. 108) $3,05 \pm 0,32$ млн лет. В керне скважины Кушкун-1¹ нами опробован прослой пепла из верхней части нижнего акчагыла в 60 м от его основания. Фауна моллюсков *Cardium dombra* Andrus. и *Cerithium (Potamides) caspius* Andrus. обнаружена выше и ниже прослоя пепла. Радиометрический возраст образца 20 — $2,88 \pm 0,24$ млн лет. Второй образец в разрезе этой же скважины взят вблизи кровли среднего акчагыла, охарактеризованного богатым комплексом моллюсков, в том числе *Cardium cf. konschini* Andrus.,

¹ Образцы керна и разрез скважины со списком фауны получены нами от Н.В. Пашалы. Расчленение разреза сделано по схеме В.П. Колесникова.

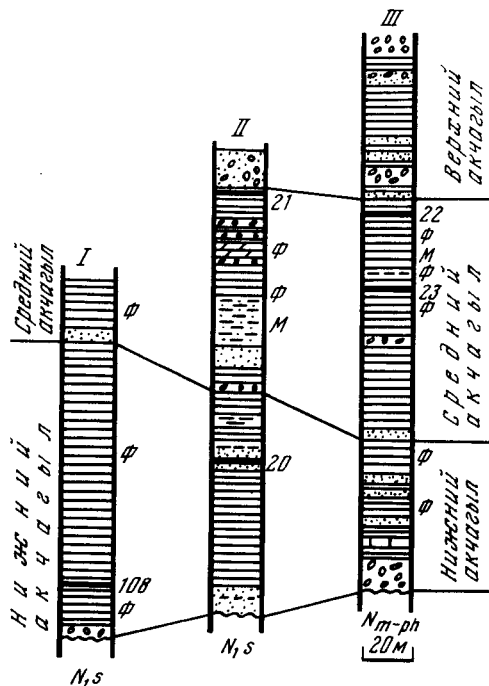


Рис. 7. Положение прослоев вулканического пепла в разрезах акчагыла Восточной Грузии и Западного Азербайджана
I — Молладаг, II — Кушкунa, III — Квабеби

Maestra subcaspi Andrus., M. nazarleb: Alz., M. gedrotzi Koles. Радиометрический возраст обр. 21 — $1,87 \pm 0,15$ млн лет.

В разрезе Квабеби¹ нами датированы два образца вулканического пепла из среднего акчагыла. Нижний из них (обр. 23) взят ниже костеносных слоев. Его радиометрический возраст $2,53 \pm 0,20$ млн лет. Верхний, вероятно, выше костеносных слоев (обр. 22). Он взят не в главном разрезе, а в близлежащем овраге. Радиометрический возраст — $2,18 \pm 0,18$ млн лет (рис. 7). Вулканические пеплы, отобранные нами в районе г. Нефталан, оказались непригодными для датирования.

В глубоководной фации акчагыла — в Нижнекуринской впадине и в районе Баку прослои пепла еще многочисленнее, что, вероятно, обусловлено непрерывностью разрезов в этой фации. В глинистой пачке небольшой мощности (100—150 м) местами описано до 17 прослоев вулканического пепла [Авдусин, 1935; Цуткарадзе, 1941]. Обычно это маломощные (от нескольких миллиметров до 20 см) слои

¹ Образцы кернa получены от Н.В. Пашалы. Описание разреза опубликовано в Путеводителе экскурсий... [1972]. Расчленение разреза также сделано по схеме В.П. Колесникова.

плотной белой породы, в которой тонкие частицы вулканического стекла и пемзы сцементированы опаловым или глинистым цементом.

Нами детально опробованы два разреза в районе Баку. Первый расположен на склоне горы Карагош (южное крыло брахиантиклинали Карадаг). Здесь в разрезе карбонатных глин среднего и верхнего акчагыла мощностью в несколько десятков метров содержатся пять прослоев пепла от 1 до 15 см толщиной. Верхний из них залегает в 10 м ниже кровли акчагыла. Второй разрез расположен в Ясамальской долине на юго-западной окраине Баку. Детально опробован участок разреза, вскрытый искусственной выемкой вблизи железнодорожного моста. Здесь на протяжении десятка метров в разрезе нижнего и низов среднего акчагыла прослеживается семь прослоев вулканического пепла от 1 до 20 см толщиной. Кроме того, опробовано несколько выходов пеплов на других участках долины. Из всех многочисленных образцов акчагыльских пеплов Бакинского района, количество которых превышает 20, пригодными для анализа оказались только два из небольшого разреза в Ясамальской долине. Радиометрический возраст обр. 122/3 — $3,34 \pm 0,35$ млн лет и обр. 122/7 — $2,52 \pm 0,24$ млн лет.

Согласно большей части современных схем, разрез неогена Азербайджана заканчивается акчагылом. Вышележащие отложения относятся уже к плейстоцену. Прослои вулканических пеплов присутствуют на протяжении почти всего плейстоцена, но для трекового метода по вулканическому стеклу пригодны породы только двух нижних ярусов плейстоцена — апшеронского и бакинского.

Апшерон. На западе региона отложения апшеронского яруса представлены породами континентального происхождения — конгломератами, песками и суглинками верхней части алазанской серии. Морские фации появляются только в хр. Палан-Тюкан вблизи р. Иори, это светлые песчанистые глины и пески. Восточнее они широко развиты в районе Мингечаурского водохранилища. Здесь в разрезе апшерона отчетливо выделяется нижний подъярус, представленный карбонатными глинами с фауной опресненного бассейна и средний — верхний подъярусы песчано-карбонатных пород с богатой морской фауной, послужившей основой для современной фауны Каспийского моря. Трансгрессия в начале среднего апшерона иногда сопровождается размытием. Мощности пород апшерона достигает 800 м.

Еще восточнее, в Прикаспийском районе мощности апшеронских отложений увеличиваются до 1000 м, а в некоторых скважинах в долине Нижней Куры и до 2000 м. Здесь выделяются три подъяруса: нижний, представленный глинами и литологически сходный с породами акчагыла с фауной опресненного бассейна; средний — массивные известняки и известковые песчаники с богатой фауной (трансгрессия) и верхний — песчанистые известняки и песчаники. Породы среднего и верхнего апшерона слагают многие массивы в районе Баку.

Отложения апшеронского яруса содержат много прослоев пеплов, хотя в меньшем количестве, чем породы акчагыла. В глинах нижнего апшерона пеплы известны только в Прикаспийском районе, где насчи-

тывается до 7 тонких прослоев. В породах среднего и верхнего апшерона они обнаружены в разрезах хр. Палан-Тюкан в Западном Азербайджане и на оз. Зых восточнее Баку. Целая серия прослоев вулканических пород описана в разрезах верхнего апшерона хр. Караджа и хр. Дуздаг в районе Мингечаурского водохранилища [Лебедева, 1978]. Их выходы есть и на юге, в Прикуринском районе на склонах горы Мишовдаг.

Из довольно большого количества собранных нами и переданных нам другими исследователями образцов (порядка 15) пригодными для датирования оказались лишь немногие. В частности, не удалось датировать ни один из 7 прослоев в нижнем апшероне Бакинского района — все они или не содержат прозрачного вулканического стекла, или сложены слишком тонким материалом. Более благоприятен для опробования материал из района Мингечаурского водохранилища.

Из среднего апшерона в хр. Дуздаг удалось получить датировки обр. 56, переданного нам П.Н. Куприным. Его радиометрический возраст $1,05 \pm 0,12$ млн лет. Определен также возраст двух образцов из одного прослоя верхнего апшерона хр. Караджа. Этот прослой отличается от других необычно большим содержанием биотита. Его радиометрический возраст: обр. 52 — $0,950 \pm 0,11$ и обр. 71 — $0,964 \pm 0,104$ млн лет. Получена также датировка прослоя пепла из нижней части верхнего апшерона в разрезе горы Мишовдаг (Прикуринский район): обр. 70 — $1,05 \pm 0,12$ млн лет.

Бакинский ярус на большей части региона представлен континентальными глинами, суглинками и конгломератами мощностью до 480 м. Только в узком заливе вдоль долины р. Куры и на востоке района отлагались глины и пески с морской фауной мощностью до 200 м. В породах бакинского яруса также содержатся несколько слоев вулканического пепла. Есть они и выше по разрезу в отложениях хазарского яруса. Однако поскольку верхний предел возможности уверенного датирования трековым методом по вулканическому стеклу из пеплов близок к 0,5 млн лет, в этой группе удалось датировать только один прослой розовых пеплов из нижней части разреза бакинского яруса в районе г. Мингечаур. Полученный радиометрический возраст обр. 73 — $0,602 \pm 0,072$ млн лет.

Вулканические пеплы акчагыла и апшерона Закавказья составляют по своим петрографическим свойствам отдельную группу, существенно отличающую от мзотис-понтической группы пеплов. В целом за редким исключением эта группа характеризуется тонкостью материала, плотным, часто опаловым цементом, сравнительно малым содержанием вулканического стекла (господствуют обломки минералов и непрозрачные агрегаты) и более основным составом стекла с n от 1,505 до 1,524, что по схеме В.Е. Трегера отвечает дациту [Малеев, 1980]. По данным Ш.А. Азизбекова и Н.В. Пашалы [1976], состав темноцветной фракции в этой группе вулканических пеплов заметно меняется с возрастом. Если в акчагыльских, как и почти во всех более древних пеплах, преобладает биотит, то в пеплах апшерона наряду с биотитовыми есть прослой с амфиболом

и пироксеном, а в пеплах бакинского и хазарского ярусов биотит отсутствует и господствуют пироксены и амфиболы.

Источником пеплов верхнеплиоцен-плейстоценовой группы были, вероятно, вулканы, расположенные в пределах Малого Кавказа; к этому времени относится формирование крупных стратовулканов юга Малого Кавказа, сложенных в основании андезито-базальтами и андезитами, а выше андезито-дацитами и дацитами. Другим источником могли быть вулканы Центрального Кавказа — Казбек и Эльбрус, для которых характерно извержение кислых и кисло-средних лав (липаритов и липарито-дацитов).

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, НЕ ИМЕЮЩИЕ ПРЯМОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ

К этой небольшой группе относятся вулканические пеплы Воронежской области (район с. Горелки), два образца обсидиана Малого Кавказа и образец вулканического пепла из континентальной обломочной толщи Нахичевани.

Вулканические пеплы в районе с. Горелки были описаны впервые А.А. Дубянским [1939] и В.И. Лучицким [1939]. Прослой мощностью до 2 м заключен в толщу пресноводных песков и глин, залегающую на размытой поверхности мезозоя и заполняющую древние понижения рельефа. Указанные авторы сопоставляли эти породы с ергенинской свитой Поволжья, датируемой плиоценом, и источником пеплов считали вулканы Центрального Кавказа, в частности Эльбрус. В дальнейшем предполагаемый возраст вмещающей толщи был понижен до нижнего миоцена [Коненков, 1946; Геологическая... 1969], а затем стал считаться сарматским [Миоцен..., 1977]. По данным одного из авторов этой монографии Ю.И. Иосифовой, толща пород, получившая название горелкинской свиты, состоит из трех эрозионно-аккумулятивных циклов, разделенных поверхностями размыва. Пеплы принадлежат нижнему циклу, названному дегтянскими слоями. Последние залегают с размывом и маломощным базальным горизонтом на кварц-глауконитовых песках альба. В разрезе у с. Горелки, который нам удалось посетить, слои представлены толщей алевроитовых песков с глауконитом мощностью 10—12 м. В середине толщи выделяется характерный прослой сиреневых глин мощностью 30 см, содержащий остатки солоноватоводных диатомей.

Прослой белого вулканического пепла заключен в верхнюю часть алевроито-песчаной толщи. На этом участке прослой состоит из двух равных по мощности частей: внизу массивный тонкий пепел, в котором местами сформировались шаровые отдельности, сверху более грубообломочный пепел с хорошо выраженной косою слоистостью или разнообразными по форме оползневыми текстурами. Характерны, в частности, округлые включения грубого пепла в более тонкий пепел. Можно предположить, что нижняя часть толщи отлагалась непосредственно на дне водоема, а верхняя — результат сползания и стекания пепла с подводных склонов. Выход пепла известен на том же стратиграфическом уровне и севернее в 6 км от с. Мокашевка.

Здесь разрез дегтянских слоев представлен глинисто-алевритовой толщей с тем же прослоем сиреневых глин в средней части. Прослой тонкозернистого пепла имеет мощность всего 0,25 м.

Возраст горелкинской свиты был установлен Ю.И. Иосифовой [Миоцен..., 1977] как сарматский по косвенным признакам, чему не противоречили данные изучения остатков растений и спорово-пыльцевого комплекса, а также состав диатомей в прослое сиреневых глин. Само присутствие солоноватоводных диатомей свидетельствует о морской трансгрессии, достигавшей своим краем широты Воронежской области, что и характерно для среднего сармата.

Была сделана попытка определить радиометрический возраст пород по глауконитам и вулканическому пеплу. Глауконит оказался весь переотложенным из альба. Датировка пепла К-Аг методом была сделана Г.А. Казаковым. Полученный результат — 23 ± 5 млн лет — был по заключению авторов раздела сильно преувеличен [Миоцен..., 1977]. Однако выполненная нами датировка (обр. 142, табл. 4) $19,9 \pm 1,4$ млн лет, а также скорректированная Г.А. Казаковым по уточненным константам дата 22 ± 3 млн лет оказались достаточно близкими. Это позволило предположить, что вмещающие пеплы дегтянские слои, залегающие несогласно на породах мела, относятся к нижнему миоцену. Поскольку вышележащие слои горелкинской свиты залегают на дегтянских слоях с хорошо выраженным размывом, их возраст может быть существенно более молодым, в том числе и сарматским.

Источником раннемиоценовых пеплов мог быть регион Закарпатья, где известны близкие датировки кислых вулканических пород. Удельный вес вулканических стекол, по данным Ю.И. Иосифовой, $2,34 - 2,37$; $n = 1,494 - 1,496$, что отвечает липариту и кварцевому кератофиру.

Образцы обсидианов Малого Кавказа (сборы М.Н. Щербаковой) были взяты в Южной Грузии вблизи оз. Паравани (обр. 57) и в районе оз. Севан в Армении (обр. 80). Результаты датирования обр. 57 — $2,25 \pm 0,11$ млн лет и обр. 80 — $0,604 \pm 0,037$ млн лет отвечают соответственно среднему акчагылу и бакинскому ярусу. Радиометрический возраст этих пород ранее не определялся.

Отметим, что обсидианы представляют собой идеальный материал для датирования трековым методом по вулканическому стеклу: большая поверхность шлифа позволяет сделать подсчеты с минимальной ошибкой, и в том числе в молодых породах, в которых треки очень редки. В нашем случае эта ошибка составляет 4,8% от возраста (обр. 57) и 6,1% (обр. 80), в то время как в разновозрастных пеплах она колеблется в пределах 10—12%.

Приведенные в настоящем разделе датировки, особенно в интервале от мэотического до бакинского яруса не исчерпывают всех возможностей, имеющихся в Закавказском регионе. Авторы, естественно, не могли охватить своими наблюдениями все пригодные для датирования разрезы этой обширной области, открывающей большие возможности для дальнейшего насыщения радиометрической шкалы новыми датами и, следовательно, для уточнения границ и возрастных объемов ярусов, подъярусов и слоев.

РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ ПАРАТЕТИСА

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ЗАКАРПАТЬЯ

Вулканическая область Закарпатья, располагающаяся в тылу Карпатской складчатой дуги, сохраняла магматическую активность на протяжении почти всего неогена (рис. 8). Эффузивные породы неогена этой области можно разделить на два основных комплекса — раннеорогенный и позднеорогенный [Милановский, Короновский, 1973]. Первый (нижний-средний миоцен) представлен преимущественно кислыми вулканитами; второй (верхний миоцен-плиоцен) состоит главным образом из основных разновидностей.

1. Раннеорогенный комплекс представлен множеством тел кислых и среднекислых лав и туфов, образующих целые массы и прослои в разрезах нормально морских и солонатоводных осадков Западного Паратетиса. Вулканические постройки этого времени, как правило, не сохранились, и положение очагов намечается только на основании анализа пространственного положения вулканитов и их мощностей. Среди множества прослоев выделяются четыре особенно мощные толщи туфов, отражающих самые значительные фазы вулканизма. В настоящее время они достаточно надежно датированы радиометрически.

Нижний риолитовый или риолит-дацитовый туф известен в выходах на поверхность, а чаще устанавливается по данным бурения в Южной Словакии (в окрестностях дер. Липовани), в Венгрии (на севере страны и в районе гор Мечек) и в Румынии (запад Трансильванской впадины). Прослои туфов мощностью до 10 м расположены в разрезе вблизи границы эггенбургия и оттангия; их стратиграфическое положение во многих случаях надежно устанавливается по находкам остатков микрофауны. Радиометрический возраст по серии определений от 19,0 до 20,6 млн лет [Vass et al., 1987]. Напомним, что этому уровню отвечают как прослои кислых туфов в породах стебникской серии Предкарпатья, так и датированные нами пеплы Русской платформы в Воронежской области.

Второй внизу мощный горизонт кислых туфов приурочен по возрасту к низам бадения (или верхам карпатия). Он имеет особенно широкое распространение, и мощность его во многих местах измеряется несколькими сотнями метров. В Северной Венгрии он известен как дацитовый туф "гар", в Румынии — риолит-дацитовый туф "деж", в украинском Закарпатье это толща новоселицких липарито-дацитовых туфов, достигающая мощности 500 м. Поскольку этот этап вулканизма совпал с широкой морской трансгрессией, вулканические породы или переслаиваются с морскими осадками, или содержат морскую фауну в цементе. Богатый комплекс планктонных фораминифер позволяет сопоставлять этот горизонт с лангием Средиземноморья [Пишванова, 1974]. Пеплы и туфы этого возраста широко развиты в Предкарпатье

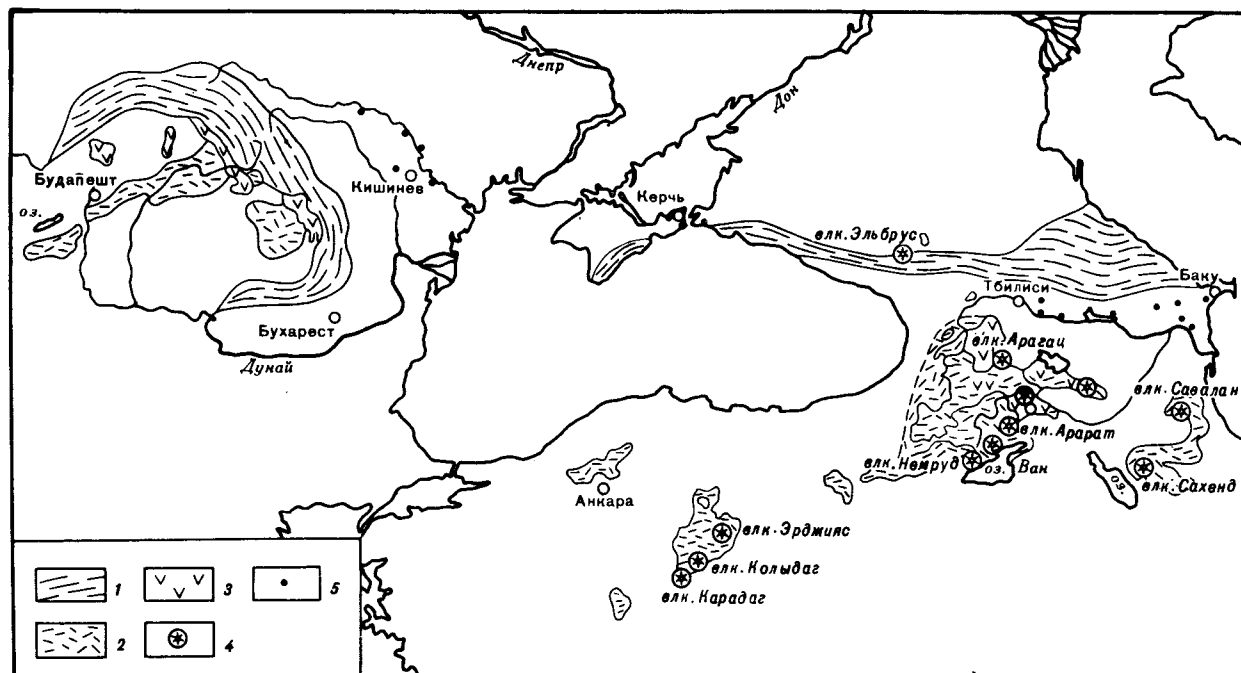


Рис. 8. Схема расположения позднекайнозойских вулканических очагов на территории Паратетиса и в смежных областях Анатолии
 1 — складчатый пояс Карпат, Крыма и Большого Кавказа; 2—3 — континентальные вулканические породы: 2—I стадия преимущественно кислого состава, в Карпатах — нижний и средний миоцен, на Кавказе и в Анатолии — сармат-мэотис-понт, 3—II стадия, преимущественно основного состава, в Карпатах — поздний миоцен и плиоцен, на Кавказе и в Анатолии — плиоцен и плейстоцен; 4 — большие стратовулканы Кавказа и Анатолии (плиоцен-голоцен); 5 — расположение датированных выходов вулканических пеплов в морских и соленоватоводных осадках Паратетиса

и на прилегающих участках платформы. Радиометрический возраст по множеству К-Аг датировок колеблется вблизи цифры 16,5 млн лет [Багдасарян, Данилович, 1968; Багдасарян, Ваш и др., 1980].

Более высокий уровень отмечен также значительным по мощности, но менее распространенным горизонтом туфов в основании верхнего бадения и известным в украинском Закарпатье как нанковский или александровский риолитовый туф мощностью до 300 м. Его средний радиометрический возраст по нескольким К-Аг датировкам 15,0 млн лет. Этому же уровню отвечает мощная толща туфов в Северной Венгрии. Ее возраст $15,0 \pm 0,4$ млн лет.

Верхняя мощная толща кислых вулканических пород, завершающая собой комплекс раннеорогенного вулканизма, датируется границей бадения и сармата и нижней частью сармата (обычно два или более близких друг к другу горизонта). Эти вулканические породы — риолиты и риолито-дациты широко представлены на украинской территории Закарпатья в районе городов Берегово и Вышково, где они слагают холмистые возвышенности, в Центральной Венгрии в районе Будапешта, в Южной Венгрии в районе гор Мечек, а также в Румынии (туфы "хэдерени" в Трансильвании). Радиометрический возраст этой группы вулканитов от 13,7 до 13,3 млн лет [Vass et al., 1987].

Раннеорогенный этап кислого вулканизма завершился в среднем сармате (или в конце сармата, *Sensu Zuss*, 1866). В Центральной Словакии этот этап отмечен формацией риолитовых туфов "ястрабие", датированной от $12,2 \pm 0,1$ до $10,8 \pm 0,5$ млн лет [Repčok, 1981]. Практически одновозрастны им риолитовые туфы Северной Венгрии, имеющие радиометрический возраст от 11,3 до 11,0 млн лет [Balogh et al., 1980]. В Румынии этому этапу, по-видимому, соответствуют дациты гор Оаш со средним значением радиометрического возраста 11,16 млн лет [Bogsoş et al., 1985]. Пеплы этого же этапа вулканизма, как известно, имеют широкое распространение в породах нижнего и среднего сармата Предкарпатья, Молдовы и в меньшей мере Южной Украины.

2. Позднеорогенный этап вулканизма в Закарпатье отделяется от раннеорогенного в среднем сармате довольно четким рубежом, отвечающим последней фазе складчатости. Полоса вулканитов здесь сместилась на север и на северо-восток, приблизившись к флишевым зонам, при этом кислые продукты извержений сменились преимущественно основными. Вулканы этого комплекса в той или иной мере сохранили свой первоначальный облик. Они образуют неширокий вулканический Выгорлат-Гутинский хребет, протягивающийся из Юго-Восточной Словакии (г. Выгорлат) через украинское Закарпатье в северную Румынию (г. Гута). В пределах хребта выделяется ряд умеренно разрушенных эрозией стратовулканов. На юге продолжением вулканической гряды после перерыва служит Калиман-Харгитский горный массив, первичный вулканический рельеф которого сохранился еще лучше.

Данные радиометрических определений вместе с результатами палеомагнитных исследований [Глевасская и др., 1980] позволили установить, что, как и предполагалось ранее, вулканизм этого этапа заметно молодеет в направлении с северо-запада на юго-восток и на юг. В пре-

делах Выгорлат-Гутинского хребта получены датировки от 11,0 до 6,8 млн лет. Распределены они следующим образом. В массиве Выгорлат в пределах стратовулкана выявлены три стадии извержений. Вершина горы — самая молодая стадия, датируется 8,7 млн лет. В пределах украинской части хребта наиболее древние вулканические породы выявлены на западе в бассейне р. Уж. По данным палеомагнитных исследований [Глевасская и др., 1980], почти вся эта часть хребта до водораздела с р. Латорицей характеризуется преобладанием обратной намагниченности. В составе пород есть отдельные горизонты, отвечающие эпизодам нормальной намагниченности. Эту эпоху преимущественно обратной намагниченности указанные авторы назвали ужгородской. По-видимому, она может быть сопоставлена с X эпохой шкалы Харленда, Кокса и др. [1985]. Андезиты станции Каменка на р. Уз получили датировку $11,0 \pm 1,0$ млн лет [Багдасарян, Данилович, 1968].

К востоку от бассейна р. Латорица (вулкан Синяк) до границы с Румынией преобладают нормально намагниченные вулканические породы, отвечающие, согласно указанным авторам, закарпатской эпохе (IX эпоха в шкале Харленда, Кокса и др.) с радиометрическим возрастом 10,3—8,8 млн лет. В составе этой группы датированы вулканические породы района г. Хуст — 10 млн лет; низы вулкана Синяк, вершина г. Плешка и г. Бужоры датированы одинаково — $9,5 \pm 5,0$ млн лет [Багдасарян, Данилович, 1968]. Самая молодая датировка в пределах украинской части хребта вблизи румынской границы — 8,6 млн лет. В румынской части хребта (г. Оаш и г. Гута) есть датировки $8,4 - 7,4 \pm 0,3$ и 6,8 млн лет [Edelstein et al., 1980].

Калиман-Харгитский вулканический массив, сложенный почти целиком андезитами, датирован на севере в массиве Калиман в основании хребта (андезиты "зебра") $10,64 \pm 0,55$ и $10,10 \pm 0,61$ млн лет., выше (андезиты "Дригла") $8,63 \pm 0,38$ и 6,8 млн лет [Peltz et al., 1985]. На юге, в горах Харгита, андезиты получили датировку $3,92 \pm 0,2$ [Radulescu et al., 1973], а для самых молодых извержений — $1,45 \pm 0,4$ млн лет [Peltz et al., 1985].

Таким образом, позднеорогенный этап вулканизма Закарпатья, который до недавнего времени считался плиоцен-четвертичным (а многие исследователи считают так и поныне), в основном отвечает по времени херсонскому подъярису сармата и мзотису Восточного Паратетиса. И только в Южных Карпатах вулканизм продолжался в плиоцене. Судя по датировкам, самые последние извержения здесь произошли в раннем плейстоцене.

Поскольку в составе этого комплекса преобладали основные и среднеосновные излияния, они не сопровождалась выпадением большой массы пирокластического материала. В верхнем сармате и мзотисе Предкарпатья и Молдовы известны только небольшие прослои бентонитизированных леплов и бентонитов [Эберзин, Саянов, 1958; Хубка, 1967].

Позднекайнозойские вулканические образования покрывают на Кавказе большие площади, и им посвящено много специальных исследований. При составлении предлагаемого краткого обзора использована в первую очередь недавняя сводка А.Г. Аслаяна и др. [1982], а также сводка Е.Е. Милановского и Н.В. Короновского [1973] и некоторые другие работы. Нас в этой проблеме интересуют в основном два аспекта: 1) расположение во времени и пространстве вулканических очагов — источников пепловых прослоев в позднекайнозойских отложениях Восточного Паратетиса и 2) данные радиометрии, которые до начала наших работ служили единственной основой для геохронологии неогена этого региона. Определения возраста, приводимые в рассматриваемых работах, сделаны в основном К-Аг методом в лабораториях Тбилиси и Еревана.

Нам представляется целесообразным выделить в составе неогеновых вулканических образований Кавказа четыре крупных возрастных комплекса (девять литостратиграфических горизонтов по А.Г. Аслаяну и др.).

I. Нижний комплекс (нижний—низы среднего миоцена) отвечает раннеорогенной эпохе Е.Е. Милановского и В.Н. Короновского [1973] и представлен сисано-джульфинской толщей андезитовых лав и пестроцветной вулканогенно-осадочной толщей с пирокластическим материалом андезитового и андезит-дацитового состава Араратской и Нахичеванской впадин. Радиометрический возраст по нескольким десяткам образцов — 22,5 и 21,2 млн лет. Все последующие комплексы относятся, по Е.Е. Милановскому и В.Н. Короновскому, к позднеорогенной эпохе.

II. Второй комплекс отвечает сарматскому ярусу. Он представлен прослоями андезитовых пород среди соленосных отложений Южной Армении (по скважинам), условно датируемых средним миоценом, и вулканогенно-осадочными образованиями Центральной Армении (Ай-оцзорский синклиорий и др.), среди которых есть прослои озерно-морских осадков с фауной позднесарматских мактр. Состав туфов — андезитовый и трахилипаритовый; щелочные базальты и трахилипариты. Радиометрический возраст по множеству определений К-Аг методом от 13,2 до 12,8 млн лет. Этот же комплекс в пределах северо-западного Ирана к югу от вулкана Савалан имеет возраст 11 млн лет и в Турции к востоку от оз. Ван — 13,1 млн лет [Alberti et al., 1980; Innocenti et al., 1980]. Возможно, что к этой возрастной группе относится основная масса вулканических пород Галатского андезитового массива Северной Анатолии [Luttig, Steffens, 1976].

III. Третий комплекс лучше всего представлен на юге Грузии, где он известен под названием гонердзской свиты. Ее стратотип расположен в районе перевала Гонердз в Арсианском хребте, но распространена она также в Ахалкалакской депрессии в окрестностях с. Кисатиби (кисатибская свита) и в районе с. Хертвиси в ущелье р. Куры. Свита сложена мощной толщей кислых пирокластов (туфов, туфобрекчий, пепловых туфов, туфоконгломератов). На разных уровнях прослеживаются покровы основных, средних и реже кислых лав. В средней

части разреза Кисатиби известны прослои озерных диатомитов и линзы конгломератов. В среднем вулканические породы становятся более кислыми по составу в направлении снизу вверх по разрезу и с запада на восток по площади. Видимая мощность свиты исчисляется сотнями метров — от 700 до 1100 м.

Свита содержит ископаемую наземную флору, диатомовую флору и остатки наземной и озерной фауны, в том числе остатки гиппарионов. "Весь этот палеонтологический материал не дает пока вполне определенного ответа на вопрос о возрасте вулканических образований годердзской свиты. Тем не менее... большинство исследователей склоняются в пользу их датирования верхним миоценом и нижним плиоценом" [Асланян и др., 1982]. Радиометрический возраст свиты по 12 образцам укладывается в диапазон между 9,8 и 7 млн лет; в целом свита "молодеет" в направлении с запада на восток: в разрезе Годердз — 9,8—9,4 млн лет, в районе Кисатиби — 9,45—8,35, в районе Хертвиси — от 9,1 до 7,0 млн лет. Свита формировалась, вероятно, в течение нескольких миллионов лет в результате многократных вулканических извержений.

В Армении, по мнению специалистов, возможным аналогом верхней части годердзской свиты (по составу и сложению) является вохчабердская свита, описанная в Приереванском районе. Она имеет единственную еще датировку — 5,15 млн лет. Кроме того, к этому же вулканическому циклу относится огромная масса вулканических пород Южной Анатолии (массив Кайсери). По общему количеству лав это самый мощный продолжительный этап орогенного вулканизма, продолжавшегося, видимо, от конца сармата до начала киммерия. Здесь преобладают средние и кислые разности, в меньшей мере представлены основные разности [Милановский, Короновский, 1973; Luttig, Steffens, 1976].

IV. Верхний посторогенный комплекс, охватывающий верхний плиоцен и четвертичное время, отделен от предыдущего — третьего комплекса сравнительно небольшим по времени, но существенным рубежом, к которому приурочены перестройка структурного плана вулканизма и изменение его вещественного состава. На Малом Кавказе в это время очаги вулканизма сместились к востоку; стала заметнее их приуроченность к субмеридиональным тектоническим швам; кислый и средний вулканизм предыдущих этапов сменился преимущественно основным. Появились вулканические очаги на центральном пересечении Большого Кавказа, также приуроченные к поперечным и диагональным тектоническим швам [Милановский, 1963].

На территории Армении и Южной Грузии А.Г. Асланян и др. [1982] выделяют в составе этого комплекса четыре разновозрастных горизонта:

1) Долеритовые базальты Ахалкалакского нагорья, относящиеся по возрасту к концу киммерия или к началу акчагыла с радиометрическим возрастом от 3,75 до 3,5 млн лет.

2) Андезито-базальты и андезиты, слагающие основания крупных стратовулканов [Арагац и др.]. Радиометрический возраст 2,3—2,2 млн лет, что отвечает среднему и верхнему акчагылу.

3) Крупные вулканические конусы (Арагац, Ениел) сложены андезито-дацитами и дацитами. Их радиометрический возраст (К-Ar) 1,7—1,25 млн лет, т.е. они относятся к апшеронскому ярусу. Близкие величины получены методом треков по обсидианам — 1,7; 1,2 млн лет [Комаров и др., 1972].

4) Самые молодые вулканические образования (купола Спитаксар, Атис и др.) датируются методом треков [Комаров и др., 1972] по обсидианам от 0,6 до 0,3 млн лет, что отвечает плейстоцену.

В Южной Грузии (бассейн р. Храми) имеются К-Ar определения [Рубинштейн и др., 1974] для андезито-базальтовых пород в основании разреза 1,00—2,36 млн лет и для андезито-дацитов и долеритов верхней части разреза 0,65—0,37 млн лет (средний и верхний плейстоцен).

Есть несколько К-Ag датировок крупных стратовулканов Турции и северо-западного Ирана (вулкан Савалан). Здесь выделяются две стадии извержений: первая известково-щелочная, датируемая от 5,9 до 4,7 млн лет, вторая щелочная — 3,9—0,4 млн лет [Alberti et al., 1980; Innocenti et al., 1980].

К верхнему комплексу относятся также вулканические образования Большого Кавказа — Эльбрусский, Нижнечегемский, Казбекский и др. В отличие от малокавказских очагов этого комплекса здесь преобладают извержения кислых и кисло-средних лав, что можно объяснить внутрикоровым положением очагов [Милановский, Короновский, 1972]. Характерна необычная (антидромная) последовательность излияний — от кислых лав к средне-кислым и к средним. Так, основание разреза стратовулкана Эльбрус сложено липаритами и их туфами, которые на протяжении акчагыла и апшерона сменяются во времени липарито-дацитами и дацитами. В основании Нижнечегемского плато залегают липаритовые игнимбриты. Четвертичные лавы (от среднего плейстоцена до голоцена) характеризуются менее кислым составом — это андезито-дациты и дациты.

Количество радиометрических (К-Ar) и трековых датировок вулканических пород Большого Кавказа остается, к сожалению, весьма ограниченным. Липариты основания Эльбрусского массива имеют радиометрический возраст 3,0—2,5 млн лет; по биотиту из игнимбрита района Нальчика получено значение $3,3 \pm 0,6$ млн лет [Афанасьев и др., 1963]; вулканические бомбы с р. Баксан (Нижнечегемское плато) определены трековым методом в среднем по трем образцам — 2,2 млн лет [Комаров и др., 1972]. Возраст вулканических плейстоценовых пород Большого Кавказа устанавливается по их геоморфологическому положению и соотношению с ледниковыми отложениями. Самый молодой лавовый поток Эльбруса образовался уже в исторические времена — около 2000 лет назад. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский допускают оживление деятельности этого очага в будущем.

Приведенная выше картина распределения в Паратетисе и на его обрамлении очагов вулканизма и изменения в пространстве и во времени его состава выявляет и наиболее перспективные для радиометрического датирования области и стратиграфические интервалы в разрезе осадочных образований неогена и плейстоцена. Во всяком случае, можно определенно отметить, что именно существование рассмотрен-

ных выше вулканических провинций определило широкое развитие в осадочных породах позднего кайнозоя Паратетиса вулканического материала, пригодного для радиометрического датирования стратиграфических подразделений различного ранга и, таким образом, для создания достаточно объективной радиометрической шкалы.

Глава 3

РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ ШКАЛА

Предлагаемая радиометрическая шкала Восточного Паратетиса построена по результатам радиометрического датирования осадочных образований преимущественно морского генезиса трековым и K-Ar методами и данным палеомагнетизма. При этом нами использована шкала инверсий магнитного поля [Харленд, Кокс и др., 1982], составленная по инверсиям в базальтах океанического дна с учетом всех существующих к этому времени радиометрических определений на суше (рис. 9).

Укажем, что палеомагнитным исследованиям подвергались многие разрезы неогена Восточного Паратетиса от Румынии на западе до Туркмении на востоке [Храмов, 1963; Зубаков, Кочегура, 1974; Трубихин, 1977; Семененко, Певзнер, 1979; Трубихин, 1984; Молостовский, Храмов, 1984; Pevsner, Vangengeim, 1985; и др.]. Однако привязка конкретных магнитных инверсий к радиометрической индекс-шкале остается достаточно проблемной. Не вызывает больших дискуссий только самая верхняя часть шкалы — плейстоцен и верхний плиоцен до уровня 3,4 млн лет. Более ранние инверсии неогена Восточного Паратетиса остаются достоверно недатированными, хотя, казалось бы, здесь есть ряд общепризнанных фактов. Установлено, что весь понт Эвксина, за исключением самых низов и, вероятно, краткого эпизода в его средней части, намагничен обратно и, следовательно, отвечает одной палеомагнитной эпохе; в пределах мзотиса выделяются две палеомагнитные эпохи, а в сармате их не менее четырех, в частности, по некоторым схемам, средний сармат почти весь или весь намагничен нормально. В то же время принадлежность конкретных инверсий к палеомагнитным эпохам здесь оценивается по-разному. Палеомагнитная шкала в ее современном состоянии достаточно уверенно может использоваться для построения радиометрической шкалы только в ее верхней части. Ниже мы кратко изложим обоснованность радиометрического возраста предлагаемых границ снизу вверх по разрезу.

Радиометрическая шкала позднего кайнозоя советской части Паратетиса может быть начата только с бадения, датированного K-Ar методом по вулканическим породам Закарпатья. Для нижнего миоцена имеется только два определения, не дающие оснований для датирования границ: 1) определения радиометрического возраста глауконита из глинисто-песчаных отложений майкопской серии по скв. Ленинградской в Предкавказье — 24 ± 2 млн лет и 2) сделанное нами тре-

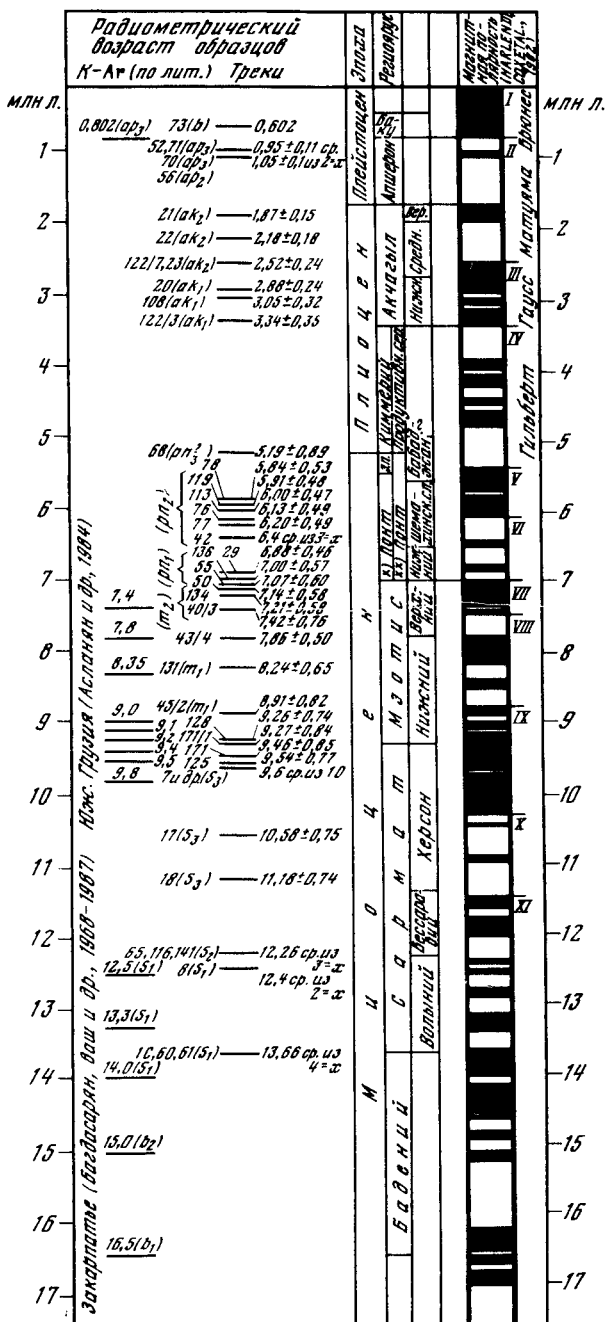


Рис. 9. Радиометрическая шкала позднего кайнозоя Восточного Паратетиса

ковым методом по вулканическому стеклу определение радиометрического возраста пеплов из с. Горелки Воронежской области — $19,9 \pm 1,4$ млн лет. Прослой пеплов заключен в толщу пород, не имеющих достоверной стратиграфической привязки.

Баденский ярус. Новоселицкие туфы Закарпатья, содержащие богатый комплекс микрофауны нижнего бадения (лангий), имеют средний радиометрический возраст по группе определений К-Аг методом $16,5$ млн лет [Багдасарян, Данилович, 1968; Vass, Bagdasarjan, 1978]. По данным тех же авторов, средний радиометрический возраст нанковских туфов из основания верхнего бадения 15 млн лет.

Сарматский ярус. Этими же авторами указывается средний радиометрический возраст липаритовых туфов из нижней части нижнего сармата района г. Вышково — $12,5 \pm 0,5$ млн лет. К этим данным, полученным К-Аг методом, нашими исследованиями прибавлено 26 определений трековым методом по вулканическому стеклу из пепловых прослоев в сарматских отложениях Молдовы, Керченско-Таманского региона и Азербайджана. Все они укладываются в промежуток от 14 до 9 млн лет.

Нижний (волинский) подъярус сармата радиометрически датирован вблизи подошвы в Молдове и вблизи кровли в Керченско-Таманском регионе. Прослой пепла из самой нижней части разреза сармата Молдовы имеет 5 датировок. Все даты располагаются в интервале от $13,20$ до $13,75$; в среднем — $13,66$, что близко к предварительной К-Аг датировке М.Н. Рубинштейна 14 млн лет [Paramonova et al., 1979]. Образец из прослая пепла из верхней части збручских слоев на Керченском полуострове (обр. 8) получил нашу датировку — $12,24 \pm 0,97$ и итальянскую — $12,63 \pm 1,40$, что в среднем составляет $12,43$ млн лет. Это позволяет проводить границу между волинским и бессарабским подъярусами на уровне $12,4$ млн лет. Таким образом, продолжительность волинского времени, по нашим данным, близка к $1,5$ млн лет.

Средний (бессарабский) подъярус сармата датирован четырьмя образцами пепла из Молдовы. Все образцы привязаны стратиграфически к самой нижней части разреза подъяруса. Возможно, что это один прослой пепла, вскрытый скважинами в разных местах. Как уже отмечалось выше, результат датирования одного образца резко выпадает из всей группы, что позволяет допускать какую-то ошибку. Средний радиометрический возраст прослая пепла с учетом этого образца — $12,59$, без учета — $12,23$ млн лет, что нам представляется более правдоподобным. Кровля подъяруса древнее — $11,18$ млн лет. Общая продолжительность подъяруса около 1 млн лет.

По данным В.М. Трубикина [1984], среднему сармату в шкале инверсий магнитного поля отвечает одна, как он считает, IX эпоха нормальной намагниченности. В нашей схеме это может быть только сравнительно короткая XI эпоха преимущественно нормальной намагниченности. По данным М.А. Певзнера (устное сообщение), верхняя часть подъяруса намагничена обратно.

Верхний (херсонский) подъярус сармата делится в Черноморском регионе на катерлезские и митридатские слои. Первые датированы на Таманском полуострове дважды: прослой пепла в нескольких

десятках метров выше основания подъяруса имеет возраст (обр. 18) $11,19 \pm 0,74$ млн лет и прослой пепла в 60 м ниже рифа митридатских слоев (обр. 17) — $10,58 \pm 0,75$ млн лет. Непосредственно под границей катерлезских и митридатских слоев расположен прослой пепла на Керченском полуострове, где он имеет 10 датировок (5 из них итало-бразильские). Его средний возраст 9,6 млн лет. Таким образом, продолжительность этого подразделения не менее 1,5 млн лет. Митридатские слои, напротив, отвечают, видимо, очень небольшому промежутку времени. В Керченско-Таманском регионе они не датированы, а в Восточном Азербайджане им соответствуют, вероятно, переходные слои между сарматом и мзотисом в разрезе горы Большие Сияки, имеющие датировки (обр. 125) $9,54 \pm 0,77$ млн лет. В разрезе на р. Чикильчай этот же интервал разреза имеет две датировки, выполненные для разных частей двухметрового слоя пепла, обр. 171 — $9,46 \pm 0,85$ и обр. 171/1 — $9,27 \pm 0,84$ млн лет (в среднем 9,36 млн лет), что отвечает приблизительно границе сармата и мзотиса. Продолжительность митридатского времени всего несколько сот тысяч лет, всего херсонского времени около 1,8 млн лет, а всего сарматского века несколько более 4 млн лет.

Положение херсонского подъяруса относительно инверсий магнитного поля оценивается по-разному. По схеме В.М. Трубикина, ему соответствуют две эпохи, обратная и нормальная, которые этот автор интерпретирует соответственно как VIII и VII. М.А. Певзнер считает, что херсонский подъярус отвечает только одной IX нормальной палеомагнитной эпохе. Полученные нами данные о большой продолжительности подъяруса заставляют нас сопоставлять его не с одной нормальной IX эпохой, но и с частью предшествующей X обратной эпохи.

Мзотический ярус датирован семью нашими определениями только в Восточном Закавказье. Четыре образца взяты из прослоев пепла в нижнем мзотисе в разрезе Большие Сияки в Восточном Азербайджане: обр. 128 — $9,26 \pm 0,74$ млн лет, обр. 45/2 — $8,91 \pm 0,82$; обр. 131 — $8,24 \pm 0,65$ и обр. 43/4 — $7,86 \pm 0,50$ млн лет. Из этой группы нижний прослой пепла находится, вероятно, вблизи подошвы мзотиса (9,3 млн лет), а верхний датирует приблизительно границу между верхним и нижним мзотисом (около 7,8 млн лет).

К верхнему подъярусу мзотиса относятся три определения: один образец взят в континентальной ширакской свите Восточной Грузии обр. 50 — $7,14 \pm 0,58$ млн лет и два — в прослоях пепла из глубоководной фации мзотиса на юго-востоке Азербайджана вблизи подошвы понта, где мзотис и понт составляют единую толщу глинистых осадков. Это Апшеронский полуостров (обр. 40/3) — $7,42 \pm 0,76$ млн лет и урочище Адживели, разрез Юсуф (обр. 134) — $7,21 \pm 0,58$ млн лет. Граница с понтом располагается, по нашим данным, на уровне 7 млн лет. Общая продолжительность мзотического века 2,3 млн лет.

Во всех вариантах шкалы инверсий магнитного поля [Певзнер, 1984; и др.] мзотис состоит из двух палеомагнитных эпох — преимущественно обратной и преимущественно нормальной. Наши данные подтверждают схему М.А. Певзнера, где эти эпохи VII и VIII.

Понтический ярус датирован также только в Закавказье — в Азербайджане. Здесь понт делится на три части: нижний подъярус, полностью отвечающий по фауне нижнему (новороссийскому) подъярусу черноморского понта, и два местных подразделения — шемахинские и бабаджанские слои, часто сопоставляемые с верхним подъярусом западного понта. Невеская и др. [1984] допускает, что бабаджанские слои частично или целиком моложе черноморского понта и отвечают нижней части киммерия. Положение понта в шкале инверсий магнитного поля спорно. Советскими исследователями установлено и в разных местах подтверждено, что классический понт черноморского бассейна почти весь намагничен обратно. Но одни исследователи [Трубин, 1984; и др.] помещают его в основании палеомагнитной эпохи Гильберта (4,79—5,41 млн лет по шкале Кокса), другие [Семенов, Певзнер, 1979; Певзнер, 1986] — в VI эпоху обратной намагниченности (6,07—6,77 млн лет по той же шкале).

Нами получено 12 радиометрических датировок понта Азербайджана, которые укладываются в промежуток времени от 7,07 до 5,19 млн лет. Нижний понт Азербайджана (новороссийский подъярус) датирован трижды: два раза в основании разреза понтического яруса в урочище Адживели: обр. 55 — $7,07 \pm 0,60$ и обр. 136 — $7,00 \pm 0,57$ млн лет. На этом основании границу мзотиса и понта мы проводим на уровне около 7 млн лет. Более высокие слои нижнего понта датированы в разрезе Сюнди, обр. 29 — $6,88 \pm 0,46$ млн лет. Шемахинские слои получили 8 датировок — все в пределах одного разреза Боян-Ата от 6,4 млн лет (среднее из трех датировок, образцы 42, 42/1 и 42/2) в самом основании слоев до $5,84 \pm 0,53$ млн лет (обр. 78) в 100 м ниже кровли слоев. Экстраполируя по скорости осадконакопления в однородной толще, получаем возраст кровли шемахинских слоев 5,6 млн лет. Бабаджанские слои датированы только одним образом, который еще недостаточно точно привязан стратиграфически, так как взят в оползневом блоке и из-за недостатка материала имеет очень большие пределы допустимой погрешности: обр. 68 — $5,19 \pm 0,89$ млн лет.

Полученные результаты позволяют нам уверенно примкнуть ко второму варианту трактовки положения понтического яруса в шкале инверсий магнитного поля, так как его большая часть отвечает VI эпохе обратной намагниченности. Однако кровля азербайджанского понта оказывается значительно моложе, чем кровля черноморского понта. Причем не только бабаджанские, но и самые верхи шемахинских слоев находятся за пределами VI зоны, как ее датируют сейчас, т.е. выше черноморского понта. Общая продолжительность понтического века в Азербайджанском регионе около 1,8 млн лет. Отложения киммерийского яруса в черноморском бассейне и предположительно одновозрастной им продуктивной серии в каспийском бассейне радиометрически не датированы. Положение этого яруса определяется промежутком времени между датированными понтом и акчагылом.

Акчагыльский ярус. Подошва акчагыла, по общепринятым палеомагнитным данным, отвечает инверсии на границе эпох Гаусса и Гильберта — 3,4 млн лет. В черноморском бассейне с акчагыльским

ярусом сопоставляется куяльницкий [Невесская и др., 1984], но вопрос о положении этого последнего яруса спорный. Куяльник в Западной Грузии отвечает только верхней половине акчагыла Азербайджана и Туркмении, а в Керченско-Таманском регионе акчагылу отвечают, помимо куяльника, еще таманские слои [Гришанов и др., 1983].

Существуют две схемы разделения акчагыльского яруса в Азербайджане. Обе они основаны на наличии двух трансгрессивных циклов. По схеме А.А. Али-Заде первый цикл включает нижний и средний подъярус, а второй цикл отвечает верхнему подъярусу. По схеме В.П. Колесникова, которую мы используем, нижний подъярус охватывает первый трансгрессивный цикл, а средний и верхний соответствуют второй трансгрессии и следующей за ней регрессии. В.М. Трубихин [1977] предложил двухчленное деление акчагыла по инверсии на границе палеомагнитных эпох Гаусса и Матуяма (2,48 млн лет). Однако этот уровень не совпадает с началом второй трансгрессии, располагаясь несколько выше по разрезу.

Нами сделано 7 определений радиометрического возраста пеплов акчагыла Азербайджана. Они все хорошо укладываются в промежуток времени, отведенный акчагылу по шкале палеомагнитных инверсий, т.е. от 3,4 до 1,67 млн лет.

Нижний подъярус акчагыла датирован трижды: в разрезе Ясамальской долины, обр. 122/3 — $3,34 \pm 0,35$ и в разрезе Молладаг, обр. 108 — $3,05 \pm 0,32$ млн лет (соответственно нижние и средние слои подъяруса). Верхняя часть подъяруса датирована в разрезе Кушкунa, обр. 20 — $2,88 \pm 0,24$ млн лет.

Средний подъярус акчагыла имеет четыре датировки: одна в разрезе Ясамальской долины вблизи Баку, обр. 122/7 — $2,52 \pm 0,24$; две в разрезе Квабеби: обр. 23 — $2,53 \pm 0,20$ и обр. 22 — $2,18 \pm 0,18$ млн лет. Если первый образец не имеет привязки точнее, чем нижний-средний акчагыл, то в разрезе Квабеби положение нижнего прослоя пеплов в среднем акчагыле доказывается находками фауны, отвечающей второй трансгрессии [Путеводитель экскурсий..., 1972]. Граница между средним и нижним акчагылом располагается, по нашим данным, ниже значения 2,53 млн лет, т.е. заведомо внутри палеомагнитной эпохи Гаусса. Возраст верхнего слоя пеплов, близкого к кровле среднего акчагыла в разрезе Кушкунa (обр. 21) $1,87 \pm 0,15$ млн лет.

Верхний подъярус акчагыла не датирован, но, судя по возрасту кровли среднего акчагыла, продолжительность позднеакчагыльского времени очень невелика — порядка 150—200 тыс. лет. Общая продолжительность акчагыльского века, по нашим данным, а также по данным палеомагнитных исследований, около 1,7 млн лет.

Образцы вулканических пеплов из акчагыла Закавказья и Туркмении были одновременно с нашими работами датированы трековым методом по апатиту и циркону В.Л. Кошкиным [Кошкин, 1984; Кашкаров, Кошкин, Ушко, 1987]. В распоряжении этих авторов были три образца из урочища Квабеби; все они взяты в соседних с классическим разрезом оврагах, один — на уровне костеносного слоя, два других — из прослоя выше. Нижний прослой получил датировку в $2,2 \pm 0,3$ млн

лет, а возраст верхнего слоя по двум образцам — $1,7 \pm 0,2$ и $1,8 \pm 0,1$ млн лет. В разрезе Карадаг Бакинского района прослой пеплов из низов прямо намагниченного нижнего акчагыла датированы по апатиту $2,5 \pm 0,2$ млн лет и по циркону $3,0 \pm 0,3$; обр. 21 — $3,7 \pm 0,5$ млн лет [В.Л. Кошкин]. В разрезе Монжуклы Западной Туркмении прослой пепла из нижнего акчагыла получил возраст $2,4 \pm 0,2$ млн лет. Отметим, что почти все неполные совпадения со шкалой магнитных инверсий укладываются в размер допустимых погрешностей измерений возраста.

Апшеронский ярус. Граница между апшеронским и акчагыльским ярусами в Каспийском бассейне сопоставляется сейчас чаще всего с кровлей эпизода Олдувей внутри палеомагнитной эпохи Матуяма — 1,67 млн лет. В черноморском бассейне это основание гурийских слоев в Гурии или кровле таманских слоев в Керченско-Таманском регионе. По некоторым данным, сопоставление неточно [Гришанов и др., 1983]. В большинстве современных схем здесь проводится граница плиоцена и плейстоцена.

Апшеронский ярус обычно делится на три подъяруса. Однако деление это в разных регионах отличается. В Азербайджане [Гурарий и др., 1973] и в Гурии [Гришанов и др., 1983] граница между верхним и средним подъярусами апшерона совпадает с кровлей эпизода Харамилье (0,92 млн лет), а в Туркмении [Трубихин, 1977] она проводится существенно выше. Л.А. Невеская и др. [1984] считают, что внутри апшеронского яруса четко можно выделить только два подъяруса: нижний и средний-верхний. Граница между нижним и средним подъярусами апшерона датируется по палеомагнитным данным приблизительно в 1,3 млн лет [Гришанов и др., 1983].

Нижний подъярус апшерона радиометрической датировки не имеет. Один образец пепла из пород среднего апшерона (г. Дуздаг) показал возраст (обр. 56) $1,05 \pm 0,12$ млн лет. Такой же радиометрический возраст образца пепла из верхнего апшерона г. Мишовдаг (обр. 70).

Сделанные определения радиометрического возраста пеплов по вулканическому стеклу в прослоях из верхнего апшерона хр. Караджа в районе Мингечаура — два образца из того же слоя (обр. 52 и обр. 71) — показали очень близкие значения $0,950 \pm 0,11$ и $0,964 \pm 0,104$ млн лет, что в среднем составляет 0,957 млн лет. Имеется одна датировка пепла из разреза верхнего-среднего апшерона на оз. Зых (район Баку) К-Аг методом — $0,820 \pm 0,25$ млн лет [Зубаков, Кучегура, 1974].

Бакинский ярус. Граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма, датируемая 0,73 млн лет, приблизительно отвечает в Каспийском бассейне основанию бакинского яруса, а в Черноморском бассейне основанию чаудинских слоев [Невеская и др., 1984] или основанию древнеэвксинских слоев [Гришанов и др., 1983]. Полученный нами радиометрический возраст пепла из бакинских отложений района Мингечаура (обр. 73) — $0,602 \pm 0,072$ млн лет. Из этого интервала сделано еще несколько определений методом треков по апатиту: верхний подъярус бакинского яруса хр. Дуздаг (район Мингечаура) — $0,40 \pm 0,07$ и $0,51 \pm 0,04$ млн лет и нижний подъярус хр. Кюровдаг (борт Нижнекуринской впадины) — $0,7 \pm 0,2$ млн лет [Кошкин, 1984; Кашкаров, Кошкин, Ушко, 1987].

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Настоящий раздел составлен для тех, кому предстоит продолжить начатый нами сбор материала для радиометрического датирования пирокластических пород, залегающих среди морских и континентальных отложений неогена и плейстоцена как Восточного Паратетиса, так и других вулканических и прилегающих к ним провинций.

Несколько слов о терминологии. Следом за многочисленными авторами, мы широко используем термин "вулканический пепел", хотя общепринятого понимания этого термина пока нет. В одних случаях он является синонимом термина "вулканическая пыль" и определяется как наиболее мелкие частицы извержений без указаний на их размерность [Геологический словарь, 1956]. В других — размеры частиц пепла ограничены рамками 0,05—2 мм или 0,05—0,5 мм. Иногда термин "вулканический пепел" считается излишним, а размер частиц в 0,1 мм служит границей между вулканической пылью и вулканическим песком [Геологический словарь, 1973]. Наконец, в недавно предложенной "Классификации..." [1981] главный терминологический рубеж среди пирокластов определяется их литификацией: все уплотненные разности названы туфами разной размерности, а рыхлые — соответственно тефрамы. Термин "вулканический пепел" в этой классификации отсутствует.

В своей работе мы пользуемся термином "вулканический пепел" для всех песчано-пылеватых разностей пирокластических пород. В отличие от них мощные и разные по составу толщи осадочных вулканических пород, содержащих грубообломочные разности, мы относим к туфам. Мощность наблюдавшихся нами прослоев вулканических пеплов колеблется в пределах от первых миллиметров до первых метров. Естественно, что в разрезах неогена Паратетиса встречаются и более тонкие прослой вулканической пыли, измеряемые долями миллиметров, но они выпадают из нашего рассмотрения по причине малой размерности зерен; обнаружить их можно только при очень тонком и тщательном изучении литологии всего разреза, в чем в нашем случае нет необходимости. Туфовые толщи, отложившиеся вблизи центров извержений и измеряемые многими метрами, десятками и даже иногда сотнями метров, также не входят в наше рассмотрение, поскольку именно вблизи вулканов обычно отсутствуют интересующие нас стратифицированные разрезы морских отложений.

Пласты пеплов иногда сохраняют свою среднюю мощность на больших площадях, и тогда они могут служить маркирующими горизонтами. В ряде мест нам удалось проследить их на десяток, а иногда даже на несколько десятков километров. В других случаях пепловые прослой не протягиваются столь далеко, а иногда встречается линзовидная форма прослоя. Выклинивание прослоев пепла может быть связано как с местным выпадением из небольшого пеплового облака, так и с пере-

теканием жидкого пеплового осадка по неровностям дна, что нами и наблюдалось, в частности, в разрезах воронежских пеплов.

Размерность материала в большинстве случаев, как и мощность прослоев, связана с расстоянием от вулканических очагов. В целом в исследованном регионе сильно преобладают тонкие пеплы с обломками пелитовой и алевроитовой размерности, в то время как для целей радиометрического датирования пригодны породы, содержащие хотя бы незначительную примесь зерен размером более 0,1 мм, но и при таком условии большую часть отобранных образцов приходилось отбраковывать по причине малой размерности зерен. Добавим также, что нередко песчаные зерна представляют собой плотно спаянные агрегаты из тех же мелких частиц.

Прослоям пепла чаще всего свойственна нормальная градиционная слоистость, т.е. наиболее грубый материал приурочен к основанию слоя. Бывают, однако, и массивные слои без внутренней сортировки и другие варианты слоистости. Иногда наиболее грубый материал находится в средней части или даже вверху слоя. В понте Кобыстана нами описан прослой пепла мощностью около метра, состоящий не менее чем из десятка тонких слойков чистого вулканического пепла разной размерности и глины с примесью вулканической пыли.

Цвет вулканических пеплов кислого состава преимущественно белый, даже снежно-белый. Разности, состоящие из прозрачного вулканического стекла, искрятся, сверкают белизной, особенно на фоне вмещающих серых глин. Иногда цвет пеплов светло-серый или розоватый за счет примеси темноцветных минералов. Для некоторых прослоев характерны яркие цвета ожелезнения: желтый, оранжевый и розовый. В мзотисе Таманского полуострова нами наблюдался прослой пепла темно-серого цвета, что обусловлено местной пиритизацией.

Литификация вулканических пеплов верхнего кайнозоя не выявляет зависимости от возраста. Плотный кремнистый цемент характерен для тонких пеплов с несколько более основным составом стекол, распространенных в верхнем плиоцене Кавказа, в то же время сарматские пеплы обычно рыхлы, так же как и пеплы мзотиса и понта.

Вулканические пеплы, как правило, не карбонатны. Поэтому самое примитивное полевое опробование на карбонатность соляной кислотой позволяет сразу же исключить из рассмотрения множество разностей карбонатных пород, внешне очень похожих на пеплы. Особенно сходны с ними белые мучнистые известняки и мергели. Однако необходимо отметить, что бывают и редкие исключения: карбонат может присутствовать в цементе; известны также случаи, когда в вулканитах присутствуют фораминиферы и обломки раковин моллюсков — если их много, породы становятся существенно карбонатными.

Как известно, по минералогическому составу эффузивные обломочные породы разделяются на витрокластические и кристаллокластические, а также переходные между ними разности. Их общая черта — отсутствие окатанности зерен. Главным компонентом интересующих нас витрокластических разностей вулканических пеплов служат неокатанные обломки прозрачного вулканического стекла или непрозрачной пемзы. Соотношение между ними может быть самым различным

вплоть до полного господства того или другого компонента. Существует много промежуточных разностей между чистым прозрачным стеклом и непрозрачной пемзой; иногда обломки стекла затронуты разложением, что делает их малопрозрачными и полностью исключает использование для целей радиометрического датирования.

Обломки чистого и слабо замутненного стекла — объект нашего отбора под бинокляром — просмотрены нами в очень большом количестве, что позволило выделить по форме и общему облику три основные группы. Первую, самую распространенную группу составляют разнообразные по форме, но всегда остроугольные обломки пузырей различного размера: скорлупки, черепки, очень характерны рогульки — фрагменты сросшихся стенок двух или нескольких пузырей. Плоские чешуйки, похожие на чешуйки мусковита, представляют собой, вероятно, обломки очень крупных тонкостенных пузырей. Любопытно явление "живых пузырьков" газа в обломках вулканического стекла, отмеченное нами в пеплах мзотиса и понта Закавказья. Вторую, также широко распространенную группу составляет струйчатое или волокнистое стекло с хорошо видной параллельной полосчатостью. Его обломки имеют продолговатую форму, и в целом они обычно массивнее, чем обломки пузырей. Иногда струйки сочетаются с мелкими пузырьками. Оба эти типа достаточно своеобразны и поэтому отбираются под бинокляром уверенно. В третью, более редкую группу входят обломки массивного прозрачного стекла, неотличимые или трудно отличимые от зерен кварца. Отбор таких обломков нуждается в контроле под микроскопом, поскольку вулканическое стекло в скрещенных николях в отличие от кварца непрозрачно. Этот тип стекла характерен для разностей, переходных к кристаллокластическим пеплам.

Показатель преломления вулканических стекол в анализированных нами образцах колеблется от 1,483 до 1,515, поэтому их можно отнести к группе кислых и кисло-средних. Удельный вес стекла, по данным В.С. Саянова и Ф.С. Переса [1960], от 2,30 до 2,49; по данным Ш.А. Азизбекова [1947] обломки стекла слагают фракции с удельным весом менее 2,55.

Кроме обломков стекла, в легкой фракции пеплов встречаются кварц и полевые шпаты. Зерна кварца в большинстве случаев можно отличить от обломков стекла под бинокляром по форме и блеску. Количество зерен полевых шпатов, по литературным данным, колеблется от 1 до 5% легкой фракции [Саянов, Перес, 1960] или составляет почти полностью фракцию с удельным весом от 2,55 до 2,81 [Азизбеков, 1947]. Они представлены плагиоклазами — альбитом, олигоклазом и андезином в разных пропорциях. Калиевый полевой шпат встречается очень редко.

В тяжелой фракции (удельный вес более 2,81) выделяется группа темноцветных минералов — амфиболы, пироксены и биотит. По данным Ш.А. Азизбекова и Н.В. Пашалы [1976], господство того или иного цветного минерала характеризует определенные прослои и группы прослоев. Особенно детально это прослежено для плейстоценовых пеплов Азербайджана [Пашалы, 1980]. В изученных нами образцах

преобладает биотит. Обычно чешуйки биотита хорошо видны в породе простым глазом, они присутствуют по всему слою или скапливаются в его основании.

Рудные минералы в пеплах представлены ильменитом и магнетитом, реже гематитом. Есть также гранат, рутил, эпидот, турмалин, корунд, циркон (до 13% тяжелой фракции) и апатит. Последние два минерала наряду с вулканическим стеклом и биотитом используются для определения радиометрического возраста методом треков. Однако присутствие всех перечисленных минералов наиболее характерно для районов, расположенных в непосредственной близости от вулканов.

По результатам химических анализов (литературные данные и частично наши определения) в вулканическом пепле содержание кремнезема колеблется от 63 до 72%.

Для того чтобы проследить прослой пепла как маркирующие горизонты на большой площади, а тем более для того, чтобы связывать их с определенными извержениями вулканов, необходимы значительно более детальные полевые и лабораторные исследования. Необходимо учитывать также, что при воздушном переносе пепла его состав может существенно изменяться, так как первыми выпадают в осадок породы тяжелой фракции, затем минералы, и процентное содержание обломков стекла увеличивается. Благодаря своей остроугольной форме и низкому объемному весу (из-за присутствия пустот) обломки стекла, иногда довольно крупные, разносятся очень далеко от центра извержения. Поэтому простое сравнение химического состава породы может быть неточным. В целом для крупных регионов улавливаются только самые общие закономерности петрографии.

Весьма возможно, что некоторые из отмеченных особенностей пеплов характерны только для области Восточного Паратетиса, и что, например, пеплы Тихоокеанской провинции будут иметь свои отличительные черты. Во всяком случае, представляется необходимым рекомендовать сопровождение публикаций по радиометрическому датированию хотя бы краткой общей характеристикой использованных пеплов и условий их залегания.

Глава 5

К ПРОБЛЕМЕ ПЕРЕНОСА ПЕПЛОВ И ИХ УЧАСТИЯ В ПРОЦЕССАХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Проведенное нами изучение особенностей распространения пеплов в разрезе и пространстве и определение их радиометрического возраста могут способствовать получению важной информации об условиях их переноса и участии в процессах осадконакопления. Отметим, что проблемы переноса пеплов неоднократно обсуждались в геологической литературе. Тем не менее полученные нами данные позволяю

дополнить известные факты и суждения новыми необходимыми выводами об условиях ветрового разноса материала вулканических извержений (расстояниях, направлениях, изменении состава при переносе).

Основная масса пирокластического материала выпадает непосредственно в районе извержения; псаммито-алевритовый материал разносится на первые десятки километров, максимум до 100—130 км, где выпадает в виде прослоев малой мощности (несколько миллиметров), и только пепел пелитовой размерности может распространяться на сотни и даже тысячи километров [Малеев, 1980].

Для неогеновых пеплов Восточного Паратетиса эти цифры существенно иные. Как мы уже отмечали, в настоящее время еще нет возможности указать на связь пепловых прослоев с конкретными древними вулканами, а только с вулканическими областями, поэтому расстояния переноса пеплов могут быть подсчитаны в первом приближении. Опробованные нами сарматские пеплы Молдовы — прослой до 20 см с зернами песчаной размерности — отстоят от наиболее вероятных очагов в Закарпатье на расстояние от 200 до 300 км. От Керченско-Таманского региона, где также есть прослой песчано-алевритовой размерности, до ближайших возможных очагов (южное Закарпатье или Галатский массив в Турции) около 600 км. Псаммитовые и алевро-псаммитовые пепловые прослой позднего сармата, эоценового и понта Кобыстана находятся в 400—450 км от возможной области извержений. Из пеплов ачкагыла и апшерона только западно-азербайджанские и восточногрузинские располагаются на расстоянии в 150—200 км от возможных вулканов; Бакинский район — в 400—500 км, а Туркмения, где, по данным А.А. Али-Заде, также, хотя и в небольших количествах, присутствуют псаммит-алевритовые разности, отстоит от самых близких возможных очагов Малого Кавказа и Ирана на 700—750 км. Рекорд дальности переноса обломков вулканического стекла песчаной размерности (до 0,5 мм!) представляют воронешские пеплы нижнего миоцена, которые расположены не менее чем в 1200 км от возможных источников в Закарпатье.

Эти данные свидетельствуют о том, что многие из опробованных нами прослоев явились результатом вулканических извержений более мощных, чем известные в наше время. Может быть, это связано с тем, что в миоцене в ближайших к Паратетису очагах господствовал кислый вулканизм, роль которого со временем уменьшилась? В рассматриваемом интервале времени в соответствии с господством ветров преобладало восточное направление разноса. Наиболее отчетливо это можно наблюдать, по нашим данным, в пеплах эоценового и понта Азербайджана. Область извержений намечается более или менее на сравнительно небольшом пространстве Южной Грузии и Северной Армении. Продолжительность активности порядка 4 млн лет, количество прослоев пепла в разрезах до двух десятков. Весь этот материал распространялся только на восток и восток-юго-восток узкой полосой в пределах Закавказья. За пределами этого шлейфа нами не обнаружено ни одного прослоя пеплов.

На этом примере хорошо видно изменение мощности прослоев и состава пепла при разносе. Если на расстоянии в 100—150 км (Вос-

точная Грузия) встречаются прослои до 5 м грубых пеплов и даже туфогравелитов кристаллокластических по составу, то в Кобыстане преобладают прослои мощностью менее 1 м, по размерности — песчано-алевролитовые, есть разности и витрокластические и кристаллокластические. На Апшеронском полуострове нет прослоев мощностью более 2 см и они состоят целиком из вулканического стекла алеврито-пелитовой размерности.

Текстура осмотренных нами пеплов из многих сотен прослоев, как правило, проста: как раз то, что принято называть т е ф р а — результат прямого выпадения материала в водный бассейн из пеплового облака. Местами в прослое хорошо выражена градиционная текстура, иногда слои однородны по размерности, часто более грубый материал приурочен к середине или к верхней части слоя. Последний случай можно объяснить наличием в более крупных обломках вулканического стекла пор или пузырей, которые делают их более легкими, чем мелкие обломки стекла: они опускаются на дно медленнее по мере заполнения пор водою [Малеев, 1980].

В прослоях пепла, включенных в толщу глубоководных глин¹ (а их среди изученных нами осадочных образований большинство), примесь постороннего материала ничтожна. Следовательно, пирокластический материал, образующий прослой, как и грубый материал мутьевых потоков в турбидитах, оседал на дно значительно быстрее, чем автохтонные глубоководные осадки, максимальная скорость накопления которых около 0,5 мм, а чаще не более 0,1 мм в год. В разрезах, представленных относительно мелководными осадками, например в сармате Молдовы или местами в понте Азербайджана, некоторые прослои пепла содержат в примеси обломки других пород, соизмеримые по размеру с обломками стекла; здесь же встречаются обломки раковин или целые раковинки фораминифер или остракод — это разности, переходные к туффитам, туфоалевролитам или туфопесчаникам.

Прослои пепла со сложной текстурой встречаются в виде исключения, но на них следует остановиться особо. Это прослои пепла из Воронежской области и нижнего понта Азербайджана. Очень разные по возрасту и месту нахождения, они очень сходны по текстуре, что вероятно, свидетельствует и о сходных условиях формирования. В обоих случаях они включены в мелководные прибрежные осадки. Это прослой мощностью 2 или 3 м, состоящие из двух приблизительно равных частей. Нижняя часть представлена сравнительно тонким однородным материалом — зернами вулканического стекла песчано-алевритовой размерности, а верхняя сложена разнородным материалом с крупными обломками стекла и обломками пород; эта часть слоя отличается текстурами оползания или грубой косо́й слоистостью. На границе двух частей слоя также внутри верхней части встречаются тонкие и иногда неправильные по форме прослойки глин. Мы предполагаем, что в обоих случаях нижняя часть слоя пепла

¹Здесь и ниже термин "глубоководные" применяется только по отношению к внутренним морям Паратетиса. Глубоководные отложения океанов характеризуются скоростями осадконакопления на порядок меньшими.

образовалась путем непосредственного и быстрого его выпадения из пеплового облака на дно водоема, а верхняя часть является результатом оползания и стекания материала с подводных склонов. Время формирования этой части слоя может быть несколько растянуто, и эта порода уже не подходит под определение термина "тефра".

Для подсчета скорости осадконакопления обычно используются данные радиометрических датировок (не менее 2-х) и мощности изучаемых толщ. Мы сделали такие расчеты для разрезов внутренних морей Паратетиса, в которых пеплы датированы на нескольких уровнях. Учитывая допустимую ошибку, расчеты, конечно, приближительны.

Для оценки результатов приведем следующие цифры скоростей некомпенсированного осадконакопления в разных условиях. Так, для дна Мирового океана эта скорость порядка 0,4 см в 1000 лет и менее. Во флишевых трогах от 5 до 20 см в 1000 лет, во внутренних морях от 10 до 50 см в 1000 лет. Последняя скорость характерна для верхнеплейстоценового этапа развития Черного моря.

Нами получены такие скорости: в сармате Керченско-Таманского региона в прибортовой, шельфовой части бассейна (Аджельская балка, образцы 8 и 8А) — 2,5 см в 1000 лет, на Таманском полуострове, т.е. в центральной части Керченско-Таманского прогиба (образцы 18 и 1), — 12 см в 1000 лет, в мзотисе Кобыстана (образцы 125, 128 и 131) — в среднем 16 см в 1000 лет, причем существенно больше — до 30 см в 1000 лет — в нижней части разреза (образцы 125, 128). Поскольку тип осадконакопления (диатомовые глины) не изменился, можно допустить наличие местного скрытого перерыва где-то вблизи границы сармата и мзотиса. В разрезе понта Боян-Ата (шемахинские слои) средняя скорость осадконакопления 30 см в 1000 лет (расчет проведен по данным шести датированных горизонтов пеплов). При этом в нижней части разреза, где присутствие горизонтов ракушечника свидетельствует о мелководье и местных размывах, эта скорость всего 10 см в 1000 лет, а в верхней части разреза, сложенной глинами, достигает 44 см в 1000 лет. После очень большой скорости накопления продуктивной толщи (в Куринской впадине до 100 см в 1000 лет) в акчагыле этот процесс резко замедлился — в среднем для Апшеронского полуострова около 1,5 см в 1000 лет. По нашим данным, на западе Азербайджана в мелководном заливе акчагыльского моря (разрез Кушкунa) — 10,5 см в 1000 лет, для Бакинского района — в центральной части этого же моря — 0,4 см в 1000 лет.

Отметим еще один факт. Когда мы встречаем разрезы, насыщенные прослоями пепла, типа понтических или акчагыльских разрезов Восточного Азербайджана, где эти прослои насчитываются десятками, мы невольно представляем себе чуть ли не постоянно действующий активный вулканический очаг. Данные радиометрии свидетельствуют о том, что даже самые близкие прослои пеплов разделены временем в десятки или первые сотни тысяч лет. Тончайшие (миллиметровые) прослои пепла, которые обнаружил в разрезах верхнего сармата Керченского полуострова Л.С. Белокрыс [1981] (более одного на 1 м разреза), выпадали, согласно подсчетам, не чаще чем раз в 10000 лет. Такова частота сколько-нибудь заметных пеплопадов на расстояние

нескольких сотен километров от очага, случавшихся только во время исключительно сильных извержений. Что же касается обычных извержений типа тех, которые происходят в наше время чуть ли не ежегодно, то их пирокластический материал распространяется, по-видимому, на расстояния на порядок меньшие. И только тончайшая пыль, присутствие которой в осадках трудноуловимо, разносится по всему земному шару.

Приведенные данные по пеплам Восточного Паратетиса выявляют большие возможности радиометрического датирования вулканитов для детализации условий осадконакопления и, в частности, для расчета скоростей этого процесса в зависимости от батиметрии и морфологии дна конкретного бассейна.

Глава 6

ПЛАНКТОН В ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

В главе рассматриваются только две группы морских планктонных организмов: фораминиферы и известковый нанопланктон, что определяется двумя причинами. Именно эти группы являются четкими индикаторами внедрения в Восточный Паратетис нормальных морских вод и в конечном итоге свидетельствуют о существовании связей с ближайшими морскими бассейнами Мирового океана (в данном случае Тетиса). Вторая причина заключается в необходимости изучения видового состава планктона и объективной оценки возможности использования в Восточном Паратетисе биоэональных шкал. Это относится только к нанопланктону в связи с сообщениями (в литературе) о работах по созданию такой биоэональной шкалы.

До проведенных нами исследований планктонные фораминиферы в морских надбаденских отложениях Восточного Паратетиса были обнаружены только в сармате Предкарпатского прогиба и южного склона Украинского щита¹. "В последнее время в западной части Внешней зоны прогиба, в этой подсвите (нижнедашавской — И. Ч.), достигающей здесь мощности 2000 м, были обнаружены планктонные фораминиферы [Вишняков и др., 1977], отнесенные предварительно Л. В. Колчинцевой (Бурындиной) к родам *Globorotalia* и *Globigerina*" [Стратиграфия СССР, 1986. С. 87]². Укажем, что нижнедашавская подсвита одноименной свиты отнесена к нижнему сармату. "Планктон-

¹ Для более высоких слоев можно указать на сообщение Слободина [1980] о находках нескольких форм планктонных фораминифер в верхнеакчагыльских отложениях Башкирии. Однако эти находки еще не нашли подтверждения в работах других исследователей.

² Поскольку в библиографии этого полутoma указанные авторы [Вишняков и др., 1977] не значатся, мы не могли познакомиться с первоисточником данного сообщения.

Таблица 5
Распределение планктонных фораминифер в скв. 18 у с. Ульма

Возраст	Глубина опробования, м	<i>Globorotalia mayeri</i>	<i>G. miozea miozea</i>	<i>G. obesa</i>	<i>G. acostensis</i>	<i>G. continuose</i>	<i>G. peripheroronda</i>	<i>G. pseudopachyderma</i>	<i>G. angustiumbilitata</i>	<i>G. praescitula</i>	<i>G. peripheroscuta</i>	<i>Globigerina sicenus</i>	<i>G. falconensis</i>
	5—10												
	10—12												
Балтская свита *	28—33												
	35—38												
	51—56												
	56—60												
Srm ₃	88—96												
	96—102												
	117—124												
	124—129												
	129—137												
	169—173												
	173—177												
Srm ₂	177—186												
	194—200												
	200—206												
	221—216												
	228,5—234												
	252,8—259												
	265—270												
	274—278,3												
	278,3—285												
	290—294												
	294—298												
	298—302												
	302—306												
	315—319												
	355—359												
	363—369,3												

*Обнаруженные здесь фораминиферы не позволяют четко обозначить границу балтской свиты

ные фораминиферы встречались в Предкарпатском районе только в начале сармата (зона *Cibicides badensis*) в виде единичных экземпляров видов *Globigerina* и *Globorotalia*" [Стратиграфия СССР, 1986. С. 255].

В Днепропетровской области в разрезе сарматского яруса балки Скотоватая (левый приток р. Конка) В.Г. Куличенко и др. [1979] обнаружили единичные *Globigerina* sp. в отложениях кужорского гори-

G. juvenilis	-	-	-	-	-
G. bulboides	-	-	-	-	-
G. parvuloides	-	-	-	-	-
G. praebulloides	-	-	-	-	-
G. quinqueloba	-	-	-	-	-
G. siakensis	-	-	-	-	-
G. incompta	-	-	-	-	-
G. bolli	-	-	-	-	-
Globigerinita	-	-	-	-	-
incrusta	-	-	-	-	-
Globosusdrina	-	-	-	-	-
altispira altispria	-	-	-	-	-
Praeorbulina	-	-	-	-	-
glomerosa glomerosa	-	-	-	-	-
Globigerinoides	-	-	-	-	-
trilobus	-	-	-	-	-
G. ruber	-	-	-	-	-
G. tarchanensis	-	-	-	-	-
G. sacculifer	-	-	-	-	-
Orbulina suturalis	-	-	-	-	-
O. universa	-	-	-	-	-

зонта волынского подъяруса (нижний сармат)¹. По поводу этих находок авторы указывают, что здесь "в тонких прослоях известковистых глин и мергелей определен более глубоководный и полносолёный комплекс в составе *Globogerina* sp., *Cibicides* sp., *Elphidium fichtellianum*, *E. macellum* и массовое количество *Ammonia beccarii*" (с. 30). Интересен и важен

¹ Эти же авторы предлагают рассматривать разрез сарматских отложений балки Скотовая как гипостратотип сарматского яруса.

вывод, сделанный этими же авторами: "Находки глобигерин в сарматских отложениях данного разреза подтверждают предположение о кратковременных соединениях полузамкнутого сарматского бассейна с Мировым океаном" (с. 31). В обоих случаях находки планктонных фораминифер не сопровождались видовыми определениями, а само количество выделенных родов ограничивалось двумя. В других районах Восточного Паратетиса планктонные фораминиферы в отложениях сарматского яруса не были найдены¹.

Значительно более полный комплекс планктонных фораминифер был выделен В.Г. Куренковой (при участии О.Г. Бобринской) в разрезах сармата Молдовы [Куренкова, 1984; Бобринская, Куренкова, 1985, 1986] в керне картировочных скважин. Отметим, что ранее в том же стратиграфическом интервале О.Г. Бобринской было найдено свыше 200 видов, представляющих многочисленные роды бентосных фораминифер. По материалам керна 12 скважин, пробуренных на территории северных и центральных районов Молдовы в разрезе сармата были установлены планктонные фораминиферы родов *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globoquadrina*, *Orbulina*, *Globigerinita*, *Praeorbulina*, *Globigerinoides*, во всех случаях представленные мелкими угнетенными раковинками.

Наиболее многочисленные планктонные фораминиферы были обнаружены в сарматской части разреза скв. 18 (вблизи с. Ульма, центральная часть Молдовы). Отсылая читателей к подробному описанию О.Г. Бобринской и В.Г. Куренковой [1986] разреза сарматского яруса и встреченных здесь комплексов бентосных и планктонных фораминифер, мы ограничиваемся приведением таблицы, иллюстрирующей стратиграфическое распределение форм в разрезе скв. 18 и дающей достаточно полное представление о характере выявленного здесь комплекса планктонных фораминифер (табл. 5). Большинство из 29 определенных видов планктонных фораминифер сармата скв. 18 были описаны нами и другими исследователями в отложениях серравалийского возраста, вскрытых глубоководной скважиной N 375 на поднятии Флоренс в восточной части Средиземного моря. Планктонные фораминиферы в нижесарматской части разреза отсутствуют. Представители двух родов найдены в нижнем сармате Предкарпатского прогиба и Украинского щита. Такие различия характерны для ограниченных по площади бассейнов и, вероятно, отражают влияние меняющегося во времени и пространстве пресноводного стока на тот или иной участок акватории.

По поводу находок планктонных фораминифер в балтской свите (верхний сармат), имеющей, по мнению ряда исследователей, континентальное происхождение, считаем необходимым высказать некоторые соображения. Несомненно, значительная часть осадочных образований этой свиты сформировалась в дельтовых условиях и, следовательно, гетерогенна. Постепенное замещение вверх по разрезу и в

¹ В Закарпатском прогибе, т.е. в советской части Западного Паратетиса, И.В. Венглинский [1975] отмечает в сармате редкие находки глобигеринид, мелкорослых, обычно со следами угнетения, *Globigerina bulloides* Orb. и его разновидностями.

пространстве морских отложений сармата дельтовыми не исключает присутствия как непереотложенных, так и переотложенных раковин планктонных фораминифер. Естественно, в условиях ближнего перелотложения (что свойственно дельтам) идентификация аллохтонного материала весьма затруднительна.

Проведенные в разрезах сармата Молдовы исследования — своего рода первая заявка на присутствие здесь неизвестных ранее планктонных фораминифер. Отсутствие зональных видов (равно как и угнетенный характер фауны) указывает на гидрохимическую обстановку в молдовской части сарматского бассейна как отличную от нормальной морской и в то же время свидетельствует о существовании связей этого бассейна с Мировым океаном через Средиземное море.

В надсарматских озерно-морских отложениях Восточного Паратетиса остатки планктонных фораминифер нами (и никем другим) обнаружены не были (кроме случая, указанного для акчагыла), и, вероятно, сарматский бассейн был последним в исследованном регионе прибежищем этой группы микропланктона.

При рассмотрении нанопланктона позднего кайнозоя Восточного Паратетиса мы широко используем любезно предоставленные нам Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной неопубликованные данные, многие из которых получены по результатам совместных работ на важнейших разрезах неогена этого региона.

Прежде всего следует подчеркнуть главную особенность нанопланктона Восточного Паратетиса: начиная с чокрак-караганского времени в разрезах неогена и нижнего плейстоцена неизвестны однозначно установленные зональные виды. Последнее же их присутствие зафиксировано только в тархане — *Helicosphaera ampliaperla* и *H. scisuga*, определяющие принадлежность этого яруса (возможно, только его нижней части) к зоне N 4 *H. ampliaperla* стандартной шкалы.

Во всех вышележащих отложениях содержащиеся нанопланктон слои характеризуются присутствием видов-космополитов с широкими интервалами стратиграфического распространения. Сразу же укажем, что многолетнее изучение разрезов Молдовы, Крыма, Таманского полуострова, Грузии, Azerbaijan и Туркмении, ведущееся Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной, пока еще не подтвердило присутствия зональных форм нанопланктона. Таким образом, создание надежной схемы зонального деления неогена Восточного Паратетиса по нанопланктону остается проблематичным. К настоящему времени нанопланктон в отложениях сарматского яруса выявлен во многих районах Восточного Паратетиса — в разрезах Карпат, Молдовы, Крыма, Тамани, Западной Грузии, Azerbaijan, Западного Казахстана и Туркмении.

Обнаружение нами планктонных фораминифер в разрезах сармата Молдовы привлекло к нему внимание специалистов по нанопланктону. В нижнем сармате Молдовы по данным Л.А. Головиной, Н.Г. Музылева и В.Х. Рошки [1986], определены следующие формы нанопланктона: *Coccolithus pelagicus*, *Rhabdosphaera sicca*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Pontosphaera* sp. Отсутствие в приведенном списке зональных видов позволяет тем не менее авторам

сделать следующее важное заключение: "В океанических осадках появление *Duscoaster kugleri* (нижняя граница зоны N 7) практически совпадает с уровнем исчезновения *Cyclocargolithus floridanus*. Этот факт давно подтвержден при изучении многих глубоководных скважин. Правда, в крайне редких случаях выявляется перекрытие стратиграфических интервалов *Discoaster kugleri* и *Cyclocargolithus floridanus* в основании зоны N 7. Иными словами, находки *Cyclocargolithus floridanus* определяют возраст отложений, в которых они содержатся, не моложе нижней части зоны N 7" (с. 33). Указывая на находки прекрасной сохранности экземпляров *Cyclocargolithus floridanus* и считая его автохтонным элементом раннесарматских ассоциаций, те же авторы полагают, что нижний сармат не моложе нижней части зоны N 7.

В корреляционной схеме Берггрена [Berggren, 1981] зона N 7 соответствует средней части сerratavalia и интервалу времени 14—13 млн лет, что с учетом возможных ошибок в измерениях в целом отвечает интервалу 13,7—12,4 млн лет, обозначающему нижний (волинский) подъярус сармата.

В следующей работе Н.Г. Музылев и Л.А. Головина [1987]¹ приводят уже список форм, обнаруженных в скважинах как в нижнем, так и в среднем сармате Молдовы. Авторы определяют 15 видов нанопланктона, отмечая, что это пока самые разнообразные сарматские ассоциации из когда-либо описанных" (с. 69). По-видимому, такое относительно высокое разнообразие нанофлоры и присутствие планктонных фораминифер взаимосвязаны; биономия этой части сарматского бассейна была наиболее близка к морской и указывает на активное внедрение океанических вод.

Разрез нижнего-среднего сармата Тамань-1, по Н.Г. Музылеву и Л.А. Головину, показывает присутствие уже единичных *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Perforacalcinella fusiformis*, *Calcidiscus macintyreii*. В то же время в ассоциации, описанной в нижнем сармате Арабатской стрелки и п-ова Бирючий С.А. Люльевой [Дидковский, Люльева, Люльев, 1968], определены рабдосферы: *Rh. signatoria*, *Rh. hirsuta*, *Rh. formosa*. В нижнем-среднем сармате Западной Грузии (разрез Чхоуши) ассоциации нанопланктона менее разнообразны. Н.Г. Музылев и Л.А. Головина [1987] приводят следующий список видов: *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Sphenolithus moriformis*, *Calcidiscus macintyreii*. Ц.Д. Минашвили [1983] в этом же разрезе определила и *Rhabdosphaera sicca*, *Cyclocargolithus floridanus* (в нижнем сармате), *Rh. clavigera*, *Discoaster variabilis*, *Catinaster coalitus* (в среднем сармате).

В более поздней работе Ц.Д. Минашвили [1986] отмечает, что в Западной Грузии "отложения нижнего сармата, обогащенные *Cyclocargolithus floridanus* и *Reticulofenestra pseudoumbilica*, по-видимому, можно скоррелировать с дашавской свитой (нижний сармат. — И.Ч.) Предкарпатья", а "ассоциация нанопланктона из среднесарматских отложений Западной Грузии с комплексом зоны N 8 (*Catinaster coalitus*)

¹ В этой работе содержится достаточно полная библиография по исследованиям сарматского нанопланктона.

коррелируется с одноименной зоной, занимающей верхнюю часть ссравалийского яруса" (с. 16).

В нижнем сармате Азербайджана (разрез Адживели) Н.Г. Музылев и Л.А. Головина выявили присутствие остатков *Coccolithus pelagicus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Helicosphaera carteri*. В сармате Закаспийского региона этим же исследователями присутствие нанофоссилий установлено в отложениях нижнего сармата в разрезе Диоджи (Туркмения): *Coccolithus pelagicus*, *Cyclocargolithus floridanus*, *Braarudosphaera bigelowi* и *Calcidiscus leptoporus*.

В образцах из низов раннего сармата разреза Тюб-Караган (Мангышлак) А.С. Андреевой-Григорович обнаружен ископаемый нанопланктон. Он близок к известному в сармате *s. stricto* Венского бассейна, включающему *Coccolithus pelagicus* (Wall.), *Cyclococcolithus rotulus* (Kamp), *Helicopontosphaera Kampthneri* Hay et Mohler, *Reticulofenestra pseudoumbilica* Gartner [Стратиграфия..., 1986. С. 147].

Приводя эти данные, мы хотим подчеркнуть, что распределение нанопланктона выходит далеко за пределы Молдовы, района, наиболее близкого к проливам, соединявшим сарматское море с Тетисом.

Н.Г. Музылев и Л.А. Головина, обращая внимание на отсутствие определенной закономерности в распределении нанопланктона в разрезах сармата Восточного Паратетиса, обоснованно видят причину этого явления в пестроте биомических обстановок ранне-средне-сарматского бассейна.

Изучение сарматского нанопланктона позволяет отметить определенную общность данных, полученных как по этой группе фоссилий, так и по остаткам планктонных фораминифер. Несомненно, что существовавшие в течение десятилетий представления о сарматском бассейне как о замкнутой, отделенной от Мирового океана системе, должны быть отвергнуты; ни одна из двух групп микрофлоры и микрофауны не могла существовать без внедрения в сарматский бассейн океанических вод через ссравалийское Средиземное море.

Отложения верхней части мзотического яруса, вскрытые в северной части Индольского прогиба, содержат, по данным В.Н. Семененко [1987], исключительно проходящие формы: *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Sphenolithus neoabies*, *S. moriformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Discoaster aulakos*. У контакта с понтическими отложениями наряду с перечисленными формами отмечены *Cyclococcolithus leptoporus*, *Sphenolithus abies*, *Discoaster neorectus*, *D. variabilis*, *D. intercalaris*, *D. neohamatus*.

А.С. Андреева-Григорович, обобщая полученные ею данные по нанопланктону сармата и мзотиса (в основном по западной части Восточного Паратетиса), делает следующие выводы: "Большинство видов имеет широкое вертикальное и площадное распространение и известно из миоценовых отложений Тетиса и Западного Паратетиса. К сожалению, не выделены ни зональные виды, ни характерные виды зональных комплексов, поэтому корреляцию по нанопланктону с Западным Паратетисом и Тетисом проводить пока невозможно" [Стратиграфия..., 1986. С. 25]. Мы согласны с выводом об отсутствии зональных видов нанопланктона, но что касается отсутствия характерных видов

зональных комплексов, то приведенный пример использования Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной для определения возраста и корреляций вида *Cyclocargolithus floridanus* из нижнего сармата Молдовы показывает, что такие возможности имеют место и явно не исчерпаны указанным видом. Совершенно не исключено, что в процессе дальнейших исследований в "удачных" разрезах будет встречен более разнообразный нанопланктон с другими характерными видами зональных комплексов.

В низах понта, в отложениях босфорского подъяруса присутствует ряд указанных для верхних слоев мэотиса форм, а также *Pseudoemiliania lacunosa*. Выше по разрезу понта нанофлора отсутствует.

Н.Г. Музылев и Л.А. Головина обнаружили автохтонный нанопланктон в нижней части понта в разрезах у мыса Железный Рог и у Одессы. Однако если рассматривать приведенные В.Н. Семененко [1987] данные как указание на достаточно явную инвазию морских вод в мэотический бассейн на заключительном этапе его развития, то они находятся в некотором противоречии с выводами Н.Г. Музылева и Л.А. Головиной (неопубликованные данные). Эти исследователи отмечают, что в раннем-среднем мэотисе связь Восточного Паратетиса с Мировым океаном возобновилась, но в позднем мэотисе вновь ухудшилась или, возможно, прекратилась. При этом подтверждается кратковременная инвазия океанических вод в самом начале понта.

В отложениях киммерийского яруса, несмотря на многократное опробование указанных Семененко и Люльевой наземных разрезов, нанопланктон, за исключением переотложенных палеогеновых форм, обнаружен не был.

В разрезе акчагыла Дуздаг предположительно автохтонная ассоциация нанофлоры обнаружена Н.Г. Музылевым и Л.А. Головиной лишь в одном интервале и представлена единичными *Helicosphaera* aff. *carteri*, *Calcidiscus* aff. *leptoporus*, *Pseudoemiliania* aff. *lacunosa* и разрозненными сегментами *Braarudosphaera bigelowi*. В разрезе Портсайман (Туркмения) нанофлора присутствует в акчагыле только на одном уровне и представлена многочисленными экземплярами явно автохтонных *Braarudosphaera bigelowi*. Автохтонный нанопланктон в разрезе Веселовка (Керченский полуостров) приурочен к пограничному интервалу между нижним куяльником и верхним акчагылом.

Анализ материала из трех перечисленных разрезов показывает, что автохтонный или предположительно автохтонный нанопланктон фиксируется приблизительно в одном стратиграфическом интервале — в верхнем акчагыле, что, вероятно, связано с одним синхронным событием в истории акчагыльского бассейна (периодом максимального свободного водообмена между этим бассейном и Тетисом).

В связи с публикациями В.Н. Семененко и С.А. Люльевой [1978] о нанопланктоне акчагыльских и апшеронских отложений Прикаспийского региона Н.Г. Музылев и Л.А. Головина пишут следующие (цитируется по рукописи): "В разрезах Дуздаг, Карадаг и Ясамальская долина в акчагыльском интервале ими обнаружены *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus* cf. *doronicoides*, *Cocco-*

lithus cf. productus, Pseudoemiliana cf. lacunosa, Cyclococcolitus leptoporus, Sphenolithus abies, Sphenolithus neoabies, Discolithina japonica, Braarudosphaera bigelowi, Thoracosphaera sp.² (Phacothus? sp.), Discoaster brouweri (определен лишь в разрезе Ясамальская долина, близ контакта с нижним апшероном).

В апшеронских отложениях этих же разрезов определен перечисленный комплекс, но без *D. brouweri* и *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* sp., *Discolithus* cf. *histricus*, *Discolithus* cf. *antillarum*.

Изучение татанских слоев Черноморского бассейна (поздний акчагыл и конец среднего) показало присутствие аналогичного комплекса, плюс редкие находки *Discoaster pentaradiatus*.

Общеизвестны проблемы, связанные с границей акчагыла—апшерона и соответствия ее границе неогеновой и антропогеновой систем. В.Н. Семененко и С.А. Люльева сделали заключение о принадлежности акчагыльских отложений к нанопланктонным зонам N 18 и 19 (поздний плиоцен), которое имеет принципиальное значение: впервые установлено точное положение акчагыла в общей стратиграфической шкале кайнозоя. Достоверность этих выводов вызывает определенные сомнения, в связи с чем необходимо проанализировать списки нанопланктона, приведенные В.Н. Семененко и С.А. Люлевой. Прежде всего, присутствие в акчагыльской ассоциации *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies*, *Sphenolithus neoabies*, *Pseudoemiliana lacunosa*. Уровень исчезновения *R. pseudoumbilica*¹ — один из важных рубежей в развитии плиоценового нанопланктона — совпадает (или практически совпадает) с исчезновением *Sph. abies* и *Sph. neoabies*, последних представителей сфенолитов [Gartner, 1969; Martini, 1971; Bukry, 1973]. К этому же уровню приурочено появление *P. lacunosa* (Gartner, 1969, 1973, 1977; Martini, 1971).

Эти события характеризуют границу нижнего и верхнего плиоцена и используются во всех зональных схемах. Таким образом, если основываться на определениях В.Н. Семененко и С.А. Люлевой, верхнеакчагыльские отложения не могут быть моложе основания верхнего плиоцена. Однако вся сумма биостратиграфических и палеомагнитных данных (а также и радиометрических. — И. Ч.), известных к настоящему времени, свидетельствует о позднеплиоценовом возрасте акчагыла. Возникает вопрос об автохтонности *R. pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies* и *Sph. neoabies* в акчагыльских отложениях.

Теперь о находке В.Н. Семененко и С.А. Люлевой в акчагыльских отложениях *D. brouweri* и *D. pentaradiatus*. Первый вид известен начиная от верхней части миоцена до конца позднего плиоцена, второй — от основания верхнего миоцена до середины позднего плиоцена. Таким образом, сам факт присутствия *D. brouweri* и *D. pentaradiatus* в акчагыльских отложениях определяет возраст последних не моложе позднего плиоцена. Остальные виды приведенного списка имеют широкое стратиграфическое распространение и продолжают существовать в современных океанах.

¹ Это касается крупных (до 12 мк) форм *R. pseudoumbilica*, мелкие экземпляры (до 6 мк) продолжают существовать и поныне.

Принципиально вопрос о возрасте ачкагыльских и апшеронских отложений можно решить, установив в них по нанопланктону границу плиоцена и плейстоцена. Напомним критерии установления этой границы. Общепринятый критерий — исчезновение дискоастров. К их самым последним позднеплиоценовым представителям относятся *D. brouweri* и трехлучевые дискоастеры, которые иногда рассматриваются как самостоятельный вид — *D. triradiatus*, а иногда как вариант *D. brouweri*. Трехлучевые дискоастеры появляются еще в нижнем плиоцене, но в верхней половине верхнего плиоцена они становятся многочисленными и определяют специфику ассоциаций этого интервала. Уровень исчезновения дискоастров можно использовать только при отсутствии выраженных процессов переотложения, но этот критерий ненадежен, например, в Средиземноморском регионе, отличавшемся высокой тектонической активностью в неогене и следующей отсюда постоянной переработкой более древних отложений (включая и неогеновые). Кроме того, экземпляры *D. brouweri* вообще предельно редки в самом верхнем плиоцене Средиземноморья. И хотя исследования Д. Рио, Р. Спровиери и И. Раффи [Rio, Sprovieri, Raffi, 1984] доказали, что исчезновение *D. brouweri* в Средиземноморье и в Мировом океане синхронно, но использовать это событие можно только на уровне границы подзоны вследствие трудности его установления в разрезах Средиземноморья.

Процессы переработки более древних отложений в ачкагыльском бассейне были выражены также очень сильно. Однако важно даже не это, а то, что появление *D. brouweri* в ачкагыле разреза Дуздаг (определения В.Н. Семененко и С.А. Люльевой) имело явно эпизодичный характер, а отсюда соотносить уровень этой находки с границей плиоцена—плейстоцена будет неоправданным допущением. Трехлучевые дискоастеры в ачкагыле пока не обнаружены (их находка была бы важным, хотя и не безусловным доводом в пользу принадлежности ачкагыла к нанопланктонной зоне N 18).

Гораздо более надежный критерий границы неогена—квартера по нанопланктону — появление *Gephyrocapsa oceanica* [Gartner, 1977], практически синхронное с уровнем исчезновения *D. brouweri* и широко используемое сейчас для определения этой границы в Средиземноморье [Rio, 1982; Rio, Sprovieri, Raffi, 1984]. В Понто-Каспийском регионе *G. oceanica* пока не обнаружена.

Наконец, Г. Бизон и К. Мюллер [Bizon, Müller, 1976] для определения положения границы предлагали использовать уровень исчезновения *Calcidiscus macintyreii*, отмечающийся сразу над появлением *G. oceanica*. Недостатки этого критерия такие же, как и в случае с *D. brouweri*. Экземпляры *C. macintyreii* обнаружены в разрезе Веселовка [Головина, Музылев, Ушакова, 1986], но там они приурочены к очень узкому интервалу, заведомо не отвечающему биозоне *Calcidiscus macintyreii*.

Таким образом, имеющиеся сведения не дают четких указаний на зональную принадлежность ачкагыла по нанопланктону. Очевидно лишь, что они не противоречат представлениям о соответствии границы ачкагыла—апшерона границе плиоцена—плейстоцена”.

Исследования наземных разрезов послесарматского неогена Вос-

точного Паратетиса показывают, что нанопланктонные комплексы встречены лишь в очень узких интервалах (зачастую выявлены лишь в одном образце) и не содержат зональных форм¹. Это позволяет считать, что на данном уровне наших знаний можно использовать присутствие нанопланктона лишь для палеоэкологических и палеогеографических реконструкций. Несомненно, что уровни с нанопланктоном могут рассматриваться как свидетельство связи палеобассейна Восточного Паратетиса с Мировым океаном, а разнообразие ассоциаций служит показателем степени активности водообмена.

Следует обратить внимание и на большой объем исследований нанопланктона в глубоководных скважинах 380/380А, пробуренных с "Гломар Челленджер" в Черном море [Головина, Сузылев, Ушакова, 1987]. Изучение более 500 образцов керна показало невозможность однозначного решения биостратиграфических проблем. В данном случае мы обратим внимание лишь на одну сторону предложенных альтернативных вариантов. При принятии любого из них следует исходить из того, что в открытом море комплексы нанопланктона должны быть не менее, а всегда более широко представлены как в количестве, так и в видовом составе, чем это обнаруживается на окраинах бассейна. Таким образом, остается необъяснимым отсутствие, например, в акчагыле (при принятии второго варианта схемы стратиграфического расчленения разреза Черного моря указанных авторов) или же в нижней части понта (в первом варианте) глубоководных скважин того разнообразия видов, которое многократно указывалось В.Н. Семененко и С.А. Люльевой в разрезах суши. Приведенное обстоятельство еще в большей степени ставит под сомнение правомочность выводов этих авторов о возможности создания зональной шкалы неогена Восточного Паратетиса по нанопланктону.

В оценке нанопланктона позднего кайнозоя Восточного Паратетиса последние 8—10 лет отмечены существенным приростом знаний по этой группе микрофоссилий, что позволяет критически подходить к полученным данным и более объективно применять их для реконструкций палеоэкологического и палеогеографического планов.

В связи с использованием в наших корреляционных построениях новых данных по нанопланктону Западного Паратетиса (см. гл. 7) необходимо дать краткие сведения о составе сарматского и паннонского нанопланктона этого региона. До недавнего времени наиболее высоким стратиграфическим уровнем позднего кайнозоя, охарактеризованным остатками нанопланктона, являлся сармат *s. str.* Бона и Гал [Bona, Gál, 1985] приводят следующий список сарматских форм Паннонского бассейна: *Sphenolithus moriformis*, *Cyclococcolithus rotula*, *Cyclococcolithus macintyeri*, *Perfocalcinella fusimorfis*, *Rhabdolithus pannonicus*, *Lithostromation triangularis*, *Braarudosphaera discula*, *B. bigelowi*, *Holo-*

¹ В домезотической части разреза неогена Восточного Паратетиса выявляется достаточно отличная закономерность. Связь с Мировым океаном была практически постоянной, и здесь можно выделить лишь три периода вероятного отсутствия сообщений: 1 — конец чокрака—начало карагана; 2 — поздний караган; 3 — вторая половина позднего сармата.

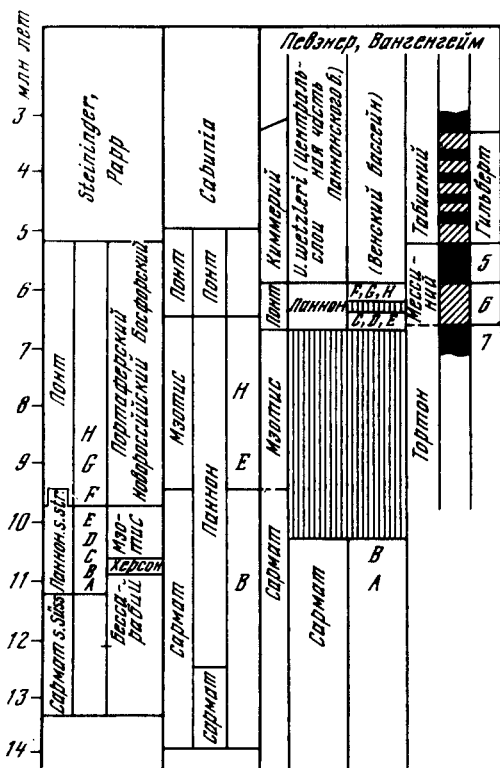


Рис. 10. Корреляция паннона с отложениями Эвксинского бассейна и Средиземноморья [Певзнер, Вангенгейм, 1982]

doscolithus macroporus, *Discolithina multipora*, *Helicosphaera carteri*, *Cyclococcolithus leptoporus*, *Coccolithus pelagicus*.

Глубокое бурение, проведенное в Венгрии, позволило этим же авторам впервые выявить в отложениях нижнего паннона следующий комплекс нанопланктона: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclococcolithus leptoporus*, cf. *Cricolithus janesi*, *Helicosphaera carteri*, *Holodiscolithus macroporus*, *Braarudosphaera bigelowi*, *Noelerhabdus signatorius*, *N. bozinovici*?, *N. jerkovici* n. sp., *N. div. sp. indet.**, *Reticulafenestra pseudo-umbilica*, *Bekelithella echinata* n. gen. n. sp., *Syracosphaera sp. indet?*, *Coronosphaera mediterranea* *Sphenolithus sp.*, *Perfocalcinella fusiformis**, *Coccolith* < 5 μ m*.

Приведенный список, по-видимому, указывает на дальнейшее распространение сарматского бассейна в Западном Паратетисе. Во всяком случае, ясно, что в нижнем панноне еще существовала связь бассейна с Мировым океаном и, таким образом, нижние слои этого регионаруса несут следы режима сарматского моря. Приведенные на-

*Формы, встречающиеся в основном в нижних слоях верхнего паннона. Возможно, перетолченные? (И. Ч.).

ходки планктона мы рассматриваем как определенный довод в пользу отнесения нижнего паннона к сармату, точнее, к верхней половине бессарабского подъяруса. Можно прийти к предварительному выводу о том, что эволюция сарматского бассейна в Западном Паратетисе по крайней мере в ранне- и среднесарматское время развивалась достаточно сходно с событиями в сарматском бассейне Восточного Паратетиса. Несомненно также, что дальнейшее изучение наиболее глубоких частей впадин Западного Паратетиса позволит существенно изменить представления о нижнем панноне, по крайней мере в пределах слоев А—В схемы Паппа (рис. 10).

Глава 7

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАТЕТИСА И ТЕТИСА (Средиземное море)

Проблема корреляции позднекайнозойских морских отложений Восточного Паратетиса и Средиземного моря и в конечном итоге всего Мирового океана в последнем десятилетии начала наконец обретать свое разрешение. Основная роль в этих позитивных сдвигах принадлежит прежде всего физическим методам исследований — радиометрическому датированию и палеомагнитным измерениям. В то же время следует отметить значительную неравномерность в охвате радиометрическими датировками морских отложений указанных регионов. Так, в Западном Паратетисе эти исследования проводились практически лишь в двух странах — в Венгрии и Чехо-Словакии. Такие же возможности в Румынии и Югославии остаются явно не реализованными; отсутствуют радиометрические датировки в Болгарии и Польше. Следует также указать, что весьма многочисленные датировки собственно магматических пород, выполненные в некоторых регионах, не могут быть объективно использованы для целей геохронологии осадочных образований. Значительная часть дат, полученных в Чехо-Словакии для магматических пород, не имеет надежно установленных взаимоотношений с осадочными образованиями, палеонтологической привязки и, таким образом, не может найти однозначного положения в радиометрической шкале.

В Советском Союзе, охватывающем своими южноевропейской и западноазиатской (Туркмения, Западный Казахстан) областями практически весь Восточный Паратетис, первые группы датировок (исключительно прослоев пеплов в осадочных образованиях) начали публиковаться только с 1984 г. К настоящему времени радиометрические возрасты получили все регионалы неогена, начиная с сарматского (за исключением киммерийского) до нижнеплейстоценовых апшеронского и бакинского включительно. Таким образом, в Восточном Паратетисе появилась достаточно надежная радиометрическая шкала

и соответственно возможности для объективной корреляции геологических событий в этом регионе и в смежных областях Западного Паратетиса и Средиземноморья [Чумаков и др., 1984, 1988, 1989].

Ниже будут проведены корреляционные построения для Восточного и Западного Паратетиса, а затем для первой из указанных областей и Тетиса (Средиземное море), начиная с сарматского яруса и его возрастных аналогов, прежде всего на базе дат, полученных как методом треков, так и К-Аг методом радиометрического датирования.

Сармат *sensu* Зюсс = *s.str.* в пределах Западного Паратетиса обеспечен группой радиометрических датировок, выполненных на разрезах Венгрии и Чехо-Словакии. При этом наиболее древняя К-Аг дата для сарматского яруса была получена по биотиту из риолитового туфа ("верхний риолитовый туф" по местной классификации), вскрытого в нижней трети разреза сармата двумя скважинами, пробуренными к западу от Будапешта, — $13,7 \pm 0,5$ млн лет [Нагор, 1981; Balogh, 1984]. Сходные датировки ($13,7 \pm 13,6$ млн лет) получены по биотиту андезитовых туфов методом треков (здесь и ниже $\lambda_f = 6,85 \cdot 10^{-17}$ лет⁻¹) в скв. Д-1 вблизи г. Девта (Словакия) из основания стрельницкой формации, отнесенной к нижнему сармату по палинологическим данным (Репчок, 1981)¹. Более молодые слои этой же формации были датированы методом треков в интервале 13,2—12,8 млн лет [Dublan et al., 1979].

Липаритовый туф, залегающий в палеонтологически охарактеризованных слоях нижней части раннего сармата в районе г. Берегово на территории украинской части Закарпатья², был датирован К-Аг методом $13,3 \pm 1,5$ млн лет и, таким образом, с учетом возможной ошибки не выходит за пределы указанных дат.

Приведенные датировки по риолитовым и андезитовым туфам из нижних слоев сармата Венгрии и Словакии и украинской части Закарпатья полностью соответствуют датам, полученным нами в Молдове для пеплов, залегающих в отложениях нижнего (волынского) подъяруса сармата *sensu* Барбот де Марни = *s. lato* непосредственно над границей с бадением ($13,6$ — $13,7$ млн лет)³. Укажем также, что абсолютное большинство датировок бадения в Западном Паратетисе показывает цифры, превышающие 14 млн лет. Радиометрический возраст границы бадения и раннего сармата в Западном и Восточном Паратетисе оценивается достаточно однозначно — $13,7$ — $13,6$ млн лет и, во всяком случае, не превышает 14 млн лет.

Следует указать, что в ряде случаев в Словакии к нижнему сармату по флористическим и палинологическим данным отнесены от-

¹ В данном случае Репчок, используя шкалу Васса [Vass, 1978], относит указанные датировки к верхней части позднего бадения.

² Закарпатский прогиб является единственным районом СССР, относящимся в сармате к области Западного Паратетиса.

³ Приведенная в литературе К-Аг датировка, выполненная Рубинштейном для того же слоя пеплов, 14 млн лет (без указания величины ошибки) не противоречит нашим данным.

ложения, получившие датировки, превышающие 14 млн лет. Так, Б. Пландерова, используя флористические остатки из базальных слоев формации Долины Медведей, относит ее к верхам раннего сармата. В то же время эта формация датирована трековым методом по биотиту из гиперстен-амфиболового андезита $14,5 \pm 0,3$ и $14,5 \pm 0,4$ млн лет. Этот же андезит имеет К-Аг дату $14,5 \pm 0,1$ млн лет. Репчок [Рершok, 1981], относя эту формацию к бадению, обоснованно указывает на игнорирование в данном случае палеофлористами результатов радиометрического датирования.

Для определения границы раннего и среднего сармата в настоящее время наибольший интерес представляют данные, полученные нами в Молдове и на Керченском полуострове, где пеплы, залегающие в самых верхних слоях раннего сармата, непосредственно у границы со средним сарматом (бессарабий), получили датировку 12,4 млн лет (среднее из двух). Нижние же слои среднего сармата отмечены датой 12,2 млн лет (среднее из трех). Таким образом, наиболее вероятно положение границы S_1/S_2 на уровне 12,3 млн лет. Весьма близкая К-Аг дата была получена по липаритовым туфам, залегающим в верхних слоях раннего сармата у г. Вышково (Закарпатье) [Багдасарян и др., 1980], — $12,5 \pm 0,5$ млн лет.

Переходя к корреляции более высоких горизонтов сармата, необходимо указать, что в Западном Паратетисе в отличие от Восточного трехчленное деление этого яруса (сармат s. str.) имеет иное содержание: ранний сармат соответствует нижней половине волынского подъяруса сармата s.l., средний — верхней половине этого же подъяруса и низам бессарабия, поздний сармат — верхним слоям нижней половины бессарабского подъяруса сармата s.l. Поэтому, используя для корреляции датировки сармата s.str. Западного Паратетиса, следует постоянно иметь в виду иное, чем в Восточном Паратетисе, значение терминов "ранний", "средний", "поздний".

Ваш и др. [Vass et al., 1987], обобщая результаты К-Аг и трековых датировок сармата s.str. Западного (Центрального) Паратетиса, приводят в радиометрической шкале неогена следующие временные границы главных подразделений этого яруса: S_1/S_2 — 12,7 млн лет; S_2/S_3 — 12,0 млн лет и S_3/Pn (паннон) — 11,5 млн лет. Таким образом, граница S_1/S_2 сармата s.str. приблизительно отвечает границе раннего и позднего волынии, граница S_2/S_3 — середине раннего бессарабия, а S_3/Pn близка к положению границы позднего бессарабия и херсонского подъяруса Восточного Паратетиса. Напомним, что в этом регионе наши датировки позволяют провести границу S_2/S_3 в интервале 11,4—11,3 млн лет.

Из проведенных радиометрических значений возраста границ подразделений сармата s.str. и сопоставления с датировками сармата s.l. можно сделать предварительный вывод, что в Западном Паратетисе волыний и бессарабий, вместе взятые, имеют тот же объем, что и в Восточном Паратетисе $\approx 2,2$ — $2,3$ млн лет.

Сделанные выводы представляются важными, поскольку во всех стратиграфических схемах сармат s.str. ограничивается лишь ранним бессарабием. Приведем по этому поводу заключение известного исследова-

дователя неогена Западного Паратетиса Сенеша [Seneš, 1985]: "Уверенно доказано, что сармат по Зюссу отвечает только нижней части сармата по Барбату де Марни Восточного Паратетиса — только волынскому и нижней части бессарабского подъярусов" (с. 37). Проведенный анализ радиометрических датировок позволяет поставить под сомнение этот вывод и предварительно соотнести сармат s.str. как минимум с волынским и бессарабским подъярусами сармата s.l. в полном их объеме.

Однако при рассмотрении проблемы верхней границы сармата s.str. следует напомнить и данные венгерских исследователей Балог и др. [Balogh et al., 1983], которые датируют верхний сармат К-Аг методом по риолитам, вскрытым скважинами в Венгрии, $11,0 \pm 0,6$; $11,3 \pm 0,5$ и $11,2 \pm 0,5$ млн лет. Следовательно, все приведенные даты указывают на возможное соответствие по крайней мере части позднего сармата s.str. нижним слоям херсонского подъяруса Восточного Паратетиса. Эти данные позволяют предположить, что сармат s.str. Западного Паратетиса имеет больший объем, чем это считается установленным, т.е. включает в себя весь бессарабский подъярус, а возможно, и часть херсонского подъяруса. В связи с этим приведем некоторые данные о возрасте пограничных с сарматом слоев паннона.

Балог и др. [Balogh et al., 1983] указывают К-Аг дату $11,0 - 10,7$ млн лет, отмечающую в северо-восточной части Венгрии переход от сармата к паннону. Пельтц и др. [Peltz et al., 1985] называют возраст нижних слоев паннона (А—В—Е) в интервале $10 - 8$ млн лет (по датировкам вулканитов восточной части гор Калимани в Восточных Карпатах, Румыния).

Приведенные еще ограниченные радиометрические даты показывают, что граница сармат—паннон в Западном Паратетисе может отвечать интервалу времени, обозначающему нижние слои позднего сармата (херсонский подъярус) Восточного Паратетиса. Этот вывод еще более подкрепляется рядом сообщений об отсутствии перерыва между верхними слоями сармата s.str. и нижними слоями паннона.

В Западном Паратетисе стратификация паннона допускает существование двух схем:

1) паннон s.l. с верхней границей на уровне $2,4$ млн лет, разделяющийся на нижний и верхний подъярусы с границей между ними на уровне $8,8$ млн лет [Hamor, 1985 — по палеомагнитным данным], $6,5$ [Jambor, 1985], $5,5$ млн лет [Balázs, 1981] и др. Паннон у ряда авторов включает в себя в рамках верхнего подъяруса понт, киммерий—дакий и румыний;

2) паннон s.str. в целом отвечает нижнему подъярусу паннона s.l. и показывает широкий спектр представлений о его верхней границе — от $8,5$ [Rögl, Steininger, 1985, 1988; Vass, Repčok, 1985] до $5,5$ млн лет [Hamor, 1985; Jambor, 1985].

Сенеш [Seneš, 1985] дает следующее определение этому подъярусу: "Паннон s.str. по Стефановичу или мальвензий, как его принято называть в Дакийском бассейне (промежуточная область между Центральным и Восточным Паратетисом), отвечает верхнему бессарабию,

херсону и мзотису. В области Тетиса отвечает нижнему и среднему тортону" (с. 37—38).

При положении верхней границы на уровне 6,5 млн лет паннон s.str. граничит с понтом, а при ее проведении на уровне 5,5 млн лет — с киммерием—дакием. Таким образом, стратиграфический объем паннона s.str. понимается неоднозначно.

Обе приведенные схемы имеют более дробное расчленение на слои схемы Паппа [1951] (слои А/В, С, D, E, F, G, H), выделенные по комплексам малакофауны. Многочисленные датировки, приписываемые различным интервалам паннона, повсеместно сделаны по базальтам. Отметим, что мы не имеем информации об условиях залегания и взаимоотношений с осадочными породами этих вулканитов, что ограничивает возможности объективной корреляции с использованием результатов радиометрического датирования.

При рассмотрении возможных вариантов корреляции паннона s.str. представляется уместным привести краткие данные по результатам изучения проблемы стратиграфического положения нижних слоев паннона (А—В), проведенного советскими исследователями М.А. Певзнером и Э.А. Вангенгейм [1982]¹. Ими показано, что нижние слои (А—В) паннона Западного Паратетиса следует отнести к сармату (см. рис. 10) и, таким образом, бессарабский подъярус (его нижняя половина) надстраивается за счет нижней части паннона. Следовательно, понятие сармат s.str., по этим авторам, соответствует всему раннему и среднему сармату Восточного Паратетиса. Не исключено, что слои А—В раннего паннона соотносятся и с какой-то частью позднего сармата, этот вопрос остается открытым.

Представляются важными сообщения о результатах бурения, проведенного в депрессиях Венгрии. На различных глубинах были вскрыты отложения раннего паннона, содержащие комплекс науплианктона сарматского облика (см. гл. 6). Следовательно, ранний паннон, по существу, отмечает продолжавшееся существование сарматского бассейна, как минимум в пределах слоев А—В и как максимум в интервале слоев С—D—E.

М.А. Певзнер и Э.А. Вангенгейм указывают на отсутствие в разрезах паннона аналогов мзотического яруса; непосредственно на слоях А—В, по представлению этих исследователей, залегают отложения понтического яруса, к которому ими отнесены слои С—Н схемы Паппа². Из заключений этих авторов следует, что граница слоев А—В и более высоких слоев паннона, которым приписан понтический возраст, должна быть близкой к уровню 7 млн лет (как это установлено нами в Восточном Паратетисе). В таком случае можно объяснить отсутствие в разрезе паннона стратиграфических аналогов мзотического яруса только перерывом в осадконакоплении продолжительностью

¹ См. также: Pevzner, Vangengeim, 1985.

² По М.А. Певзнеру и Э.А. Вангенгейм [1982], последовательность слоев схемы Паппа "с определенной фауной в каждом конкретном районе отражает лишь местные фациальные условия", а "индекс-виды не могут быть использованы для дробного расчленения паннонского бассейна в целом" (с. 47).

≈ 2,3 млн лет (продолжительность мзотиса по нашим датировкам в Восточном Паратетисе). Можно допустить, что в глубоких, ныне погребенных частях впадин сохранились останцы как мзотических, так и верхнесарматских отложений. Если последние будут обнаружены, то само противопоставление сармата s.str. и сармата s.l. потеряет смысл (впрочем, учитывая изложенные данные, понятие сармат s.str. уже потеряло свой первичный смысл).

В то же время следует обратить внимание на результаты датирования паннонских вулканитов в интервале времени 10,5—8 млн лет, отвечающих по возрасту верхним слоям сармата и нижней половине мзотиса Восточного Паратетиса. Мы уже привели данные Пельтца и других о возрасте слоев А—В—Е в Румынии (10—8 млн лет): Балаз и др. [Balazs et al., 1985] датируют самые молодые базальты паннона s.l. Венгрии (местонахождения Кискунхалас и Кесель) 9,6—8,0 млн лет; по Балогу [Balogh et al., 1985] базальты раннего паннона s.l. в междуречье Дунай—Тисса имеют даты 10,4—8,1 млн лет. Мы не располагаем данными, позволяющими судить об условиях залегания базальтовых тел и, таким образом, не можем определить их соответствие фаунистически охарактеризованным слоям озерно-морского паннона или его континентальным аналогам. В данном случае следует обратить внимание на определенные противоречия с данными М.А. Певзнера и Э.А. Вангенгейм и на необходимость продолжения работ по проблеме объемов и корреляции сарматского и паннонского ярусов Западного Паратетиса.

Ваш и др. [Vass et al., 1987] показывают границу паннон—понт в интервале от 8,5 до 6,19—7,15 млн лет. По-видимому, в распоряжении этих авторов еще нет достаточно объективных данных для проведения более определенной границы, хотя годом раньше Ваш и Балог [Vass, Balogh, 1986] указали ее на уровне 7,0 млн лет, что соответствует уровню границы мзотис—понт в Восточном Паратетисе.

Граница понт—дакий (=понт—киммерий) в Венгрии и Словакии проводится на уровне $5,6 \pm 0,2$ млн лет [Vass et al., 1987], т.е. с учетом возможной ошибки, отвечает пока еще условной верхней границе понта черноморской области ≈ 5,4 млн лет. Граница дакий—румыний 3,8—3,7 млн лет [Vass et al., 1987] соответствует границе киммерий—акчагыл в Восточном Паратетисе. Напомним, что наша датировка $3,34 \pm 0,35$ млн лет отмечает самый нижний прослой пепла в разрезе раннего акчагыла Азербайджана, но еще не самые нижние его слои. Это позволило нам принять границу этих двух ярусов на уровне, близком к 3,7 млн лет. В связи с отсутствием в Западном Паратетисе стратиграфически привязанных радиометрических датировок более молодых, чем румыний, отложений мы не приводим корреляцию надкачагыльских ярусов раннего плейстоцена (апшерон, баку) в сравниваемых регионах.

Привлечение радиометрических данных к проблеме корреляции позднего кайнозоя двух областей Паратетиса позволяет сделать и некоторые предварительные выводы палеогеографического и биономического характера применительно к сарматскому и паннонскому ярусам.

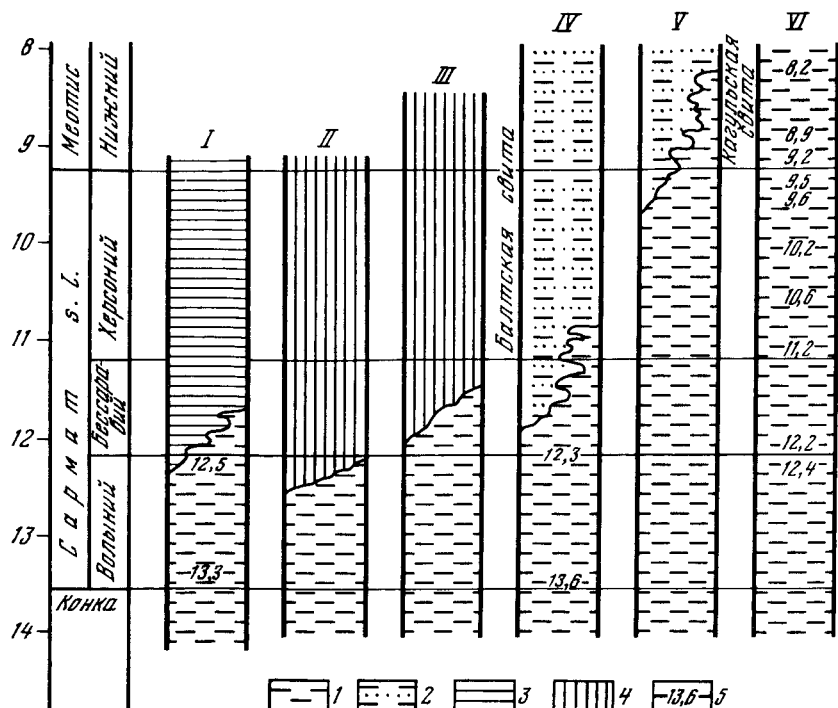


Рис. 11. Схема сопоставления средне-верхнемиоценовых отложений Западного (советская часть) и Восточного Паратетиса

I — Западный Паратетис, Закарпатский прогиб; II—VI — Восточный Паратетис: II — Предкарпатский прогиб, III — Волыноподольская плита, IV — Молдавская плита, V — Придунайский район Скифской плиты, VI — Керчь, Тамань, Азербайджан (обобщенно); 1 — озерно-морские отложения сармата, 2 — континентальные отложения балтской и кагульской свит, 3 — озерные отложения паннона, 4 — размыв, 5 — датированные пеплы и туфы, цифры — радиометрический возраст в млн лет

Анализ радиометрических дат приводит к выводу о разновременном завершении морского режима сармата в различных районах как Западного, так и Восточного Паратетиса. В первом из них определение истинных масштабов разновременности этого процесса во многом зависит от окончательного решения проблемы границы сармат—паннон. В Восточном бассейне картина этой разновременности прослеживается достаточно четко (рис. 11). Так, в Предкарпатском прогибе известны только отложения волинского подъяруса (дашавская свита) сармата. На территории Волыно-Подольской плиты сармат завершается нижними слоями бессарабского подъяруса. Впрочем, не исключено, что здесь, как и в Предкарпатском прогибе, существовали размывы впоследствии более высокие слои сармата. В пределах Молдавской плиты сармат представлен в основном своими нижним и средним подъярусами. Лишь на органиченной территории юга плиты встречены катерлезские слои херсонского подъяруса (поздний сармат).

В северном направлении, начиная с середины бессарабского подъяруса, происходит постепенное замещение морских отложений дельтовыми образованиями балтской свиты. Только в Придунайском районе Скифской плиты наблюдается уже полный разрез сармата, а также и отложения перекрывающего его раннего мзотиса.

Радиометрические и палеонтологические данные позволяют заключить, что если в Восточном Паратетисе сарматский бассейн завершил свое существование с трансгрессией мзотического моря, то в Западном Паратетисе морской режим сармата закончился, вероятно, в связи с продолжавшимся поднятием альпийских горных сооружений и как следствие "затоплением" депрессий обломочным материалом.

В связи с проблемами корреляции неогена Западного и Центрального Паратетиса следует кратко остановиться на биономии бассейнов этих регионов. Несомненно, что биономия сарматского и паннонского бассейнов была весьма сложной и остается еще недостаточно исследованной. По существу эти бассейны следует рассматривать как эстуарии с весьма сложной гидрохимической зональностью. Так, через нижние слои водной массы этих эстуариев происходил приток морских вод, что и определило существование в центральных частях депрессий океанического наупланктона¹. В то же время верхние слои водной массы, и прежде всего на окраинах бассейнов, формировались за счет поверхностного стока и были пресными или слабосоленоватыми. Наконец, промежуточный слой являлся результатом смешивания вод нижнего и верхнего слоев. Подобная схема стратификации водной массы осложнялась к тому же влиянием стока из ряда местных водотоков, что в конечном итоге создавало пеструю картину взаимодействия вод различного ионного (морского и озерного) состава и не менее пеструю и контрастную биономию бассейнов Западного Паратетиса, отраженную в одновременном существовании здесь как явно морских, так и озерных групп фауны. Представляется, что именно эти особенности развития жизни в эстуариях существенно затрудняют возможности корреляции на основе биостратиграфии.

Приведенный выше вариант корреляции отложений позднего кайнозоя Восточного и Западного Паратетиса выявляет ряд проблем, обусловленных прежде всего отсутствием в последнем надежной стратиграфической привязки радиометрически датированных вулканитов. В значительной мере сложности корреляции обязаны отсутствию единства среди стратиграфов в определении нижней границы паннонского регионаруса, его объема, в принципах деления на подъярусы и слои.

Именно по этой причине корреляция позднекайнозойских отложений Западного и Восточного Паратетиса и Тетиса выявляет множественность схем западных и советских авторов. В то же время

¹ По такой схеме, например, происходит внедрение через нижнее течение в пролив Босфор средиземноморской воды в Черное море и привнос сюда океанического наупланктона. Некоторые его виды показывают высокую продуктивность при солености поверхностных вод 15—17‰.

к причинам такого явления следует отнести и тот факт, что до недавнего времени практически полностью отсутствовали радиометрические датировки в Восточном Паратетисе, а даты, опубликованные для позднего кайнозоя Средиземноморья, в значительной части были выполнены на флангах вулканов, что далеко не во всех случаях гарантировало объективное определение взаимоотношений вулканитов и осадочных образований. Именно с целью ознакомления советских геологов с этой стороной выполненных в Средиземноморье датировок нами была опубликована сводка всех трековых дат с указанием положения исследуемых проб [Чумаков, 1987]. Увлечение местных специалистов (как и в Чехо-Словакии) датированием хорошо доступных пород местных вулканов в определенной мере сказалось и на геохронологии неогена и плейстоцена Средиземноморья, хотя следует признать, что по сравнению с многими странами Европы здесь сделаны значительные успехи.

Укажем также, что создание палеомагнитной шкалы как в Западном Паратетисе, так и в Средиземноморье сопряжено с рядом трудностей. В странах Средиземноморья возникают проблемы с палеомагнитными исследованиями позднего миоцена (мессиний) и нижней части плиоцена (занклий) из-за преобладания в разрезе этих ярусов солей, диатомитов и мелоподобных мергелей — пород, не обладающих магнитной "памятью".

Переходя с корреляции неогена Восточного Паратетиса и Средиземноморья, отметим, что в последние годы в геологической литературе уже кажется полностью исчезли попытки коррелировать отложения сарматского яруса с эвапоритами мессиния. Опубликованные нами серии датировок сармата Восточного Паратетиса окончательно определили единственно возможное сопоставление отложений этого региона с сerratвалем и нижними слоями тортона средиземноморской ярусной шкалы.

Практически при применении любой хроностратиграфической шкалы граница бадений—сармат(=конка—сармат) отвечает средней части сerratвалия, интервалу 14—13,5 млн лет. Более сложный вопрос возникает при корреляции границы сerratвалей—тортон и соответствующей ей границы в подъярусах сармата. По Райну и др. [Ryan et al., 1974], нижняя граница тортонского яруса проводится на уровне 12 млн лет. По Берггрену [Berggren, 1981], эта же граница отвечает уровню 11,8 млн лет. Харленд и др. [1985], используя работы Несса и др. [Ness et al., 1980], где приведены исправленные по новым константам K-Ar датировки, взятые из более ранних работ, показывают нижнюю границу тортона на уровне 11,3 млн лет. По М.А. Певзнеру [1986], "подошва тортона близка древней границе эпохи магнитной полярности 9, возраст которой в настоящее время оценивается между 10 и 10,5 млн лет, и она близка (немного моложе) нижней границе верхнего сармата" (с. 27).

Представляется целесообразным использовать скорректированный возраст нижней границы тортона по Нессу и др., наиболее близкий к полученному нами возрасту границы средний—поздний сармат — 11,3 млн лет (рис. 12). Таким образом, ранний и средний сармат

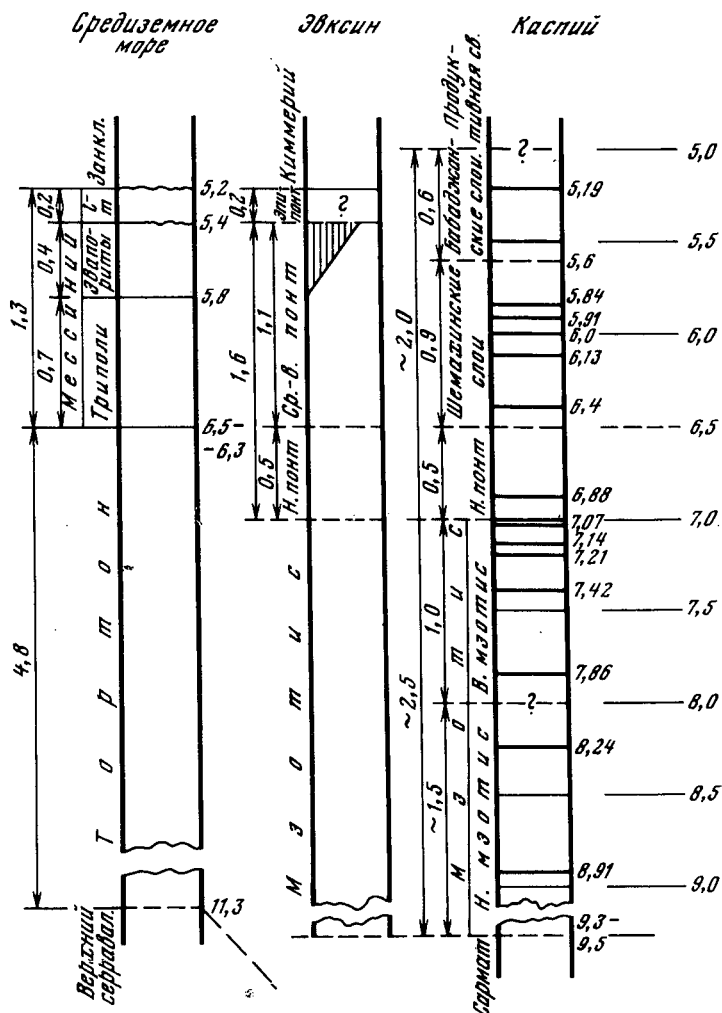


Рис. 12. Схема корреляции надсарматских отложений Восточного Паратетиса (Эвксин и Каспий) и надсерравалийских Средиземного моря

(волинский и бессарабский подъярусы) Восточного Паратетиса соответствуют верхней половине сарравалия, поздний сармат (херсонский подъярус) — нижним слоям тортона. Верхняя граница тортонского яруса тортон—мессиний наиболее обоснована по серии радиометрических датировок, выполненных на охарактеризованном микропалеонтологических остатках разрезе Изарорен (бассейн Мелилья в северо-восточной части Марокко). Здесь, по данным Ариаса и др. [Arias et al., 1976, 1978], вблизи границы тортон—мессиний в толще глин и мергелей залегает несколько прослоев туфов, датированных как К-Аг методом (по биотиту), так и трековым (по вулканическому

стеклу)¹. Средний суммарный возраст этой границы по всем датировкам $\approx 6,5$ млн лет.

Указанные авторы отмечают, что первая встречаемость (F.A.D.) двух важных для стратиграфии форм планктона — *Amaurolithus primus* и *Globorotalia sanomiozea* — в данном разрезе находится в согласии с полученным по сумме датировок возрастом границы тортон—мессиний. В более поздней работе те же авторы [Agiar et al., 1980] сообщают новые данные по датированию мессиния Италии, не противоречащие ранее сделанным выводам.

Чита и Маккензи [Cita, McKenzie, 1986] с учетом палеонтологических и палеомагнитных данных, полученных в океанических скважинах, уточняют возраст границы тортон—мессиний и показывают ее на уровне 6,3 млн лет или в середине шестой палеомагнитной эпохи. Границу формации триполи (предэвапоритовый мессиний) и мессинских эвапоритов эти авторы проводят на уровне 5,7 млн лет, а подошву формации лаго-маре (lago-mare) на уровне 5,4 млн лет. Таким образом, продолжительность собственно эвапоритовой фазы мессиния составляет всего 300—350 тыс. лет, а лаго-маре около 200 тыс. лет.

Приведенные данные позволяют соотнести с тортонским ярусом в полном его объеме поздний сармат, мзотис и ранний понт, вместе взятые (напомним, что верхняя граница раннего понта указана нами на уровне $\approx 6,5$ —6,3 млн лет).

Граница поздний миоцен—плиоцен = мессиний—занклий практически во всех стратиграфических схемах Средиземноморья показана как близкая к 5,2 млн лет. Таким образом, полученная нами пока еще единственная дата $5,19 \pm 0,89$ млн лет бабаджанских слоев Каспийской области позволяет отнести их верхнюю часть к плиоцену, рассматривая последнюю как аналог нижних слоев киммерия. Следует отметить, что это предложение уже было высказано рядом авторов². Соответственно верхняя половина шемахинских слоев, ограниченная снизу датой 5,84 млн лет, вероятно фиксирующей полный разрыв связей с Эвксином, может отвечать только эвапоритовой толще мессиния — по М. Чите и Маккензи [Cita, 1986] интервалу 5,7—5,4 млн лет. Следовательно, озерно-морскую толщу лаго-маре в Восточном Средиземноморье (по Чите и Маккензи 5,4—5,2 млн лет) можно соотносить с частью бабаджанских слоев, ограниченной сверху датой 5,19 млн лет.

Проводимые в настоящее время палеомагнитные исследования шемахинских и бабаджанских слоев должны окончательно прояснить проблему соотношения эвксинского и каспийского понта. Если в пределах этих двух местных стратиграфических подразделений будет установлена V палеомагнитная эпоха, недостающая в разрезах черно-

¹ Расчет радиометрического возраста по вулканическому стеклу выполнен при использовании константы $\lambda_f = 6,85 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹.

² Л.А. Невеская и др. [1984] по этому поводу пишут следующее: "Не исключено, что низам киммерия отвечает верхняя часть бабаджанских слоев, относимых ныне к верхнему понту" (с. 46). По существу эта группа авторов подтверждает высказанное ранее предположение К.А. Али-Заде [1940] о принадлежности верхней части бабаджанских слоев к киммерию.

морской области¹, возникнет необходимость введения в стратиграфическую схему Эвксина одного недостающего, по нашему мнению, подразделения. Более подробно проблемы границы понт—киммерий в Черноморском регионе рассмотрены в заключении этого раздела.

Отсутствие пепловых горизонтов и соответственно датировок в киммерии ($\approx$ продуктивная толща) позволяет указать его возрастной объем лишь с использованием радиометрических дат в верхней части бабаджанских слоев и в нижних слоях акчагыла — соответственно $5,19 \pm 0,89$ и $3,34 \pm 0,35$ млн лет. С учетом того, что последняя дата характеризует еще не самые низкие слои акчагыла, границу киммерий—акчагыл можно предварительно указать как близкую к $3,4—3,5$ млн лет, что в целом отвечает принятому в Средиземноморье положению верхней границы занклия.

Таким образом, киммерий (или же продуктивную толщу с верхней частью бабаджанских слоев в основании) на данном этапе исследований можно в целом соотносить с занклием. Верхняя граница акчагыла проходит на уровне, близком к $1,87$ млн лет, что позволяет коррелировать отложения этого региона с пьянченцием средиземноморской ярусной шкалы. Укажем также, что граница между акчагыл и апшероном в целом отвечает границе плиоцена и плейстоцена международной шкалы ($1,85$ млн лет).

Наконец, апшерон Восточного Паратетиса ($1,87—0,65$ млн лет) в целом соответствует калабрию, а бакинский регионарус, верхняя граница которого еще недостаточно радиометрически обозначена, предварительно коррелируется с сицилием Средиземноморья или с его средним этапом — милацием.

* * *

Рассмотренные различия в понимании как объемов черноморского и каспийского понта, так и положения границы понт—киммерий ($\approx$ продуктивная толща) в этих двух областях Восточного Паратетиса объясняется, с нашей точки зрения, различиями в характере и масштабах воздействия на них геологических событий, происшедших в Восточном бассейне Средиземного моря (ВБСМ) на рубеже миоцена и плиоцена.

Главным таким событием в ВБСМ стало возникновение в мессинии (так же как и в западной части Средиземного моря) обширного солеродного бассейна. Напомним, что предэвапоритовый этап мессинского времени (формация триполи) был отмечен уже ограниченной (вероятно через Рифский пролив) связью с Мировым океаном и первыми признаками эвксинизации [Cita, 1982]. По-видимому, это явление в конечном итоге и определило отсутствие нанопланктона в верхней части понтического яруса Восточного Паратетиса.

Начавшийся мессинский кризис — формирование мощной толщи

¹ Указанная М.А. Певзнером в ряде работ [1986 и др.] V эпоха, обозначающая переход от понта к киммерию, была выделена только в разрезе континентальных отложений вне области Восточного Паратетиса и не имеет надежной стратиграфической привязки.

солей различного состава в Средиземном море — сопровождался как многократными заполнениями (чаще всего неполными) его ванны океаническими водами, так и многократным же выпариванием последних. Именно фазы иссушения и соответственно падения уровня моря до 2—2,5 км привели к глубокому дренированию обширной области водосбора, что выразилось прежде всего в формировании глубоких (до 2—2,5 км) каньонов мессинских рек [Чумаков, 1965, 1967, 1971, 1974, 1982; R. Said, 1982; и др.] в присредиземноморских областях как Африканского, так и Евразийского континентов. В конце мессинского кризиса солёности активная регрессивная эрозия водотока, по которому шел ограниченный сброс излишков воды в ВБСМ из понтического моря, достигла окраин последнего.

В результате этого процесса в конце понтического времени произошёл сброс вод понтического моря в ВБСМ, что привело к образованию на месте мессинского эвапоритового бассейна обширного озера-моря с солёностью 12—13‰. Получивший у средиземноморских геологов название "lago-mare" этот солоноватоводный бассейн оказался заселённым понтическими моллюсками (конгерии, дрейссены, меланопсисы) и остракодами. Уровень этого озера-моря был явно ниже уровня предэвапоритового мессинского и плиоценового морей. Резкое понижение уровня понтического моря привело к изоляции Каспия и Эвксина, а каждый из этих бассейнов превратился в ограниченный по площади реликт ранее обширного, простиравшегося от Зааралья до Западного Паратетиса понтического моря.

В отложениях верхней половины среднего понта Каспийской области (шемахинские слои) уже отсутствует ряд форм моллюсков, свойственных Эвксинскому бассейну. В то же время здесь возникают новые виды и наиболее активно этот процесс проявляется в бабаджанское время (в современной стратиграфической схеме — поздний понт Азербайджана).

Эвксинский бассейн, по-видимому, был сдренирован до уровня босфорско-дарданелльского порога этого времени, а оставшийся реликт понтического моря был целиком расположен в пределах контуров акватории современного Чёрного моря. Установившийся таким образом низкий базис эрозии нового бассейна, названного нами эпипонтическим, обусловил врезание речной сети как в понтические, так и в более древние отложения.

По-видимому, именно этот эпизод геологической истории Чёрного моря отмечен 85-метровым врезом в понтические отложения, заполненным затем галечником в долине р. Дуаби в Западной Грузии¹. Подобные врезы должны быть присущи и другим долинам рек этого времени; на современной суше мы наблюдаем обычно менее глубокие верхние отрезки долин рек, выполненные нижними слоями киммерийских отложений. Подчеркнем, что во всех случаях наблюдавшийся нами контакт понтических и киммерийских отложений носил эрозионный

¹ Скважина Москва ОП-1 последовательно вскрыла отложения киммерия, ранее описанные здесь Эберзиным, галечники, понтические и более древние отложения до палеоцена включительно. К сожалению, результаты бурения этой скважины не получили отражения в геологической литературе.

характер, а в большинстве скважин, пробуренных по берегам Черного и Азовского морей, было установлено залегание киммерия на отложениях более древние, чем понтические, вплоть до майкопских, палеогеновых и меловых.

Таким образом, по нашему мнению, в стратиграфической шкале позднего кайнозоя черноморской области Восточного Паратетиса недостает одного стратиграфического подразделения, предварительно названного нами эпипонтом. Осадки именно этого подразделения отсутствуют в наземных разрезах, и по этой же причине в местной палеомагнитной шкале отсутствует V магнитная эпоха.

По нашим представлениям, в Каспийской области Восточного Паратетиса этому недостающему стратиграфическому подразделению соответствует и нижняя часть бабаджанских слоев.

Кратко рассмотрим возможное влияние другого важного события в новейшей геологической истории Средиземного моря — возникновения Гибралтарского пролива — на обстановку в бассейнах Восточного Паратетиса. Раскрытие Гибралтарской щели (по терминологии многих западных исследователей) привело к мгновений (в геологическом смысле) трансгрессии океанических вод в Средиземное море [Чумаков, 1974]. Однако эта трансгрессия имела отнюдь не то значение, которое ей придают многие авторы; она не связана с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, отражающими ход оледенения на полюсах или же тектонические процессы на дне океана. В данном случае произошло лишь выравнивание уровней океана и моря. Представляется более правильным назвать это событие инвазией выравнивания, которая и создала подпор для местного стока в Эвксине, что и определило сугубо местную же трансгрессию солоноватоводного киммерийского бассейна, оставшегося полностью обособленным от Каспия. Отметим, что о биотопах киммерийского бассейна мы судим лишь по разрезам его удаленных от Босфора окраин, где проявлялось активное влияние речного стока. Не исключено, что в глубоких частях моря, особенно вблизи Босфора, биотопы этого бассейна имеют иной характер. В данном случае ощущается и явно недостаточная информация о понтическо-киммерийском этапе геологической истории Черного моря в его глубоководной части.

Только в акчагыльское время трансгрессия Мирового океана распространилась через Средиземное море на Эвксин и затем на Каспий, вновь объединив эти два бассейна Восточного Паратетиса; максимум трансгрессии, вероятно, отвечает позднему акчагылу¹.

¹ Следует отметить, что при переизучении нанопланктона из глубоководных скважин Черного моря Л.А. Головина, Н.Г. Музылев и М.Г. Ушакова [1987] допустили (как один из двух вариантов) позднеакчагыльский возраст "загадочной" карбонатной брекчии с массовыми *Braarudosphaera bigelowi*, вскрытой в прибосфорской части акватории. Интересно, что при изучении неогеновых разрезов Туркмении [Л.А. Головина, Н.Г. Музылев и В.М. Трубикин, в печати] в верхнем акчагыле также был обнаружен прослой с многочисленными *Bg. bigelowi*, который они предположительно сопоставили с максимумом верхнеакчагыльской трансгрессии. В таком случае "загадочная" брекчия с *Bg. bigelowi* в значительной степени теряет свою загадочность, поскольку имеет своих аналогов в других регионах и отражает момент максимально свободного сообщения Средиземноморья и Понто-Каспия.

В связи с полученными нами датировками следует кратко остановиться на проблеме "короткого" понта.

Первое высказывание о "коротком" понте было сделано Д.А. Агларовой [1967]. По ее мнению, тот факт, что морфологические признаки остракод остаются неизменными в течение всего понта, свидетельствует об их консервативности или же о незначительной длительности понта. Последнее предположение нашло активную поддержку у В.Н. Семененко [1987], полагающего "что все отложения понта намагничены обратно и время их образования составляло менее 1 млн лет" (с. 84)¹. В связи с этим напомним, что, по нашим представлениям, продолжительность понта Эвксина (включая эпипонт) и Каспия близка к 1,8—2 млн лет. Следовательно, понт в обоих регионах имеет продолжительность в два раза большую, чем "короткий" понт В.Н. Семененко. Здесь же отметим, что в интервале 7,0—5,2 (5,1) млн лет в шкале Харленда, Кокса и др. [1985] зафиксирована целая серия субхрон прямой и обратной полярности. Учитывая же, что понт в ряде опорных разрезов сопровождается явными (и скрытыми) перерывами, утверждение об одной — обратной — полярности этого яруса поспешно.

Решение поднятых нами проблем — введение в стратиграфическую схему неогена Восточного Паратетиса нового стратиграфического подразделения ("эпипонт"), недостающего, по нашему мнению, в финальном миоцене Эвксина, и закрепление за верхней частью бабаджанских слоев их положения в плиоцене Азербайджана (в основании продуктивной толщи) — мы видим в нескольких ниже перечисленных направлениях исследований: 1 — в дальнейшей детализации радиометрической шкалы в интервале мзотис—киммерий (продуктивная толща); 2 — в детализации палеомагнитной шкалы в том же интервале на разрезах, наиболее обеспеченных радиометрическими датировками; 3 — в палеонтологических исследованиях на датированных по пеплам разрезах шемахинских слоев с целью уточнения по фауне времени разрыва связей Эвксина и Каспия в понте и, таким образом, в выявлении в Восточном Паратетисе аналогов эвапоритов мессиния и "лаго-маре" Восточного Средиземноморья; 4 — в индентификации понтических и киммерийских отложений в новых глубоководных, разведочных и промысловых скважинах в Черном море (здесь представляется важным датирование пепловых горизонтов, аналогичных вскрытым в скважинах рейса 42-В "Гломар Челленджер").

¹ В данном случае В.Н. Семененко использует результаты палеомагнитных исследований М.А. Певзнера. В наиболее четко сформулированных этим автором выводах о "коротком" понте [1986] его продолжительность указана в 0,8 млн лет (в интервале времени от 7—6,9 до 6,2—6,1 млн лет). Ранее В.Н. Семененко и М.А. Певзнер указывали на еще меньшую продолжительность понта — 0,5—0,6 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований авторами в интервале 14—0,5 млн лет впервые создана радиометрическая шкала, охватывающая группу ярусов от сарматского до бакинского включительно, что позволило достаточно объективно оценить как радиометрические возрасты границ ярусов, подъярусов и отдельных слоев, так и их продолжительность (см. рис. 9). Само появление такой шкалы стало основой проведения надежной корреляции позднекайнозойских отложений Восточного Паратетиса, Западного Паратетиса и Тетиса (Средиземного моря) и решения ряда спорных вопросов стратиграфии и геохронологии.

Определение радиометрического возраста подъярусов сармата Восточного Паратетиса и анализ датировок, выполненных в Чехо-Словакии и Венгрии, позволили поставить вопрос о несоответствии стратиграфического объема, приписываемого сармату в Западном Паратетисе, его истинному объему, включающему в себя как минимум весь бессарабский и, вероятно, часть херсонского подъяруса сармата s.l. Восточного Паратетиса.

Однозначно решен спорный вопрос о положении в стратиграфической шкале понтического яруса. В Эвксинском регионе этот ярус во всем его объеме относится к миоцену, а не к плиоцену, как это считалось раньше. Представляются неправомерными заключения ряда авторов о "коротком" (0,7—0,8 млн лет) понте Эвксина.

Отсутствие в наземных разрезах эвксинского понта V палеомагнитной эпохи и размыв, предшествующий киммерию, указывают на резкое понижение уровня бассейна в конце понта, а одновременное возникновение в восточной части Средиземного моря солоноватоводного бассейна (лаго-маре) с понтической фауной — на сброс вод из понтического Эвксина в эвапоритовый (мессинский) бассейн Тетиса. В Эвксине аналогом слоев лаго-маре может быть не идентифицированная еще (или не вскрытая) в глубоководных разрезах скважин толща, условно названная нами эпипонтом и отсутствующая в наземных разрезах, равно как и недостающая в стратиграфической шкале неогена Восточного Паратетиса.

Представляется необоснованной постулируемая рядом исследователей раннеплиоценовая трансгрессия в Эвксин (нижний-средний киммерий). В Средиземноморье эта трансгрессия имела характер выравнивания уровня моря и Мирового океана после мессинского иссушения, создав лишь подпор для воды, заполнившей за счет стока киммерийский бассейн. По этой причине на киммерийском этапе ис-

тории Эвксина не произошло объединение этого бассейна с Каспием; связь между Эвксином и Каспием возобновилась только в акчагыле, т.е. более чем через 3 млн лет после ее разрыва в финале раннего понта.

В Каспийской области радиометрическое датирование впервые позволило определить возраст границ и продолжительность трех подразделений местного понта (ранний понт, шемахинские слои и в меньшей мере бабаджанские слои). При этом получены новые данные, позволяющие однозначно подойти к определению стратиграфического положения бабаджанских слоев, отнести их верхнюю часть к плиоцену.

Датирование трех верхних ярусов шкалы наряду с результатами палеомагнитных исследований уточняет положение верхней границы киммерия ($\approx$ продуктивная свита), границ акчагыл—апшерон (=граница плиоцен—квартер) и апшерон—баку.

Проведенная корреляция отложений Восточного Паратетиса и Тетиса позволяет существенно уточнить влияние геологических событий в Средиземном море на ход эволюции бассейнов Эвксина и Каспия. После разрыва связей между Эвксином и Каспием за счет дренирования понтического моря в Восточный бассейн Средиземного моря ($\approx$ 6,5—6,3 млн лет) Эвксин киммерийского времени имел преимущественно одностороннюю связь с последним; Каспий же оказался полностью изолированным, и эвстатические колебания его уровня находились в противофазе с таковыми в Эвксине и во всем Мировом океане вплоть до акчагыла.

В отличие от предыдущих исследований понта Восточного Паратетиса мы считаем первопричиной разъединения Эвксина и Каспия эвстатический фактор, а не тектонический (воздымание Большого Кавказа).

Радиометрическое датирование пепловых горизонтов позволяет достаточно точно указать скорости осадконакопления в конкретных разрезах и, следовательно, определить возрасты границ стратиграфических единиц при отсутствии объектов датирования непосредственно у этих границ.

Представленная радиометрическая шкала является основой для создания объективной палеомагнитной шкалы Восточного Паратетиса; только привязанные к датированным разрезам палеомагнитные измерения гарантируют геофизиков от многочисленных ошибок, связанных с наличием явных и скрытых перерывов в осадконакоплении и отсутствием остатков руководящей фауны. Несомненно, что дальнейшее совершенствование радиометрической шкалы путем датирования новых рабочих горизонтов пеплов приведет к ее уточнению и позволит решить еще оставшиеся вопросы стратиграфии, геохронологии и корреляции как внутри бассейнов Паратетиса, так и вне его.

Изучение состава датированных пеплов и особенностей их распределения в пространстве позволило указать вулканические очаги этих пеплов, определить пути их переноса и, следовательно, выявить преобладающие направления палеоветров и возможности переноса масс вулканического материала на конкретные расстояния.

Палеонтологические исследования, проведенные по двум группам планктона — фораминиферам и нанопланктону, внесли существенные уточнения в понимание биологии и палеогеографии бассейнов Восточного Паратетиса. Впервые выявлено присутствие группы планктонных фораминифер (29 видов) в отложениях сармата. Наряду с новыми данными по нанопланктону это открытие полностью отвергает утвердившееся в литературе (как советской, так и зарубежной) представление о сарматском море как о замкнутом бассейне, не имевшем связей с Мировым океаном.

Изучение нанопланктона показало его присутствие на многих уровнях в разрезах сармата, мзотиса, понта, акчагыла и апшерона, что является свидетельством многократных инвазий морских вод в бассейны Восточного Паратетиса.

Существование в бассейнах Паратетиса морских, солоноватоводных и пресноводных сообществ организмов определяется сложным взаимодействием вод морского и озерного происхождения, свойственного эстуариям, каковыми и следует рассматривать все моря-озера как Восточного, так и Западного Паратетиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П.П.* Пирокластические осадки в третичном комплексе пород северо-восточного Азербайджана // Нефт. хоз-во 1935. N 10. С. 7—17.
- Агабеков М.Г., Мамедов А.В.* Геология и нефтегазоносность западного Азербайджана и восточной Грузии. Баку: Азернешр, 1960.
- Агаларова Д.А.* Микрофауна понтических отложений Азербайджана и сопредельных районов. Л.: Недра, 1967. 124 с.
- Азизбеков Ш.А.* Вулканические пеплы Азербайджана // Тр. Ин-та геологии им. И.М. Губкина. 1947. Т. XIII. С. 3—49.
- Азизбеков Ш.А., Пашалы Н.В.* Вулканизм и осадконакопление позднекайнозойского этапа геологического развития Кавказа, Ближнего и Среднего Востока (неоген-четвертичное время) // Докл. 25 сес. МГК. Геология четвертичного периода, инженерная геология. М., 1976. С. 1—4.
- Али-Заде А.А.* Акчагыл Азербайджана. Л.: Наука, 1969. 271 с.
- Ализаде К.А.* Материалы к параллелизации понтических отложений Восточного Азербайджана. Баку: Азерб. индустр. ин-т, 1940. С. 29—37.
- Андрусов Н.И.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. 711 с.
- Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Габуния Л.К.* и др. Радиометрические возрасты неогеновых вулканогенных образований Грузинской ССР, Армянской ССР и части Нахичеванской АССР // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1982. Т. 35, N 1/3. С. 3—24.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Гаррис М.А.* Материалы к обоснованию возрастных рубежей между некоторыми геологическими системами и эпохами // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. N 11. С. 3—15.
- Багдасарян Г.П., Данилович Л.Г.* Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья // Там же. 1968. N 9. С. 15—23.
- Багдасарян Г.П., Ваш Д., Тежер Ю.* и др. Хронология вулканических событий в пограничной зоне Западных и Восточных Карпат в свете радиометрических исследований // Материалы XI конф. КБГА. Сер. Магматизм и метаморфизм. Киев: Наук. думка. 1980. С. 18—27.
- Белокрыс Л.С.* О пеплоносности сарматских отложений на юге СССР // Геол. журн. 1981. Т. 41, N 1. С. 92—98.
- Бобринская О.Г., Куренкова В.Г.* Планктонные и бентосные фораминиферы сармата Молдавии // Тез. докл. II Всесоюз. шк. по стратиграфии и литологии мезо-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Одесса, 1985. С. 36.
- Бобринская О.Г., Куренкова В.Г.* Планктонные фораминиферы сармата Молдавии // Тез. докл. X Всесоюз. микропалеонтол. совещ. Л.: Наука, 1986. С. 39.
- Бобринская О.Г., Куренкова В.Г.* Новые данные о находках планктонных фораминифер в сарматских отложениях Молдавии // Палеонтолого-стратиграфические исследования мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр—Прут. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 65—74.
- Вебер В.В.* Геологическая карта Кабристана. Планшет П-3, Боян-ата // Тр. НГРИ. Сер. А. 1935. Вып. 62. 78 с.
- Векилов Б.Г.* Понтический ярус Восточного Азербайджана. Баку; 1962. 222 с.
- Венглинский И.В.* Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев: Наук. думка, 1975. 262 с.
- Вялов О.С.* Стратиграфия неогеновых моласс Предкарпатского прогиба. Киев: Наук. думка, 1965. 192 с.

Габуния Л.К., Векуа А.К. Квабейская фауна ачкагыльских млекопитающих // Докл. 23-й сес. МГК. М., 1968. С. 42—47.

Ганзей С.С. Методические основы определения абсолютного возраста по трекам деления урана: Препр. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 40 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1956.

Геологический словарь. М.: Наука, 1973.

Глевакская А.М., Михайлова Н.П., Цыкова В.Н. Палеомагнитный разрез эффузивов и история вулканизма Закарпатского прогиба // Материалы XI конгр. КБГА. Сер. геофизика. Киев: Наук. думка, 1980. С. 56—65.

Геологическая карта масштаба 1:200000. 1969. Сер. Брянско-Воронежская. Лист М-38-1, объяснительная записка. 80 с.

Геохронология СССР. Л.: Недра, 1974. Т. 3. 360 с.

Головина Л.А., Музылев Н.Г., Рошка В.Х. Новые данные о стратиграфии баденских отложений Молдавии // Палеонтолого-стратиграфические исследования разрезов мезозоя и кайнозоя междуречья Днестр—Прут. Кишинев: Штинца, 1986. С. 24—34.

Головина Л.А., Музылев Н.Г., Ушакова М.Г. Наннопланктон и варианты стратиграфической интерпретации разреза скважин 380/380-А в Черном море // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. М.: Наука, 1987. № 56. С. 36—44.

Гришанов А.Н., Еремин В.Н., Имнадзе З.А. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых отложений Грузии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Там же. 1983. № 52. С. 18—28.

Губкин И.М. Проблемы ачкагыля в свете новых данных. Л.: Наука, 1931. 37 с.

Гурарий Г.З., Пезнер М.А., Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна // Материалы IX конф. по вопросам постоянного магнитного поля, магматизма горных пород и палеомагнетизма. Баку, 1973. Ч. 3. С. 19—27.

Диковский В.Я., Люльева С.А., Люлев Ю.Б. Микрофауна и кокколитофориды глинистой толщи нижнего сармата юго-востока УССР // Геол. журн. 1968. Т. 28, № 6. С. 79—86.

Дубянский А.А. Вулканические пеплы ергенинской толщи // Тр. Воронеж. ун-та. Геол. отд. 1939. Т. 11, вып. 5. С. 40—56.

Зубаков В.А., Кочегура В.В. Восточное Причерноморье и Каспийская область // Геохронология СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1974. Т. 3. 340 с.

Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л. Датирование вулканических пеплов по трекам деления урана // Tagung Nucleare Analysenverfahren. Dresden, 1983. S. 142—146.

Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л., Ушко К.А. Определение радиологического возраста вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород Понто-Каспийской области и о. Кунашир трековым методом // Метод треков в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 15—33.

Кашкаров Л.Л., Кошкин В.Л. Определение возраста вулканических пеплов по трекам осколков деления // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1978. С. 214—221.

Комаров А.Н. Датирование вулканических пород методом треков // Методы изотопной геологии: Тез. Всесоюз. шк.-семинара. М., 1983. С. 10.

Комаров А.Н. Некоторые источники систематических ошибок в трековом методе датирования и пути их устранения // Метод треков в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 67—70.

Комаров А.Н., Илупин И.П. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные методом треков // Геохимия. 1978. № 7. С. 1004—1014.

Комаров А.Н., Сквородкин Н.В., Карапетян С.Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана // Там же. 1972. № 6. С. 693—698.

Коненков Д.М. Четвертичные и неогеновые отложения в связи с историей формирования р. Дона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. XXI (2). С. 44—52.

Кошкин В.Л. Датирование вулканических пеплов из четвертичных и неогеновых отложений по трекам от осколков деления урана: Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. М. 1984. 24 с.

Кошкин В.Л. Использование закона Пуассона для математической обработки результатов датирования по трекам деления урана // Метод треков в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 71—86.

Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Датирование вулканических пеплов с помощью трековой методики // Материалы III симпозиума по метод. исслед. в области абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 17—18.

Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Датирование вулканических пеплов по трекам деления урана // Изотопные методы измерения возраста в геологии. М.: Наука, 1979. С. 263—267.

Кошкин В.Л., Кашкаров Л.Л. Методика обнаружения примесных кристаллов при определении возраста вулканических туфов по трекам деления урана // Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования. Киев: Наук. думка, 1982. С. 59—60.

Кулическо В.Г., Савронь Э.Б., Сатановская З.Н. К вопросу о стратотипе сарматского яруса // Геол. журн. 1979. Т. 39, N 5. С. 26—31.

Куренкова В.Г. Стратиграфия верхнемиоценовых отложений Восточного Средиземноморья по планктонным фораминиферам // Тез. докл. I Всесоюз. шк. по стратиграфии и литологии мезо-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Одесса, 1984. С. 26.

Лебедев Ю.С. О роли вулканизма в образовании морских глин Керченского полуострова // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах СССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969. Т. 3. С. 28—33.

Лебедева Н.А. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 135 с.

Луцкий В.И. Вулканические пеплы Воронежской области // Тр. Воронеж. ун-та. Геол. отдел. 1939. Т. 11, вып. 5. С. 48—59.

Малеев Е.Ф. Вулканы. М.: Недра, 1980. 240 с.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 464 с.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 277 с.

Минашвили Ц.Д. Нанопланктонные комплексы сарматского регнояруса Западной Грузии // Сообщ. АН СССР. 1983. Т. 3, N 2. С. 333—340.

Минашвили Ц.Д. Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому нанопланктону: Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. Тбилиси, 1986. 24 с.

Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Наука, 1977. 247 с.

Молоствовский Э.А., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии // Докл. 27-й сесс. МГК. М., 1984. Т. 1. С. 16—23.

Невская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др. История Паратетиса // Там же. 1984. Т. 3. С. 91—101.

Невская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. Региональная стратиграфическая шкала неогена Восточного Паратетиса // Сов. геол. 1984. N 9. С. 37—49.

Невская Л.А., Гладенков Ю.Б., Костенко Н.Н., Мартынов В.А. Подразделения неогена СССР и их возможная корреляция // Там же. 1986. N 11. С. 75—86.

Пашалы Н.В. Корреляция плейстоценовых отложений альпийской складчатой зоны юга СССР методом тефрохронологии (на примере Азербайджана) // Докл. 26-й сесс. МГК. М., 1980. Т. 2. С. 70—78.

Певзнер М.А., Вангейм Э.А. Спорные вопросы в понимании объема и стратиграфического положения пannonа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 11. С. 42—56.

Певзнер М.А. Стратиграфия среднего миоцена-плиоцена юга Европы (по палеомагнитным данным). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 38 с.

Пишванова Л.С. Стратиграфия миоцена западных областей Украины по фораминиферам // Материалы VIII и IX конф. КБГА: Докл. сов. геол. Киев, 1974. С. 35—36.

Путеводитель экскурсий. Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: Наука, 1972. 120 с.

Путрикадзе А.Л. Об акчагыльских отложениях хр. Харамы // Сов. геол. 1941. N 1. С. 81—87.

Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Девнозашвили Д.И. и др. Датирование некоторых верхнемиоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радио-логическим и палеомагнитным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 4. С. 21—30.

Саянов В.С., Перес Ф.С. Пепловые туфы из миоценовых отложений Молдавской ССР // Изв. Молд. ФАН СССР. 1960. N 9 (75). С. 45—59.

Саянов В.С., Рошка В.Х., Перес Ф.С. Опыт сопоставления миоценовых разрезов северной части Молдавской ССР по прослоям вулканических пород // Изв. АН МССР. 1962. N 4. С. 18—30.

Семененко В.Н. Корреляция мио-плиоцена восточного Паратетиса и Тетиса // Докл. 26-й сес. МГК. М.: Наука, 1980. Т. 1. С. 201—207.

Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса (Средиземноморье). Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1984. 36 с.

Семененко В.Н. Стратиграфическая корреляция верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев: Наук. думка, 1987. 230 с.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Днепропетров. ун-т. 1978. Вып. 2. С. 95—105.

Семененко В.Н., Люльева С.А. Проблемы прямой корреляции миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. N 9. С. 61—71.

Семененко В.Н., Левзнер М.А. Корреляция верхнего миоцена и плиоцена Понто-Каспия по биостратиграфическим и палеомагнитным данным // Там же. 1979. N 1. С. 5—15.

Слободин В.Я. Планктонные миоценовые виды фораминифер из воеводского горизонта // Фауна и флора Воеводского горизонта (стратиграфия и палеонтология). Уфа: Башк. фил. АН ССР, 1980. С. 62—69.

Стратиграфия и корреляция сарматских и мзотических отложений Юга СССР. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1986. 98 с.

Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. П/т. 1. 420 с.

Стеванович П.М., Пармонова Н.П. Верхний сармат (херсонский региоподъярус) Восточного Паратетиса и его стратиграфия в предкарпатской области Сербии по моллюскам // Bull. Acad. Serbe Sci. et des Arts Classe sci. natur. et mathem. Sci. natur. Beograd, 1983. Т. 83, N 24. Р. 55—100.

Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акагыльских отложений западной Туркмении М., 1977. 77 с. // (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 301).

Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала и стратиграфия неоген-четвертичных отложений Паратетиса // Тез. докл. I Всесоюз. шк. по стратиграфии и литологии мезо-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Одесса, 1984. С. 43.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Левеллин П.Г. и др. Шкала геохронологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.

Храмов А.Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена Апшеронско-Закаспийской области и их корреляция // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 204. С. 29—36.

Хубка А.Н. Литология, фации и стратиграфия континентальных отложений верхнего миоцена МССР и смежных районов УССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Одесса, 1967. 24 с.

Чумаков И.С. Плиоценовая ингрессия в долину Нила (по новым данным) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. N 4. С. 111—112.

Чумаков И.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 113 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 170).

Чумаков И.С. Некоторые вопросы истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена—начале плиоцена по новым данным // Сов. геол. 1971. N 10. С. 3—15.

Чумаков И.С. Нижний плиоцен Средиземного моря — фация мгновенной трансгрессии ("потоп") // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. N 2. С. 144.

Чумаков И.С. Земная кора и история развития Средиземного моря. Кайнозойский комплекс. М.: Наука, 1982. С. 81—119.

Чумаков И.С. Трековый метод в геохронологии позднекайнозойских вулканитов Средиземноморья // Метод треков в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 46—52.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. К геохронологии мзотиса и понта Восточного Паратетиса // ДАН СССР. 1988. Т. 303, N 1. С. 178—181.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Радиометрическая шкала верхнего кайнозоя Восточного Паратетиса // Тез. докл. XIV конгр. КБГА. София, 1989. С. 1174—1177.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С., Добрынина В.Я. Корреляция позднего кайнозоя Восточного Паратетиса и Средиземноморья по радиометрическим данным //

Тез. докл. I Всесоюз. шк. по стратиграфии и литологии мезо-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М., 1984. Т. 1. С. 185—186.

Чумаков И.С., Ганзей С.С., Бызова С.Л. и др. Геохронология сармата Восточного Паратетиса // ДАН СССР. 1984. Т. 276, N 5. С. 1189—1193.

Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. и др. Радиометрическая шкала позднего кайнозоя Азербайджана. Баку, 1988. N 2. С. 4—7.

Эберзин А.Г., Саянов В.С. О вулканическом пепле из эоценовых отложений Молдавской ССР // ДАН СССР. 1958. Т. 120, N 1. С. 183—185.

Alberti A., Comin-Ciaramonti P., Sinigoi S. et al. Neogen and Quaternary volcanism in Eastern Azerbaijan (Iran) // Geologische Rundschau. B. 69. H. 1. 1980. S. 216—225.

Arias C. et al. Chronostratigraphy of the Iza zone section in the Mellila basin (Northeastern Morocco) // Bull. Soc. Geol. It. 1976. P. 1681—1694.

Arias C. et al. Tertiary-Quaternary chronostratigraphy by radiometric measurements on volcanics interbedded in sedimentary series // Short papers of the 4 international conference geochronology, cosmochemistry, isotope geology, USA. 1978. P. 13—15.

Arias C., Bigazzi G., Bonadonna F.P. Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia appennica // CNR-Progetto finalizzato geodinamica-sottoprogetto neotettonica. Publ. N 356. 1980. P. 1441—1448.

Balazs E., Bérczi I., Gajdos I. et al. Pannonai-Foldtani Kirandulasok a Magyarorszag molassz teruleteken // A szocialista orszagok tudomanyos Akademian IX P.K./3.3 Munkasoporjanak. Magyarorszag Ulese. Budapest. October 1981. P. 54—74.

Balogh K., Muhalikova A., Vass D. Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia // Geol. Inst. Stura. Bratislava. Zapadne Karpaty, 1981. Ser. geol. 7. S. 113—126.

Balogh K., Pecskay Z., Szeky-Fux V., Gyarmati P. Chronology of Miocene volcanism in North-East Hungary // Annuaire de l'Institut de Geologie et de Geophysique. 1983. S. 149—159.

Berggren W.A. Correlation of Atlantic, Mediterranean and Indo-Pacific Neogene stratigraphies-geochronology and chronostratigraphy. Proceedings IWPNB. IGGP Project 114. 1981. P. 29—60.

Bona I., Gal M. Kalkiges. Nannoplancton im Pannonian Ungarns // Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozan M₆. Pannonien. Academiai Kiado. Budapest. 1985. P. 482—489.

Borcos M., Vajdea E., Balogh K., Arva-Spos E. Preliminary K-Ar dating of Igneous Rocks in the Tertiary volcanic region of Oas. // Abstracts of VIII RCMNS Congress. Budapest. 1985. P. 119—120.

Cita M.B. The messinian salinity crisis in the Mediterranean: a review // Alpine Mediterranean geodynamics. Geodynamics series, N.7. American Geophysical Union. 1982. P. 113—140.

Cita M.B., McKenzie J.A. The terminal miocene event // Mesozoic and Cenozoic Ocean. Wach., 1986. P. 123—140.

Dublan et al. Vysvetivky ku geologickej mape 1:25000, list Pofana—Geofond. Bratislava. 1979.

Eledstein O., Radut M. et al. Contributions a la connaissance du déroulement du volcanisme néogène des Monts Oas-Varatec par // Материалы XI конгр. КБГА: Магнетизм и метаморфизм. Киев, 1980. С. 96—106.

Hamor G., Ravasz-Baranyai L., Balogh K., Arva-Sos E. K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary // Ann. Geol. Pays. Hellen. Hors. ser. 2. 1981. S. 491—500.

Innocenti F., Mazzuoli R. et al. Geology of the Volcanic Area North of Lake Van (Turkey) // Geologische Rundschau. 1980. B. 69. N 1. S. 292—323.

Konecny V., Lexa J., Planderova E. Stratigraficke clemenie neovulkanitov stredneho Slovenska // Zap. Karpaty. Ser. geologia 9. 1981. S. 7—203.

Lutting G., Steffens P. Explanatory Notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from Oligocene to the Pleistocene. Hannover. 1976. 64 p.

Ness G., Levi S., Couch R. Marine magnetic anomaly time-scales for the Cenozoic and Late Cretaceous: a precis, critic and synthesis // Rev. geophys. Space Phys. N 18. 1980. P. 753—770.

Paramonova N.P., Ananova E.N., Andreeva-Gregorovic A.S. et al. Paleontological characteristics of the Sarmatian sl. and maecotian of the Ponto-Caspian area and possibilities

of correlation to the sarmatian a. str. and pannonian of the Central Paratethys // Ann. Geol. Pays. Hellen. Tome hors serie. 1979. F. 2. P. 961—971.

Pevzner M.A., Vangengeim E.A. Magnetostratigraphy and correlation of biostratigraphic subdivisions of the Prathethian and Mediterranean Neogene // Abstracts of VIII RCMNS Congress. Budapest. 1985. P. 461—462.

Peltz S., Vajdea E., Balogh K., Pecskey Z. Contribution to the chronological study of the Neogene volcanic processes in the Calimani and Harghita mountains (East Carpathians, Romania) // Abstracts of VIII RCMNS Congress. Budapest, 1985. P. 452—453.

Radulescu D.R. Consideratii asupra cronologiei proceselor vulcanice Neogene din muntii Calimani, Garghiu Si Harghita // D.S. Inst. Geol. Bucuresti. 1973. 59/9.

Repčok I. Datovanie niektorých stredoslovenských neovulkanitov metódou stop podelení uranu (fission track) // Zapadne Karpaty. Ser. mineralogia, petrografia, geochemia, metalogeneza. 8. Geologický ústav Dionýza Štrúra. Bratislava. 1981. S. 59—104.

Rushdi S. The geological evolution of the river Nile. New York: Springer, 1981. 151 p.

Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M.D. et al. A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean "salinity crisis" // Riv. Ital. Paleont. Stratigr. 1974. 80(4). P. 631—687.

Senes J. Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene // Abstracts of VIII RCMNS Congress. Budapest, 1985. P. 33—42.

Vass D. Riview of activity — working group for radiometric age and paleomagnetism (1975—1978) // Annales Geologiques des Pays Helleniques. 1979. F. 3. P. 1427—1441.

Vass D., Cech F. Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians // Geol. zbornica. Bratislava. August. 1983. T. 34, N 4. S. 411—422.

Vass D., Repčok J., Balogh K., Halman J. Revised radiometric time-scale for the Central Paratethyan Neogene // Proceedings of the VIII RCMNS Congress. Budapest. 1987. Vol. 70. S. 423—434.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава 1</i>	
РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕПЛОВ В РАЗРЕЗАХ НЕОГЕНА И НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОСНОВНЫХ РЕГИОНАХ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА	9
<i>Глава 2</i>	
РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ ВОЗРАСТ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ ПАРАТЕТИСА	40
<i>Глава 3</i>	
РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ ШКАЛА	47
<i>Глава 4</i>	
О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПЕПЛОВ ПОЗДНЕГО КАЙ- НОЗОЯ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА	54
<i>Глава 5</i>	
К ПРОБЛЕМЕ ПЕРЕНОСА ПЕПЛОВ И ИХ УЧАСТИЯ В ПРОЦЕССАХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ	57
<i>Глава 6</i>	
ПЛАНКТОН В ОТЛОЖЕНИЯХ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ВОСТОЧНОГО ПАРА- ТЕТИСА	61
<i>Глава 7</i>	
КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАРАТЕТИСА И ТЕТИСА (СРЕДИЗЕМНОЕ МОРЕ)	73
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	88
ЛИТЕРАТУРА	91

Научное издание

Чумаков Иван Сергеевич, Бызова София Леонтьевна
Ганзей Сергей Степанович

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕГО КАЙНОЗОЯ ПАРАТЕТИСА

Утверждено к печати

Тихоокеанским институтом географии Дальневосточного отделения РАН

Заведующая редакцией *Н.И. Каверина*. Редактор *Н.В. Федоренко*
Художник *А.Г. Кобрин*. Художественный редактор *И.В. Монастырская*
Технический редактор *Н.М. Бузова*. Корректор *Н.Л. Голубцова*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 49092

Подписано к печати 09.12.91. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печ.л. 6.0. Усл.кр.-отг. 6,3
Уч.-изд.л. 7,3. Тираж 200 экз. Тип. зак. 1770

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12