

1



**СТРАТИГРАФИЯ  
ПОГРАНИЧНЫХ  
ОТЛОЖЕНИЙ  
НЕОГЕНА И АНТРОПОГЕНА  
СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК 1984

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**СТРАТИГРАФИЯ  
ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
НЕОГЕНА И АНТРОПОГЕНА  
СИБИРИ**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ**

**НОВОСИБИРСК 1984**

УДК 571.782/79(571)

Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири: Сб. науч. тр. / АН СССР, Сибирское отделение, Институт геологии и геофизики. Редкол.: С.А.Архипов (отв. ред.) и др. - Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1983. 159 с.

В статьях содержатся оригинальные материалы по стратиграфии плиоцена и его пограничных горизонтов с плейстоценом, всесторонне анализируются дискуссионные проблемы, связанные с нижней границей четвертичной системы, приводятся новые данные комплексных лито-биостратиграфических и палеомагнитных исследований.

Сборник рассчитан на геологов, палеонтологов, географов и других специалистов, занимающихся исследованиями четвертичного периода и геологической съемкой четвертичных отложений.

#### Р е д к о л л е г и я:

д-р геол.-мин. наук С.А.Архипов (отв. редактор),  
д-р геол.-мин. наук В.С.Волкова, В.А.Бахарева, С.А.Леуткин

#### Рецензенты:

д-р геол.-мин. наук С.Б.Шацкий (СНИИГТИМС Мингео СССР),  
канд. геол.-мин. наук И.А.Кулькова (ИГиГ СО АН СССР)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В декабре 1982г. Сибирская секция Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР организовала совместно с СибГМСК, секциями четвертичной системы, а также палеогена и неогена, специальное совещание, которое подвело итоги многолетних исследований по проекту МПГК № 4I "Граница неогена и квартера" в Сибири и на Дальнем Востоке. Как известно, первые предварительные материалы были ранее опубликованы в книге "Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных регионах" (1980), а также отражены в тезисах XI Конгресса ИНКВА, который состоялся в Москве в 1982г. Настоящий сборник следует рассматривать как итоговый по работам над проектом в Сибири и на Дальнем Востоке.

В соответствии с задачами, сформулированными в ряде решений Советской национальной рабочей группы по проекту МПГК № 4I "Граница неогена и квартера", усилия сибирских геологов производственных и научно-исследовательских организаций были направлены на рассмотрение трех вариантов границы: традиционного, под бакинским ярусом, вновь предлагаемых - под аналогами ашшерона (= калабрия) и в основании акчагыла (=астия - пьаченци). Все три рубежа как потенциальная нижняя граница четвертичной системы обсуждаются в серии региональных очерков, посвященных Западной Сибири, Забайкалью и Прибайкалью, Приморью, Северо-Востоку, включая Якутию, Чукотку и Камчатку. Поиски и обоснования наилучшего рубежа для неоген/четвертичной границы превратились в целенаправленное и весьма плодотворное комплексное изучение стратиграфии пограничных толщ неогена и плейстоцена, всесторонний анализ новейших геологических и палеонтологических материалов. Одновременно исследования показали резко возросшее значение палеомагнитных и радиометрических данных как для обоснования стратиграфических расчленений, так и для надежности корреляций.

Обобщение результатов, полученных в ходе реализации проекта, позволяет высказать мнение, что традиционная граница остается приемлемой для Сибири, в особенности в областях материковых оледенений и морских трансгрессий. Она совпадает с важным палео-



климатическим рубежом, имеет достаточно надежное биостратиграфическое обоснование и привязывается к инверсии палеомагнитных эпох Брюнес/Матуяма, хотя строго не соответствует ей. Очень существенно, что отмеченный палеомагнитный рубеж отчетливо прослеживается по всей Северной Азии как в ледниковых, субазральных, аллювиальных, озерных, в том числе террасовых сериях, так и в морских толщах, обеспечивая широкую внутриконтинентальную северо-азиатско-европейскую корреляцию.

Обсуждение проблемы снижения неоген-четвертичной границы под апшерон (= в основание калабрия) и ее поиск в Сибири осуществлялся главным образом путем опознания в местных палеомагнитных разрезах эпизода Олдувей. В связи с отсутствием радиометрических данных олдувейский уровень устанавливался по косвенным и корреляционным соображениям как путем сравнения местных палеомагнитных разрезов со стандартной шкалой А.Кокса, так и по биостратиграфическим данным. Однако смена фаунистических комплексов, как и изменения по флоре и растительности в ряде случаев привязаны, строго говоря, к условным рубежам. Поэтому граница на олдувейском уровне устанавливается весьма приблизительно и ее стратиграфическая позиция в конкретных разрезах вызывает в ряде случаев сомнения и дискуссии.

Третий, самый древний уровень неоген-четвертичной границы в основании акчагыла (=астия-пьяченца) устанавливается в Сибири в подошве слоев с чикойским (=битекейским) комплексом млекопитающих и примерно привязывается к инверсии палеомагнитных эпох Гаусса/Гильберта. Самым существенным недостатком этого варианта является то, что он ведет к коренной ломке стратиграфии, пересмотру содержания и объема плиоцена и плейстоцена.

Подводя итог исследованиям по проекту МПК № 41 "Граница неогена и квартера", следует подчеркнуть, что с его помощью сделан еще один важный шаг к созданию единой унифицированной шкалы четвертичной системы Сибири и Дальнего Востока. Представляется, что эта шкала должна строиться на комплексной климато-биомагнито-стратиграфической основе и независимых радиометрических методах. Ближайшей задачей является развитие исследований с усилением в них роли физических методов и в особенности радиометрического датирования. Редколлегия надеется, что сборник окажется полезным всем исследователям четвертичного периода в Сибири.

С.А.Архипов

ГРАНИЦА НЕОГЕНОВОЙ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМ В СИБИРИ  
И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

(обзор исследований по проекту МПГК № 41)

В Сибири и на Дальнем Востоке завершены исследования по проекту МПГК № 41 "Граница неогена и квартера", позволившие достаточно конкретно рассмотреть различные варианты границы, сравнить их ранг и корреляционные качества. Обширные и разносторонние новые материалы способствуют переосмыслению некоторых прежних теоретических посылок и представлений, в том числе и тех, с которых начинался проект, иницируют новые идеи о путях развития и дальнейшей детализации стратиграфии четвертичной системы.

О некоторых основных результатах

В новых стратиграфических схемах 1979-1981 гг. граница неогена и квартера в области покровных материковых оледенений на севере Западной и Средней Сибири ближе всего соответствует традиционной, принятой в СССР под бакинским ярусом. Разрез начинается нередко с ледниковых отложений шайтанского или лебедского горизонтов. Возраст последних как нижнелейстоценовый первоначально определялся по перекрывающим их морским обским (туруханским) слоям, которые датируются тобольским (миндель-рисским) межледниковьем и по сходству комплексов фораминифер сопоставляются с гольштейном Западной Европы (Гудина, 1976, 1981). Несколько древнее, но не более второй половины (конца) раннего плейстоцена, морские тильтимские (болгохтохские) слои, помещаемые либо поверх шайтанских, в основании обских, либо внутри лебедской ледниковой толщи. Позднее, в долине Оби, были получены термоминесцентные даты, зафиксировавшие нижнюю возрастную границу низямской морены, относимой к шайтанскому горизонту. Так, в скв. I, пробуренной на Самаровской останцовой возвышенности, расположенной в устье Иртыша, озерно-ледниковые низямские отложения датированы в  $550 \pm 100$  тыс. лет (Архипов и др., 1981). Основание той же морены по прослою озерных осадков датировано в Кормужиканском яру, на правом берегу Оби около пос. Октябрьского - в  $510 \pm 65$  тыс.

лет. Важно подчеркнуть, что аналогичный возраст для **нижнелей-**стоценовых морен устанавливается и в других ледниковых областях Сибири. Так, из-под катунской морены на Алтае получена близкая дата в  $560 \pm 60$  тыс.лет, а две нижнелейстоценовые морены Северо-Западного Приохотья имеют возраст в  $580 \pm 150$  и  $470 \pm 120$  тыс.лет (Ананьев и др., 1982). Таким образом, биостратиграфическое и радиометрическое датирование позволяет считать шайтанское оледенение, по имеющимся сейчас хроностратиграфическим шкалам (Никифорова и др., 1980), аналогом эльстера или мицделя (Архипов, 1983, Архипов и др., 1984).

В более полных разрезах шайтанская (лебедская, катунская) морены подстилаются отложениями, ранее выделявшимися в так называемый доледниковый, а ныне талагайкинский (=телецкий) горизонт. В низовьях Иртыша талагайкинский горизонт, представленный древнеаллювиальными осадками, перекрывается озерной семейкинской свитой. Последняя в обнажении у дер.Семейки датирована термоллюминесцентным методом в интервале от  $600 \pm 80$  (подошва) до  $390 \pm 80$  (кровля) тыс. лет. Низы талагайкинского аллювия там же на Иртыше, в разрезе у дер.Горно-Филинской имеют возраст около 800 тыс. лет (определения В.Н.Шелкопляса). Из телецкого горизонта известна дата в  $630 \pm 75$  тыс. лет (по данным Б.А.Борисова, устное сообщение).

Исходя из сказанного, возраст низьямской (=шайтанской) ледниковой толщи можно принять примерно в интервале 400–500, семейкинской свиты (400–600) и талагайкинского (=телецкого) горизонта, вероятно, в пределах 600–800 тыс.лет. Это подтверждает сложившееся мнение, что в Сибири рубеж под бакинским ярусом должен совпадать с основанием талагайкинского (=телецкого) горизонта, и свидетельствует о более сложной структуре нижнего плейстоцена, чем представлялось ранее (Архипов, Шелкопляс, 1982). В дошайтанское время с помощью термоллюминесцентного датирования выявлены похолодания, фиксированные лессами и криотурбациями в интервалах примерно  $536 \pm 56$  –  $560 \pm 60$  и  $610 \pm 70$  –  $625 \pm 70$  ( $630 \pm 75$ ) тыс. лет, а также у границы Брюнес/Матуяма (Архипов и др., 1982). В низовьях Иртыша в подошве талагайкинского аллювия недавно обнаружена морена (устное сообщение Ю.П.Черепанова). Кроме того, семейкинская свита, как известно, четко подразделяющаяся на две пачки, сформированные в условиях холодного климата (Каплянская, Тарноград-

ский, 1974), возможно, принадлежит к двум разновозрастным ледниковым фазам. С одной, поздней, — связана ее верхняя пачка, достаточно уверенно коррелируемая с низямской мореной. К более ранней ледниковой фазе может относиться нижняя пачка. На перерыв между ними приходится, вероятно, пока не выявленное межледниковье, или межстадиал.

Таким образом, весьма вероятно, что разрез плейстоцена в области покровных материковых оледенений Сибири следует начинать с предталагайкинской морены, располагающейся вблизи инверсии Брюнес/Матуяма, судя по ориентировочному возрасту низов талагайкинской свиты (см. выше). Она может быть аналогом верхнеольховских отложений на Камчатке (Шило, Беспалый, 1974), новохапровских и дзукийских ледниковых толщ Русской равнины и Прибалтики\*, также приуроченных к упомянутой палеомагнитной границе.

Если признать шайтанское оледенение аналогом эльстера (минделя), на что есть веские основания (см. выше), и относить к нему верхнюю семейкинскую подсвиту, то стратиграфически ниже можно выделить два межледниковых (пропускаемый "внутрисемейкинский" и талагайкинский) и два ледниковых ("нижнесемейкинский" и предталагайкинский) ритма. Такая последовательность напоминает нидерландский क्रомер (Шибрава, 1961; Zagwijn, 1974), в котором граница Брюнес-Матуяма проходит внутри оледенения А или раннего гюнца. Ему, вероятно, и отвечает предталагайкинская морена. Нижняя семейкинская пачка в этом случае могла бы соответствовать оледенению В или позднему гюнцу. В результате в сибирской ледниковой шкале в пределах эпохи Брюнеса можно будет насчитать до восьми ледниковых ритмов.

Во внеледниковой области Сибири и Дальнего Востока поиски традиционной границы в еще большей степени оказались связанными с палеомагнитными данными. Так, в субэаральной толще на юге Западной Сибири установлен рубеж, соответствующий инверсии Брюнес/Матуяма по кровле евсинского педокомплекса, выше которого лежат салаирский лесс и шипуновская палеопочва. Оба педокомплекса, как и разделяющий их лесс, обладают достаточно индивидуально выраженными морфотипическими признаками. Они могут быть опознаны в разрезах и служить маркирующей толщей (Волков, Зыкина, 1982, см. статью И.А.Волкова и др. в наст. сб.). Ранее, в разрезе Белово (Приобское плато) лессы, залегающие вблизи этой палеомагнитной

\* Доклады А.А.Величко и А.И.Гайгаласа на заключительной сессии проекта МПРК № 24, ноябрь, 1983 г.

границы, были датированы термолуминесцентным методом в  $610 \pm 70$  тыс. лет (Разрез ..., 1978). Они могут сопоставляться с границей или одним из оледенений (А или В) нидерландского क्रомера. Вышележащие лессовые покровы с датами в  $536 \pm 56$  и  $410 \pm 40$  тыс. лет, очевидно, относятся к эльстеру или мицделю (Архипов и др., 1982, 1984).

В древнеаллювиальных террасовых сериях Северо-Востока и Приморья традиционная граница практически совмещается с инверсией Брунес/Матуяма (см. статьи В.Г.Беспалого, Т.Д.Давидович и А.М.Короткого, Б.И.Павлюткина (в наст. сб.)). Так, в Приморье, в разрезе IV надпойменной террасы, выявлен четкий палеомагнитный рубеж, разделяющий прямомагнитные породы с относительно холодолюбивыми спектрами растений от обратномагнитных с "теплыми" спорово-пыльцевыми комплексами. На Северо-Востоке аналогичный подход привел к выделению этой границы в разрезе 25-метровой террасы. С ней, с рубежом около 0,7 млн. лет, связывается распад темнохвойной тайги и доминирование тундровых и лесотундровых ландшафтов на территории Яно-Колымской горной области.

Для юга Средней Сибири, Байкальской рифтовой зоны, - граница в конце эоплейстоцена - начале плейстоцена предпочтительней по сравнению с рубежом в 1,8 млн. лет. Этот вывод вытекает из данных по региональной стратиграфии, палеонтологии, геоморфологии, палеогеографии и неотектоники (см. статью А.С.Ендрихинского в наст. сб.).

В морских толщах Камчатки и Чукотки палеомагнитная граница Брунес/Матуяма обнаружена в верхней части ольховской (Шило, Беспалый, 1974) и знамакайской свитах (Сухорослов, Миняк, 1982). В обоих случаях она имеет достаточно надежное биостратиграфическое обоснование и совпадает с самым резким за последние 3,5 млн. лет похолоданием в северной части Тихого океана и в Арктическом бассейне (Гладенков, 1978). Действительно, верхняя часть ольховской свиты сложена ледниково-морскими отложениями древнейшего оледенения, приближенного к отмеченной палеомагнитной инверсии. К нижней половине свиты, имеющей обратную намагниченность, приурочены северобореальные и арктические комплексы моллюсков, характерные для третьего, эоплейстоценового горизонта, выделенного Ю.Б.Гладенковым (1978, с.125) для плиоцен-четвертичных толщ северной части Тихого океана. Ольховский комплекс скорее всего является аналогом тусатувайского с острова Карагинского. Страти-

графически выше тусатуваймских слоев располагается четвертый нижнеплейстоценовый горизонт Ю.Б.Гладенкова, в который входят пинакульские и карагинские отложения, слагающие высокие (до 100-150 м) морские террасы с типичной для них современной арктическо-бореальной фауной, в том числе арктической *Portlandia arctica*.

Палеомагнитная инверсия, наблюдаемая в энмакайской свите, охарактеризована ассоциацией фораминифер, сходной с комплексом из анвилльских слоев Аляски, она располагается стратиграфически ниже тильтимского нижнеплейстоценового комплекса (см. статью В.И. Гудиной, Т.П. Полововой в наст. сб., также В.И. Гудина, 1976).

В целом по Сибири и Дальнему Востоку работы по проекту выявляют высокий ранг традиционной границы под бакинским ярусом. Она соответствует важному палеоклиматическому рубежу и вполне четко привязывается к инверсии палеомагнитных эпох Брунес/Матуяма. Сильное похолодание у этой границы проявилось во всем северном полушарии и отразилось в формировании северобореальных с арктическими элементами комплексов молшсков в высоких, северных широтах (Гладенков, 1978) Тихого и Атлантического, а также Северного Ледовитого океанов. Очень существенно, что эта граница по палеомагнитным данным может надежно прослеживаться как в ледниковых и субаэральных толщах, так и в морских, и древнеалливиальных террасовых сериях (см. выше), обеспечивая тем самым широкую внутриконтинентальную североазиатско-европейскую корреляцию. Известно также, что инверсия Брунес/Матуяма фиксируется в донных осадках Атлантического, Арктического и Тихого океанов. Это позволяет использовать ее для сопоставления ледниковых и межледниковых ритмов, выявленных на континентах с кислородно-изотопной кривой по океаническим осадкам (Виганк, 1981).

Поиск сибирского аналога границы под апшероном (=в основании калабрия) производился главным образом путем опознания в местных палеомагнитных разрезах эпизода Олдувей (одно время Гилзы) по биостратиграфическим данным или путем сравнения со стандартной шкалой А.Кокса. Радиометрического подтверждения олдувейский уровень не получил. Существенно подчеркнуть, что на Камчатке, в Якутии и на Чукотке это палеомагнитное событие не обнаружено (Линькова, 1982), точно так же, как и в Приморье, где этот уровень предположительно проходит внутри красноцветной плиоценовой толщи (Алексеев, 1978).

Наглядным примером может служить разрез на р.Крестовке, впадающей в Колыму в 75 км выше устья р.Омолон, ставший широко известным в последние годы. Биопалеомагнитная характеристика этого разреза и, в частности слоев кутуях и перекрывающей олерской свиты таковы, что не позволяют обнаружить олдувейский уровень, но четко фиксируют границу эпох Брунеса и Матуямы (Шер, Вирина, Зажигин, 1977).

В Западном Забайкалье и Прибайкалье рубеж 1,8 млн. лет устанавливается по геологическим данным, по смене красноцветных пород на сероцветные песчаные осадки. Четкого фаунистического и палеомагнитного обоснования эта граница не имеет (см. статью Д.Б.Базарова в наст. сб.), как и резкого палеоклиматического выражения. Согласно исследованиям В.А.Беловой (1983), в интервале 1,8-1,0 млн. лет продолжалось похолодание, фиксируемое по динамике флоры и растительности, начавшееся ранее, примерно 2,6-1,8 млн. лет, когда на юге Средней Сибири произошло замещение саванно-степных группировок настоящими бореальными. Предполагается, что в промежутке 1,8-1,0 млн. лет на севере Сибири появилась тундра, произошло расширение площадей темнохвойных лесов за счет смещения к югу бореальных степных группировок.

В опорном итанцинском разрезе граница в 1,8 млн. лет проводится стратиграфически ниже слоев с итанцинским фаунистическим комплексом (Ербаева, 1982). По Э.А.Вангенгейм (1977), итанцинская фауна сопоставляется с кизихинской в Западной Сибири. Работами по проекту предполагалось выяснить, совпадает ли подошва слоев с названной фауной в западносибирском регионе с палеомагнитным эпизодом Олдувей. Установить это достаточно строго не удалось, однозначного стратиграфического положения в разрезе кочковской свиты олдувейский уровень не получил (Мартынов и др., 1982, Зудин и др., 1982). Можно лишь утверждать, что в Западной Сибири он располагается выше красноцветных пород. Известно, что возраст верхней границы гусиноперелетских слоев павлодарской свиты оценивается по последним данным в 5,2-5,4 млн. лет (Вангенгейм и др., 1984, Зубаков, Борзенкова, 1983). Следовательно, "олдувейская" граница по отношению к плиоценовой красноцветной формации занимает неадекватную позицию.

В последние годы появились краткие (тезисные) сообщения о результатах палеомагнитных исследований пинакульской свиты на

Чукотке, согласно которым свиту помещают в палеомагнитную эпоху Матуямы, а в ее основании выделяют положительную зону, которую отождествляют либо с эпизодом Харамильо, либо Олдувей (Иванов и др., 1982; Иванов, 1983). К сожалению, эта интерпретация не подкрепляется надежными определениями возраста как самой свиты, так и палеомагнитных инверсий и вступает в противоречие с биостратиграфическими данными. Как было отмечено выше, в схеме Ю.Б.Гладенкова (1978) пинакульские отложения включаются в четвертый нижнеплейстоценовый горизонт плиоцен-плейстоцена Северной Пацифики. Они залегают стратиграфически выше ольховской свиты (третьего эоплейстоценового горизонта), к верхам которой приурочена граница Брюнес/Матуяма, а к нижней части — предположительно эпизод Олдувей (Гилза), который, как отмечает Ю.Б.Гладенков, выделяется пока менее уверенно.\* По комплексам фораминифер пинакульские слои должны сопоставляться не с анвильскими (Иванов, 1983), которые считаются частью верхнеплиоценового беренгийского горизонта (второго по Ю.Б.Гладенкову), а с тильтимскими слоями (Гудина, 1976). Последние датируются второй половиной нижнего плейстоцена (см. выше). Кроме того, пинакульские слои, возможно, коррелируются с отложениями эйнахнуто на Аляске, нижний возрастной предел которых около 320 тыс. лет (Гопкинс, 1976). Наконец, решающим, по-видимому, является то обстоятельство, что ассоциация фораминифер, которую можно считать коррелятивной анвильской, обнаружена в энмакайской свите, внутри которой проходит граница Брюнес/Матуяма (см. выше). Эта свита в разрезе скв. I, пробуренной на острове Айон, находится стратиграфически ниже тильтимских нижнеплейстоценовых слоев (см. статью В.И.Гудиной и Т.П.Половой в наст. сб.).

Из сказанного следует, что в морских толщах надежно определить положение олдувейского уровня пока затруднительно.

Успешнее осуществлен его поиск в отложениях высоких речных террас и в толщах аллювиально-озерных осадков, выполняющих эрозионные переуглубления на Северо-Востоке и в Приморье. Однако и в этих регионах опознание олдувейского события производилось по сходству ограниченного числа местных палеомагнитных колонок со стандартной шкалой, а также по геологическим и палинологическим

---

\* Также предположительно рубеж I,8 млн. лет устанавливается в IV горизонте маруямской свиты о.Сахалина.



данным. Естественно, что такое определение олдувейской инверсии не может отличаться высокой точностью. Тем не менее, с рассматриваемым рубежом как будто можно условно связать появление субарктического пояса кустарников в верхнем ярусе Яно-Колымских гор на Северо-Востоке (см. статью В.Г.Беспалого, Т.Д.Давидович в наст. сб.), а в Приморье - комплекс ландшафтно-климатических и тектоно-геоморфологических признаков (см. статью А.М.Короткого, Б.И.Павлюткина в наст. сб.).

Таким образом, граница на олдувейском уровне устанавливается либо приблизительно, либо не обнаружена вовсе. Четкого биостратиграфического обоснования она не получила. Связь ее с определенным резким палеоклиматическим рубежом остается также недостаточно ясной. Действительно, самые резкие изменения во флоре, установленные в Западной Сибири на контакте нижней и верхней кочковских подсвет (см. статью В.С. Волковой в наст. сб.), строго не датированы, принадлежность их олдувейскому рубежу проблематична. Наконец, в силу неадекватного положения этой границы относительно красноцветных толщ в разных регионах Сибири и Дальнего Востока неуверенно работают также геологические и литостратиграфические критерии при межрегиональных корреляциях. Наконец, золейстоцен (1,8-0,7 млн. лет), выделяемый на биостратиграфической основе, на принципах, общих с другими подразделениями фанерозоя, качественно отличается от климатостратиграфии плейстоцена. Геологи-практики вполне обоснованно опасаются, что включение золейстоцена в четвертичную систему не облегчит, а затруднит геологическое картирование. Неудивительно поэтому, что многие сибирские исследователи отдали предпочтение традиционной границе.

Вариант границы неогена и квартера в основании акчагыла (астия-пьяченцы) обосновывался в Сибири прежде всего как важный биостратиграфический уровень, как начало крупного этапа в развитии млекопитающих (Вангенгейм, 1932). В Забайкалье и Прибайкалье, а также в Северной Монголии граница проходит в основании красноцветной формации (Равский, 1972; Логачев, 1968; Плиоцен ..., 1982; Девяткин, 1981) и фиксирована чикойским ранне-средневиллафранкским комплексом млекопитающих, возраст которого по калий-аргоновому датированию оценивается интервалом  $3,1 \pm 0,2$  -  $1,8 \pm 0,1$  млн. лет (см. статью Д.Б.Базарова в наст. сб.). На юге За-

падной Сибири тот же рубеж проводился обычно над красноцветами павлодарской свиты, под битекейскими слоями с одноименной фауной (Мартынов, 1980; Мартынов и др., 1982, 1984), сопоставлявшейся с чикойской (Вангенгейм, 1977, 1982). Исследования последних лет показали, что собственно битекейская фауна, в которую ошибочно включались виды из более молодых отложений, — довиллафранкская (см. статью В.С. Зажигина, В.С. Зыкина в наст. сб.). Уровень астиа-пьяченцы по уточненным данным проходит в основании селетинской свиты (около 3,2 млн. лет), в которой содержатся остатки нижевиллафранкской фауны.

Существенный недостаток рассмотренного варианта границы неогена и квартера в том, что он ведет к коренной ломке стратиграфии и пересмотру содержания и объема плиоцена и плейстоцена. Для Сибири и Дальнего Востока это не оправдано еще и по причине территориальной ограниченности его применения, неадекватности литостратиграфических границ в разных регионах (в основании или над красноцветными толщами) и, наконец, неопределенными перспективами обнаружения не только в ледниковых районах, но и в морских разрезах на севере Сибири и на Северо-Востоке СССР.

### Состояние проблемы в Западной Сибири

Наиболее интенсивно исследования по проекту проводились на территории южной внеледниковой части Западно-Сибирской равнины, благодаря участию в них ИГО "Запсибгеология" и "Новосибирскгеология" Мингео РСФСР, Института геологии и геофизики СО АН, Геологического института АН СССР (Москва), Биологического института СО АН и ряда других организаций. Материалы неоднократно публиковались (Мартынов, 1980; Мартынов и др., 1982; Зудин, 1980; Зудин и др., 1982), поэтому кратко остановимся на принципиальных и дискуссионных проблемах.

Прежде всего отметим два подхода, четко проявившихся при решении проблемы границы неогена и квартера.

Первый подход можно назвать традиционным, он сформировался еще в 50-х годах, и в основе его лежит выделение регионального кочковского горизонта, который рассматривается в объеме одноименной свиты. Принимается, что как нижняя, так и верхняя грани-

цы горизонта (=свиты) отвечают крупным этапам геологического развития региона, а следовательно, и глобальным рубежам, которые заранее были predeterminedены проектом на уровнях около 3,0-3,3 и 0,6-0,7 млн. лет (Мартынов, 1980). Датирование их производится по биостратиграфическим реперам (Мартынов и др., 1982). Региональная нижняя граница кочковского горизонта фиксируется в подошве битекейских, подпуск-лебяжьинских, барнаульских, каргатских и кулундинских свит и слоев. Битекейский репер по остаткам млекопитающих и моллюсков датируется верхами нижнего - низами среднего виллафранка<sup>ж</sup> (уровень нижнего-среднего акчагыла), а подпуск-лебяжьинский - средним виллафранком (верхним акчагылом). Возраст верхней границы определяется биостратиграфическим репером "с элементами тираспольской фауны", который привязывается к перекрывающим красnodубровской и фэдосеевской свитам. Третий вариант границы на олдувейском уровне (~ 1,8 млн. лет) совмещается с поверхностью раздела между нижним и верхним кочковскими подгоризонтами. Верхний подгоризонт сопоставляется с ашшероном, так как предполагается, что с ним связаны находки грызунов кизихинского комплекса, сопоставимого с одесским или таманским (Мартынов, 1980; Мартынов и др., 1982)<sup>жж</sup>.

Биостратиграфические реперы происходят из разрозненных, фрагментарных обнажений, разбросанных по периферии или за пределами распространения кочковской свиты. Именно с помощью этих реперов и собран по фрагментам геологической летописи кочковский региональный горизонт (Мартынов, 1980). Последовательность биостратиграфических реперов установлена на основе эволюционного развития териофауны и зафиксирована сменой нескольких фаунистических комплексов (см. выше). Однако, смена этих комплексов непосредственно в геологических разрезах кочковской свиты не установлена и лишь предполагается по корреляционным соображениям. В этом нетрудно убедиться, анализируя единичные находки остатков грызунов в керне всего лишь нескольких скважин, как показано в работе В.С.Зажигина (1980). Следовательно, комплексы, которым приписывается значение биостратиграфических реперов, соответст-

<sup>ж</sup> По последним данным В.С.Зажигина, возраст битекейской фауны довилафранкский.

<sup>жж</sup> Доклад В.А.Мартынова в 1982г. об основных итогах тематических работ в ПГО „Новосибирскгеология“ по проекту МШК № 41 "Граница неогена и квартера".

вуют, скорее, этапам (интервалам) в истории эволюционного развития териофауны, чем стратиграфическим подразделениям.

Палеомагнитные исследования были проведены как по скважинам, так и по разрозненным обнажениям. Лишь некоторые из них были обеспечены палеонтологическим материалом, наиболее же полные разрезы кочковской и краснодубровской (позднее и федосовской) свит лишены его вовсе. Поэтому биостратиграфические реперы не состыкованы с палеомагнитными границами в непрерывных кочковско-краснодубровских разрезах. Стратиграфическая разбивка в них сделана по литологическим признакам и общим геологическим данным (Поспелова и др., 1976). Согласно последним павлодарская свита была отнесена к палеомагнитной эпохе Гильберта, нижняя часть кочковской — к эпохе Гаусса, ее верхняя половина и низы краснодубровской толщи — к Матуяма, и, наконец, оставшиеся краснодубровские пачки — к современной эпохе Брюнеса.

Такая интерпретация палеомагнитных данных "в общих чертах согласуется с представлениями, которые основаны на региональных геологических исследованиях и геологическом картировании ..." и "увязана с палеонтологическим материалом" (Мартынов, 1980, с.13). При этом, к сожалению, игнорируются важные и необъясненные противоречия. Известно, что инверсия Брюнес/Матуяма в одних случаях, изученных Г.А.Поспеловой, обнаруживается вблизи верхней литологической границы кочковской свиты, в других — поднимается и скользит по разрезу перекрывающих краснодубровской и федосовской свит, в третьих — вся краснодубровская толща пород попадает в зону обратной полярности геомагнитного поля (скв.6 в дер. Михайловке). Добавим, что породы, выделенные по литологическим признакам в ерестинскую пачку кочковской свиты в обнажениях вдоль левого берега Оби на Приобском плато, попадают то в прямую, то в инверсионную палеомагнитную зону, охарактеризованы разновозрастной фауной и датированы термолуминесцентным методом у Белово в  $863 \pm 96$ , а у Калистратики в  $238 \pm 27$  тыс. лет (Стратиграфия ..., 1977, Разрез ..., 1978) и т.д.

Как видно, противоречия с традиционными лито-биостратиграфическими представлениями не удается устранить путем привязки палеомагнитных данных к сложившейся ранее удобной стратиграфической схеме.

Сказанное послужило поводом для иного подхода, характерного

для совместных работ ПГО "Запсибгеология", Института геологии и геофизики, а также Института биологии СО АН СССР. Исследования по проекту велись методом сопряженного литобиомагнитостратиграфического изучения наиболее представительных разрезов кочковской и красnodубровской свит (Зудин и др., 1982)\*. Был перебурен стратотипический разрез кочковской свиты в дер. Кочки, а керн комплексно доизучен. То же самое было сделано и с рядом других опорных скважин, в кернах которых ранее были обнаружены те или иные палеонтологические остатки. Это позволило уточнить стратиграфический объем свиты. В ее новом объеме объединяется теперь вся толща буроцветных сутлинков с многочисленными полнопрофильными черноземными почвами, верхняя часть которых ранее по визуальным признакам относилась к красnodубровской свите. Весь кочковский разрез характеризуется остатками грызунов кизихинского комплекса. На контакте кочковской и павлодарской свит допускается длительный денудационный перерыв и, как следствие, — выпадение ранне-средневилафранкских фаун. Сохранившиеся в эрозийных врезках осадки подстилающей барнаульской свиты содержат перестроенную териофауну вплоть до кизихинской (таманской), поэтому считается, что единичные находки более древней (подпуск-лебяжьинской) фауны в основании кочковской толщи находятся во вторичном залегании\*\*.

Вследствие изменения объема кочковской и упразднения красnodубровской предлагается выделить две новые свиты: алейскую (телеутскую) и котляровскую (калманскую). Первая из них характеризуется в целом так называемым вяткинским (тираспольским) териофаунистическим комплексом, а вторая — элементами сингильской, хазарской и верхнепалеолитической фаун (Зудин и др., 1982).

Многочисленные и достаточно детальные палеомагнитные колонки свидетельствуют о том, что кочковская, вместе с фрагментарно сохранившейся барнаульской, а также самая молодая котля-

---

\* Доклад С.В. Николаева в 1982г. об основных результатах тематических работ в ПГО "Запсибгеологии" по проекту МПК № 41 "Граница неогена и квартера".

\*\* В.С. Зажигин (1980), а вслед за ним и В.А. Мартынов (1980), опираясь именно на эти находки, допускают, что нижний кочковский подгоризонт имеет средневилафранкский (верхнеакчагыльский) возраст.

ровская свиты относятся к разным эпохам положительной, а разделяющая их алейская — к отрицательной эпохе полярности геомагнитного поля Земли. Интерпретацию этих данных А.Н.Зудин осуществляет путем сравнения их со стандартной палеомагнитной шкалой.

"В соответствии со шкалой А.Кокса многочисленные, сложные, но тем не менее тождественные палеомагнитные разрезы алейской (в скважинах во внутренних районах Приобского плато — С.А.) и телуэтовской (в естественных обнажениях плато вдоль левого берега Оби — С.А.) свит с большой долей вероятности принадлежат эпохе Матуяма на значительном ее отрезке, до века Олдувея включительно, а инверсия Матуяма-Брюнеса (=граница квартала по МСК СССР) фиксируется под (низу) котляровской свитой. Палеомагнитные разрезы нижележащей кочковской свиты ... принадлежат мощной, внутренне сложной, положительной зоне, внешне весьма точно копирующей эпоху Гаусса шкалы А.Кокса" (Зудин и др., 1982).

Исходя из сказанного, А.Н.Зудин помещает кочковскую свиту в возрастные рамки от 3,5 до 1,8 млн. лет, а границу между алейской и котляровской свитами датирует примерно около 0,7 млн. лет. Этим исчерпываются возможности палеомагнитного метода. Его существенным недостатком является то, что возраст инверсий на местных палеомагнитных разрезах радиометрически не обеспечен. Сравнение их со стандартной шкалой не подтверждено независимым методом датирования.

Палеонтологические данные дают иные оценки возраста. Так, алейская свита по присутствию в ней элементов тирапольской фауны должна помещаться, как это принято для европейской части Союза (Никифорова и др., 1980), над инверсией Брюнес/Матуяма. Следовательно, граница (верхняя) кочковской и алейской свит должна датироваться не в 1,8, а в 0,7 млн. лет. Соответственно это означает, что алейская и котляровская свиты должны относиться к эпохе Брюнеса. Как же в таком случае интерпретировать инверсию палеомагнитного поля у границы между ними? Она не может быть неким эпизодом в эпохе Брюнеса, так как ниже нее идет отрицательная зона, охватывающая всю алейскую свиту.

Биостратиграфическое датирование не в состоянии разрешить возникшее противоречие прежде всего потому, что палеонтологических материалов пока очень мало и явно недостаточно для опознания палеомагнитных инверсий. Немногочисленные находки "рассеяны" по

разрезам свит и не могут датировать строго определенные уровни. Это относится, в первую очередь, к вяткинскому и кизихинскому комплексам.

Считается, что вяткинская фауна принадлежит низам краснодубровской свиты, вскрывающейся на левом берегу Оби, ниже дер. Вяткино. От бровки обнажения вниз по разрезу вплоть до пачки песков с вяткинской фауной все породы прямо намагничены; отрицательная зона начинается ниже, в слоях около уреза реки. Палеомагнитные данные позволяют как будто отнести вяткинские слои к эпохе Брунеса. Однако поверх палеопочвы, венчающей эти слои, наблюдается перерыв. Продолжительность его не установлена, однако перекрывающие лессовидные суглинки с палеопочвами могут оказаться как ниже-, так и средне-, и даже верхнекраснодубровскими. Вот почему А.Н.Зудин (Стратиграфия ..., 1977) предполагает, что в палеомагнитной колонке выпадают слои (выше вяткинских) обратномагнитных пород и положительная зона Брунеса ложится на положительный эпизод (возможно, олдувейский) эпохи Матуяма. Разумеется, с такой интерпретацией можно и не согласиться. Однако достаточно очевидно, что привязка вяткинской фауны и, тем более, "биостратиграфического репера с элементами тираспольской фауны" к палеомагнитному рубежу Брунес/Матуяма весьма проблематична. В этом смысле биостратиграфические данные существенно проигрывают в точности и надежности климато-стратиграфическим (см. выше), согласно которым ледниковый раннегюнцский ритм датирован палеомагнитным репером Брунес/Матуяма и, в свою очередь, является восьмым ледниковым как на континентах в ледниковых и субаэральных толщах, так и в глубоководных осадках океана.

Не лучше обстоит дело и с биостратиграфическим опознанием эпизода Олдувей. Перед началом работ по проекту ставилась задача обнаружить его на палеомагнитных разрезах кочковской свиты по переходу от слоев с подпуск-лебяжьиной к слоям с кизихинской териофауной. Задача осталась нерешенной\*. Поэтому совмещение олдувейского события с границей раздела верхнего и нижнего кочковских педгоризонтов, условно принятое на Тюменском страти-

\* Переход, а следовательно, и границу невозможно установить даже в том случае, если вслед за В.С.Зажигиным признать *in situ* находки представителей подпуск-лебяжьиного комплекса в базальных слоях кочковской свиты.

графическом совещании в 1976г., так и осталось не более как рабочей гипотезой.

В связи со сказанным напрашивается вывод о том, что в настоящее время сибирские фаунистические комплексы не могут рассматриваться как полноценные биостратиграфические реперы. Такими, т.е. датирующими, они станут тогда, когда сами окажутся датированными (Зубаков, Кочегура, 1973; Berggren et al., 1978) относительно палеомагнитных реперов-инверсий. К сожалению, в местных палеомагнитных разрезах только инверсия Брюнес/Матуяма и лишь в Западной Сибири более или менее подтверждена термомюнисцентным датированием, другие инверсионные уровни радиометрическими данными не обеспечены. Поэтому и нет достаточно точно датированных биостратиграфических реперов, что наглядно подтверждается происходящими изменениями возраста то одного, то другого фаунистического комплекса. Так, биткейский комплекс, казалось бы, неизбежно ниже-средневилафранкский, оказался в процессе детального изучения - довилафранкским (см. статью В.С.Зажигина, В.С.Зыкина в наст. сб.). Олерский комплекс, который "надежно коррелировался с тираспольским и зюссенборским Европы" (Вангенгейм, 1977, с.89), теперь признан древнее классического тираспольского (Шер, Вирина, Зажигин, 1977). Заметим кстати, что впервые именно палеомагнитные исследования дали основание считать, что так называемые сибирские аналоги тирасполя не укладываются в эпоху Брюнеса (как в европейской части Союза) и, по крайней мере, частично уходят в эпоху Матуямы (Зудин, 1980). На этом основании А.Н.Зудин полагал, что нижнюю границу тираспольского комплекса следует сместить в глубь эпохи Матуямы до Олдувейского уровня, а с ее границы с эпохой Брюнеса - начинать время существования мамонтового комплекса. В действительности дело, видимо, обстоит несколько иначе. Корреляция фаунистических комплексов (зюссенборн=тирасполь=олер) оказалась неверной. Это объективно свидетельствует о высокой надежности палеомагнитных данных. Опираясь на них, в особенности на инверсию Брюнес/Матуяма, можно исправлять неточности биостратиграфических корреляций.



## Заключение

Исследования по проекту МПЖ № 41 "Граница неогена и квартера" оказались весьма плодотворными для детализации стратиграфии пограничных толщ неогеновой и четвертичной систем Сибири и Дальнего Востока. Они позволили отчетливее понять, какой должна быть руководящая теоретическая концепция при разработке стратиграфии позднего кайнозоя и, в частности плейстоцена, не имеющих пока стандартной шкалы. Достаточно очевидно, что эта шкала, в отличие от зональных подразделений фанерозоя биостратиграфического обоснования, стратиграфической основе и независимых радиометрических методах. Роль последних особенно велика для Сибири. Как следует из опыта сибирских работ по проекту, первой задачей становится радиометрическое датирование некоторых "избранных" инверсий геомагнитного поля Земли в местных палеомагнитных колонках, которые могут быть надежно опознаны в разрезах и соответствовать наиболее важным историко-геологическим границам. Только такие датированные палеомагнитные инверсии позволят сделать строго привязанные к ним сибирские биостратиграфические реперы действительно датирующими и коррелирующими.

Представляется, (ледникового) периода и, с точки зрения приоритета, как нижняя граница, так и граница основных подразделений (звеньев) четвертичной системы должны соответствовать крупным климатическим рубежам. В позднем кайнозое их достаточно много (Зубаков, Борзенкова, 1983), какой из них принять за нижнюю границу — определяется выбором одной из двух теоретических концепций: является ли четвертичная система частью фанерозоя или так или иначе обособляется от него (Меннер, 1977).

Интерес единой стратиграфической шкалы фанерозоя делают удобным рассматривать четвертичную систему в объеме биостратиграфической зоны *Globogotalia truncatulinoides*. Однако, следствием этого выбора является требование о проведении ее нижней границы в морском разрезе по изменениям в составе морских организмов. По мнению Международной рабочей группы проекта, в качестве такого стратотипа границы лучше всего подходит разрез Врика в районе г.Дротоне в Италии (Калабрия). Его описание приведено

К.В.Никифоровой (Проблемы ..., 1982). Граница в названном разрезе проводится внутри 61-метровой пачки (интервал "у"), расположенной в верхней трети почти 300-метрового обнажения. В пределах отмеченного интервала наблюдается ухудшение климата по микрофаунистическим данным и появлению в его вершине *Nealina baltica*. Однако, в отложениях Врика отсутствует *Globorotalia truncatulinoides*. Итальянские исследователи, как отмечает К.В.Никифорова, не исключают возможности появления ее выше по разрезу. По палеомагнитным данным, вся толща Врика относится к нижней и средней частям эпохи Матуяма, в пределах которой выделяется три нормально намагниченные подзоны. Основание первой из них предлагается как уровень для проведения границы неогена и квартера (Nakagawa et. al., 1980). Опознание ее как олдувейской инверсии производится по некоторым видам микрофауны, чей возраст установлен в других разрезах и где они более или менее точно привязаны к названному палеомагнитному событию. В то же время на этом уровне (в первой подзоне) залегает песчаный слой "л", содержащий вулканическое стекло. В интервале "у" этот слой располагается примерно посередине (см. Проблемы ..., 1982, с.19-20, рис.3). Вулканическое стекло датировано по трекам в  $2,07 \pm 0,33$ , а калий-аргоновым методом в  $2,2 \pm 0,2$  млн. лет. Кроме того, пемза, залегающая непосредственно над песками "л", имеет калий-аргоновую дату в  $2,0 \pm 0,1$  млн. лет.

Таким образом, граница проходит внутри калабрия, а не в его подошве; в палеомагнитной шкале она оказывается не на олдувейском уровне, а ниже, между эпизодами Олдувей и Реяньон и, наконец, весьма очевидно не совпадает с основанием зоны *Globorotalia truncatulinoides* в глубоководных осадках океана. Стратотип во Врика предполагается дорабатывать, но пока он больше разочаровывает (как и ранее известные в Ле-Кастелла и Санта-Мария-ди-Катанцаро), чем обнадеживает.

Выбор границы в основании калабрия оспаривался с самого начала дискуссии по этой проблеме (Горецкий, 1977). Однако, пожалуй, только теперь, после неудач с итальянскими стратотипами, граница в основании зоны *Globorotalia truncatulinoides* предстала как наименее удачная (Меннер, 1977). Все ее дефекты, подробно рассмотренные В.В.Меннером, Г.И.Горецким и некоторыми другими советскими исследователями, проявились и при исследованиях в Сибири (см. выше).

Концепция обособленности четвертичной системы, предполагающая выделение ее в качестве переходного звена между фанерозем и техногеном, наилучшим образом обеспечивается традиционной в СССР границей. Близкое совмещение ее с инверсией Брюнес/Матуяма определяет высокую корреляционную достоверность.

Существенно также, что выделение обособленной четвертичной системы делает необязательным обоснование стратотипа ее нижней границы исключительно в морском разрезе. Представляется весьма целесообразным выбрать парастратотипы не только в морском, но и континентальном плио-плейстоцене, в частности для ледниковой и перигляциальной зон. Такой подход кажется оправданным применительно к четвертичной системе (Горецкий, 1977) с ее более подробными, чем в фанерозем климатостратиграфическими подразделениями и ярко выраженной провинциальной обособленностью местных стратиграфических схем. Провинциальные дополнительные стратотипические разрезы, вероятно, наилучшим образом смогли бы отразить специфику четвертичного периода, для которого, в конце концов, чрезвычайно важна периодизация климатических ритмов, в первую очередь оледенений, и их глобальная корреляция.

Опыт исследований в Сибири и на Дальнем Востоке по проекту МПЖ № 24 "Четвертичные оледенения северного полушария", а также создание новых стратиграфических схем для Западной и Средней Сибири, утвержденных МСК СССР в 1979 и 1981 гг., свидетельствует, что последовательность оледенений (ледниковых горизонтов и надгоризонтов) составляет инфраструктуру региональных климатостратиграфических шкал. На ее основе возможна транссибирская и североазиатско-европейская корреляция с выходом на альпийскую шкалу (Архипов, Шелкопляс, 1982; Архипов и др., 1982; Архипов, 1983).

Провинциальные сибирские шкалы ледниковых и субаэральных отложений достаточно отчетливо сопоставляются между собой (Архипов и др., 1982; Волков, 1983). Надежность корреляции обеспечивается радиометрическими и палеомагнитными данными, а также одинаковым числом в этих шкалах основных климатостратиграфических подразделений (палеотемпературных ритмов), выделяемых для палеомагнитной эпохи Брюнеса. Так, в схеме для ледниковых отложений уже сейчас имеется шесть и намечается еще два ледниковых горизонта (см. выше), а субаэральная толща после уточнения также включает восемь разновозрастных покровов лессов (Волков, 1983).

Сибирские климатостратиграфические шкалы возможно коррелировать на основе палеомагнитных событий с аналогичными для континентальной Европы, а также с морской шкалой по изотопно-кислородной кривой для океанических осадков (Виганк, 1981, Emiliani, Shackleton, 1974, Shackleton, Opdyke, 1973).

Таким образом, удобным корреляционным уровнем, несомненно, является палеомагнитная граница Брунес/Матуяма. Этот уровень фиксируется как важный климатостратиграфический и биостратиграфический рубеж высокого ранга. Палеомагнитная инверсия приходится на ранний глэц по альпийской шкале (Буха и др., 1981) и низы кромера на северо-западе Европы (Шибрава, 1981). На рубеже виллафранка и кромера отмечается крупнейшая перестройка фауны в Западной Европе (Аццароли, Амброзетти, 1972) и в СССР по смене таманского на тираспольский комплекс млекопитающих (Меннер, 1977). В высоких широтах всего северного полушария (вероятно, на уровне около 0,7 млн. лет) появляется своеобразная северобореальная фауна, специфической особенностью которой является смешение бореальных и арктических форм; с этого же времени паковый лед окончательно занял арктический бассейн (Гладенков, 1978).

Тем не менее, инверсия Брунес/Матуяма является действительно скорее удобным корреляционным уровнем, чем возможной границей между неогеном и четвертичной системой. Известно, что в Альпах время проявления эрозионной фазы, предшествовавшей первому покровному оледенению Европы, оценивается в 0,8–0,9 млн. лет (Fink, Kukla, 1977). В Италии на границу между калабрийскими отложениями и сицилийским террасовым комплексом приходится кассийская регрессия Средиземного моря. Эрозионная фаза кассио, отвечающая концу виллафранка, датируется палеомагнитным эпизодом Харамильо (средний возраст около 0,9 млн. лет) и сменой виллафранкской фауны млекопитающих галерийской, сравнимой с кромерской Англии. На этой фаунистической основе фазу кассио можно коррелировать с менапом Нидерландов и бистоном Англии, где также установлено палеомагнитное событие Харамильо (Ариас и др., 1982). К Харамильо весьма близок по возрасту эпизод квемонатанебе (I,05–I,1 млн. лет), окончание которого совпадает с подошвой чаудинского горизонта (Зубаков, 1977). В свою очередь, это подтверждает возможность корреляции чаудинских отложений с сицилийскими, возраст которых по В.А.Зубакову оценивается в 0,7–0,9 млн. лет, и его вы-

вод о разновозрастности чаудинских и бакинских слоев. Последние, очевидно, моложе чауды и располагаются выше инверсии Брунес/Матуяма. Кстати, для подстилающего бакинские слои среднего и верхнего ашшерона тот же автор приводит калий-аргоновую дату в  $820 \pm 250$  тыс. лет, что по его мнению, указывает на их синхронность с сицилием Италии. Таким образом, традиционная в СССР граница под бакинским ярусом и, тем более, миндельским (окским) оледенением нуждается в серьезной корректировке. Будущие исследования, несомненно, внесут в эту проблему необходимую ясность.

### Литература

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 201 с.

Ананьев Г.С., Смирнова Т.И., Ананьева З.Г., Куликов О.А. Генезис и возраст четвертичных отложений Северо-Западного Приохотья. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: СВКНИИ, 1982, с.7-10. (Препринт, СВКНИИ, вып.3).

Ариас К., Бигацци Дж., Бонадонна Ф.П. Корреляция нижнечетвертичных отложений Средиземноморского бассейна и Центральной Европы. - В кн.: XI Конгресс ИНКВА. Тезисы докладов, том I. М., 1982, с.15-16.

Архипов С.А. Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока. - В кн.: Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.4-18.

Архипов С.А., Волков И.А., Волкова В.С., Гудина В.И. Антропоген (четвертичная система). - В кн.: Фанерозой Сибири, т. II. Мезозой и кайнозой. Новосибирск: Наука, 1984, с.100-126.

Архипов С.А., Вотях М.Р., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия, термомлюминесцентный возраст и корреляция морен Белогорского Приобья. - В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и смежных областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.47-62.

Архипов С.А., Девяткин Е.В., Шелкопляс В.Н. Корреляция четвертичных оледенений Западной Сибири, Горного и Монгольского Алтая, Восточной и Западной Монголии (по термомлюминесцентным данным). - В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.149-161.

Архипов С.А., Шелкоплас В.Н. Термолюминесцентный возраст западно-сибирских оледенений. – Там же, с.10–16.

Аццароли А., Амброзетти П. Поздневиллафранкские и ранне-среднеплейстоценовые фауны Италии. – В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972, с.40–44.

Белова В.А. Динамика флоры, растительности и климата позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. – В кн.: Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1983, с.69–77.

Буца В., Кочи А., Шибрава В. Палеомагнитная корреляция ледниковых и внеледниковых областей. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и смежных областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.139–143.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Вангенгейм Э.А. О принципах построения биостратиграфических шкал (по млекопитающим). – В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982, с.45–53.

Вангенгейм Э.А., Закигин В.С., Певзнер М.А., Хоревина О.В. Граница миоцен–плиоцена в Западной Сибири и Центральной Азии (по палеомагнитным и биостратиграфическим данным). – В кн.: Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1984, с.167–171.

Виганк Ф. Палеомагнитные данные и корреляция четвертичных отложений. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и смежных областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.150–155.

Волков И.А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений. – Геол. и геофиз., 1983, № 2, с.30–38.

Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья. – В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.17–27.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гопкинс Д.М. История уровня моря в Беренгии за последние 250 000 лет. – В кн.: Беренгия в кайнозое. Владивосток, 1976, с.9–25.

Горещий Г.И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном. – В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с.8–55.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 124 с.

Гудина В.И. Значение фораминифер для стратиграфии и фациального анализа северного плейстоцена СССР. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и смежных областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.41–46.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 192 с.

Ербаева М.А. К вопросу о границе неогена и квартера. – В кн.: Тез. докл. XI Конгресс ИНКВА. М., 1982, т.1, с.98–99.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 155 с. (Тр/ ИГиЛ АН СССР, вып. 339).

Зубаков В.А. Плиоцен–плейстоценовая граница: ее положение и таксономический ранг. – В кн.: О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с.112–135.

Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 213 с.

Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. – В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973, с.39–73.

Зудин А.Н. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональной стратиграфии. – В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. с.98–118.

Зудин А.Н., Николаев С.В., Галкина Л.И. и др. Проблемы региональной стратиграфии и нижняя граница квартера на юге Западной Сибири, опыт транссибирской магнито–биостратиграфической корреляции. – В кн.: Геологические события антропогенового времени на территории Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиЛ СО АН СССР, 1982, с.22–30.

Иванов И.В. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Автореф. канд. дис... Владивосток, 1983. 27 с.

Иванов В.Ф., Миндик П.С., Половова Т.П. Стратиграфия чет-

вертикальных отложений побережья Восточной Чукотки. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1982, с.12-15. (Препринт, вып.1).

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра, 1974. 159 с.

Ледниковая геология Белогорской возвышенности. Западно-Сибирская равнина, Нижнее Приобье. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 131 с.

Линькова Т.И. Возможности использования палеомагнитных данных при изучении четвертичного периода на Северо-Востоке. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1982, с.6-7. (Препринт, вып.1).

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с.72-101.

Мартынов В.А. Кочковский региональный горизонт. - В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.6-14.

Мартынов В.А., Казьмина Т.А., Никитин В.П. Неоген-четвертичная граница на юге Западной Сибири. - В кн.: Тез. докл. XI Конгресс ИНКВА. М., 1982, т. III, с.213-214.

Меннер В.В. Четвертичная система (положение в общей стратиграфической шкале, нижняя граница, подразделения). - В кн.: О границе между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с.7-24.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология, дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с.65-67.

Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала / Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.И., Адаменко О.М. Опорный магнитобистратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с.19-32.

Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. 252 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 323 с.



Разрез новейших отложений Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1978. 206 с.  
Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато.  
Новосибирск: Наука, 1977. 99 с.

Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфия и палеомагнитная характеристика морских отложений энмакайской свиты. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан: Изд. СВКНИИ, 1982, с.27-29.

Шер А.В., Вирина В.С., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщи в низовьях Колымы. - Докл. АН СССР, 1977, т.234, № 5, с.1171-1174.

Шибрава В. Стратиграфическая схема четвертичных отложений внеледниковой зоны Европы и ее корреляция с альпийской. - В кн.: Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981, с.166-174.

Шило Н.А., Беспалый В.Г. Нижняя граница плейстоцена Камчатки. - В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.3-8.

Berggren W.A. Recent advances in Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy, biochronology and biogeography: Atlantic Ocean. - Micropaleontology, 1978, v.24, n.4, p.337-370.

Fink J., Kukla G.J. Pleistocene climate in Central Europe: at least 17 interglacial after the Olduvai event. - Quaternary Research., 1977, v.7, n.3, p.363-371.

Emiliani C., Shackleton T. The Brunhes Epoch: Isotopic paleotemperatures and geochronology. - Science, 1974, v.183, N 4124, p.511-514.

Nakagawa H., Niitsuma N., Takayama T., Tokunaga S., Kitazato H., Koizumi I. Preliminary results of Magneto - and Biostratigraphy of the Vrica Section (Calabria, Southern Italy). - В кн.: Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980, с.145-156.

Shackleton N., Opdyke H.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238. Oxygen isotope temperatures and ice volumes on  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. - J. Quaternary, 1973, N 3, p.39-55.

Zagwijn W.H. The Pliocene-Pleistocene boundary in Western and Southern Europe. - Boreas, 1974, v.3, p.75-97.

В.С.Зажигин, В.С.Энкин

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПЛИОЦЕНА  
ЮГА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В результате исследований опорных разрезов неогена юга Западно-Сибирской равнины, проведенных в последние годы, авторы получили новый материал по строению, условиям залегания и био-стратиграфической характеристике плиоценовых отложений. Обобщение новых данных и материалов предыдущих исследований позволило произвести детальное расчленение плиоцена юга равнины и составить более полный сводный разрез его отложений. Установленная стратиграфическая последовательность основана на литолого-генетическом анализе разрезов и эволюции фауны млекопитающих и пресноводных моллюсков.

В предлагаемой работе нижняя граница плиоцена принимается в соответствии с решением IV сессии Международного комитета по стратиграфии средиземноморского неогена (1967) о проведении этого рубежа между мессинием и занглием средиземноморской шкалы. Эта граница почти совпадает с подошвой эпохи Гильберт. Возраст этой нижней границы плиоцена определяется неоднозначно. В.Бергрэн и Ж.Ван Коверинг (Berggren, Van Couvering, 1974) считают, что граница миоцена и плиоцена должна проходить в интервале 4,9–5,1 млн. лет. В.Риан, М.Чита и другие (Ryan et al., 1974), А.Пашп и Ф.Штейнгер (Papp, Steininger, 1979) принимают дату 5,2 млн. лет, М.Чита (Cita, 1975) – 5,3–5,4 млн.лет, В.А.Зубаков и И.И.Борзенкова (1983) – 5,4 млн.лет.

Верхняя граница плиоцена принимается согласно рекомендации XXIV сессии Международного геологического конгресса под калабрийскими морскими слоями Италии (I,67–I,87 млн. лет). В Советском Союзе эта граница проведена под апшеронскими слоями Каспия и их стратиграфическими аналогами (Никифорова, 1983).

Согласно стратиграфической схеме неогена Западно-Сибирской равнины, принятой МСК в 1978 г., к нижнему плиоцену относится павлодарская свита, выделенная в 1959 г. В.В.Лавровым. Она широко распространена на юге Западной Сибири, в Казахстане, Калбе, Тургае, на Алтае. Нижняя часть свиты представлена песчано-галечными отложениями, приуроченными к палеодолинам. Верхняя часть

состоит из красновато-коричневых, неслоистых карбонатных глин, плащеобразно перекрывающих неровности древнего рельефа и частично заполняющих древние долины.

Хорошо отражает закономерности строения и условия формирования свиты её стратотипический разрез у г. Павлодара. Павлодарская свита приурочена здесь к древней речной долине. В её строении принимают участие три климатически обусловленные толщи, отражающие последовательную смену климата от влажного к аридному (Зыкин, 1932). Нижняя толща мощностью 11 м, сложенная русловым косослоистым песком, перекрытым пойменным суглинком и красновато-коричневой почвой, представляет законченный цикл речного осадконакопления, аллювиальную свиту. По характеру и мощности отложений, их текстурным признакам эта толща представляет аллювий крупной реки, существующей в достаточно влажном климате. Более сложно построенная средняя толща мощностью 8,7 м залегает с резким размывом на нижней и также образует самостоятельный аллювиальный цикл. Внизу она сложена косослоистым аллювием, выполняющим руслообразный врез протяженностью в разрезе 400 м. Выше залегают слои, заполняющие русловое понижение протяженностью 200 м и генетически связанные с завершающей стадией формирования речных отложений. К ним относится костеносный слой, аккумулярованный временным русловым потоком, возможно неоднократно, с участием пролювиально-делювиальных процессов. Средняя толща заканчивается ископаемой почвой, морфотипические признаки которой характерны для луговых почв пустынно-степной зоны. Накопление этой толщи характеризуется заполнением долины осадками при значительном сокращении водности потока и повышении отметок её дна, что свидетельствует о прогрессирующем иссушении климата. В конце образования средней толщи постоянный сток в долине почти прекратился. Верхняя толща мощностью 3,3 м, представленная коричневатой карбонатной глиной субаэрального, преимущественно эолового генезиса, заполнила долину при дальнейшем усилении аридизации климата и почти полной редукции стока.

Определение возраста павлодарской свиты полностью основывается на фауне млекопитающих средней толщи, которая Ю.А. Орловым (Orlov, 1936) названа павлодарской. Эта фауна была изучена Ю.А. Орловым, В.И. Громовой, П.Ф. Савиновым, Е.Л. Дмитриевой, В.И. Жегалло и другими. Однако, несмотря на богатство и разнообразие, этот комп-

лекс точного положения в стратиграфической шкале не получил. В последнее время многие исследователи на основе анализа эволюции грызунов, гишпариев, газелей (Савинов, 1972; Дмитриева, 1977; Жегалло, 1978) считают павлодарскую фауну нижнеплиоценовой и относят её к понту.

В состав павлодарского комплекса входит несколько десятков форм крупных и мелких млекопитающих: *Similisorex orlovi* Stogov et Sav., *Crocidura pavlodarica* Stogov et Sav., *Erinaceus* sp., *Chiroptera* gen. indet., *Prochotona* cf. *eximia* Chom., *Eutamias* sp., *Myoxidae* gen indet., *Sacista bagaevi* Sav., *Brachiscirtetes robustus* Sav., *Scirtodipus kazakhstanica* Sav., *Kowalskia* aff. *magna* Fahl., *K.* sp., *Microtoscopes sibiricus* sp. nov., *Ruscino-myinae* gen.nov., *Parataxidea crassa* Zdan., *Promephitis alexejevi* Schloss., *Ictitherium hipparionum* Gerv., *I. robustum* Nord., *Crocuta eximia* Rot. et Wagn., *Machairodus irtyschensis* Orl., *Mastodon* sp., *Hipparion elegans* Gromova, *H. longipes* Gromova, *Chilotherium orlovi* Bayshachov, *Sinootherium* sp., *Pavlodaria orlovi* (Flerov), *Samotherium irtyschence* Godina, *Paleotragus* (*Yuorlovvia*) *asiaticus* Godina, *Gazella* (*Vetagazella*) *dorcadoides* Schloss., *Tragocerus* sp., *Parapseudotragus taurica* (Bog.), *Paratragocerus caucasicus* Socolov, *Procacpreolus* sp., *Spiroceros* sp., *Stephanocemos* sp.

Павлодарская фауна характеризует особый этап развития млекопитающих неогена Азии, сопоставляемый в широком смысле с туроллийским фаунистическим этапом Европы. Среди грызунов павлодарского комплекса присутствуют некоторые формы (*Lophocricetus vinogradovi*, *Microtoscopes sibiricus* и др.), они являются непосредственными предками видов следующего фаунистического этапа — русцинийского. Поэтому можно предполагать корреляцию павлодарского комплекса с одной из стадий позднего туроллия. Отложения с остатками позднеуроллийских млекопитающих в Испании фациально замещаются морскими отложениями мессиния (Bruijn et al., 1975).

Следовательно, аридные отложения павлодарской свиты довольно отчетливо совпадают по времени формирования с мессинским "кризисом солёности" в Средиземноморской области.

Нижняя граница плиоцена, проводимая в стратотипической области неогена Италии по кровле мессинского яруса, должна проходить в Западной Сибири выше аридных отложений павлодарской свиты.

Новостаничная свита широко распространена в Омском Прииртышье, северной части Павлодарского Прииртышья, Приишимья и Ишимской степи. Она выходит на поверхность в береговых обрывах Иртыша, Оми, Ишима.

Новостаничная свита выделена И.Д.Черским в 1872 г. в ранге яруса. О строении, объеме, ранге и стратиграфическом положении новостаничной свиты не сложилось единого мнения. Некоторые исследователи считают эти отложения черлакской (Николаев, 1947, 1964, 1968; Волков и др., 1969; Волкова, Панова, 1975) или павлодарской (Лавров, 1959; Никифорова, 1960; Зальцман, 1968) свитой. Другие рассматривают их как самостоятельное стратиграфическое подразделение (Казьмина, 1970, 1971, 1975; Архипов, 1971; Зинова, 1972, 1982; Зыкин, 1975, 1979) в ранге слоев или свиты. Иного взгляда придерживается В.А.Мартынов (1970, 1978), выделяя новостаничные слои как местное стратиграфическое подразделение в составе павлодарской свиты.

К новостаничной свите (слоям) большинство исследователей (Мартынов, 1970, 1978; Казьмина, 1975; Зыкин, 1979; Зинова, 1982 и др.) относят плотные зеленовато-серые глины с мергельными конкрециями. Однако, И.Д.Черский (1872) при выделении новостаничного яруса в обнажении у с.Новая Станица описал в его составе не только зеленовато-серые глины, но и подстилающие их светло-серые суглинки.

Анализ строения разреза у с.Новая Станица показал, что в нём четко выделяются две самостоятельные толщи. Нижняя толща мощностью 10 м представляет собой ритмичное чередование светло-серых, иногда почти белых мелкозернистых песков, алевритов и суглинков с темно-серыми ископаемыми почвами. Литологические особенности этой толщи позволяют отнести её к горским слоям таволжанской свиты среднего миоцена. Верхняя толща мощностью 17 м залегает на нижней со значительным стратиграфическим перерывом. Она представляет собой единый генетический комплекс отложений, являющийся законченным циклом озерного осадконакопления, и её следует рассматривать как новостаничную свиту.

Новостаничная свита имеет двучленное строение. Нижняя часть мощностью 7 м, представленная серым полимиктовым тонкозернистым песком и светло-серым алевритом с двумя гидроморфными ископаемыми почвами, образовалась в мелководном зарастающем озере. Верх-

няя часть мощностью 10 м сложена темными, зеленовато-серыми, алевролитистыми глинами с крупными (до 0,4 м в поперечнике), плотными мергелевыми конкрециями неправильной формы. Эти глины образовались при заполнении озерной котловины в результате плоскостного смыва при значительном участии педогенеза в условиях низкой равнины. Состав и строение новостаничной свиты указывают на её формирование в гумидных условиях.

В нижней части новостаничной свиты установлено новое местонахождение мелких млекопитающих и рыб. Второе, хорошо известное местонахождение (Черский, 1872; Линдгольм, 1932; Зыкин, 1979; Закигин, 1980), содержащее остатки мелких млекопитающих, рыб, наземных и пресноводных моллюсков, приурочено к основанию верхних зеленовато-серых глин. Оба местонахождения содержат одиактовую фауну мелких млекопитающих, которая выделяется в новостаничный комплекс. В его составе сейчас известны: *Desmana* sp., *Sorex* sp., *Ochotona* sp., *Steneofiber* sp., *Muridae* gen.? *Lophocricetus* cf. *sibiricus* sp. nov., *Cricetidae* gen. (крупная форма), *Microtodon?* sp., *Baranomys* sp. nov., *Promiomys* sp. nov., *Prosipheus* sp. Эта фауна характеризует самую раннюю из известных сейчас стадий русциния. Новые виды *Baranomys* и *Promiomys* свидетельствуют о регистрации новой, не известной ранее стадии русциния. Это наиболее ярко демонстрирует вид рода *Promiomys* — более архаичный, чем *P. insuliferus* (Kow.) раннего русциния Европы и I4-й зоны неогеновых млекопитающих П.Мейна (Mein, 1975).

Пресноводные моллюски новостаничного комплекса представлены следующими видами: *Idiopora tenuisculpta* (Mrt.), *I. orlovi* (Ldh.), *Sinotaia martinsoni* S. Popova, *Valvata* (*Sibirovalvata*) *confusa* West., *V. (S.) aliena* West., *V. (S.) ssorensis* W. Dyb., *V. (S.) sibirica* Midd., *Gabbia constricta* (Mrt.), *G. senilis* (Mrt.), *G. aenigmatica* (Ldh.), *Oncamelania bogatshevi* (Ldh.), *Lymnaea* (*Lymnaea*) *stagnalis* (L.), *L. (L.) sibirica* (Bog.), *L. (Radix) auricularia* (L.), *L. (Peregriana) lagotis* (Schranck), *L. (P.) peregra* (Müll.), *L. (P.) ovata* (Drap.), *L. (P.) clessini* Neum., *L. (G.) truncatula* (Müll.), *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus* (*Gyraulus*) *acronicus* (Fer.), *Odontogyrorbis* sp., *Steclovidiscus* sp., *Armiger crista* (L.), *Sculptunio bituberculosus* (Mrt.), *Cuneopsis sibiricus* (Ldh.), *C. humilior* (Ldh.), *C. fisidentatus* (Ldh.), *Rhombuniopsis prona* (Ldh.), *Rh. superstoides*

Zykin, *Pseudolanceolaria irtyshensis* Zykin, *Nodularia distinguenda* (Ldh.), *N. lungershauseni* S.Popova et Star., *Unio indifferens* Ldh., *U. subplanatus* Ldh., *Limnoscapha sulcata* Ldh., *Amesoda capillaceum* Ldh., *Pisidium amnicum* (Müll.), *Euglesa* sp. Они принадлежат 25 родам, 41 виду. Малакофауна характеризуется широким развитием видов сино-индийских родов *Idiopoma*, *Sinotaia*, *Gabbia*, *Oncomelania*, *Cuneopsis*, *Rhombuniopsis*, *Nodularia*, *Limnoscapha*. Присутствуют западносибирские эндемичные роды *Sculptunio*, *Pseudolanceolaria*, имеющие восточно-азиатское родство. Впервые появляется большое количество современных палеоарктических видов, составляющих 45 % комплекса. Такой состав малакофауны свидетельствует об относительном похолодании климата в новостаничное время. Палинологические данные, полученные Р.А.Терещенко (1975) и В.С.Волковой (Волкова, Баранова, 1980), также указывают на похолодание и увлажнение климата в это время.

Таким образом, между накоплением павлодарской и новостаничной свит фиксируется резкий палеогеографический рубеж, выраженный в смене аридных условий осадконакопления на гумидные. Время отложения новостаничной свиты представляет единый палеогеографический этап, объединяемый сходством условий осадконакопления, палеонтологических и палеоклиматических особенностей, что позволяет соответствующие ему отложения выделить в качестве особого новостаничного горизонта. Суммируя приведенные выше геологические и палеонтологические материалы следует заключить, что время формирования новостаничной свиты совпадает с сестеро-занклийским криогиперклиматомом, продолжавшимся от 5,3 до 4,5 млн. лет назад (Зубаков, Борзенкова, 1983).

Рытовская свита (Зыкин, 1975, 1979) локально распространена в западной части Обь-Иртышского междуречья. Стратотипический разрез находится в обрыве правого склона долины Иртыша у пос. Черлак.

Рытовская свита имеет двучленное строение. Нижняя часть мощностью до 6 м сложена серыми и буровато-серыми косослоистыми полимиктовыми и глиняными разномерными песками и серыми и желтовато-коричневыми косоволнистослоистыми слюдистыми суглинками, с линзами и прослоями гравия и мелкой гальки мергеля и глины в основании. По строению, мощности и текстурным особенностям это - отложения небольших рек. Верхняя часть образована тем-

ными, зеленовато-серыми песчанистыми комковатыми глинами с небольшими рыхлыми конкрециями мергеля мощностью до 5 м, сформировавшимися при заполнении речных долин осадками в результате плоскостного смыва при значительном участии процессов почвообразования. Мощность свиты достигает 12 м. В изученных разрезах свита залегает на размытой поверхности новостаничной и павлодарской свит.

Кроме стратотипа, фаунистически охарактеризованные отложения свиты установлены в карьерах на юго-восточной окраине г. Павлодара и в скв. 43 НГТУ у с. Волово Чистоозерского района Новосибирской области.

Мелкие млекопитающие рытовской свиты принадлежат представителям более десяти родов: *Desmana* sp., *Sorex* sp., *Paranourosorex* sp., *Neomyini* gen.?, *Ochotona* sp., *Sciuridae* gen.?, *Steneofiber* sp., *Muridae* gen.?, *Sicista* sp., *Lophocricetus sibiricus* sp. nov., *Cricetidae* gen. (крупная форма), *Microtodon (Wartamys)* cf. *kowalskii* Kretz., M. (W) sp. nov., *Baranomys* sp. nov., *Promiomys* sp. nov., *Prosiphneus* sp. По наличию *Microtodon*, *Baranomys*, *Promiomys* эта фауна хорошо сопоставляется с русцинием Европы. Она, как и новостаничная фауна, характеризует одну из самых ранних из известных сейчас стадий русциния. Фауна рытовской свиты значительно разнообразнее и обильнее новостаничной. Заметно отличие и в соотношении количества остатков видов. Наличие в черлакской фауне *Sciuridae*, *Paranourosorex*, двух форм *Microtodon (Wartamys)* и резкое преобладание остатков пищух, хомячков и тушканчиков, по сравнению с новостаничной фауной, может служить показателем более теплого и сухого климата в период накопления нижней части рытовской свиты. Фауны рытовской и новостаничной свит пока не обнаруживают эволюционных различий в ранге видов единых линий. Однако отличия между ними можно установить по большим сериям остатков общих видов. Так, *Promiomys* sp. nov. из черлакского местонахождения в среднем относительно крупнее и имеет некоторые более прогрессивные признаки в строении зубов, чем этот вид из местонахождения у с. Новая Станица. Приведенные данные позволяют выделить фауну мелких млекопитающих рытовской свиты в самостоятельный комплекс – черлакский, с типовым местонахождением у пос. Черлак.

Состав черлакского комплекса пресноводных моллюсков изучен



еще недостаточно. Он представлен следующими видами: *Valvata* (*Sibirovalvata*) *aliena* West., *Gabbia aenigmatica* (Ldh.), *G. senilis* (Mrt.), *Oncomelania bogatshevi* (Ldh.), *Lymnaea* (*Lymnaea*) *stagnalis* (L.), *L. (Stagnicola) palustris* (Müll.), *Planorbarius* sp., *Oxynaia* ex gr. *sibirica* S.Popova et Star., *Tuberunio martensi* Zykin, *Rhombuniopsis madernyi* Zykin, *Rh. prona* (Mrt.), *Rh. kutschum* (Bog.), *Sibirunio simpsoni* Zykin, *Pisidium amnicum* (Müll.). Моллюски принадлежат 16 видам, 12 родам. Малакофауна сохраняет преемственность от новостаничной и характеризуется преимущественным развитием видов сино-индийских родов. Появляются эндемичные для плиоцена Западной Сибири роды *Tuberunio*, *Sibirunio*. Наличие в малакофауне рода *Ptychorhynchus*, обитающего ныне на юге КНР, и рода *Oxynaia*, приуроченного сейчас к Индокитаю, указывает на значительно более теплый климат рывовского времени по сравнению с новостаничным.

Пешнёвская свита (Зыкин, Зажигин, 1984) принимает участие в строении западной части Ишим-Иртышского междуречья и почти непрерывно прослеживается в береговых обрывах р. Ишима от г.Петропавловска до г.Ишима. Стратотипический разрез находится в обрыве правого склона долины Ишима у северной окраины с.Пешнёво.

Отложения, выделяемые в пешнёвскую свиту, относились предыдущими исследователями к различным подразделениям неогена Западно-Сибирской равнины в интервале от нижнего миоцена до верхнего плиоцена. В верхней части разрезов у г.Петропавловска они описывались как кустанайская (Ли и др., 1967) или битекейская свита (Волков и др., 1969; Мартынов, Никитин, 1968; Зинова, 1982) верхнего плиоцена, а также как рывовские слои среднего плиоцена (Зыкин, 1975, 1979). В обнажениях у с.Пешнёво эта толща относилась к среднемиоценовой ишимской свите (Антыпко, 1962), у сел Гончаровка и Долматово - к аральской свите нижнего-среднего миоцена (Ли и др., 1967) у с.Рогозино - к павлодарской свите (Генералов и др., 1978).

Пешнёвская свита представляет собой отложения крупной речной долины. Она имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты сложена русловыми отложениями - серыми косослойными суглинками, с прослоями светло-серого полимиктового мелкозернистого песка и разнозернистого глиняного песка и гравия. В основании обычно распространен базальный горизонт мощностью от 0,1 м до 1,8 м,

состоящий из разнозернистого плохо сортированного глиняного песка с большим содержанием глиняного гравия, а также глиняной и мергельной гальки. Мощность нижней части достигает 10 м. Верхняя часть свиты образована комплексом пойменных отложений. Они сложены серыми и красновато-коричневыми некарбонатными глинами с плотными мергельными конкрециями неправильной формы. Присутствуют гидроморфные ископаемые почвы, представленные темно-серыми песчанистыми глинами с мергельными конкрециями. Мощность верхней части свиты - 8-10 м. Пешнёвская свита залегает с резким неравномерным размывом на бещеульской, ишимской и новостаничной свитах и перекрывается битекейской свитой, а также маломощными покровными суглинками и супесями. Мощность пешнёвской свиты достигает 18 м.

Пешнёвская свита охарактеризована остатками мелких млекопитающих и пресноводных моллюсков из местонахождений у сел. Пешнёво, Борки, и г. Петропавловска.

Фаунистические ассоциации мелких млекопитающих из рассматриваемых местонахождений принадлежат единому фаунистическому комплексу - пешнёвскому. В его составе сейчас установлено II форм млекопитающих: *Paranourosorex cf. gigas* Rzebik-Kowalska, *Sorex sp.*, *Soricini gen.?*, *Leporinae gen.?* *Ochotonoides sp.*, *Ochotona sp.*, *Lophocricetus cf. sibiricus sp. nov.*, *Kowalskia sp.*, *Cricetinae gen. nov.*, *Microtodon sp.*, *Promimomys antiquus* Zazhigin. Руководящий вид пешнёвского комплекса млекопитающих - *P. antiquus*. Он широко распространен на юге Западной Сибири, кроме местонахождений Пешнёво и Петропавловск его остатки обнаружены в скв.2 на Приобской увалистой равнине. Морфология зубной системы этого вида показывает, что по уровню эволюционного развития он занимает промежуточное положение между *P. insuliferus* (Kowalski) и *P. davakosi* (Weerd). *P. insuliferus* - одна из руководящих форм раннего русциния и I4 зоны млекопитающих неогена Европы (Mein, 1975). Этот вид известен из многих местонахождений зарубежной Европы. В СССР он найден пока в двух пунктах Русской равнины (Agadjanian, Kowalski, 1978). *P. davakosi* - также раннерусцинийская европейская форма (Weerd, 1979). Поэтому, даже не рассматривая филетические отношения между перечисленными видами, можно говорить о раннерусцинийском - раннеплиоценовом возрасте *P. antiquus* и отложений, заключающих остатки этого вида.

Если считать, что *P. insuliferus* характерна для первой половины раннего плиоцена, то *P. antiquus* является специфичной формой какого-то интервала второй половины раннего плиоцена.

В эволюционном ряду форм рода *Promimomys* юга Западной Сибири *P. antiquus* по признакам строения зубной системы занимает промежуточное положение между видами этого рода из местонахождений у пос. Черлак (рытовская свита) и у с. Нижняя Ильинка (крутогорская свита), причем с заметными морфологическими разрывами. Вследствие этого, можно уверенно сказать, что пещневская свита занимает определенный стратиграфический интервал в нижнем плиоцене Западной Сибири между рытовской и крутогорской свитами и относится ко второй половине нижнего плиоцена.

Пещневский комплекс пресноводных моллюсков представлен 26 видами 23 родов: *Anulotaia polytropis* (Ldh.), *Sinotaia ex gr. quadrata* (Benson), *Valvata (Sibirovalvata) aliena* West., V.(S.) *confusa* West, V.(S.) *ssorensis* W.Dyb., *Parafossarulus martinsoni* sp. nov., *Gabbia aenigmatica* (Ldh.), *Stenothyra sibirica* sp. nov., *Oncomelania aff. bogatcheyi* (Ldh.), *Lymnaea (Peregriana) intermedia* Lam., *Planorbis corneus* (L.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus leucostoma* (Mill.), *A. (Gyraulus) acronicus* (Fer.), *Acuticosta prolunga* Zykin, *Heterunio tumidiformis* (Ldh.), *Tuberunio martensi* Zykin, *Rhombuniopsis (Rhombuniopsis) divulgata* Zykin, *Rh. (Bogatschevinaia) prona* (Mrt.), *Rh. (B.) kutschum* (Bog.), *Troitskinaia prima* Zykin, *Sibirunio simpsoni* Zykin, *Limnoscapha sulcata* Ldh., *Amesoda capilaceum* (Ldh.), *Pisidium amnicum* (Müll.), *Euglesa cf. acuminata* (Clessin). Пещневская малакофауна занимает промежуточное положение между фаунами моллюсков рытовской и крутогорской свит. Она сохраняет преемственность от рытовской малакофауны. В ней преобладают эндемичные для плиоцена Западной Сибири виды сино-индийских родов *Anulotaia*, *Parafossarulus*, *Gabbia*, *Stenothyra*, *Oncomelania*, *Acuticosta*, *Rhombuniopsis*, *Limnoscapha*, из которых *Anulotaia*, *Parafossarulus*, *Stenothyra* и *Acuticosta* впервые появляются в пещневское время. Значительно увеличился эндемизм малакофауны за счет образования западносибирских эндемичных родов (*Heterunio*, *Troitskinaia*), имеющих восточноазиатское родство. Меньшую группу образуют современные палеоарктические виды. Характерно присутствие рода *Stenothyra*, приуроченного ныне к побережьям Индо-Тихоокеанского региона (Старобогатов,

1970). Пресноводные представители этого рода известны из бассейна Меконга (Brandt, 1974). Состав малакофауны характеризует теплый климат, близкий субтропическому.

Крутогорская свита (Зажигин, Зыкин, 1983) широко распространена в Омском Прииртышье. Она участвует в строении западной части Обь-Иртышского междуречья и почти непрерывно прослеживается вдоль Иртыша в верхней части обрывов правого склона его долины от Омска до Большеречья. Стратотипический разрез находится в обрыве правого склона долины Иртыша у северной окраины с. Нижняя Ильинка.

Крутогорская свита представляет отложения крупной речной долины. Нижняя часть свиты сложена серыми, полемиктовыми, слюдистыми, косоволнистослоистыми, преимущественно мелко-среднезернистыми, русловыми песками, с линзами гравия и гальки мергеля и глины в основании. Мощность нижней части достигает 10 м. Верхняя часть свиты образована пойменными отложениями. Они представлены серыми, мелко косоволнистослоистыми алевролитами и обычно неслоистыми суглинками, а также темно-серыми, алевролитистыми, комковатыми, некарбонатными, с плотными мергельными конкрециями глинами, являющимися гидроморфными ископаемыми почвами, часто совмещенными. Мощность верхней части разреза свиты 3-10 м. Крутогорская свита залегает с резким неравномерным размывом на горских слоях или на бещеульской свите и перекрывается ливенской свитой и маломощными покровными суглинками и супесями. Мощность свиты в береговых разрезах Иртыша достигает 22 м.

Существует несколько точек зрения на строение, объем и стратиграфическое положение толщи, выделенной в крутогорскую свиту. В.А.Николаев (1968) нижнюю, песчаную часть этой толщи отнес к ниже-среднемиоценовой ишимской свите, а верхнюю, глинистую; к верхнемиоценовой - нижнеплиоценовой черлакской свите. В.А.Мартынов (1961, 1970, 1978) эту толщу сопоставляет с павлодарской свитой. Нижние пески В.А.Мартынов и В.П.Никитин (1968) выделяют в самостоятельное стратиграфическое подразделение - нижеильинские слои. По зубу мелкого гиппариона, найденного в их основании, нижеильинские слои параллелизованы с гусиноперелетскими слоями павлодарской свиты и датированы поздним миоценом-ранним плиоценом. Верхние, зеленовато-серые глины В.А.Мартынов считает черлакскими (Мартынов, Никитин, 1968) или новостаничными

(Мартынов, 1970) слоями среднеплиоценового возраста. С.Б.Шацкий и И.П.Васильев (1971) эти же пески и перекрывающие их глины, обнажающиеся у с.Лугово-Бестрашниково, включили в состав верхнеплиоценовой-нижнечетвертичной смирновской свиты. В.С.Волковой и Л.А.Пановой (1975) комплекс спор и пыльцы, полученный из алевроитов средней части этой толщи у с.Бещеул, был сопоставлен со среднемиоценовыми комплексами таволжанского горизонта, а комплекс из верхних глин параллелизован с комплексом верхнемиоценовой-нижнеплиоценовой павлодарской свиты. По стратиграфической схеме неогеновых отложений, принятой Тюменским стратиграфическим совещанием в 1976 г., эти отложения относятся к ниже-среднеплиоценовой павлодарской свите.

Для установления времени и условий формирования крутогорской свиты имеется разнообразный палеонтологический материал: остатки млекопитающих, рыб, моллюсков, остракод, а также палинологические данные.

Остатки крупных млекопитающих в крутогорской свите очень редки. Зуб мелкого *Hippotion* sp. из её основания (Мартынов, Никитин, 1968) может определять возраст свиты в очень широком диапазоне от позднего миоцена до позднего плиоцена включительно.

Остатки мелких млекопитающих происходят из основания крутогорской свиты стратотипического разреза. Состав фауны млекопитающих крутогорского комплекса достаточно представительный: *Desmana* sp., *Sorex* sp., *Hypolagus* sp., *Ochotona* sp., *Ochotonoides* sp., *Promiomys* cf. *dawakosi* Weerd.

Некоторые роды зайцеобразных и грызунов (*Hypolagus*, *Ochotonoides*, *Promiomys*) имеют относительно узкий диапазон стратиграфического распространения в пределах нижнего-верхнего плиоцена. В этом интервале геологический возраст крутогорской фауны можно более точно установить по уровню развития зубной системы рода *Promiomys*, представленного здесь большой серией коренных зубов.

Нижеильинская *Promiomys* сходна с *P. dawakosi* Weerd, описанной из Греции и датированной ранним русцинием (Weerd, 1979) на основании более примитивного строения зубов, чем у *P. occitanus* (Thaler) 15-й зоны млекопитающих неогена Западной Европы. Поэтому мы пока условно относим крутогорский комплекс к заключительной стадии раннего русциния. По изученным в плиоцене Запад-

ной Сибири стадиям развития рода *Prohimonys* крутогорскую фауну можно поместить в стратиграфическом интервале между фаунами пещневской и битекейской свит.

Пресноводные моллюски крутогорского комплекса представлены 14 видами 11 родов: *Anulotaia polytropis* (Ldh.), *Valvata* (*Sibirovalvata*) *confusa* West., *V.* (*S.*) *ssorensis* W.Dyb., *Borysthenia pronaticina* Ldh., *Gabbia borissjaki* (Ldh.), *Oncomelania* aff. *bogatshevi* (Ldh.), *Tuberunio martensi* Zykin, *Rhombuniopsis* (*Bogatschevinaia*) *superstoides* Zykin, Rh. (*B.*) *kutschum* (Bog.), Rh. (*B.*) *jermak* (Bog.), *Sibirunio irtyshensis* sp. nov., *Nodularia transrhyphaea* (Bog.), *Amesoda capillaceum* (Ldh.), *Pisidium amnicum* (Müll.). Крутогорский комплекс пресноводных моллюсков является промежуточным между пещневским и битекейским. В нем доминируют эндемичные для плиоцена Западной Сибири виды сино-индийских родов *Anulotaia*, *Gabbia*, *Oncomelania*, *Rhombuniopsis*, *Nodularia* и виды западносибирских родов, имеющих восточноазиатское родство (*Tuberunio*, *Sibirunio*). Немногочисленную группу образуют виды палеоарктических родов. Впервые в плиоцене Западной Сибири появляется европейский по происхождению род *Borysthenia*. В крутогорскую и последующие малакофауны не переходят виды родов *Stenothyra* и *Troitskinaia*, распространенные в пещневское время. От малакофаун пещневского и битекейского комплекса крутогорская малакофауна отличается бедностью систематического состава, что, по-видимому, связано с незначительным похолоданием в это время. По составу малакофауны климат крутогорского времени можно отнести к умеренно теплomu.

Б и т е к е й с к а я с в и т а, выделенная В.В.Лавровым (1959), распространена на северо-западном склоне Казахстанского мелкосопочника и в прилегающих районах Западно-Сибирской равнины. Стратотип свиты, находящийся в обрыве правого склона долины р.Битеке, в 1,5 км ниже устья Кныл-Айгира, описан Е.В.Шанцером, Ю.А.Лаврушиным, Т.М.Микулиной (1965), Е.В.Шанцером, Т.М.Микулиной (1967) и В.С.Зыкиным (1979). Битекейская свита в страторегионе является одной из толщ древней речной долины, расположенной параллельно Ишиму. Поперечное сечение этой долины вскрывается долинами рек Битеке, Муккур, Иман-Бурлук. При расчленении речных отложений этой длительно существовавшей долины и установлении объема битекейской свиты мы исходили из её характеристики, дан-

ной при первоописании В.В.Лавровым (1959), который описал "битекейские слои" как грубозернистый аллювий, содержащий большое количество перемытых конкреций мергеля и раковин Унионид, а также из объема свиты в стратотипическом разрезе.

В поперечном сечении древней долины, вскрытой р.Битеке, битекейская свита прослеживается на расстоянии 5 км и достигает мощности 9 м. Она залегает с резким неравномерным размывом на аллювии крупной реки, не содержащим мергельной гальки (Шанцер и др., 1965). На основании находок в нём остатков *Ochotona* sp., *Sacista* sp., *Lophocricetus* cf. *sibiricus* sp. nov., *Cricetinae* gen.? (крупная форма) эта толща относится к нижнему плиоцену и предварительно сопоставляется с рытовской свитой. Выше битекейской свиты распространена аллювиальная толща, которая сопоставляется с селетинской свитой.

Уточнение объема битекейской свиты и послойные сборы остатков млекопитающих в разновозрастных аллювиальных толщах, обнажающихся в долине Битеке, показали, что битекейский комплекс млекопитающих (Вангенгейм, Зажигин, 1965) имеет смешанный состав — в него были включены виды в основном из более молодых отложений. В связи с этим для комплекса млекопитающих битекейской свиты предлагается название — алгабасский комплекс, по пос.Алгабасс, расположенному вблизи устья р.Битеке. Типовым местонахождением алгабасского комплекса млекопитающих следует считать стратотип битекейской свиты. Алгабасский комплекс млекопитающих представлен следующими видами: *Hipparion* cf. *tchikoikum* Ivanijev, *Sorex* sp., *Neomysini* gen.?, *Leporinae* gen.?, *Ochotonoides* sp., *Plios-cirtopoda* sp., *Baranomys* cf. *longidens* (Kow.), *Baranomys* sp. или *Microtodon* sp., *Promiomys gracilis* (Kretz.), *Miomys* sp. nov., *Prosiphneus* sp.

Алгабасский комплекс представляет ассоциацию видов, характерную для чарнотия или позднего русциния и относится к I5 зоне млекопитающих неогена. Он моложе крутогорского комплекса, если судить по степени эволюционного развития зубной системы представителей рода *Promiomys*. О довиллафранкском возрасте алгабасского комплекса также свидетельствует новый вид рода *Miomys*, самая архаичная форма рода, нигде пока не известная, и самый древний представитель *Plios-cirtopoda*.

Битекейский комплекс пресноводных моллюсков включает 36 ви-

ДОВ 27 РОДОВ: *Anulotaia polytropis* (Ldh.), *Valvata* (*Sibirovalvata*) *confusa* West., *V.*(*S.*) *brevicula* Kozhov, *Borysthenia pronaticina* Ldh., *B. orlovi* (Ldh.), *B. subgradatus* (Ldh.), *Boreoelona* sp., *Parafossarulus kirgizorum* (Ldh.), *Gabbia borissjaki* (Ldh.), *Marstoniopsis* sp., *Lymnaea* (*Peregriana*) *ovata* (Drap.), *L.*(*P.*) *peregra* (Müll.), *Planorbarius stenostoma* (Bourg.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus* (*Anisus*) *leucostoma* (Müll.), *A.*(*A.*) *perezi* Graells, *A.*(*Gyraulus*) *acronicus* (Fer.), *A.*(*Torquis*) *laevis* (Alder), *Armiger crista* (L.), *Ptychorhynchus* sp., *Betekeia athleta* (Ldh.), *B. perdeclivis* (Ldh.), *B. subelipticus* (Ldh.), *Acuticosta orlovi* (Ldh.), *Heterunio exquisitus* Ldh., *H. tumidiformis* (Ldh.), *H. preobrazhenskii* (Ldh.), *Tuberunio uniserialis* Ldh., *Sibirunio betekeiensis* (Ldh.), *Nodularia kizylaigirensis* (Ldh.), *Unio indifferens* Ldh., *U. protractus* Ldh., *Limnoscapha lindholmi* Zykin, *Cristaria* sp., *Amesoda capillaceum* (Ldh.), *Pisidium amnicum* (Müll.).

Малакофауна битекейского комплекса сохраняет преимущество от предыдущей. В ней преобладают эндемичные для плиоцена Западной Сибири виды сино-индийских родов *Anulotaia*, *Parafossarulus*, *Gabbia*, *Ptychorhynchus*, *Acuticosta*, *Nodularia*, *Limnoscapha*, *Cristaria* и виды западносибирских эндемичных родов *Heterunio*, *Tuberunio*, *Sibirunio*, имеющих восточноазиатское родство. Меньшую часть комплекса составляют современные палеоарктические виды. Впервые появляются роды *Marstoniopsis* и *Betekeia*, имеющие, по-видимому, европейское происхождение. В битекейскую малакофауну из крутогорского времени не переходит сино-индийский род *Opcomelania*. Состав комплекса, в котором много видов родов, ныне приуроченных к южным районам Китая, свидетельствует об очень теплом климате.

Палеомагнитные исследования стратотипического разреза битекейской свиты и разреза у пос. Муккур, проведенные З.Н. Гнибиденко и Г.А. Пospelовой (1981) показали, что нижняя часть битекейской свиты в этих обнажениях намагничена обратно, а верхняя — прямо. Предложено два варианта интерпретации. Первый вариант предполагает, что обратная зона разрезов соответствует концу эпизода обратной полярности Каена, а прямая зона — эпохе прямой полярности Гаусса (около 2,85 — 2,5 млн. лет назад). Во втором варианте прямая зона разрезов составляет более ранний период эпохи прямой



полярности Гаусса, а обратная соответствует верхам зоны Гильберта — около 3,4–3,9 млн. лет назад. Исходя из уточненной фаунистической характеристики битекейской свиты, предпочтение следует отдать второму варианту интерпретации палеомагнитных данных. Палеонтологические и палеомагнитные данные позволяют сопоставить время формирования битекейской свиты с I7 суперклиматом (3,24–3,55 млн. лет) В.А.Зубакова (Зубаков, Борзенкова, 1983).

Ливенская свита выделена В.А.Мартыновым (1970) в ранге слоев в обрывах правого склона долины Иртыша у сел. Ливенка и Горский Лог. Стратотип не был указан и описан, но в работе Т.А.Казьминой (1971) приводится описание обнажения у с. Ливенка, сделанное В.А.Мартыновым.

Ливенская свита представляет собой речные отложения, сложенные серым или желтовато-серым, грубозернистым, плохо сортированным, косослоистым, глиняным или полимиктовым песком и гравием. В глиняном песке содержится много различно окатанной мергельной гальки, а также глиняного и мергельного гравия. Ливенская свита залегает на нижележащих отложениях с резким неравномерным размывом и перекрывается селетинской свитой или верхне-четвертичными покровными отложениями. В изученных сейчас разрезах сохранилась только нижняя русловая часть свиты, мощность которой достигает 2,6 м.

Свита локально распространена в Омско-Павлодарском Прииртышье, Петропавловском Приишимье и Ишимской степи. Она залегает в верхней части береговых обрывов в долине Иртыша у с. Ливенка, пос. Черлак, г. Омска, в долине Оми у с. Андреевки, в долине Ишима у с. Долматово. К краевой части долины Иртыша приурочены разрезы свиты в карьерах на северо-восточной окраине г. Павлодара. В Ишимской степи она вскрывается шурфами близ поверхности у ст. Меледогвардейской, ст. Киялы, у пос. Булаевского.

Ливенская свита охарактеризована андреевским фаунистическим комплексом, с типовым местонахождением у с. Андреевки. Этот комплекс встречен во всех вышеперечисленных разрезах.

Комплекс млекопитающих включает *Desmana* sp., *Soricidae* gen?, *Ochotona* sp., *Ochotonoides* sp., *Trogotherium* sp., *Lophocricetus* sp., *Cricetulus* sp., *Cricetinae* gen.?, *Promimomys gracilis* (Kretz.), *Mimomys* sp. Характерными элементами этого комплекса являются *P. gracilis* и примитивные формы рода *Mimomys*. Сейчас можно уве-

ренно сказать, что формы рода *Mimomys* показывают, что андреевская фауна древнее фаун таких известных ранневилафранкских местонахождений, как Гайначка в Чехословакии (Fejfar, 1964) и Аронделли в Италии (Michaux, 1971). Однако эти формы более прогрессивны, чем *Mimomys* sp. алтабасского комплекса. Поэтому андреевская фауна условно относится к заключительной стадии позднеурсинийского (чарнотского) фаунистического этапа.

Андреевский комплекс пресноводных моллюсков (Зыкин, 1974) содержит 23 вида 19 родов: *Anulotaia polytropis* (Ldh.), *Valvata* (*Cincinnatia*) *ramirensis* Star., *V. (Sibirovalvata) ssorensis* W.Dyb., *V.(S.) confusa* West., *Borysthenia pronaticina* (Ldh.), *Parafossarulus kirgizorum* (Ldh.), *Gabbia borissjaki* (Ldh.), *Marstoniopsis* sp., *Planorbarius* sp., *Anisus* (*Torquis*) *laevis* (Alder), *A. (Gyraulus) acronicus* (Fer.), *Armiger crista* (L.), *Hippeutis euphaea* (Bourg.), *Betekeia irtyshensis* (Ldh.), *Bogatschevia omiensis* Zykin, *Heterunio pallasi* (Mrt.), *H. morozovi* Zykin, *Tuberunio* sp., *Sibirunio depressus* Zykin, *Nodularia transrhyphaea* (Bog.), *Unio indifferens* Ldh., *Amesoda capillaceum* (Ldh.), *Pisidium amnicum* (Müll.).

Малакофауна сохраняет преемственность от битекейской и отличается от неё бедностью систематического состава, появлением новых видов, увеличением размеров раковин унионид. В андреевский комплекс не переходит большинство видов предыдущего комплекса. Для него характерны виды западносибирских эндемичных родов *Betekeia*, *Heterunio*, *Tuberunio*, *Sibirunio*. Впервые появляются род унионид *Bogatschevia* и подрод вальват *Cincinnatia*, имеющие европейское происхождение. Состав малакофауны свидетельствует, что климат ливенского времени был умеренно теплым, близким климату крутогорского времени, но несколько более холодным, чем климат битекейского времени.

Селетинская свита выделена К.В.Никифоровой (1960). Строение, условия залегания и стратотип свиты описан Р.А.Зиновой (1972, 1982). Стратотип находится в обрыве левого склона долины р.Селеты, в 4 км выше с.Ильинка.

Селетинская свита — это речные отложения, представленные желтовато-серым или серым, грубозернистым, плохо сортированным, косослоистым, полимиктовым, реже глиняным песком с большим содержанием гравия и мелкой гальки мергеля, глины и кристаллических пород, часто образующих прослой и линзовидные скопления,

обычно приуроченные к основанию свиты. Палеонтологически охарактеризованные разрезы свиты установлены в долинах рек Селеты, Битеке, Муккур и Иман-Бурлук, а также в краевой части долины Иртыша, в карьерах на северо-восточной окраине г.Павлодара. В изученных разрезах селетинская свита залегает с резким неравномерным размывом на кедейской, битекейской и ливенской свитах и перекрывается обычно верхнечетвертичными покровными отложениями. Мощность сохранившейся от размыва нижней части свиты достигает 2 м.

Для селетинской свиты характерен кызыл-айгирский фаунистический комплекс, названный по левому притоку р.Битеке - Кызыл-Айгиру. Типовое местонахождение находится в обрыве правого склона долины Битеке, около 1,5 км выше устья Кызыл-Айгира, 50 м выше стратотипа битекейской свиты.

Комплекс млекопитающих состоит из *Ochotonoides* sp., *Plioscirotopoda* sp., *Promimomys gracilis* (Kretz.), *Mimomys hintoni* Fejfar, *M. polonicus* Kow., *Villanyia steklovi* Zazhigin, *V. petehyii* (Meh.), *Stomeromys* sp. nov., *Prosiphneus* sp. Многие виды этой фауны мелких млекопитающих ранее входили в битекейский комплекс (Вангенгейм, Зажигин, 1965; Вангенгейм, 1977; Зажигин, 1980). Сейчас установлено, что они не встречаются в битекейской свите и найдены в отложениях, залегающих на битекейской свите со значительным стратиграфическим перерывом.

Характерной чертой кызыл-айгирской фауны является наличие множества видов мимомисных полёвок, уже достаточно развитых, и присутствие последнего представителя рода *Promimomys* - *P. gracilis*. Наличие в комплексе *Promimomys gracilis*, *Mimomys hintoni*, *M. polonicus*, *Villanyia steklovi* позволяет сопоставлять его с фауной нижнего виллафранка.

Комплекс пресноводных моллюсков представлен 24 видами 12 родов: *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* (Müll.), *V.(C.) ambigua* West., *V.(C.) antiquilina* Mozley, *V. (Sibirovalvata) confusa* West., *V. (S.) ssorensis* W.Dyb., *V.(S.) korotnevi* Ldh., *Borysthenia pronaticina* (Ldh.), *Boreoelona* sp., *Gabbia* sp., *Lymnaea* (*Lymnaea*) *stagnalis* (L.), *L. (Radix) torquilla* West., *L.(Peregriana) intermedia* (Lamarck), *L. (P.) tumida* Held., *L. (Galba) truncatula* (Müll.), *Planorbis stenostoma* (Bourg.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus leucostoma* (Mill.), *A. (Torquis) laevis* (Alder),

*A. (Gyraulus) acronicus* (Fer.), *A. (G.) baicalicus* B. Dyb., *Choanophalus (Lamorbis) rossmaessleri* (A. Schmidt), *Pisidium amnicum* (Müll.), *Euglesa casertana* (Poli), *Odhneripisidium* sp.

Малакофауна характеризуется широким развитием палеоарктических элементов, составляющих основу современной фауны Западной Сибири. В неё не переходит большинство теплолюбивых сино-индийских, европейских и западносибирских эндемичных родов. Из теплолюбивых элементов сохранился только сино-индийский род *Gabbia*. Отличительной чертой комплекса является преобладание в нём *Bozsthenia pronaticina* и большая численность вальват подрода *Cincinna*.

Состав малакофауны свидетельствует, что климат селетинского времени был значительно холоднее климата ливенского времени, но несколько теплее современного. Стратиграфическое положение и климатические особенности формирования селетинской свиты позволяют сопоставлять её с рейвером Север-Западной Европы.

Приведенные в статье материалы показывают, что в верхнем неогене Западной Сибири отчетливо выделяются стратиграфические подразделения континентальной шкалы Западной Европы: туролоий, русциний, чарнотий и вилафранк.

Рассмотренные данные позволили наметить крупные климатические этапы в плиоцене юга Западной Сибири. Новостаничный этап — относительное похолодание и увлажнение, но климат был значительно теплее современного. Рытовско-ливенский этап — существенное потепление климата. Особенно теплый климат был в пешневско-битекейское время, по-видимому, соответствующее климатическому оптимуму плиоцена (Зубаков, Борзенкова, 1983). Незначительные похолодания происходили в крутогорское и ливенское время. Селетинский этап — значительное похолодание климата (3,2 млн. лет назад), однако климат был теплее современного. Подпуск-лебяжбинский этап — дальнейшее похолодание климата (2,5–2,4 млн. лет назад). Малакофауна приобретает современный облик, климат становится близким современному. Стратиграфическое положение и климатические условия формирования подпуск-лебяжбинской свиты позволяют синхронизировать её с претиглием Западной Европы.

В стратиграфической последовательности плиоцена юга равнины отчетливо выделяются региональные горизонты, отражающие этапы осадконакопления и развития фауны: новостаничный горизонт со

стратотипом у с.Новая Станица, в него следует включать новостаничную и рытовскую свиты; пешнёвский горизонт со стратотипом у с.Пешнёво, объединяющий пешнёвскую и крутогорскую свиты; битекейский горизонт (Бобоедова, Мадерни, 1967) со стратотипом в долине р.Битеке, в 1,5 км ниже устья Кызыл-Айгира, в него входят битекейская и ливенская свиты; селетинский горизонт со стратотипом на левом берегу р.Селеты у с.Ильинка; подпуск-лебяжбинский горизонт со стратотипом у с.Подпуск.

Анализ изложенного материала позволил установить основные биостратиграфические и палеогеографические рубежи. Резкий рубеж обозначен между новостаничной и павлодарской свитой. Он выражен в смене аридных условий осадконакопления на гумидные. В фауне млекопитающих он проявился в смене туролийского фаунистического этапа на русцинийский, в малакофауне - в появлении большого количества современных видов (45 %). Этот рубеж совпадает с границей мессиния и занклия, т.е. с границей миоцена и плиоцена в Средиземноморской области. Четкий рубеж устанавливается между ливенской и селетинской свитой. Он проявился в резком похолодании климата, вымирании почти всех теплолюбивых элементов в фауне пресноводных моллюсков, широком расселении мимомисной группы полевков и появлении почти всех надвидовых таксонов этой группы. Этот рубеж совпадает с границей чарнотия и виллафранка, т.е. с границей нижнего и верхнего плиоцена и соответствует одному из основных вариантов нижней границы четвертичной системы под астием и пьаченной итальянских разрезов. Рубеж между селетинской и подпуск-лебяжбинской свитой, выразившийся в похолодании климата и установлении климата, близкого современному, соответствует варианту плиоцен-плейстоценовой границы под средним виллафранком Западной Европы (2,5 млн. лет назад). Этот рубеж отчетливо зафиксирован под претегеленом в Северо-Западной Европе (Zagwijn, 1974). Отложения, в которых должен проходить рубеж, совпадающий с границей под калабрием итальянских разрезов и под основанием зоны *Globorotalia truncatulinoides*, изучены в Западной Сибири слабо. В конкретных разрезах этот рубеж в настоящее время не выявлен.

## Литература

Антышко Б.Е. Континентальные палеогеновые и неогеновые отложения Петропавловского Приишимья. - В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Госгеолтехиздат, 1962, вып.2, с.3-15.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 331 с.

Бобоедова А.А., Мадерн У.Н. О возрастных взаимоотношениях свит в плиоцене Тургая. - В кн.: Геология Тургайского прогиба и Приаралья. Л.: Недра, 1967, с.101-107.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 172 с.

Вангенгейм Э.А., Закигин В.С. Некоторые итоги изучения антропогенной фауны млекопитающих Западной Сибири. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с.301-310.

Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 332 с.

Волкова В.С., Баранова Ю.П. Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной Азии. - Геол. и геофиз., 1980, № 7, с.43-52.

Волкова В.С., Панова Л.А. Палинологическая характеристика неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. - В кн.: Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975, с.34-54.

Генералов П.П., Аскапов А.П., Дрожжих Н.Б. Неоген северной части Тобол-Ишимского междуречья. - В кн.: Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.116-127.

Гнибиденко Э.Н., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм отложений битекейской свиты Северного Казахстана. - Геол. и геофиз., 1981, № 9, с.111-119.

Дмитриева Е.Л. Антилопы неогена Монголии и сопредельных территорий. М.: Наука, 1977. 119 с.

Жегалло В.И. Гиппарионы Центральной Азии. М.: Наука, 1978. 155 с.

Залыцман И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отло-

жений Кулундинской степи. Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1968. 160 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.

Зажигин В.С., Зыкин В.С. К стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины (Омское Прииртышье). - Геол. и геофиз., 1983, № 10, с.42-48.

Зинова Р.А. Зооплейстоцен севера Центрального Казахстана и нижняя граница антропогена. - Автореф. канд. дис., М., 1972. 26 с.

Зинова Р.А. Плиоцен севера Центрального Казахстана. Минск: Наука и техника, 1982. 149 с.

Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 216 с.

Зыкин В.С. Комплексы пресноводных моллюсков плиоцена юга Западной Сибири и Северного Казахстана. - Геол. и геофиз., 1974, № 2, с.132-134.

Зыкин В.С. Плиоценовые униониды юга Западно-Сибирской равнины и их стратиграфическое значение. - Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1975. 25 с.

Зыкин В.С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 135 с.

Зыкин В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г.Павлодара. - В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.66-72.

Зыкин В.С., Зажигин В.С. О выделении пешнёвской свиты в плиоцене юга Западно-Сибирской равнины. - Геол. и геофиз., 1984, № 2, с.46-50.

Казьмина Т.А. Стратиграфия и остракоды верхнего плиоцена и нижнечетвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины. - Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 21 с.

Казьмина Т.А. Комплексы остракод из опорных разрезов неогена Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1971, с.117-122.

Казьмина Т.А. Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 108 с.

Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 231 с.

Ли П.Ф., Певзнер В.С., Панова Л.А. Континентальные отложения палеогена и неогена восточного склона Урала и Зауралья. - В кн.: Материалы по стратиграфии и тектонике Урала. Л.: Недра, 1967, с.143-157.

Линдгольм В.А. Пресноводные моллюски из плиоценовых отложений по р.Иртышу. Л.-М.: Геолиздат, 1932. 28 с.

Мартынов В.А. К вопросу о литолого-фациальных особенностях разреза континентальных верхнепалеогеновых и неогеновых отложений Омского Прииртышья. - В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных схем Западно-Сибирской низменности. Л.: Гостоптехиздат, 1961, с.321-328.

Мартынов В.А. Выделение и расчленение неогеновых отложений в Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Ч.II. Тюмень, 1970, с.132-145.

Мартынов В.А. Изученность стратиграфии неогена Западной Сибири. - В кн.: Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с.22-32.

Мартынов В.А., Никитин В.П. К стратиграфии неогеновых отложений южной части Западно-Сибирской низменности. - Геол. и геофиз., 1968, № 12, с.3-15.

Никифорова К.В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 256 с.

Никифорова К.В. Граница между неогеном и четвертичной (антропогеновой) системой. - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полугом I. М.: Недра, 1983, с.95-110.

Николаев В.А. К стратиграфии миоценовых отложений Западно-Сибирской низменности. - Докл. АН СССР, 1947, т.58, № 1, с.101-103.

Николаев В.А. Геология и рельеф Западно-Сибирской низменности. - Автореф. докт. дис... Томск, 1964. 63 с.

Николаев В.А. Стратиграфия и фауна континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1968, с.3-16.

Савинов П.Ф. Общие результаты палеобиологических исследований Павлодарского Прииртышья. - В кн.: Териология. т.I. Новосибирск: Наука, 1972, с.131-142.



Старобогатов Я.И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л.: Наука, 1970. 372 с.

Терещенко Р.А. Палинологическая характеристика плиоценовых и среднеплейстоценовых отложений севера Центрального Казахстана. - В кн.: Палинология кайнозоя в Сибири. Новосибирск: Наука, 1975, с.73-80.

Черский И.Д. Очерк геогностического строения окрестностей г.Омска. - Изв. Сиб. отд-ния Географ. о-ва, 1872, т.3, № 2, с.110-117.

Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А., Микулина Т.М. Битекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги. - Изв. АН СССР.Сер. геол., 1965, № 1, с.116-129.

Шанцер Е.В., Микулина Т.М. Геоморфология и антропогенные отложения северо-западной части Казахского щита. - В кн.: Кайнозой центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967, с.5-176.

Шацкий С.Б., Васильев И.П. Верхнеплиоцен-нижнечетвертичные отложения Обь-Иртышского междуречья. - В кн.: Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГТИМС, 1971, с.104-116.

Agadjanian A.K., Kowalski K. *Prosomys insuliferus* (Kowalski, 1958)(Rodentia, Mammalia) from the Pliocene of Poland and of the European Part of the USSR.- Acta Zool. Cracov., 1978, t.23, N 3, p.29-53.

Berggren W.A., Van Couvering J.A. The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1974, v.16, N 1/2, 216 p.

Brandt R.A.M. The non-marine aquatic Mollusca of Thailand.- Arch. Moll., 1974, Bd. 105, 423 p.

Bruijn H., de, Mein P., Montenat C., Weerd A., van de. Correlations entre les gisements de Rongeurs et les formations marines du miocene terminal d'Espagne meridionale (Provinces d'Alicante et de Murcia). - Kon. Ned. Acad. Wet. Proc. Ser. B., 1975, v.78, N 4, p.1-32.

Cita M.B. The Miocene/Pliocene boundary: History and definition. - Late Neogene Epoch Boundaries N.Y.: Micropal. Press, 1975, p.1-30.

Fejfar O. The Lower Villafranchian Vertebrates from Hajnacka near Filakovo in Southern Slovakia. - Rozpr. ustr. ustavu geol. Plaha, 1964, sv, 30. 115 s.

Michaux S. Arvicolidae (Rodentia) du Pliocene terminal et du Quaternaire ancien de la France et d'Espagne. - Palaeovertebrata, Montpellier, 1971, t.4, fasc. 5, p.137-214.

Mein P. Resultats du groupe de travail des vertebres. - In: Report on activity of the R.C.M.N.S. working groups (1971-1975). Bratislava, 1975, p.78-81.

Orlov J.A. Fundort der Hipparion fauna an irtysch in aer Stadt Pavlodar (W.Sibirien). - Trav. Inst. Paleozool. Acad. Sc. URSS, 1936, v.5, S.155-169.

Papp A., Steininger F. Die Aquivalente des Tortonian und Messinian in der Zentralen Paratethys. - Verh. Geol. B.-A., 1979, H.2, s.161-170.

Ryan W.B.F., Cita M.B., Dreyfus Rawson M., Burckle L.H., Saito T. 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., 1974, v.80, N 4, p.631-688.

Weerd van de, A. Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia) from lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece). - Proc. Kon. Ned. Acad. Wetensch., 1979, v.82, N 2, p.127-170.

Zagwijn W.H. The Pliocene-Pleistocene Boundary in western and southern Europe. - Boreas, 1974, v.3, N 3, p.75-97.

В.С.Волкова

ПАЛИНОФЛОРА ПЛИОЦЕНА

И РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В СВЯЗИ С РЕШЕНИЕМ ПРОБЛЕМЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ АНТРОПОГЕНА

Вопрос о нижней границе четвертичной системы чрезвычайно сложный и дискуссионный, и не случайно он был включен в Международную программу геологических корреляций (проект МПГК № 4I). История его в СССР и за рубежом неоднократно освещалась в литературе (Никифорова, 1972, 1982; Горецкий, 1977; Никифорова и др., 1976; Никифорова и др., 1980; Алексеев, 1982). Вопрос о нижней границе квартера разбирался также и на XI Конгрессе ИНКВА (Москва, 1982г.). Однако однозначного решения он до сих пор не имеет.

В СССР по схеме Министерства геологии нижняя граница четвертичной системы проводится по подошве бакинскому региону. Предлагается также проводить её несколько ниже границы палеомагнитных эпох Брунес-Матуяма (около 0,75 млн. лет). С этим временем совпадает начало формирования континентальных отложений с тираспольским фаунистическим комплексом на юге европейской части СССР (Никифорова, 1982). В то же время существуют и другие точки зрения. Предлагается, например, проводить границу по основанию ачкагельских отложений Каспия и коррелятным им континентальным отложениям с молдавским и хазровским фаунистическими комплексами. В разрезах океанических осадков граница соответствует основанию зоны *Globorotalia miocenica* - нижней границе зоны Гильберта палеомагнитной шкалы, возраст которой равен около 3,4 млн. лет.

Правомощной также считается граница под средним виллафранком Западной Европы или в низах среднеачкагельских отложений Каспия, которым отвечают континентальные отложения с хазровским фаунистическим комплексом близ границы Гаусс-Матуяма, возраст которой 2,5 млн. лет.

Большинство исследователей считает, что имеются веские основания проводить нижнюю границу четвертичной системы в Западной Европе под калабрием с арктическими иммигрантами в фауне моллюсков и бентосных фораминифер, в континентальных отложениях - под поздним виллафранком, в СССР - под ашеронскими отложениями Каспия и их континентальными аналогами, содержащими одесский фау-

нистический комплекс. В разрезах океанических осадков эта граница проводится под основанием зоны *Globorotalia truncatulinoides* в пределах палеомагнитного эпизода Олдувей (I,87–I,67 млн.лет). В основу выделения всех указанных рубежей положены биостратиграфические методы исследований в комплексе с палеомагнитными данными, которые широко использовались для расчленения и корреляции морских и континентальных отложений. Палеомагнитные данные в Сибири для плиоцена и четвертичной системы в отрыве от биостратиграфических следует рассматривать на данном уровне знаний как вспомогательные (Алексеев, 1982).

При решении вопроса о нижней границе огромное значение наряду с перечисленными имеет климатостратиграфический метод. Материалы изучения, с этой точки зрения, фауны и флоры показали резкое отличие четвертичного периода от неогена. Четвертичный период характеризуется частыми и глубокими колебаниями климата, которые обусловили структуры растительных сообществ, вызвали миграцию их границ, развитие покровных оледенений и нашли отражение в основных палеогеографических рубежах. Последние можно использовать при проведении нижней границы четвертичной системы (Волкова, 1977, 1982; Волкова, Баранова, 1980).

Климатические колебания и палеогеографические рубежи успешно восстанавливаются по данным палинологического метода. В связи с этой проблемой мы рассмотрим изменения в составе палинофлоры, полученной из континентальных отложений Западной Сибири, развитых в южных и центральных районах. Континентальные отложения этих частей региона имеют достаточно полные биостратиграфические характеристики, которые были положены в создание стратиграфической схемы неогена и четвертичной системы, принятой на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1976г. в г.Тюмени. В Западной Сибири нижняя граница четвертичной системы была проведена по основанию талагайкинского горизонта, который лишь условно был принят за стратиграфический аналог бакинских отложений Каспия. Отложения древнее талагайкинского горизонта по биостратиграфическим и палеомагнитным данным были отнесены к плиоцену, который включал два горизонта – павлодарский и кочковский в объеме от 0,7 до 5,5 млн. лет. Плиоценовые отложения содержат хорошие комплексы мелких млекопитающих, позволяющих коррелировать их с горизонтами европейской части Союза (Зажигин, 1980).

В последние годы получены новые биостратиграфические и па-

леомагнитные данные (Вангенгейм, 1977; Зыкин, 1974, 1979, 1983; Шкатова и др., 1980; Зудин, 1980; Гнибиденко, Поспелова, 1981), позволяющие уточнить стратиграфию плиоцена и объем четвертичной системы. Появились дополнительные материалы по палинологии и карпологии (Никитин, 1979; Волкова, 1982; Волкова, Баранова, 1980; Пономарева, 1982), которые дают возможность более обоснованно рассмотреть ряд палеогеографических рубежей.

При анализе палеогеографических рубежей по флоре мы учитывали особенности развития флористического состава Западной Сибири во времени и современный состав флоры и растительности. В настоящее время Западная Сибирь представляет западносибирскую флористическую провинцию, для которой, несмотря на обширность территории, характерен слабый видовой эндемизм, а родовой полностью отсутствует (Тахтаджян, 1978). В Западной Сибири отсутствуют *Quercus*, *Fraxinus*, *Acer*, *Corylus* и многие другие широколиственные породы. Только *Tilia cordata* произрастает в лесах тобольского района (от Тобольска до г. Тары). Основу лесов составляют *Picea obovata*, *Abies sibirica*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*. Из лиственных встречаются только три вида берез (*Betula pendula*, *B. pubescens*, *B. nana*). Присутствуют древовидные и кустарниковые ольхи. Из травянисто-кустарничковых самым крупным семейством западносибирской флоры являются *Asteraceae*, *Fabaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Lamiaceae* и *Scrophulariaceae* (Тахтаджян, 1978). Современная флора сложилась в самом конце голоцена, а до этого времени она прошла сложный путь развития. Развитие флоры шло в трех направлениях: создание новых видов и вымирание старых; миграция форм; возникновение новых типов растительных формаций (Волкова, 1966). Появление новых типов растительности следует рассматривать как эволюционное явление, так как оно было вызвано глубокими изменениями климата, гидродинамического баланса тепла и влаги и преобразованием всей природной среды. В связи с такой концепцией, мы большое значение придаем родовому составу древесных пород, так как в начале неогена лесной тип растительности сохранялся, он еще существовал и в талагайкинское время. При анализе флоры учитывались географический состав и соотношение элементов в разновозрастных флорах, а также соотношение групп флор, близких по своим экологическим и климатическим показателям.

В Западной Сибири уже в конце миоцена под влиянием похолодания и аридизации климата начался распад лесной тургайской флоры. Некоторые широколиственные растения сменились мелколиственными из сем. Betulaceae. Лишь отдельные представители вяза, дуба, граба, липы и ореховых сохранились в укрытиях, но не имели определяющей роли в ландшафтах.

Флора раннего плиоцена претерпела существенные изменения. С этим временем связано формирование своеобразных отложений, прежде всего павлодарской свиты одноименного горизонта. Свита представлена глиной буроватой, красновато-бурой с зелеными пятнами и включением известковистых конкреций. В стратотипическом разрезе у г. Павлодара, у "Гусиного Перелета" глины вниз по разрезу сменяются голубовато-серым слюдястым алевритом, переходящим в песок с включением остатков млекопитающих с *Hipparion elegans*. По биостратиграфическим данным в западносибирской стратиграфической схеме эта свита сопоставлена с Понтом.

Палеомагнитные исследования (Шкатова и др., 1980) показали, что глины имеют обратную полярность и относятся к эпохе Гильберта. Пески "Гусиного Перелета" характеризуются прямой полярностью, которая соответствует событию Кочити. В последние годы комплексный анализ палеомагнитных и биостратиграфических данных по опорному разрезу Хиргис-Нур в Монголии (Певзнер и др., 1982) дал возможность предложить новый вариант корреляции, по которому континентальные отложения Центральной Азии и прилегающих к ней регионов, ранее сопоставляемые с Понтом и низами киммерия, должны относиться к миоцену (мессинию). В декабре 1982 г. в Новосибирске на заседании палеоген-неогеновой секции СОБФМСК М.А. Певзнер доложил новый вариант корреляции отложений павлодарского горизонта. По этому варианту нижняя граница плиоцена оценивается в 5,2 млн. лет. Сходство комплексов фауны "Гусиного Перелета" с фауной туролия, а новостаничной — с комплексам русциния Западной Европы позволило М.А. Певзнеру и Э.А. Вангенгейм (1982) отнести соответственно отложения к верхнему миоцену и к нижнему плиоцену. Таким образом, слои "Гусиного Перелета" стали иметь более древний возраст — 6—6,5 млн. лет (верхний миоцен), а новостаничные — от 4 до 5,1 млн. лет (нижний плиоцен). По данным палеомагнитного анализа на интервал времени 5,5—5,8—6 млн. лет приходится перерыв. В связи с пересмотром возраста павлодарского гори-

зонта было предложено удревить возраст битекейских слоев и отнести их не к верхнему, а к среднему плиоцену, а начало их формирования считать с 4 млн. лет. В.С.Зажигин (1980) полагает, что между комплексом млекопитающих новой станицы и битекейским (котловинским) молдавским имеется разрыв и промежуточный комплекс пока не выявлен. Независимо от того, как будет меняться и уточняться возраст западносибирских горизонтов, флористические характеристики их останутся. В связи с этим, флоры мы рассмотрим по горизонтам, установленным в стратиграфической схеме Западной Сибири.

Флора павлодарского горизонта характеризуется резким сокращением родов древесных растений и обогащением представителями травянисто-кустарничковой растительности. Показательным для нее является увеличение числа видов (до 40–50 %) современных растений (Никитин, 1970). Нами установлено два типа палинофлоры.

Первая выявлена из алевроитов и песков в разрезе "Гусиный Перелет" у г.Павлодара на Иртыше. В ее составе присутствует небольшое количество древесных пород *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Quercus*, редко *Picea*, *Tsuga*). Травянисто-кустарничковая растительность принадлежит злаковым, маревым, сложноцветным. Соотношение основных родов в составе гусиноперелетской флоры позволяет заключить, что во время формирования осадков на рубеже 6,5–6 млн. лет произошла резкая перестройка в ландшафтах. Лесной тип растительности сменился на саванный. Этот вывод хорошо согласуется с данными карпоботанического анализа. В.П.Никитин (1970, 1979) отмечает, что флора этого времени бедна представителями широколиственных древесных пород. Из древесных встречены остатки *Morus*, *Pterocarya*, *Carya*, возможно, *Tilia*, *Quercus*. Для флор первой половины павлодарского времени характерны еще архаичные формы *Vitaceae*, *Decadon*, *Myriophyllum*, *elogatum* Dorof., *Hartzia*, *Wigela kryshtofovichiana* Dorof., *Sambucus lucida* Dorof. В.П.Никитин считает, что эта флора по времени соответствует понтическим или киммерийским слоям, а П.И.Дорофеев (1966) удревляет ее и допускает доплиоценовый возраст.

Второй комплекс палинофлоры установлен из сероцветных глин в стратотипическом разрезе. Для него характерно почти полное отсутствие древесных форм. Количество пыльцы травянисто-кустарничковой растительности достигает 90–95 %. Характерно резкое увели-

чение пыльцы родов *Artemisia*, *Ephedra* и других ксерофитов из семейств *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Plumbaginaceae*, *Gramineae*. Из древесных встречены единичные зерна *Pinus* cf. *silvestris*, *P.* cf. *seabra*, *P.* aff. *strobilus*, *Tsuga*, *Ulmus*, *Quercus*, *Betula*. Р.А.Терещенко (Зинова, 1982) отметила единичные зерна *Corylus*, *Carpinus*, *Platanus*, *Ilex*. Вероятно, представители хвойных и широколиственных в растительных формациях никакой роли не имели. Находки пыльцы *Ephedra Prezewalskii* Stapf. позволили Е.Д.Заклинской (1957) сделать заключение о тесной связи флоры павлодарского времени с пустынными областями. Характер ее и соотношение родов и видов позволяют говорить о широком развитии марево-полянских степей и полупустыни с эфедрой, возможно, с долей участия широколиственных пород. Растительные формации явились последовательным продолжением ассоциаций времени формирования слоев "Тусино-Перелета". По своей структуре они приближались к восточно-китайским степным и полупустынным ландшафтам. В целом следует подчеркнуть, что флора павлодарского времени чрезвычайно бедна. Она резко отличается от обедненной тургайской флоры таволжанского времени позднего миоцена и знаменует собой смену лесного типа растительности на степной, саванной и полупустынный. Глубокие изменения в составе флоры и растительности указывают на большие изменения в природной среде и прежде всего на резкие изменения климата.

Флора новостаничных слоев существенно отличается от павлодарской. В новостаничное время на юге Западной Сибири формировались преимущественно озерные отложения, представленные серыми и темно-серыми глинами с погребенными почвами, которые отражали периоды усыхания водоемов или миграцию береговой линии. Реже в разрезах встречаются речные пески и алевролиты с растительными остатками. Отложения имеют богатый комплекс остракод (Казьмина, 1975), моллюсков (Зыкин, 1979) и мелких млекопитающих (Зажигин, 1980). Палеомагнитные данные из новостаничных слоев отсутствуют. Учитывая результаты палеомагнетизма из перекрывающих слоев (Шкатова и др., 1980; Гнибиденко, Поспелова, 1981), палеомагнитологи полагают, что их формирование началось не позднее 4 млн. лет. В стратиграфической схеме Западной Сибири они отнесены к среднему плиоцену и сопоставлены с киммерием. М.А.Певзнер и Э.А.Вангенгейм (1982) склонны их возраст удревнить до нижнего плиоцена (от 4 до 5,2 млн. лет).



Для новостаничного времени также установлено две флоры. Первая флора принадлежит голубовато-серым глинистым с растительными остатками пескам, которые слагают нижнюю часть обнажения на р. Оми близ с. Андреевки. Чтобы не путать название этой флоры с "андреевским" комплексом малакофауны, который установил В.С. Зыкин (1974, 1983) для речных отложений, занимающих более высокое положение в разрезе, мы называем её сперановской по селу, расположенному в 4 км ниже с. Андреевки. Палинофлора отличается от павлодарской значительной долей участия древесных пород: *Picea omorica*, *Pinus* cf. *silvestris*, *P. sibiriciformis*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Carpinus*, *Ulnus*. Характерной особенностью является большая доля участия трав и кустарничков, принадлежащих к семейству злаковых и разнотравью. Среди спор встречены *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Selaginella* sp. Сочетание родов и видов отражает развитие лесостепей, близких к причерноморским. Данные палинологии подкрепляются семенной флорой, представленной, по заключению В.П. Никитина, на 80 % западносибирскими видами, среди которых на положении реликтов присутствовали *Carpinus*, *Morus*, *Vitis*.

Второй тип флоры получен из собственно новостаничных слоесероцветных глин с почвенными прослоями из разреза у пос. Новая Станица и по ряду скважин, пробуренных на юге Западной Сибири и в Северном Казахстане. Для флоры характерно увеличение роли хвойных *Picea*, *Abies*, *Tsuga*. В небольших количествах обнаружена пыльца *Ulmus*, *Quercus*, *Betula*, *Alnus*. Количество пыльцы древесных растений достигает 25-30 %.

В более южных районах Северного Казахстана Р.А. Терещенко (Зинова, 1982) отметила увеличение пыльцы древесных до 50 %, по-видимому, за счет сосны. По заключению Р.А. Терещенко, к северу от широты оз. Селеты-Тыниз в составе флоры присутствовали представители *Juglans* и *Carpinus*. Очень выдержанным является состав травянисто-кустарничковой растительности. Господствующее значение имели злаки, маревые и полыни. Для южных районов отмечается значительная доля участия водных и прибрежно-водных растений: *Myriophyllum*, *Nuphar*, *Polygonum*, *Alismataceae*. Среди споровых небольшое значение имели *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. Значительное обогащение флоры представителями лесной растительности свидетельствует о более влажном и прохладном климате, по сравнению с климатом павлодарского времени. В целом, флора новостаничного этапа характеризует развитие лесостепей.

Флора нижнеильинских слоев получена из разреза на Иртыше близ села Нижняя Ильинка. Здесь нижнеильинские осадки залегают на миоценовых песках и представлены в верхней части переслаиванием светло-серого слюдястого сутлинка и зеленовато-серого песка. В нижней части разреза слоистые осадки переходят в мелкозернистый песок. Общая мощность не более 6 м. Сверху нижнеильинские слои перекрыты темно-серой глиной с мергельными конкрециями. Глины датируются различно. В.П.Никитин (1970) относит их к среднему плиоцену, считая нижнеильинские слои базальными. В.С.Зыкин (1979) относил их к среднему виллафранку и сопоставлял по времени с подпуск-лебяжьинскими слоями, а перекрывающие глины датировал нижнечетвертичным возрастом. Позднее он их датировал концом среднего-началом позднего плиоцена (Зажигин, Зыкин, 1983). Палинофлора описывается нами впервые. Она представлена западносибирскими видами и родами. Отличительной чертой ее является почти полное отсутствие древесных. Небольшое количество их пыльцы принадлежит *Betula*, реже *Alnus*, единично *Pinus silvestris*, *P. sibirica*. Широколиственные в составе флоры отсутствуют. Основу спектров составляет пыльца сем. *Poaceae* (70-80 %), затем *Chenopodiaceae* и *Compositae*. В незначительных количествах обнаружена *Ericales*, *Ephedra*, *Cruciferae*, *Thalictrum*, *Sparganium*, *Umbelliferae*. Данная флора отражает развитие злаковых степей с березовыми колками по долинам рек. Пыльца хвойных, по всей вероятности, является заносной и перестолженной, так как единичные зерна встречаются нерегулярно. Ландшафты раннеильинского времени представляют собой новый этап в развитии растительности. Растительные формации не сопоставимы с таковыми новостаничного времени. Они отличаются и от подпуск-лебяжьинских. Нельзя их относить и к началу битекейского времени, так как растительные формации последнего формировались в более сухих и теплых условиях. Учитывая историю развития флоры, мы считаем, что нижнеильинские слои имеют добитекейский возраст. Возможно, они займут тот возрастной диапазон (Зажигин, 1980), который образовался между новостаничной фауной и битекейской.

Следующий ряд флор установлен для кочковского горизонта, который включает два подгоризонта – нижнекочковский и верхнекочковский. Нижнекочковский подгоризонт объединяет отложения с битекейским комплексом млекопитающих с *Anancus arvernensis*–*Mimonys*

polonicus-*Prohimomys gracilis* и подпуск-лебяжьи́нским *Archidiskodon gromovi-Mimomys pliocaenicus*.

Битекейская палинофлора получена из битекейской свиты из стратиграфических разрезов на р. Битеке и Мукур (Волкова, 1977). Отложения представлены речными песками с прослоями мелкого гравия и суглинков с перемытыми мергельными конкрециями. По фауне млекопитающих битекейская свита сопоставляется с верхами молдавского руссильона, с верхним горизонтом нижнего пората и верхами нижнего виллафранка (Вангенгейм, 1977; Захигин, 1980). Данные палеомагнитного анализа позволяют допускать предел времени формирования от 4 до 2,4 млн. лет. Для этого интервала установлено два типа флор.

Первый соответствует началу битекейского времени. Для флоры характерно обогащение современными видами на 70-80 % (Волкова, Баранова, 1980). Флора бедна и представлена западносибирскими видами. Лишь только 20-25 % принадлежит растениям, не произрастающим на территории Западной Сибири. По географическому составу во флоре присутствуют панголарктические роды - 18, американо-азиатские - 5, американо-европейские - 1, американо-восточноазиатские - 1. Всего - 24 рода. В павлодарской флоре - 28. Таким образом, в составе палинофлоры происходит выпадение четырех родов по сравнению с поздним миоценом и павлодарским временем. Битекейская палинофлора характеризует польнно-типчаковые и марево-полынные с эфедрой полупустыни и степи. Лишь в периоды увлажнения происходило обогащение флоры представителями древесных - березой, липой, вязом, орешником.

Второй тип флоры приходится на конец битекейского времени. Флора была представлена бореально-таежными видами: ель, пихта, сибирский кедр, сосна, береза, ольха. Состав флоры свидетельствует о похолодании и увлажнении климата. По направленности развития эту флору можно сопоставить с флорой конца раннего-среднего акчагыла Южного Предуралья (Немкова, 1981).

Флора подпуск-лебяжьи́нских слоев извлечена из речных отложений на Иртыше близ сел Подпуск-Лебяжье. Подпуск-лебяжьи́нские слои здесь имеют обратную намагниченность и отнесены к началу эпохи Гаусс. Палеомагнитологи допускают интервал времени формирования осадков от 2,13-2,43 до 3,3 млн. лет (Шкатова и др., 1980). Обычно эти слои по времени сопоставляют с концом среднего акча-

гыла. Установлено два типа палинофлор. Первый принадлежит базальной и нижней части слоев и представлен преимущественно травянисто-кустарничковой растительностью, относящейся к разнотравью и злакам. Флора отражает степную растительность, близкую современным казахстанским степям.

Второй тип флоры приурочен к верхней части подпук-лебяжинских песков и отличается более бедным составом, свидетельствующим об иссушении и похолодании климата, который обусловил развитие маревых формаций на плакорах. В составе много осоковых, значительную роль приобрели сфагновые и зеленые мхи.

Наиболее полно палинофлора изучена из одновозрастных аналогов в Барабе, Ишимской степи, в Тарско-Васюганском Прииртышье. Отложения здесь вскрыты главным образом в скважинах и описаны под именем каргатских и барнаульских песков (Волкова, 1971; Волкова, Букреева, 1970). Для этих отложений также выявлено два типа палинофлор.

Первый тип приурочен к нижней части песков и отражает развитие лесостепной растительности. Среди древесных доминант являются береза и ольха. К субдоминантам принадлежит ель, пихта, из широколиственных встречается пыльца вяза, режы дуба. Травянистая растительность представлена польно-маревыми группировками. Характерным является малая роль злаков. Такие формации отражают более теплый климат, чем современный. Этот вывод подтверждается данными карпобогического анализа (Никитин, 1970). По данным Е.А.Пономаревой (Адаменко и др., 1971) основу флоры того времени составляли современные западносибирские виды. В составе флоры, по ее данным, отмечены представители тургайской флоры: *Vitis* sp., *Moraceae* gen., *Hartzia*, *Sambucus pulchella* C. et E.Reid. Довольно богато были представлены гидрофиты. Встречены также остатки растений, которые в настоящее время изменили свой ареал и произрастают в более южных областях: *Salvinia natans* (L.)All., *Potamogeton filiformis* Pers., *P.obtusifolius* Mert. Koch., *Najas marina* L. и др. Обнаружены остатки растений (реликты плейстоцена): *Azolla pseudopinnata* Nikit., *Salvinia glabra* Nikit., *S.tuberculata* Nicit. Состав флоры указывает на климат теплее современного.

Второй тип флоры установлен для верхней части барнаульских песков. Характерно господство пыльцы травянисто-кустарничковых

растений (до 80 %). Лишь 20-25 % принадлежит пыльце древесных пород. Доминирует пыльца маревых и полнней. Много ели (до 20-30 %). Субдоминанты представлены злаками и березой. В составе флоры много представителей водных и водно-болотных растений, принадлежащих семействам Alismataceae, Sparganiaceae, Typhaceae. Характерным для флоры второго типа является постоянное присутствие в спектрах пыльцы субарктических растений *Betula nana* L., *Lycopodium rungens* La Pyl., *L. appressum* (Desv.) Petr. Состав палинофлоры свидетельствует о начале похолодания, которое проявилось в конце формирования отложений нижнекочковского подгоризонта. По своему составу палинофлора имеет ряд сходных черт с тишинской флорой, установленной Е.А. Пономаревой (1982). По ее данным, тишинская флора является пограничной между неогеном и кватерном и не является акчагыльской. Она отвечает по времени формирования средней части кочковской свиты (слоям с раздолыньским комплексом фауны мелких млекопитающих), т.е. соответствует апшеронскому интервалу времени (Пономарева, 1982, с.113). Следует особо отметить, что появление в составе барнаульской флоры второго типа арктических и субарктических растений не отражает еще коренную перестройку в ландшафтах, а лишь указывает на начало похолодания климата. В связи со сказанным стратиграфическое положение тишинской флоры в дальнейшем заслуживает самого пристального внимания.

По данным палинологии коренная перестройка в ландшафтах произошла в начале позднекочковского времени. С этим временем связано формирование отложений верхнекочковского подгоризонта, который объединяет осадки с кизихинским и раздолыньским комплексом млекопитающих. Отложения имеют обратную намагниченность и относятся к эпохе Матуяма. По наличию мелких млекопитающих верхнекочковский подгоризонт в стратиграфической схеме Западной Сибири условно сопоставлен во времени с отложениями Апшеронской трансгрессии Каспия. Нижняя граница горизонта оценивается 1,8-1,6 млн. лет. Отложения представлены озерными глинами, суглинками с прослоями погребенных почв, реже иловатыми песками и глинистыми алевролитами (убинские, ерестнинские, кубанкинские слои). Почти все литологические разности содержат раковины остракод, которые по систематическому набору отличаются от битекейского и подпуск-лебяжьиного (Казьмина, 1975). Выдержанность состава позволяет проводить корреляцию отложений на огромной территории юга Западной Сибири и Северного Казахстана.

Флора верхнеочковкового горизонта представлена исключительно западносибирскими видами и имеет бедный систематический состав (Букреева, Полепук, 1970; Вотях, Букреева, 1970; Волкова, Букреева, 1970, 1971; Адаменко и др., 1971). Установлено два типа палинофлоры. Первый извлечен из нижней части глин и суглинков (убинские, ерестнинские слои). В составе доминируют зеленые мхи (до 70–80 % от общего состава): Много пыльцы ели. Характерно присутствие *Betula nana*, *Lycopodium appressum*, *L. pungens*, *Botrychium boreale*, плаунка *Selaginella sibirica*. Среди трав преимущество принадлежит представителям сем. *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Brassicaceae*. Зарегистрировано первое появление камнеломок (*Saxifraga caespitosa* L., *S. oppositifolia* L.), морозники (*Rubus chamaemorus* L.). Количественные соотношения в составе флоры позволили заключить о развитии лесотундры, а временами тундры и арктической пустыни. Резкую перестройку ландшафтов могло обусловить только оледенение на севере равнины, которое по времени отвечало, возможно, гюнцевскому оледенению в Альпах.

Второй тип флоры установлен для верхней части глин с погребенными почвами. Возросла роль древесных пород (до 40–50 %). Они представлены елью, березой. Споровые растения принадлежат зеленым мхам. Облесение территории связано с улучшением климатических условий, однако они продолжали оставаться холоднее современных. Таким образом, состав флоры и тип ландшафтов указывают на новый, качественно отличный этап в развитии растительности. С началом позднеочковкового времени, т.е. с рубежом I,8–I,6 млн. лет мы связываем становление арктической и гипоарктической зон на севере Евразии. Все это дает нам основание считать, что нижнюю границу четвертичной системы вполне можно понизить до уровня I,8–I,6 млн. лет, т.е. включить в состав четвертичного периода верхнеочковский подгоризонт.

В свете решения этой проблемы интересно рассмотреть флору раннеплейстоценового времени. Флоры этого времени наиболее полно изучены в приледниковой и внеледниковой зонах, близ пос. Семейка, а также в Барабе и Томско-Новосибирском Приобье. Они принадлежат двум горизонтам талагайкинскому и шайтанскому.

Флора талагайкинского горизонта получена из стратотипа (скважина, пробуренная у основания разреза у пос. Семейка). Отложения здесь вскрыты ниже уреза воды в интервале 0–33 м. Одновоз-

растные образования отмечены в основании обнажения близ пос. Чембакчино (Каплянская, Тарноградский, 1974). В скважине, по описанию В.С.Волковой (1977), они представлены русловыми мелкозернистыми серыми песками с растительными остатками. В основании толщи, в базальном слое содержатся галька, окатыши третичных пород. В интервале 0-9 м отмечается переход песков в пойменные фации, представленные суглинком. В стратиграфической схеме Западной Сибири эти отложения описаны как талагайкинская свита. Она залегает на породах верхнего олигоцена и сверху перекрыта семейкинской свитой. В период межледникового уровня Иртыша у основания обнажения в ряде мест можно наблюдать местами выходы песков, в верхней части которых отмечены следы полигонально-жильных льдов, инволюций, ячеистых грунтов, указывающих на субаэральный перерыв между талагайкинской и семейкинской свитами. В низовьях Иртыша данные по абсолютному возрасту из талагайкинской свиты отсутствуют. По данным В.А.Зубакова (Геохронология..., 1974), из нижней части семейкинской свиты получена дата по термолуминесцентному методу в 600±70 тыс. лет. Следовательно, отложения талагайкинского горизонта формировались ранее этого времени. Возможно, в начале эпохи Брунес - конце Матуяма. Раковины остракод в песках *Cyclocypris laevis* (O.F.Müll), *Limnocythere aff. inopinata* (Baird), *Candoniella cf. subelipsoida* (Shar.), *L.grinfeldi* (Lierin) и раковины пресноводных моллюсков - *Valvata piscinalis* Müll в пойменных фациях обычно имеют широкий стратиграфический диапазон и также не могут решить вопрос о возрасте. Палинологические данные и стратиграфическое положение позволяют считать их возрастными аналогами кромера и время их формирования ограничить 0,6-0,8 млн. лет.

Вся талагайкинская палинофлора представлена ныне живущими видами. Для горизонта установлено шесть палинозон (Волкова, 1977), отражающих три потепления и три похолодания. Зона I - сибирского кедра с елью и пихтой; зона II - древовидной и кустарничковой березки (интервал 27-20 м); зона III - сосны и сибирского кедра с елью и пихтой (20-18 м); зона IV - 18-9 м, пыльца и споры отсутствуют; зона V - древовидной и кустарничковой берез с елью и верескоцветными (9-0 м); зона VI - нижняя часть обнажения - листовницы, маревых и полыни. Зоны I, II, III - отражают развитие лесной южной, а позднее среднетаежной растительности. Верхняя часть

песков и пойменные фации (зоны IV, V, VI) формировались в условиях развития лесотундровых ландшафтов при широком развитии полнно-злаковых ассоциаций с эфедрой и *Selaginella sibirica*, что указывает на холодный и сухой климат. Данные палинологии позволяют заключить о межледниковом характере флоры.

К раннему плейстоцену отнесены отложения шайтанского ледникового горизонта, куда входят семейкинская свита, представленная озерно-ледниковыми суглинками и алевролитами. Палинофлора (Волкова, 1977) из семейкинской свиты отражает развитие лесотундровых ландшафтов к северу от широты Ханты-Мансийска. О холодных климатических условиях свидетельствуют находки семян и плодов, принадлежащих растениям с северным и полярно-арктическим ареалами: *Betula nana* L., *B. humilis* L., *Salix polaris* Web., *S. herbacea* L., *Dryas octopetala* L., *Ranunculus hyperboreus* Rottb., *Cochlearia arctica* Schecht., *Rubus arcticus* L. Находки арктической флоры на 1000–1500 км к югу от границ современных ареалов позволяют заключить о существовании холодного и влажного климата в период формирования семейкинской свиты. Возраст гляциальной флоры определяется пока условно. В данном случае мы исходим из того, что на Белогорском материке из основания нижней межморенной пачки – одновозрастного аналога тобольского горизонта получена дата по термолуминесцентному методу  $390 \pm 80$  тыс. лет (Архипов, Шелкопяс, 1982), а из основания семейкинской свиты  $610 \pm 70$  (Геохронология.., 1974), время становления ледниковой флоры считается около 600 тыс. лет.

Таким образом, анализ палинологических данных позволяет заключить, что в плиоцене и раннем плейстоцене существовало несколько палеогеографических рубежей, во время которых происходили перестройки в ландшафтах. В интервале 5,2–1,8 млн. лет флоры не имели гляциального характера, хотя и отражали достаточно глубокие изменения климата. Перестройки в ландшафтах и изменение состава флор происходили на следующих рубежах: 1. Начало формирования павлодарского горизонта (слои "Гусиного Перелета") – около 6–6,5 млн. лет. 2. Время формирования сперановской флоры около 5,2 млн. лет. 3. Раннеильгинский рубеж, занимающий промежуточное положение между вторым типом новостаничной флоры и битекейской, условно около 4,5 млн. лет. 4. Раннебитекейский – около 4 млн. лет. 5. Позднебитекейский – около 3–3,3 млн. лет. 6. Подпуск-



лебяжбинский – около 2,4 млн. лет. Все флоры указанных рубежей отражали климат теплее современного, в отдельных промежутках близкого к современному.

Позднее отмечается резкое изменение климата в сторону похолодания. На рубеже 1,8–1,6 млн. лет произошло формирование первой ледниковой флоры. С этим рубежом условно сопоставляется время начала формирования верхнекочковского подгоризонта. Палинологические данные дают нам полное основание выделить отложения этого подгоризонта в ранг самостоятельного горизонта. Время становления второго рубежа ледниковой флоры наиболее вероятно совпадает с рубежом 0,6 млн. лет. Таким образом, если за критерий проведения нижней границы принять время становления ледниковых флор, то нижнюю границу четвертичной системы в Сибири можно понизить до 1,8–1,6 млн. лет и проводить по подошве верхнекочковского подгоризонта, сопоставляемого с отложениями ашшеронской трансгрессии Каспия. Рубеж 0,7–0,8 млн. лет, на который приходится формирование палинофлоры из верхов талагайкинских горизонтов, четкого выражения не имеет, хотя на это время приходится похолодание климата.

### Литература

Адаменко О.М., Архипов С.А., Вотях М.Р. и др. Путеводитель экскурсии по разрезам кайнозойских отложений верхнего Приобья. Новосибирск, 1971. 72 с.

Алексеев М.Н. Четвертичная система, объем, основные подразделения. – В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982, с.38–45.

Архипов С.А., Шелкопляс В.Н. Термомолюминесцентный возраст Западно-Сибирских оледенений. – В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.10–17.

Букреева Г.Ф., Полежук В.П. Барабинская степь. – В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970, с.128–161.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Волкова В.С. Колебания климата в истории формирования растительности в плиоцен-четвертичное время в Западной Сибири по палинологическим данным. - В кн.: Палинология Сибири. М.: Наука, 1966, с.15-27.

Волкова В.С. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения юга Западной Сибири. - В кн.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М.: Наука, 1971, с.61-93.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое и четвертичном периоде. М.: Наука, 1977. 237 с.

Волкова В.С. Развитие флоры и растительности в позднем плиоцене и плейстоцене. - В кн.: Геологические события антропогенного времени на территории Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982, с.45-56.

Волкова В.С., Баранова Ю.П. Плиоцен-раннеплейстоценовые изменения климата в Северной и Северо-Восточной Азии. - Геол. и геофиз., 1980, № 7, с.43-52.

Волкова В.С., Букреева Г.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднеплиоценовых и четвертичных отложений (западная часть Обь-Иртышского междуречья). - В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М.: Наука, 1970, с.48-80.

Вотах М.Р., Букреева Г.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднеплиоценовых и четвертичных отложений (Предалтайская равнина). - Там же, с.195-220.

Геохронология СССР. Новейший этап (поздний плиоцен-четвертичный период). Т.Ш. Л.: Недра, 1974. 356 с.

Гнибиденко Э.Н., Поспелова Г.А. Палеомагнетизм отложений битекейской свиты Северного Казахстана. - Геол. и геофиз., 1981, № 9, с.III-II9.

Горецкий Г.И. О критериях определения между неогеном и антропогеном. - В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с.8-55.

Дорофеев П.И. Плиоценовая флора Матанова Сада на Дону. Л.: Наука, 1966. 88 с.

Зажигин В.С. Грызуны позднего плиоцена и антропогена юга Западной Сибири. М.: Наука, 1980. 156 с.

Зажитин В.С., Зыкин В.С. К стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины (Омское Прииртышье). - Геол. и геофиз., 1983, № 10, с.42-48.

Заклинская Е.Д. Стратиграфическое значение пылицы голоценовых кайнозойских отложений Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. М., Изд-во АН СССР, 1957. 219 с.

Зинова Р.А. Плиоцен севера Центрального Казахстана. Минск: Наука и техника, 1982. 147 с.

Зудин А.Н. Некоторые проблемы транссибирской палеомагнитной корреляции опорных разрезов квартера и региональной стратиграфии. - В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.98-118.

Зыкин В.С. Комплексы пресноводных моллюсков плиоцена юга Западной Сибири и Северного Казахстана. - Геол. и геофиз., 1974, № 2, с.132-134.

Зыкин В.С. Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 105 с.

Зыкин В.С. К истории пресноводной малакофауны плиоцена и эоплейстоцена юга Западной Сибири. - В кн.: Моллюски, систематика, экология и закономерности распространения. Л.: Наука, 1983, с.142-143.

Казьмина Т.А. Стратиграфия и остракоды плиоцена и раннего плейстоцена юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 97 с.

Капелянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Средний и нижний плейстоцен низовьев Иртыша. Л.: Недра, 1974. 160 с.

Немкова В.К. Флоры и растительность Предуралья в плиоцене, плейстоцене и голоцене. - В кн.: Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981, с.69-77.

Никитин В.П. Краткий очерк неогеновых семенных флор Западной Сибири. - В кн.: Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточнению униф. и корреляц. стратигр. схем Зап.Сиб. изменности. Тюмень: СНИИПТИМС, 1970, с.244-258.

Никитин В.П. Неогеновые флоры Северо-Востока СССР. - В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии СССР. Новосибирск: Наука, 1979, с.130-149.

Никифорова К.В. Состояние вопроса о границе между неогеном

и четвертичной системой. — В кн.: Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". Т.Ш, М., 1972, с.110-129.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогенных) отложений на территории СССР. — В кн.: Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982, с.120-129.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнелейстоценовых отложений юга СССР. — В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. М.: Наука, 1976, с.101-119.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. — В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с.65-68.

Певзнер М.А., Вангенгейм Э.А., Жегалло В.И. и др. Корреляция отложений позднего неогена Центральной Азии и Европы по палеомагнитным и биостратиграфическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 6, с.5-17.

Пономарева Е.А. Тишинская флора позднего плиоцена юга Западно-Сибирской равнины. — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.107-116.

Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и Юго-Восточной Европы и проблемы их корреляции. — В кн.: Геофизические методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с.76-94.

Тахтаджян А.Л. Флористические области Земли. Л.: Наука, 1978, с.246-

Шкатова В.К., Линькова Т.И., Минюк П.С. К стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений Павлодарского Прииртышья по палеомагнитным данным. — Геол. и геофиз., 1980, № 2, с.79-87.

И.А.Волков, В.С.Зыкина, В.В.Семенов  
НИЖНЯЯ ГРАНИЦА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ  
В СУБАЭРАЛЬНОЙ ТОЛЩЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В последние годы предложено три основных стратиграфических и хронологических уровня, на которых возможно проводить границу между неогеном и четвертичной системой: по подошве акчагыла, апшерона и баку (Никифорова, 1976). В последней опубликованной хроностратиграфической схеме европейской части СССР граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма проведена на уровне 0,73 млн. лет, подошва плейстоцена - примерно 0,75 млн. лет (основание тюркянских слоев Прикаспия), подошва эоплейстоцена (основание апшерона) - 1,8 млн. лет (границы эпизода Олдувей приняты 1,87-1,67 млн. лет). Основание акчагыла (граница Гильберт - Гаусс) - 3,32 млн. лет (Никифорова, 1982, Певзнер, 1982). Эти уровни охарактеризованы литологическими, палеонтологическими и палеомагнитными данными. Они сопоставлены с аналогичными рубежами опорных разрезов Италии (Меннер, 1972; Краснов, Никифорова, 1973; Кочегура, Зубаков, 1972; Никифорова, 1976; Певзнер, 1982). Имеются и иные предложения, например, считать за основание четвертичной системы рубеж на уровне 2,5 млн. лет, т.е. границы палеомагнитных эпох Гаусс и Матуяма (Никифорова, 1976). Официально принятой Министерством геологии СССР пока является граница под бакинскими отложениями.

Первой задачей в сложной проблеме проведения неоген-четвертичной границы в Западной Сибири следует считать выявление в разрезах возрастных аналогов бакинских отложений Прикаспия, стратиграфически ниже которых залегают плиоценовые (эоплейстоценовые) образования. Другой задачей является установление возрастных аналогов апшерона, в основании которых должна проходить граница четвертичной системы, рекомендованная XXIV сессией МГК.

Для развитых в Западной Сибири мощных толщ лессов и лессовидных отложений предлагались различные схемы стратиграфического расчленения (Мартынов, 1966; Архипов, 1971; Адаменко, 1974, 1976; Стратиграфия ..., 1977; Галкина, Фофонова, 1980 и др.). В последние годы была разработана принципиально новая климато-стратиграфическая схема расчленения этих отложений (Волков, 1971; Волков, Зыкина, 1977а,б; Зыкина и др., 1981). Эта схема построе-

на с учетом циклического формирования субаэральной толщи, отражающей закономерные неоднократные всеобщие колебания климата и характера осадконакопления. В ней использованы результаты аналогичных исследований в других регионах.

По проблеме дробного климатостратиграфического расчленения субаэральной толщи в различных регионах накоплен большой фактический материал, свидетельствующий о циклическом формировании этой толщи на протяжении всего четвертичного периода (Fink, Kukla, 1977; Веклич, Сиренко, 1972; Веклич, 1977, 1980; Волков, 1980; Pecsli, 1982; Лазаренко и др., 1977). При этом приводятся оценки положения нижней границы четвертичной системы (главным образом по палеопедологическим и палеомагнитным данным). В последние годы появились также работы, в которых предприняты попытки сопоставить климатостратиграфию континентальных и океанических отложений с использованием палеотемпературной кривой океанических илов (Никифорова и др., 1980; Виганк, 1981; Никифорова, 1982; Волков, 1983). Эти работы весьма важны для правильного определения неоген-четвертичной границы в субаэральной толще.

Разработка стратиграфии древних горизонтов субаэральной толщи (главным образом лессовых отложений) в зарубежной Европе ведется с широким использованием биостратиграфического, палеопедологического и палеомагнитного методов. В различных регионах выделены образования, накопившиеся ранее эпизода Олдувей, т.е. залегающие ниже принятой за рубежом подошвы четвертичной системы (палеомагнитный эпизод Олдувей). Уже созданы дробные климатостратиграфические схемы расчленения лессовых отложений, приводятся оценки всеобщих колебаний климата и характера осадконакопления на абсолютной геохронологической основе. Такие реконструкции имеются для ФРГ (Бруннакер, 1981; Das Eiszeitalter, 1974), Венгрии и Чехословакии (Fink, Kukla, 1977; Pecsli, 1975, 1982), ГДР (Виганк, 1981) и других районов.

Подобные же исследования ведутся и у нас в стране. Особенно полная и детальная стратиграфическая схема расчленения субаэральной толщи разработана украинскими исследователями (Веклич, Сиренко, 1972, 1976; Веклич, 1977, 1980). По этой схеме в лессовых отложениях основание последней палеомагнитной эпохи (Брюнес) проходит в нижней части сульского лесса, стратиграфически выше которого залегают еще шесть горизонтов лессовых отложений и раз-

деляющих их сложных педокомплексов. Нижняя граница палеомагнитной эпохи Матуяма (2,43 млн. лет) помещена на уровне береговского горизонта, характеризующегося красновато-коричневыми ископаемыми почвами субтропических лесов и кустарников.

В Средней Азии А.А.Лазаренко (Лазаренко и др., 1977; Лазаренко, 1982) и некоторыми другими исследователями также создана региональная схема расчленения толщи лессовых отложений, развитых в Таджикской депрессии, Приташкентском и некоторых других районах Средней Азии. Входящие в схему геологические тела (горизонты лессов и ископаемые почвы или педокомплексы) имеют региональное распространение и отражают климатические колебания, охватывавшие всю Среднюю Азию и вызывавшие смещение горных ландшафтных поясов. Основание и нижняя часть толщи лессовых отложений в Таджикистане имеет возраст более древний, чем начало палеомагнитного эпизода Олдувей-Гилса. В следующем интервале, от основания Олдувея до 0,8 млн. лет (основание плейстоцена) выделено девять стратиграфических горизонтов, каждый из которых включает покров лессовых отложений и ископаемую почву. Преобладают ископаемые почвы. Для более молодых отложений, наоборот, характерно преобладание лессовых отложений над почвами. Граница Брюнес-Матуяма проходит в кугитекском лессе, ниже девятого ископаемого педокомплекса, но основной денудационный срез, отделяющий верхнюю толщу от более древних образований, проходит в основании десятого педокомплекса.

В целом накопленные данные по климатостратиграфии толщи лессовых отложений свидетельствуют, что основные горизонты её отражают климатические колебания всеобщего характера. Это особенно ярко видно на примере верхнечетвертичных образований, охарактеризованных многочисленными радиоуглеродными датами. По мере накопления субаэральной толщи постепенно изменялись условия формирования ископаемых почв (от теплых и влажных в плиоцене к более холодным и сухим в плейстоцене) и общего характера осадконакопления.

В Западной Сибири и других регионах азиатской части страны до последнего времени специального изучения ископаемых почв, широко развитых в субаэральной толще, почти не проводилось. Некоторые исследователи полагали, что они не имеют регионального распространения, не отражают крупных этапов осадконакопления и

не могут служить надежными стратиграфическими реперами (Адаменко, 1974, 1976).

Стратиграфия четвертичных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской равнины длительное время развивалась на изучении разрезов и буровых скважин Восточной Кулунды и Степного Алтая. Здесь была выработана схема, опирающаяся главным образом на данные литологических и биостратиграфических исследований. По этой схеме выделялись кочковская и краснодубровская свиты. Возраст кочковской свиты определялся как верхний плиоцен (по схеме МСК СССР), а краснодубровской — как нижний и средний плейстоцен. Выделялись также верхнечетвертичные покровные отложения. Таких представлений составители схемы придерживались до последнего времени (Мартынов, 1981). Циклическое строение толщи субаэральных отложений в названной схеме для стратиграфического расчленения не используется (Мартынов и др., 1980).

Еще в 70-х годах было показано, что в Западной Сибири как в позднечетвертичное время (Волков, 1971), так и на протяжении всего четвертичного периода (Волков, Зыкина, 1977а, б, 1982; Волков, 1980; Четвертичные ..., 1978; Зыкина и др., 1981) накопление субаэральных отложений носило циклический характер, обусловленный неоднократными резкими колебаниями климата. В субаэральной толще чередуются регионально распространенные покровы лессовых отложений и сложно построенные ископаемые педокомплексы. В качестве основного страторайона, на примере которого разрабатывалась схема, был избран район междуречья Шипуники и Койники, мелких левых притоков р. Берди выше г. Исцитима. В этом районе выявлено 7 покровов лессовых отложений и 12 ископаемых почв, объединенных в 7 педокомплексов.

Использование радиоуглеродного и палеомагнитного методов позволило расчленить полные разрезы толщи на три части: верхнюю, накопившуюся в позднем плейстоцене, среднюю, сформировавшуюся в доказанцевское время, и нижнюю, отложившуюся во время палеомагнитной эпохи Матугама. Это существенно облегчило дальнейшее, более детальное расчленение толщи, при котором основное значение приобретают палеопедологические исследования в сочетании с другими методами (литологическими, геохимическими и биостратиграфическими).

Созданная стратиграфическая схема расчленения субаэральной



толщи (в пределах палеомагнитной эпохи Брунес) была одобрена МСК как основа для расчленения субаэральнх четвертичных отложений Предалтайской равнины. В последние годы ее основные подразделения были прослежены в восточной части Кулунды, отчасти в центральных районах Западной Сибири, Кузнецкой котловине и в районе Красноярска. В этих исследованиях важную роль сыграли полевые работы, проведенные в 1982 г. авторами статьи совместно с украинскими исследователями М.Ф.Векличем и Н.А.Сиренко. Были осмотрены основные разрезы Новосибирского Приобья и Восточной Кулунды. Установлено, что в плейстоценовой толще лессовых отложений Западной Сибири присутствуют те же стратиграфические горизонты, которые развиты и на Украине (Веклич и др., 1982).

В разрезах Восточной Кулунды нижняя часть субаэральнх толщ представлена верхнеплиоценовыми (по схеме МСК СССР) горизонтами плотных лессовидных суглинков с мощными темноцветными почвами. Строение генетического профиля их соответствует своеобразным луговым, лугово-черноземным и черноземновидным типам почв. Почвы имеют мощный гумусовый горизонт (до 1,5–2 м) и хорошо развитый карбонатный, который содержит твердые конкреции, псевдоморфозы или мучнистые новообразования. Эти почвы имеют значительную мощность, оглинены ( $\phi_r > 0,001$  мм – до 41 %) и выветрены, что свидетельствует о длительности их формирования в условиях теплого и влажного климата. Наличие железисто-марганцевых дробовин, оглеение, повышенная плотность и слитость горизонтов, интенсивность окраски в нижней части аккумулятивного горизонта отражают гидроморфную стадию их развития. Присутствие нор землероев в основании профиля говорит о том, что первично гидроморфные почвы позже развивались в степных ландшафтах при низком уровне грунтовых вод.

Наибольшее значение для выявления положения нижней границы четвертичной системы в субаэральнх толщах Сибири имеет самый молодой верхнеплиоценовый (эоплейстоценовый) педокомплекс. В стратотипическом разрезе "Мраморный карьер" близ Искитима он представлен двумя совмещенными ископаемыми почвами. Нижней соответствует иллювиальный горизонт буровато-серого цвета с мелкоореховато-призматической структурой, со слабым налетом кремнеземистой присыпки на гранях структурных отдельностей, марганцевистой пунктацией и марганцево-железистыми дробовинами. Для верхней ха-

рактен мощный, плотный, слитой гумусовый горизонт серого цвета, с мелкими, рыхлыми железомарганцевыми конкрециями. Сверху горизонт разбит сетью трещин усыхания, имеющих ширину в основании 8–15 см и глубину до 1 м, свидетельствующих, вероятно всего, о длительном этапе выветривания почвы. В основании аккумулятивного горизонта и в толще иллювиального отмечаются норы земляроев, карбонатные пятнышки и конкреции, которые в основном сконцентрированы по трещинам.

Вышеприведенные особенности строения почв евсинского педокомплекса в совокупности с данными физико-химических анализов, микростроения, свидетельствуют, что первоначально формировались почвы, близкие к серовато-бурым, а позднее – луговым или черноземно-луговым. Эти черты строения почв евсинского комплекса сохраняются и в пределах Приобской увалистой равнины (например, в разрезе Шелаболиха).

В стратотипическом разрезе ("Мраморный карьер" близ Искитима), Г.А.Поспеловой (Поспелова, Гнибиденко, 1982) были выполнены палеомагнитные исследования, которые показали, что породы, залегающие над евсинским педокомплексом, слагают прямую палеомагнитную зону, сопоставляемую по времени с эпохой Брунес. Евсинский комплекс и подстилающие его породы, намагниченные обратно, составляют обратную зону Матуяма. Граница в 0,7 млн. лет в виде переходной зоны проходит непосредственно над евсинским педокомплексом.

При повторном изучении стратотипического разреза в 1982 г. В.В.Семеновым были вновь проведены палеомагнитные опробования, целью которых явилось установление положения последней инверсии магнитного поля Земли. Для этого проведен отбор образцов кубической формы с ребром 24 мм (в среднем вырезалось по три образца-дубли из каждой точки отбора). Всего было отобрано 198 образцов (шаг отбора составлял 0,1–0,4 м). Для корреляции почв и в методологических целях интервал с предполагаемой инверсией был опробован в двух расчистках (№ 1 и 2).

Измерения естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) проводилось на рок-генераторе ИОН-1. Исследования вязкой ( $I_n^V$ ) намагниченности (часть коллекции выдерживалась в немагнитном пространстве в течение двух месяцев; вторая часть – выдерживалась в положениях "по полю" и "против поля" лаборатории в течение двух

недель) показали, что  $I_p^V$  изученных образцов составляет от 15 до 75 %  $I_n$ . Величина естественной остаточной намагниченности ( $I_p^0$ ) по разрезу изменяется в пределах  $1,5-12,5 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС. Первоначальные измерения показали, что  $I_n$  образцов, отобранных в нижней части расчисток № 1 и № 2, имеет значительный разброс в направлениях.

Комплекс чисток (температурная (220–250 С) и переменным магнитным полем (до 200 эрст.) показал, что изученные отложения формировались в разные эпохи полярности.  $I_n$  образцов, отобранных выше евсинской почвы, локализуются вокруг современного геомагнитного полюса ( $D_{ср.} = 358$ ;  $J_{ср.} = +67$ ). Эти отложения сопоставимы с палеомагнитной эпохой Брюнес. Евсинская почва и нижележащие отложения (расчистка № 2) имеют обратную намагниченность ( $D_{ср.} = 155$ ;  $J_{ср.} = -56$ ) и относятся уже к эпохе обратной полярности (Матуяма). Важнейший магнитостратиграфический репер – инверсия Матуяма–Брюнес – проходит непосредственно над евсинским педокомплексом и хорошо контролирует его верхний уровень.

Стратиграфически выше евсинского педокомплекса залегает салаирский лесс, на котором развит очень характерный, хорошо прослеживающийся по разрезам Новосибирского Приобья и Приобской увалистой равнины, шадрихинский педокомплекс. Он ясно выделяется структурной илловиальной толщей ярко-бурого цвета, соответствующей фазе развития почв с признаками бурых и серых лесных, в первую половину потепления, и черноземовидных – во вторую.

Оба педокомплекса и разделяющий их лесс благодаря своим характерным морфотипическим признакам и свойствам служат хорошей маркирующей толщей для установления подошвы нижнечетвертичных отложений и положения инверсии эпох Матуяма и Брюнес.

Аналогично положение инверсии палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес и на Украине, где указанная инверсия проходит в нижней части сульского горизонта лессовых отложений, налегающего на мощную мартоношскую ископаемую почву.

В целом литологические, палеопедологические и палеомагнитные данные показывают, что схема расчленения субэвральской четвертичной толщи Сибири оказывается сходной с таковой Украины. В частности, в нижней части этой толщи залегают соответствующие аналоги украинских горизонтов: евсинский педокомплекс – мартоношского, салаирский – сульского, шадрихинский – лубенского, мо-

розовский – тилигульского. Такое совпадение неслучайно. Оно свидетельствует о сходном характере цикличного осадконакопления в обоих регионах.

Для понимания и правильной оценки природы цикличного строения субаэральной толщи важнейшее значение имеет сопоставление полученных данных климатостратиграфии субаэральной толщи с палеотемпературной кривой океанических илов (Shockleton, Ordyke, 1973; Никифорова и др., 1980; Никифорова, 1982; Виганк, 1981). Эта кривая отражает изменения температуры поверхностных вод океана на протяжении конца плицена и всего четвертичного периода. Важнейший вывод палеогеографического истолкования этой кривой заключается в том, что начало и конец каждого крупного похолодания климата были в хронологическом отношении не равноценны. Процесс похолодания протекал медленно и постепенно, а потепления – наоборот, имел характер быстрого скачка. Это отражено на кривой в виде характерных периодов быстрого повышения температуры поверхностных вод океана от минимальных для предыдущего похолодания к максимальным за все последующее потепление. Этот быстрый переход был назван терминацией (Боуэн, 1981).

Характер изменения температуры поверхности океана, отражающий соответствующие всеобщие изменения климата, должен учитываться при изучении строения и условий формирования субаэральной толщи и других континентальных образований. В строении субаэральной толщи, как указывалось, отражено неоднократное последовательное изменение природной среды от теплой умеренно влажной (эпоха почвообразования) к холодной очень влажной (эпоха переувлажнения, солифлюкции и многолетней мерзлоты) и к умеренно теплой очень сухой (накопление покрова лессовых отложений). Длительность названных периодов была различной. Формирование очередного педокомплекса и его последующая трансформация в условиях высокого увлажнения поверхности и наличия многолетней мерзлоты охватывали основную часть потепления и следующего за ним похолодания. Довольно теплый, очень сухой период наоборот был весьма кратковременным и отвечал терминации палеотемпературной кривой. Именно в этот короткий интервал в условиях временной глубокой аридизации климата резко активизировались эоловые и иные субаэральные процессы и формировался субаэральный покров различного состава (от песков до покровных тяжелых суглинков в различных

районах, в зависимости от конкретной ландшафтной обстановки).

Палеомагнитная граница Брюнес-Матюяма проходит на палеотемпературной кривой в основании теплой зоны, она совпадает с терминацией от 20-й холодной к 19-й теплой зоне. Началу этой зоны соответствовало накопление покрова лессовых отложений в аридных условиях. Вся вышележащая субазральная толща также формировалась этапно. Очередной покров субазральных осадков накапливался во время терминации, а позже формировалась почва, которая в последующее похолодание изменялась в условиях холодного и влажного климата.

В целом состояние изученности субазральной толщи Западной Сибири свидетельствует, что она обладает такой же климатически обусловленной циклическостью строения, которая свойственна для подобных образований других, более детально изученных регионов умеренного пояса северного полушария. Сопоставление разработанной авторами схемы расчленения верхней части субазральной толщи Предалтайской равнины и Восточной Кулунды с подобной схемой Украины и других регионов позволяет заключить, что основные этапы субазрального осадконакопления имели всеобщий характер и отражали неоднократные резкие климатические колебания.

В совокупности с данными палеомагнитных исследований изучение строения субазральной толщи позволило заключить, что подошва четвертичной системы (вариант А) в субазральной толще проходит в основании салаирского покрова лессовых отложений на поверхности евсинского ископаемого педокомплекса. Салаирский покров отвечает началу 19-й зоны палеотемпературной кривой океана. С этой границей в Западной Сибири совпадают довольно резкие изменения характера субазрального осадконакопления. Они выразились в похолодании и некотором иссушении климата в оптимумы потеплений по сравнению с таковыми позднего плейсцена, более глубоком вторичном преобразовании сформировавшихся почв во время последующих похолоданий и в более обильном накоплении покровных субазральных отложений в начальные этапы потеплений.

Толща субазральных отложений, накопление которой протекало на протяжении всего четвертичного периода, отражает климатические колебания этого времени наиболее полно. Существуют разрезы, в которых представлены все или почти все стратиграфические подразделения этого периода. Можно заключить, что нижняя граница

этого периода (по схеме МСК СССР) установлена в этой толще наиболее достоверно по сравнению с любыми иными отложениями Сибири. Она проходит в верхней части верхнеплиоценового евсиинского педокомплекса. Для достаточно надежного установления подошвы аналогов апшерона и ачкачглы в субазральной толще Сибири необходимы более детальные комплексные исследования с широким использованием литологических, биостратиграфических, палеопедологических и палеомагнитных данных.

### Литература

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. 224 с.

Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 332 с.

Боуэн Д.К. Четвертичная геология (стратиграфическая основа междисциплинарных исследований). М.: Мир, 1981. 272 с.

Бруннакер К. Расчленение и стратиграфия четвертичных террас в нижнем течении Рейна. - В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.156-165.

Веклич М.Ф. О границе между плиоценом и плейстоценом на территории Украины. - В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск: Наука и техника, 1977, с.56-83.

Веклич М.Ф. Подходы к выделению и классификации ритмов субазральных толщ. - В кн.: Многоликость формирования субазральных толщ. Новосибирск: Наука, 1980, с.43-64.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Опорные геологические разрезы антропогена Украины. Ч.Ш. Киев: Наукова думка, 1972. 227 с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А. Плиоцен и плейстоцен левобережья нижнего Днепра и равнинного Крыма. Киев: Наукова думка, 1976. 186 с.

Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Волков И.А., Зыкина В.С. Этапы формирования четвертичной субазральной толщи Украины и юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. - В кн.: Тезисы докладов к XI конгрессу ИНКВА. М., 1982, т.Ш, с.70-71.

Виганк Ф. Палеомагнитные данные и корреляция четвертичных отложений. - В кн.: Четвертичные отложения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.150-156.

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Волков И.А. Цикличность формирования четвертичных субаэраль-ных осадков умеренного пояса и колебания климата. - В кн.: Цикличность формирования субаэральных пород. Новосибирск: Наука, 1980, с.25-33.

Волков И.А. Состояние и перспективы развития стратиграфии четвертичных отложений. - Геол. и геофиз., 1983, № 2, с.30-39.

Волков И.А., Зыкина В.С. Ритмика толщ лессовых отложений в районе г.Искитима Новосибирской области. - В кн.: Палеогеографические основы рационального использования природных ресурсов. Киев: Наукова думка, 1977а, ч.2, с.125-127.

Волков И.А., Зыкина В.С. Ископаемые почвы в разрезе покров-ных отложений Новосибирского Приобья. - Геол. и геофиз., 1977б, № 7, с.83-94.

Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья. - В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1982, с.17-28.

Галкина Л.И., Форонова И.В. Антропогенная териофауна Бачатского карьера Кузнецкой котловины (Кузбасс). - В кн.: Фауна и экология позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 176-188.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 203 с.

Кочегура В.В., Зубаков В.А. Инверсии магнитного поля Земли как новый фактор в проблеме границы плиоцена и плейстоцена. - В кн.: Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой", т.II. М.: Наука, 1972, с.148-169.

Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973, с.157-188.

Лазаренко А.А. Палеоклиматическая характеристика лессовой формации Средней Азии и проблема межрегиональных корреляций, оледенений и межледниковий с аридами и плейвиалами. – В кн.: Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982, с.106–115.

Лазаренко А.А., Пахомов М.М., Пеньков А.В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лессовой формации Средней Азии. – В кн.: Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: Наука, 1977, с.70–132.

Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. – В кн.: Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966, с.9–22.

Мартынов В.А. Проблемы четвертичной геологии внеледниковой области Западной Сибири. – В кн.: Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981, с.78–84.

Мартынов В.А., Храпов В.С., Шаевич Я.Е. Цикличность в разрезах Приобской возвышенной равнины. – В кн.: Цикличность формирования субаэральных пород. Новосибирск: Наука, 1980, с.87–94.

Меннер В.В. К вопросу о нижней границе антропогена. – В кн.: Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". т. II, М.: Наука, 1972, с.170–184.

Никифорова К.В. Граница неогена и антропогена. – В кн.: Границы геологических систем. М.: Наука, 1976, с.258–272.

Никифорова К.В. Общая стратиграфическая шкала верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогеновых) отложений на территории СССР. – В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982, с.120–129.

Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Хроностратиграфическая схема позднего кайнозоя Европейской части СССР. – В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. М.: Наука, 1980, с.65–68.

Певзнер М.А. Палеомагнитный метод в стратиграфии четвертичных отложений. – В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982, с.149–154.

Поспелова Г.А., Гнзбиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений северной Азии и юго-восточной Европы и проблемы их корреляции. – В кн.: Геофизичес-



кие методы в региональной геологии. Новосибирск: Наука, 1982, с.76-94.

Стратиграфия плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато / А.Н.Зудин, М.Р.Вотак, Л.И.Галкина. В.Я.Липагина. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.

Четвертичные отложения района Новосибирска (оперативно-информационный материал). Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978. 89 с.

Das Eiszeitalter im Rhein-Mein-Gebiet. Frankfurt am Mein: Verlag W. Kramer . 1974, s.215.

Fink I., Kukla G. Pleistocene Climates in Central Europe: At least 17 interglacials after the Olduvai Event. - Quat. Res. 1977, v.7, p.368-371.

Pecsi M. A magyarországi löszsele venyek litozatigrafiai tagolása. - Pöldr. Közl., 1975, N 3-4, p.217-230.

Pecsi M. The most typical loess profiles in Hungary. - In: Quaternary Studies in Hungary, 1982, p.145-169.

Shackleton N.I., Opdyke N.D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  year scale. - Quat, Res. 1973, v.3, p.39-55.

А.М.Короткий, Б.И.Павлюткин

## ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГРАНИЦА

В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОТ МАТЕРИКА К ОКЕАНУ (юг Дальнего Востока)

Плиоцен-четвертичная граница является первым из стратиграфических рубежей фанерозоя, выделенным на основе климатостратиграфического принципа. Так как климатические изменения в позднем кайнозое носили направленно-ритмический характер, то четкое и однозначное выделение этой границы сильно затруднено, чем и определяется многолетняя дискуссия по этой проблеме (Граница неогена ..., 1980; Международный ..., 1972-1973; Меннер, 1968; Никифорова, 1969 и др.). На Международном коллоквиуме по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой" (Москва, 1972) было принято решение о проведении границы между плиоценом и плейстоценом на одном из трех стратиграфических уровней: 1) по подошве ачкачальского яруса или в основании аския и плезанса итальянских разрезов (3,5 млн. лет); 2) в основании калабрия или по подошве апшеронского яруса (1,6-1,8 млн. лет, магнитный эпизод Гилза); 3) в основании "ледникового плейстоцена" или под бакинскими слоями (0,69-0,7 млн. лет, магнитная инверсия Брюнес-Матюма).

При геологическом картировании на территории юга Дальнего Востока в соответствии с решением МСК СССР был принят последний вариант плиоцен-четвертичной границы. Однако при определении реальных объемов геологических тел, относимых к четвертичной системе, существовали расхождения. Часть исследователей (Ганешин, 1961; Чемяков, 1962 и др.) проводила границу между плиоценом и плейстоценом внутри валунно-галечниковой толщи (суифунская свита) или покрова платобазальтов (шуфанская свита). Другая группа геологов склонялась к проведению этой границы по кровле суифунской и шуфанской свит или по подошве континентальных отложений, выполняющих переуглубленные долины Юго-Западного Приморья (Берсенев, Сохин, 1963; Денисов, Берсенев, 1972; Короткий и др., 1980; Павлюткин, 1981; История ..., 1972).

Проведение плиоцен-четвертичной границы на юге Дальнего Востока базировалось на применении биостратиграфических, литологических, тектонических и геоморфологических критериев (Чемяков, 1962), которые, при общей их приемлемости, не давали четкого ре-

шения этой проблемы даже на региональном уровне. Граница как по кровле суйфунской и шуфанской свит, так и внутри них оставалась в значительной мере формальной. Такому положению в первую очередь способствует слабая разработка стратиграфии плиоцена; суйфунская и шуфанская свиты Приморья плохо увязаны со своими стратиграфическими аналогами на сопредельных территориях. Так, пространственно единый покров базальтов, выделяемый в Северном Сихотэ-Алине и Нижнем Приамурье в совгаванскую свиту, рассматривается по возрасту как позднечетвертичный (Плахотник, 1959), нижне-среднеплейстоценовый (Алексеев и др., 1975), неоген-четвертичный (Чемяков, 1962), плиоценовый (Капица, 1961; Денисов, Берсенева, 1972; Олейников и др., 1977).

Интерпретация плиоцен-четвертичной границы в настоящее время затруднена тем, что разрез - стратотип суйфунской свиты (бассейн р.Раздольной) после детального его изучения отнесен к верхнему миоцену. По данным С.С.Ганзея (устное сообщение), датированного по трекам от спонтанного деления урана вулканические стекла из кровли континентальных отложений, относимых к суйфунской свите и перекрытых базальтами шуфанской свиты, их возраст составляет  $10,8 \pm 1,1$  -  $11,8 \pm 0,9$  млн.лет, что согласуется с точкой зрения Р.С.Климовой (устное сообщение) о позднемиоценовом возрасте флороносных слоев в изученном разрезе. На основании этих материалов предполагается, что континентальные подбазальтовые отложения в бассейне р.Раздольной в полном объеме могут быть включены в состав усть-суйфунской свиты ( $N_1^3$ ). О достаточно древнем возрасте шуфанских платобазальтов свидетельствуют и калий-аргоновые датировки для ряда разрезов Южного Приморья, укладываемые в интервал 8,5-13,2 млн.лет.

О дочетвертичном возрасте платобазальтов совгаванской свиты, подстилающих и кроющих их континентальных отложений в Среднем и Северном Сихотэ-Алине свидетельствуют данные, полученные в процессе геологической съемки в бассейнах рек Единки, Самарги, Желтой и Бикина (Олейников и др., 1977; Короткий и др., 1980; Пушкарь и др., 1981). Эти вулканогенно-осадочные отложения, выделенные А.В.Олейниковым в киловскую толщу, по результатам спорово-пыльцевого и палеофлористического анализа датируются поздним миоценом (подбазальтовые и межбазальтовые отложения) - нижним плиоценом (надбазальтовые отложения). Аналогичные результаты по-

лучены по данным А.А.Капицы (1961) и для стратотипического разреза совгаванской свиты (г.Советская Гавань).

Эти материалы достаточно однозначно свидетельствуют, что основной объем платобазальтов юга Дальнего Востока накопился в верхнем миоцене, частично в нижнем плиоцене. Однако не исключено, что в Северном Сихотэ-Алине, Среднем и Нижнем Приамурье, а также в Западном Приморье распространены разновозрастные позднекайнозойские базальты. Но эта проблема требует непредвзятого решения в каждом конкретном случае, причем методы пространственных аналогий на основе петрографического и морфологического сходства толщ представляются малоприемлемыми, а весьма важными — доказательства синхронности накопления во впадинах рыхлых отложений и базальтоидов. С этих позиций следует обратить особое внимание на малоизученные небольшие покровы и моногенные вулканы в Уссури-Ханкайской и других депрессиях юга Дальнего Востока, формирование которых происходило предположительно в позднем плиоцене — нижнем плейстоцене.

Более определенно решается проблема плиоцен-четвертичной границы на основе комплексного изучения опорных разрезов плейстоцена с применением биостратиграфических методов, палеомагнитного и термолуминесцентного датирования. К подобным разрезам на территории юга Дальнего Востока следует отнести Лазовский опорный разрез (в бассейне р.Киевки — Юго-Восточное Приморье) и скв.7 и 45 в Уссури-Ханкайской депрессии. Один из этих разрезов отражает характеристику стратиграфического рубежа в горных районах юга Дальнего Востока, другой — для равнинных территорий.

Лазовский опорный разрез представлен серией надпойменных террас (НПТ), высота которых в поперечных профилях долины меняется от 3–5 до 80. Нижний комплекс террас (I, II, III НПТ — высота до 20 м) по возрасту соответствует среднему-верхнему плейстоцену (O<sub>II</sub>-O<sub>III</sub>), верхний комплекс террас (IV, V, VI НПТ — высотой от 30–40 до 70–80 м) — нижнему плейстоцену-плиоцену (см. рисунок). Для решения вопроса о плиоцен-четвертичной границе представляют интерес данные по верхнему террасовому комплексу (Короткий и др., 1979).

IV НПТ высотой 30–40 м, по строению цокольная, прекрасно выражена в рельефе среднего течения р.Киевки. Для нее характерна малая мощность типично перстративного аллювия, красноцветность

и глинистость осадков, сильная выветрелость галечного материала. Из осадков этой террасы выделены два типа спорово-пыльцевых комплексов (Короткий и др., 1980). Первый с обилием пыльцы термофильных пород, характеризует, по мнению Л.П.Карауловой, теплый климат раннего плейстоцена ( $Q_1^1$ ), второй с преобладанием фригидной пыльцы, отнесен к похолоданию этой эпохи ( $Q_1^2$ ). Такое положение "теплых" и "холодных" осадков в разрезе IV НПТ позволяет предположить, что на этом уровне проходит граница, соответствующая "ледниковому плейстоцену" (Selli, 1967). Это предположение подтверждается и результатами палеомагнитных исследований. Установлено, что в разрезах этой террасы проходит четкий палеомагнитный рубеж, который отделяет прямо намагниченные породы с "холодным" комплексом пыльцы и спор от обратно намагниченных осадков с "теплыми" спорово-пыльцевыми комплексами. Обсуждение результатов палеомагнитного и палинологического изучения приводит нас к выводу, что смена намагниченности пород соответствует инверсионной границе между палеомагнитными эпохами Брюнес и Матуяма. Аналогичная палеомагнитная характеристика красноцветов (толща шоколадных глин) и более молодых осадков установлена для покровного комплекса Ханкайской впадины и аллювиальных отложений Среднеамурской депрессии (Alekseev, 1973).

Совпадение инверсионной границы с палеоботанической в разрезе IV НПТ, вероятно, является частным случаем, характерным для разрезов с прерывистым режимом осадконакопления, но возможно имеет региональное значение. Так, по данным М.Н.Алексеева, в Японии (Alekseev, 1973) палеомагнитная инверсия Брюнес-Матуяма в верхней части группы Осака совпадает со сменой флористического комплекса "Metasequoia" на более холодолюбивую флору комплекса "Fagus".

Отложения V НПТ (55-60 м) охарактеризованы умеренно холодным спорово-пыльцевым комплексом с преобладанием елей и палеотипных сосен. В осадках VI НПТ установлен спектр, по своему составу отвечающий, по данным Л.В.Голубевой, развитию в бассейне р.Киевки кедровошироколиственных лесов со значительной примесью элементов экзотической растительности (Fagus, палеотипные сосны). Возраст V и VI НПТ как предчетвертичный установлен и по косвенным признакам - преобладание в разрезе белоцветных осадков и малая, по сравнению с нижним плейстоценом, глинистость осад-

ков. Два последних признака делают сходными осадки У–УІ НПТ с отложениями среднего плиоцена Южного Приморья (Короткий, Демидова, 1977).

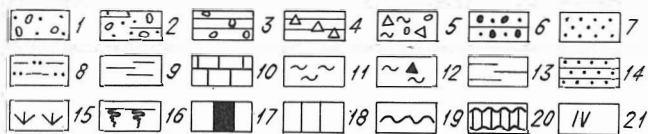
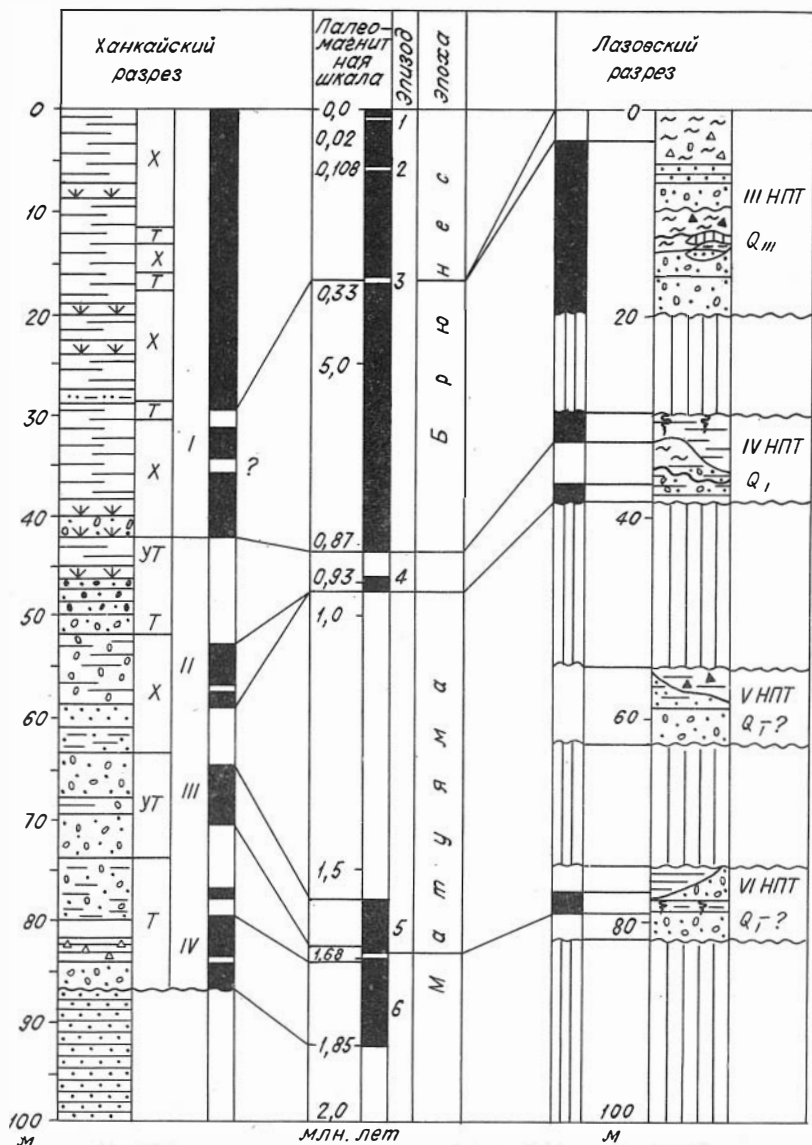
Преобладание в породах У и УІ НПТ обратной намагниченности и их положение в палеомагнитном разрезе позволяет предположить, что формирование осадков террас происходило в эпоху Матуяма (см. рисунок). Выделенные в палеомагнитном разрезе У и УІ террас маломощные зоны прямой намагниченности, вероятно, могут быть отнесены к эпизодам Харамильо и Гилза или, по предложению Р.Б.Ремизовского, к одному из них. В настоящее время этот вопрос может быть решен более однозначно: породы с прямой намагниченностью в разрезе У НПТ (55–60 м) соответствует эпизоду Харамильо, а в разрезе УІ НПТ (70–80 м) – эпизоду Гилза. В пользу этого предположения свидетельствует достаточно значительная разновысотность террас (до 20–30 м), неоднородная структура спорово-пыльцевых комплексов и разные величины намагниченности пород.

Аналогичная структура палеомагнитной шкалы установлена и для террасового ряда в долине р.Партизанской. Это позволяет сделать вывод, что в изученных разрезах террас горных районов юга Дальнего Востока в настоящее время выделяются два стратиграфических уровня, которые могут рассматриваться как самостоятельные варианты неоген–четвертичной границы. Первый стратиграфический уровень, установленный в разрезе ІУ НПТ (30–40 м) соответствует нижней границе "ледникового плейстоцена" и палеомагнитному рубежу Брюнес–Матуяма. Второй уровень, определенный в наиболее высокой из террас долинного комплекса<sup>✱</sup>, соответствует палеомагнитному рубежу Гилза–Олдувей (?).

Ханкайский опорный разрез установлен на основе комплексного изучения серии глубоких скважин, вскрывающих полностью переуглубленные речные долины по восточному обрамлению оз.Ханка и в пределах Уссури–Сунгачского междуречья (скв.7, 45, 45Б и др.). В геологическом разрезе переуглубленных долин отчетливо вскрыва-

---

<sup>✱</sup> Расположенный выше 200–300-метровый аккумулятивно–денудационный уровень представляет собой остатки плиоцен–верхнемиоценового террасового ряда, почти полностью разрушенного денудацией и сохранившегося локально на участках перехватов.



ются две толщи: верхняя песчано-алевро-глинистая (мощностью до 40–50 м) и нижняя пестроцветная песчано-гравийно-галечная (мощностью до 50 м). Детальное палеомагнитное изучение разреза скв. 45, выполненное А.А.Сокоревым, показало, что верхняя толща попадает в палеомагнитную эпоху Брунес, а нижняя имеет сложную структуру остаточной намагниченности с преобладанием обратной и хорошо выраженными эпизодами прямой намагниченности (см. рисунок). Поэтому для выявления стратиграфических уровней, сопоставимых с плиоцен-четвертичной границей, используется нижняя толща.

Интерпретация палеомагнитных данных во многом определяется полнотой геологической летописи. Разрезы вышеперечисленных скважин имеют наибольшую мощность нижнего плейстоцена (до 50–60 м) и в первом приближении можно говорить о достаточно непрерывном осадконакоплении (конечно, в пределах тех ограничений, которые принимаются для аллювиальных комплексов). Этому предположению соответствует и достаточно сложная вертикальная структура палеомагнитного поля. Исходя из вышеизложенного, попытаемся привязать пачки с различной остаточной намагниченностью пород, выделенные в разрезе скв. 45, к глобальной магнитохронологической шкале (Палеомагнитология, 1982; Cox, 1969; Tarling, Mitchell, 1976).

---

Региональные магнитостратиграфические опорные разрезы Приморья в сопоставлении с мировой магнитохронологической шкалой (Палеомагнитология, 1982)

I – галечники с песком; 2 – глинистые галечники с песком; 3 – глинистые галечники; 4 – глинистые щебни; 5 – гальки и щебни с суглинком; 6 – гравий в глинистом песке; 7 – песок; 8 – песок глинистый; 9 – алеврит; 10 – торфянистый алеврит; II – суглинок; 12 – суглинок с щебнем; 13 – глины; 14 – песчаные алевриты усть-надеждинской свиты; 15 – органика; 16 – почвы. Палеомагнитные зоны: 17 – слой с прямой намагниченностью; 18 – слой с обратной намагниченностью; 19 – перерывы в осадконакоплении; 20 – эрозионные врезы; 21 – нумерация эпизодов в палеомагнитном разрезе скв. 45 (см. текст); эпизоды глобальной палеомагнитной шкалы: I – Лашамп; 2 – Блейк; 3 – У зоны; 4 – Харамильо; 5 – Гилза; 6 – Олдувей; типы спорово-пыльцевых комплексов: Т – теплый; УТ – умеренно теплый; Х – холодный



Рубеж палеомагнитных зон Брюнес-Матуяма в скв.45 четко выражен на глубине 42 м (от устья скважины) и совпадает с подошвой песчаного горизонта, лежащего в основании верхней пачки. Ниже по разрезу преобладают породы с остаточной обратной намагниченностью, в составе которых на разных уровнях выделены прямо намагнитченные отложения. Подобное изменение намагнитченности пород наблюдается в интервалах глубин 54-59 м, 65-72 и 80-83 м. В целом нижняя пачка соответствует, по нашим представлениям, эпохе Матуяма, а выявленные внутри толщи слои с прямой намагнитченностью - эпизодам Харамильо, Гилза и Олдувей. Лежащие в основании нижней пачки лигнитоносные алевриты, как это следует из анализа спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов и общих литологических особенностей осадков, являются аналогами усть-давдовской свиты Южного Приморья (Павлюткин, 1981).

Достаточно детальная палинологическая характеристика осадков нижней пачки позволяет проследить эволюцию растительности и сопоставить фазы ее развития с сопредельными территориями. Из осадков на уровне IV эпизода\* получен спорово-пыльцевой спектр, в котором обильно представлена пыльца широколиственных пород (*Quercus* - 48 %, *Juglans* - 5,2 %, *Tilia* - 5,9 %, *Ulmus* - 2 %) с примесью пыльцы таких экзотических пород, как *Fagus* (1,5 %), *Pterocarya* (1 %), *Carya* (1 %), *Zelkova* (0,3 %), *Rhus* (0,3 %), палеотипных сосен (3,5 %) и *Tsuga* (3 %). Выше по разрезу, в интервале, соответствующем прямо намагнитченным породам (эпизод Гилза?), установлен палинокомплекс, в котором умеренно представлена пыльца широколиственных пород (в том числе *Quercus*, *Fagus*, *Pterocarya*, *Carya*, *Castanea*), но по сравнению с нижележащей толщей резко увеличивается доля пыльцы палеотипных сосен (*Pinus densiflora* Sieb. et Zucc., *P. Thunbergii* Parl., *F. tabulaformis* Corriene ) и *Tsuga*. Этот спектр имеет сходство с палинокомплексом из разреза VI НПТ р.Киевки.

В спектрах, выделенных из осадков на уровне II эпизода, отмечается появление в достаточном обилии пыльцы елей и мелколиственных пород (береза, ольха, в том числе их кустарниковые формы), но в присутствии пыльцы широколиственных форм (*Ulmus*, *Quercus* ) и палеотипных сосен (до II %). Такой спектр, в котором наблюда-

\* Нумерация эпизодов сверху-вниз по колонке скв. 45.

ется смещение элементов тургайской и охотско-камчатской бореальной флор, соответствует довольно значительному похолоданию климата.

В интервале, соответствующем верхней части палеомагнитной зоны Матуяма, установлены достаточно теплые спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы широколиственных (но с меньшим содержанием пыльцы экзотических видов) и мелколиственных пород в присутствии пыльцы палеотипных сосен.

Спектры, фиксирующие значительное похолодание климата, появляются на уровне 42 м, совпадая с границей раздела прямо- и обратно намагниченных пород. Видимо, этому разделу соответствует перерыв в осадконакоплении.

Таким образом, в Ханкайском опорном разрезе, как и для разрезов горных территорий, зафиксировано два стратиграфических уровня, которые могут рассматриваться как возможные варианты плиоцен-четвертичной границы. Прежде чем выразить свое мнение по данному вопросу, сравним полученные "теплые" спорово-пыльцевые комплексы с таковым для раннего плиоцена. Этот анализ диктуется сходством флор, из-за чего некоторые исследователи склонны относить нижнюю пачку в разрезе переуглубленных долин к плиоцену.

Анализ биостратиграфических материалов для плиоцен-плейстоцена позволил установить следующие различия в составе палинофлор для теплых эпох плиоцена и раннего плейстоцена:

1) уменьшение в составе нижнечетвертичных отложений пыльцы вымерших экзотических пород: по данным Т.И.Шустовой (Короткий и др., 1980) в раннем плиоцене - 66 %, раннем плейстоцене - до 20 % (за счет исчезновения или сокращения пыльцы *Podocarpus*, *Cedrus*, *Glyptostrobus*, *Sequoja*, *Engelhardtia* и др.);

2) резкое увеличение пыльцы травянистых растений: с 10 % в раннем плиоцене до 30-40 % в раннем плейстоцене;

3) преобладание пыльцы современных таксонов: 36-40 % в раннем плиоцене и 70-80 % в раннем плейстоцене;

4) возрастание в теплых спектрах раннего плейстоцена роли пыльцы широколиственных растений, причем наблюдается обилие палеотипных видов

Эти материалы достаточно однозначно свидетельствуют, что осадки нижней толщи в переуглубленных долинах депрессионных зон юга Дальнего Востока и верхнего террасового ряда в горных райо-

нах по своим палинологическим характеристикам отличаются от осадков для отложений теплого плиоцена. Материал для сравнений был взят из геологических разрезов плиоценового аккумулятивно-денудационного уровня (за пределами крупных полей излияния базальтов) или из осадков, сохранившихся вблизи небольших моногенных вулканов (Короткий, Демидова, 1977; Короткий и др., 1980).

Третий наиболее низкий стратиграфический уровень, который рассмотрен в качестве варианта плиоцен-четвертичной границы, установлен в кровле плиоценовой аккумулятивной террасы в Хасанской мульде и бухте Перевозной. Здесь из осадков красноцветной (псевдолатеритной) части разреза получен спорово-пыльцевый комплекс, в котором по сравнению с палинокомплексом нижней подсвечи плиоцена (Короткий и др., 1980), отмечено обилие пыльцы темнохвойных (*Picea* - 60 %, *Abies* - 12 %) и древних экзотических сосен (до 20 %) при полном отсутствии экзотов в составе пыльцы широколиственных пород. Такой спектр соответствует достаточно интенсивному похолоданию климата. Породы в основании изученного разреза, в той части, где охарактеризованы теплыми спорово-пыльцевыми комплексами, имеют прямую остаточную намагниченность. Вся остальная часть разреза, включая красноцветную кровлю террасы (с фригидными палинокомплексом), имеет обратную намагниченность пород. Переход между белоцветной и красноцветной толщами достаточно постепенный, свидетельствующий об отсутствии крупного перерыва. По заключению Р.Б.Ремизовского, проводившего палеомагнитное изучение разрезов, вертикальная структура остаточного палеомагнитного поля соответствует эпизодам эпохи Гаусса или финальной части эпохи Гильберта (абс. возраст от 2,8 до 3,8 млн. лет). Интенсивность похолодания и палеомагнитная структура разреза позволяют предположительно сопоставить накопление осадков кровли плиоценовой террасы с акчагылом европейской схемы.

Таким образом, в разрезах позднего кайнозоя на юге Дальнего Востока отчетливо выделяются три стратиграфических уровня, каждый из которых рассмотрен в качестве варианта плиоцен-четвертичной границы.

Как уже обсуждалось ранее, объем плейстоцена для территории юга Дальнего Востока принят нами в соответствии со схемой ВСЕГЕИ (Чемяков, 1962). По существу же нижнечетвертичные отложения, охарактеризованные теплыми спорово-пыльцевыми спектрами, по своему

стратиграфическому положению соответствуют отложениям ляхвинского горизонта или кромера. Из-за слабой изученности нижней 50-метровой толщи песчано-галечных отложений, выполняющих переуглубленные долины Уссури-Ханкайской депрессии, в уссурийский горизонт (Короткий и др., 1980) нижнечетвертичного звена, как это сейчас установлено, включались осадки, по объему сравнимые с эоплейстоценом. Аналогичным образом наиболее высокие террасы горных районов Сихотэ-Алиня (V и VI НПТ), расположенные выше нижнечетвертичной террасы (O<sub>T</sub>), не имели четкой стратиграфической привязки, хотя и включались в нижний плейстоцен. Лишь палеомагнитное изучение опорных разрезов и новые палинологические данные позволили более подробно расчленить "теплый" нижний плейстоцен и выделить в нем отложения, соответствующие эоплейстоцену Восточной Сибири.

Соответственно реальная граница плиоцен-плейстоцена, проводимая по подошве нижней песчано-галечной пачки в переуглубленных долинах Западного Приморья и по кровле отложений VI НПТ (70-80 м), по данным палеомагнитного изучения разрезов сопоставима с эпизодом Гилза-Олдувей.

Остановим наше внимание на третьем стратиграфическом уровне, выделенном в красноцветных осадках кровли плиоценовой террасы (VI террасы по Г.С.Ганешину, 1961). Эта пачка включается в состав суйфунской свиты плиоцена в качестве ее верхней подсвиты (Короткий и др., 1980) по следующим причинам.

1. Следы крупного похолодания в кровле суйфунской свиты фиксируются в практически непрерывном геологическом разрезе, что затрудняет проведение границы внутри монотонной валунно-галечниковой толщи.

2. Формирование вулканогенно-осадочной толщи неогена завершилось региональным перерывом, выразившимся в интенсивном расчленении аккумулятивно-денудационной равнины и образовании в долинах крупных рек эрозионного вреза (с амплитудой до 150 м). Достаточно длительный перерыв (около 0,8-1,2 млн. лет) соответствует зафиксированным интенсивным геоморфологическим процессам. Четвертичные осадки выполняют эти переуглубленные долины.

Таковы материалы, положенные в обоснование плиоцен-четвертичной границы, проведенной на территории Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей и со-

ответствующей второму варианту границы решений Международного коллоквиума (Международный ..., 1972-1973).

Корреляция установленной нами плиоцен-четвертичной границы с положением таковой для сопредельных территорий не всегда убедительна из-за недостаточной изученности отложений нижней части плейстоцена и отсутствия четких критериев выделения осадков плиоцена. Особенно велики эти трудности для континентальных районов Дальнего Востока и Сахалина. При корреляции плиоцен-четвертичной границы нами использованы в основном те разрезы, для которых есть данные палеомагнитного анализа или биостратиграфическая изученность разрезов такова, что позволяет детально проследить эволюцию растительных сообществ и соответственно увязать их с изменениями климата на определенных рубежах. К числу таких разрезов следует отнести скважину в Эворон-Чукчагирской депрессии, где отчетливо выделяется нижний стратиграфический уровень по заметному сокращению пыльцы представителей типично тургайской флоры (Морозова, Вихлянцева, 1965). Гипсометрическое положение этого рубежа сходно с таковым для наиболее изученных скважин Усури-Ханкайской впадины (Короткий и др., 1980; Павлюткин, 1981). На Северном Сахалине, по данным Н.В.Ерошенко и А.Н.Александровой (1972), плиоцен-четвертичная граница проводится по сходным признакам, причем для этого рубежа здесь отмечается перерыв в осадконакоплении и эрозионный размыв.

На Японских островах граница между неогеновыми и четвертичными отложениями большинством исследователей проводится внутри группы Осака в интервале, соответствующем палеомагнитному эпизоду Олдувей (Jtihara a.a., 1973). Эта граница фиксируется по началу угасания "флоры Metasequoja", расцвет которой приходится на середину плиоцена. По последним данным в отдельных страторайонах Японии граница плиоцен-плейстоцена фиксируется на уровне эпизода Режуньон, имеющем возраст около 2 млн. (The Third Report., 1982).

В Китае нихэванская свита долгое время в полном объеме включалась в состав нижнего плейстоцена (эоплейстоцена по М.Н.Алексееву). В настоящее время эта свита подразделена на две части - нижнюю и верхнюю. Новое исследование нихэванской фауны показало, что в верхней части свиты она может быть сопоставлена со средним виллафранком, а комплекс из нижней подсвиты - с ранне-

вилафранкской фауной. Следовательно, границу плиоцен-плейстоцена следует проводить на рубеже нижней и верхней части нижэваньской свиты (Liu Tung sheng, Ding Meng-Lin, 1982). Изучение магнитостратиграфии серии Нижэвань и лессового разреза, по данным этих исследователей, позволяет провести границу неогена и четвертичной системы в основании события Олдувей, которая несколько выше литостратиграфической границы указанных толщ. Так, в лессовом профиле Лохуань ниже события Олдувей вскрывается свыше 20 м лессов, которые четко отделены от нижележащих красных плиоценовых глин. Поэтому с точки зрения био- и литостратиграфии плиоцен-четвертичную границу лучше проводить в основании нижней толщи лессов (с нижэваньской фауной), что будет соответствовать рубежу между палеомагнитными зонами Матуяма и Гаусс. Эта граница будет соответствовать границе между верхней и нижней толщей нижэваньской свиты и серии Саньмен.

По данным В.С.Пушкаря (1982), в донных отложениях Северной Пацифики фиксируется два стратиграфических рубежа, которые могут рассматриваться как варианты плиоцен-плейстоценовой границы.

Один из них (2,4–2,5 млн. лет), совпадающий с финальной частью эпохи Гаусса, выделяется по исчезновению многих видов диатомей (*Thalassiosira convexa*, *Nitzschia jousea*) и появлению новых (*Pseudoeunotia doliolus*). На этот рубеж падает резкая перестройка палеоэкоструктур комплексов, отвечающая смене тепловодных обстановок холодноводными. Второй рубеж, выделяющийся менее четко, совпадает с подошвой эпизода Олдувей. Ему соответствует перестройка палеоэкоструктур достаточно холодноводных комплексов диатомей на относительно тепловодные. Данные по проведению этой границы в морских осадках неоднозначны. Она проводится как внутри эпизода, так и по его подошве и кровле. Последний вариант, по мнению В.С.Пушкаря, более предпочтителен, так как с вершиной эпизода Олдувей совпадает первое крупное похолодание раннего плейстоцена. Это подтверждается и корреляцией диатомей с наннопланктонными зонами в Тихом океане, которые довольно хорошо увязаны с зонами кокколитов в стратотипических разрезах Италии (Burcle, Orduke, 1976).

Анализ геолого-геоморфологических материалов в зоне перехода от Евразийского материка к Тихому океану делает более обоснованным на данном этапе изучения региона проведение плиоцен-четвертичной границы на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей. Однако не исключено, что нижняя часть разрезов переуглубленных долин своим основанием попадает в начальную фазу палеомагнитной эпохи Матуяма. В этом случае плиоцен-четвертичная граница будет проведена на рубеже Матуяма-Гаусс. Принятый нами вариант границы на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей выделяется в континентальных районах юга Дальнего Востока достаточно уверенно по комплексу ландшафтно-климатических и тектоно-геоморфологических признаков. Начало плейстоцена (эоплейстоцена) здесь совпадает с активной аккумуляцией в переуглубленных речных долинах депрессионных зон. Формирование достаточно мощной толщи красноцветов, включающей в себя псевдолатеритные отложения и шоколадные глины, вероятно, связано с относительной аридизацией климата. Ее проявление, выразившееся в появлении достаточно длительного сухого сезона, вероятно, определялось формированием муссонной циркуляции и проникновением сухих воздушных масс из районов Внутренней Азии.

### Литература

- Алексеев М.Н., Ахметьев М.А., Голубева Л.В., Певзнер М.А. Новые данные о возрасте платобазальтов совгаванской свиты Восточного Сихотэ-Алиня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 34–46.
- Берсенев И.И., Сохин В.К. Четвертичные отложения. — В кн.: Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1963, с. 373–395.
- Гажешин Г.С. Стратиграфия верхнетретичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья. — В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. 3. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 311–317.
- Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. 276 с.
- Денисов Е.П., Берсенев И.И. Позднекайнозойские базальты и

проблема неоген-четвертичной границы в Приморье и Приамурье. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 248-251.

Ерошенко Н.В., Александрова А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Западного Приохотья, Нижнего Приамурья, Северного Сахалина и их корреляция. - В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972, с. 232-238.

История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока / Худяков Г.И., Денисов Е.Н., Короткий А.М. и др. М.: Наука, 1972. 421 с.

Капица А.А. О возрасте базальтов Советской Гавани и острова Сахалина. - В кн.: Геология, геоморфология и полезные ископаемые Приамурья. I (72). Хабаровск: Дальневосточное кн. изд-во, 1961, с. 90-96.

Короткий А.М., Демидова Т.И. Новые данные о возрасте подбазальтовых отложений м. Поворотного (Юго-Восточное Приморье). - В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 81-87.

Короткий А.М., Ремизовский Р.И., Караулова Л.П., Миняк П.С. Палеомагнитная характеристика опорного разреза континентальных четвертичных отложений Юго-Восточного Приморья. - В кн.: Морфоструктура и палеогеография Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 123-130.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Стратиграфия и палеогеография. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с.

Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: Изд. ГИН АН СССР, т. II, 1972. 332 с.; т. I-V, 1973. 178 с.

Меннер В.В. Ранг, объем, подразделение и нижняя граница антропогена (квартера). - В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М.: Наука, 1968, с. 5-8.

Морозова В.Ф., Вихлянцев В.В. Стратиграфическое расчленение кайнозойских отложений Эворано-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с. 116-123.

Никифорова К.В. Основные проблемы антропогена Северной Азии. - В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969, с. 5-15.

Олейников А.В., Короткий А.М., Караулова Л.П., Высочин В.И. К характеристике рельефа и осадков позднекайнозойских впадин Северного С хота-Алния. - В кн.: Региональная морфотектоника, геоморфология и четвертичная геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 106-116.

Павлоткин Б.И. Четвертичные отложения юго-восточной части Уссури-Ханкайской депрессии и признаки плейстоценовых трансгрессий оз. Ханка. - В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с. 40-50.

Плахотник В.Г. Строение и возраст совгаванской свиты к северу от широт бухты Кучин. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2, с. 78-84.

Палеомагнитологи. М.: Недра, 1982. 312 с.

Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков Берингова моря. - В кн.: ИНКВА. XI КОНГРЕСС. Тезисы докладов. Т. П. М., 1982, с. 235-236.

Пушкарь В.С., Ляхачева О.Г., Высочина О.В., Петренко Т.Н. Диатомовые комплексы позднего кайнозоя северной и средней части



Сихотэ-Алиня. - В кн.: Развитие природной среды в плейстоцене. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981, с.51-56.

Чемекон Ю.Ф. О границе между четвертичным периодом и неогеном. - В кн.: Труды комис. по изучению четвертичного периода, 1962, т. XX, с.146-150.

Alekseev M.N. Boundary Between Neogene and Quaternary System in Eastern Asia.-In: International Colloquium on the "Problem The Boundary Between Neogene and Quaternary. Collection Papers, 1V, Moskow, 1973, p.20-32.

Burcle L.H. and N.D.Opdyke. Late Neogene Diatom Correlations in the Circum - Pacific.-In: Proceedings of the first Int. Congress on Pacific, Neogene Stratigraphy, Tokyo, Kaijo Shuppan Co Ltd. 1976, p.255-284.

Cox A. Geomagnetic reversals. - Science, 1969, v.163, p.237-245.

Itihara M., Kamei T., Mitsunashi T. et al. The Basis of the Plio-Pleistocene Boundary in Japan. - International Colloquium of the Problem "The Boundary between Neogene and Quaternary. Collection of Papers, 11 Moskow, 1973, p.75-116.

Liu Tung-sheng Ding Meng-Lin. Pleistocene Stratigraphy and Plio/Pleistocene Boundary in China.-In: Quaternary Geology and Environment of China. China Ocean Press, Beijing, 1982, p.1-6.

Selli R. Pleistocene Boundary in Italian Marine Sections and its Relationship to Continental stratigraphies. - Progress in Oceanography, 1967, v.4.

Tarling D.N., Mitchell J.G. Revised Cenozoic Polarity time Scall. - Geology, 1976, t.4, N3, p.133-136.

The Third Report on the Pliocene - Pleistocene Boundary in Japan. - Kyoto, Japan, 1982. 94 p.

Д.-Д.Б.Базаров

## О НИЖНЕЙ ГРАНИЦЕ АН РОПОГЕНА ПРИБАЙКАЛЬЯ И ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Положение нижней границы и проблема основных подразделений четвертичной (антропогеновой) системы были и остаются предметом многолетней и оживленной дискуссии среди советских и зарубежных исследователей. В Западном Забайкалье и Прибайкалье начиная с 1976 года проводились исследования по проекту МПГК № 41 "Граница неогена и квартера" и тщательно изучались пограничные пакки, толщи и свиты. Эти работы велись в тесном содружестве с научными сотрудниками Геологического института АН СССР (Э.А.Вангенгейм, М.В.Сотникова и др.). Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажигин (1972) выделяли четыре стратиграфических рубежа в качестве возможной границы неогена и четвертичной системы в Сибири.

Первый рубеж, являющийся наиболее существенным в истории фауны млекопитающих, проводится под отложениями с чикойским (в

Западном Забайкалье) и битекейским (в Западной Сибири) фаунистическими комплексами. Второй – располагается стратиграфически ниже отложений с фауной подпуск-лебяжьиного комплекса Западной Сибири. Третий – проходит под отложениями с кизихинским, раздольнским (Западная Сибирь) и итанцинским (Западное Забайкалье) фаунистическими комплексами. Наконец, четвертый рубеж, соответствующий ныне принятой в СССР нижней границе четвертичной системы, располагается под отложениями с фауной таманско-тираспольского типа.

К.В.Никифорова (1982) указывает на существование пяти точек зрения на положение границы между неогеном и кватерном в планетарном масштабе и отмечает стратиграфическое положение каждой из них в разрезах известных морских и континентальных отложений. Границы, указанные К.В.Никифоровой (1982), практически все совпадают с рубежами, выделенными Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажиговым (1972) для всей Сибири.

Для такого региона, как Западное Забайкалье, расположенного в глубине огромного Евразийского континента и отгороженного с многих сторон горными хребтами, где общие планетарные похолодания отразились слабее и по-иному, чем в Европе, Западной и Восточной Сибири, где практически слабо проявилось горное оледенение (только на обрамляющих хребтах), где влияние западных и восточных влажных воздушных переносов мало чувствовалось, не так просто наметить естественно-исторические рубежи, которые могли бы быть границей неогена и антропогена. Тем не менее, попытаемся рассмотреть и оценить эти рубежи применительно не только к Западному Забайкалью, но и к Прибайкалью и обосновать нижнюю границу четвертичной системы.

В Западном Забайкалье, где стратиграфия антропогеновых отложений разработана наиболее детально (Антропогеновые ..., 1964; Базаров, 1968; Вангенгейм, 1977 и др.), нижний (первый) из четырех указанных выше рубежей проходит под широко распространенным и характерным горизонтом красноцветных глин и супесей, выделенным в чикойскую (Антропогеновые ..., 1964) или толгойскую свиту – по Н.А.Логачеву (1968). Многими исследователями она была отнесена к нижнему эоплейстоцену по широко известной схеме В.И.Громова или верхнему плиоцену по схеме МСК (Антропогеновые ..., 1964; Логачев и др., 1964; Базаров, 1968; Э.И.Равский,

1972; Вангенгейм, 1977). Красноцветы по условиям залегания представляют собой отложения преимущественно склонового ряда, а по генезису относятся к делювиальным и пролювиально-делювиальным образованиям. Они в большинстве своем являются продуктами недавнего переотложения красноцветной коры выветривания, в них много щебня и дресвы местных пород, мощность их колеблется от 2-3 до 15-20 м.

Границы этой свиты в опорных разрезах позднего кайнозоя Западного Забайкалья (у фермы Береговая, у горы Тологой, в Улан-Удэ, на Итанце, в Иволгинской впадине и других местах) очень четкие, если она залегает на кристаллических (главным образом гранитах) и осадочных породах мезозоя или структурной коре выветривания. Менее ясны взаимоотношения свиты с неогеновыми отложениями, так как не удается наблюдать непосредственного контакта с ними. Перекрывается чикойская свита мощной светло-серой толщей эоплейстоцен-плейстоценовых песков и супесей, реже - песками и галечниками (Иволгинская впадина) или красновато-бурыми суглинистыми и супесчаными склоновыми отложениями (итанцинский опорный разрез).

Красноцветный горизонт или красноцветная формация Забайкалья, по Н.А.Логачеву (1968), занимает вполне четкое стратиграфическое положение в разрезе позднекайнозойских отложений. По составу и условиям образования он резко отличается как от неогеновых, так и от заведомо четвертичных отложений. Характерный красно-бурый цвет и субазальный характер осадков, карбонатность, наличие в них невыветрелых обломков коренных пород (гранитов и эффузивов), гидрослюдистый состав глинистой фракции свидетельствуют о сухом и довольно жарком климате, существовавшем в то время. Это подтверждается составом фауны мелких и крупных млекопитающих, собранной в отложениях чикойской свиты у фермы Береговая, в г.Улан-Удэ, у горы Тологой и с.Хаян.

Фауна красноцветных глин, суглинков и песков, выделена Э.А.Вангенгейм (1977) (и дополнена М.А.Ербаевой - см. Базаров и др., 1976) в чикойский комплекс, в состав которого входят следующие виды и роды: Lagomorpha: *Ochotonoides complicidens* Teilhard, *Penta-Lagini* gen.? *Pliolagus* sp., *Ochotona gromovi* Erbaeva, *O. minor* Erb., *O. intermedia* Erb. Rodentia: *Cricetulus* sp., *Citellus* sp., *Marmota* sp., *Mimomys* cf. *reidi* Hinton, *Mimo-*

*mys pliocaenicus* Feifar, *Miomys pseudintermedius* Erbajeva, *Prisipheus* ex gr. *praetingi*, *Villanyia eleonorae* Erbajeva, *Villanyia laguriformes* Erbajeva, *Sinocastor* cf. *zdanskii* Young, *Sicista pliocaenic* Erb. Insectivora: *Sorex mirabilis* Ogn. *Bermendia Fissidens* Petenyi, *Petenya hungarica* Kormos. Carnivora: *Canis* cf. *chibliensis minor* Teilhard et Piveteau, *Nystereutes* cf. *sinensis* (Schlosser), *Hyaena* cf. *Licenti* Pei, *Euryboas* sp., *Felis* (Linx) *shansius* Teilhard, *Acinonyx* sp., *Felis* (*Puma*) sp.; Perissodactyla: *Hipparion* ex gr. *houfenense* Teilhard et Piveteau, *H. tchikoicum* Ivanijev, *Dicerorhinus* sp.; Artiodactyla: *Palaeotragus* sp., *Gazella* cf. *sinensis* Teilhard et Piveteau, *Antilospira* sp. Значительное место в фауне занимают виды и роды аридных зон (*Gazella sinensis*, *Nyctereutes sinensis*, *Ochotonoides complicidens*, *Cricetinus* cf. *varians*), а также жирафы рода *Palaeotragus* и центрально-азиатские эндемики рода *Sinocastor*, *Hipparion*, *Felidae*, свидетельствующие о существовании своеобразных ландшафтов, напоминавших современные северные саванны с умеренно жарким, в летние месяцы, и засушливым климатом (Вангенгейм, 1977).

Фауна чикойского комплекса имеет довольно широкий возрастной диапазон. По зайцеобразным она сопоставляется по степени эволюционного развития с характерными и сходными формами из русциния и нижнего виллафранка, молдавского комплекса Восточной Европы (в широком объеме), битекейского - из Западной Сибири. По корнезубым полевым *Miomys* и *Villanyia* возможна корреляция с фауной нижнего виллафранка, битекейского, а также подпуск-лебяжьиного комплексов Западной Сибири и хапровского - из Восточной Европы. По остаткам хищников чикойская фауна близка в целом к русильону и виллафранку; по гиппарионам - со сходными формами раннего виллафранка и битекейской фауны. Анализ времени появления и исчезновения отдельных видов и родов в указанных выше возрастных пределах привели Э.А.Вангенгейм (1977) к выводу, что чикойский комплекс имеет геологический возраст нижний (возможно, начало среднего) эоплейстоцен.

Фауна чикойского комплекса представляет собой крупный и важный этап в развитии млекопитающих в позднем кайнозое. Ее становление связано с появлением и развитием 27 новых видов и родов, из которых 16 исчезли в конце нижнего эоплейстоцена. Это

говорит о том, что в его основании проходит очень четкий (первый снизу) биостратиграфический рубеж, на котором произошла массовая смена крупных и мелких млекопитающих. В 60-70-х годах он был принят в качестве нижней границы антропогеновой системы Э.И.Равским и др. (Антропогеновые ..., 1964), Д.-Д.Б.Базаровым (1968) и Э.И.Равским (1972). В последнее время красноцветы в разрезе у г.Тологой получили палеомагнитную характеристику и отнесены к эпохе Гаусса (Гнибиденко, Адаменко, 1976).

Красноцветные отложения широко распространены в других районах Внутренней Азии. В Западном Забайкалье с ними хорошо коррелируются темно-бурые, бурые глины и алевроиты Северной Монголии, где нижнюю границу антропогена Е.В.Девяткин (1981) проводит под красноцветами в разрезах Шамар, Бурал-Обо и Шара-Манхатай, в которых найдена фауна чикойского комплекса.

В местонахождении Орхон I и II также найдена фауна мелких млекопитающих, относящаяся к чикойскому комплексу. Она приурочена к аллювиально-пролювиальным отложениям 70-90-метровой террасы Орхона, которые в свою очередь прислонены к древним долинным базальтам, слагающим эту же террасу. Из верхних горизонтов этих базальтов получена калий-аргоновая дата  $3,1 \pm 0,2$  млн. лет. Более молодой поток базальтов 20-метровой террасы р.Орхон, вложенный в высокую 70-90-метровую террасу, датируется калий-аргоновым методом в  $1,8 \pm 0,1$  млн. лет. Таким образом, эоплейстоценовые отложения 70-90-метровой террасы с элементами фауны чикойского комплекса сформировались в интервале времени от  $3,1 \pm 0,2$  до  $1,8 \pm 0,1$  млн. лет.

Верхний поток базальтов Орхона I имеет обратную намагниченность (возможно, эпизод Маммут эпохи Гаусса), а базальты низкой террасы, охарактеризованные нормальной намагниченностью должны соответствовать эпизоду Олдувей, что вполне подтверждается калий-аргоновой датой  $1,8 \pm 0,1$  млн. лет. Абсолютные даты и палеомагнитная привязка нижнеэоплейстоценовых отложений северомонгольских разрезов позволяет установить границу неогена и антропогена на уровне 2,9-3,0 млн. лет (Девяткин, 1981).

Красноцветные отложения Западного Забайкалья сопоставляются с харанцинской свитой острова Ольхон, представленной однородной толщей слабо известковистых, песчанистых глин красновато-шоколадного цвета с примесью мелкой дресвы и щебня. Эта свита была включена Н.А.Логачевым и др. (1964) в единую красноцветную формацию

нижнего эоплейстоцена юга Восточной Сибири и Забайкалья, а О.М.Адаменко (исходя из наличия двух красноцветных горизонтов в плиоцене) отнес их к верхним красноцветам и датировал верхним плиоценом.

Харантинская фауна, в составе которой преобладают представители родов мимомис, вилланий и корнезубых цокоров, близка к формам чикойского комплекса (Береговая и Шамар, МНР), в ней также имеются элементы подпуск-лебяжьинского фаунистического комплекса, что позволяет датировать возраст вмещающих глин первой половиной верхнего плиоцена (Плиоцен ..., 1982). Палеомагнитные исследования харантинской свиты позволяют отнести ее к нижней части эпохи Гаусса, в диапазоне около 2,9-3,32 млн. лет (Гнибиденко, Адаменко, 1976; Плиоцен ..., 1982).

В.Д.Мац вслед за В.В.Меннером и др. (1972) предлагает три возможных варианта неоген-четвертичной границы в отложениях острова Ольхон. Вариант С (на уровне 3,5 млн. лет) он проводит между харантинской свитой и сасинской толщей, вариант В (на уровне 1,8 млн. лет) - между харантинской и нурганской свитами, вариант А (на уровне 0,8 млн. лет) - внутри последней. Из трех возможных вариантов наиболее приемлемой, по В.Д.Мацу, является граница между харантинской и нурганской свитами, которая знаменуется четко выраженной сменой типа осадков (глины сменяются песчаными отложениями), а также преобладанием корнезубых полевок и отсутствием цокоров. На этом же уровне происходит обеднение малакофауны.

В Западном Прибайкалье (Предбайкалье) по стратиграфическому положению к красноцветам Западного Забайкалья и Северной Монголии близки подтоксские отложения - красно-бурые суглинки, супеси и галечники, сцементированные красно-бурой глиной, которые отнесены О.М.Адаменко (Структура ..., 1976) к "охристой свите" или верхним красноцветам. В этих отложениях найдена в основном полевковая (микротидная) фауна мелких млекопитающих, состоящая исключительно из корнезубых полевок родов виллания и мимомис, сходная с формами подпуск-лебяжьинского фаунистического комплекса. Подтоксские отложения по фауне датируются второй половиной раннего эоплейстоцена или верхним плиоценом. Палеомагнитные исследования, проведенные З.Н.Гнибиденко и О.М.Адаменко (1976), обнаружили обратную первичную намагниченность пород, которую, исходя

из возраста фауны, можно интерпретировать как начало эпохи обратной полярности Матуяма (1,8–2,43 млн. лет). Граница неогена и антропогена здесь должна проходить по подошве грубых охристых отложений подтоксской свиты, представляющих собой орогенную формуцию необайкальского цикла тектонического развития (Структура... , 1976). Где же проходит первый рубеж в разрезах позднего кайнозоя межгорных впадин Прибайкалья (Байкальской рифтовой зоны)? Красноцветные отложения сопоставляются с отложениями аносовской ("охристой") свиты, распространенной в Тункинской и Южно-Байкальской впадинах (Антропогеновые ... , 1964; Логачев и др., 1964; Равский, 1972). Свита состоит из слабосцементированных конгломератов, валунно-галечных и грубозернистых песчаных отложений, а также алевролитов и глин. Характерной особенностью этой свиты является повышенное насыщение их гидроокислами диагенетического и терригенного железа, обуславливающего своеобразную охристую окраску (Логачев, 1968). Нередки в свите желтовато-серые, бурные и темно-бурные породы (Белова, Ендрихинский, 1980). Валунно-галечниковые отложения распространены преимущественно в прибортовых частях Тункинской и Южно-Байкальской впадин, а в сторону их центральных частей они замещаются алевролитопесчаными толщами. Мощность отложений аносовской свиты колеблется от нескольких десятков до 500 и даже 700–1000 м (Литология ... , 1972).

В одной из линз обожженных крупнозернистых песков, залегающих внутри валунно-галечных дельтовых отложений на р.Шанхайхе (южное побережье Байкала) обнаружены остатки мелких млекопитающих, представленных, по определению Р.С.Адаменко, исключительно корнезубными вилланийными и мимомисными формами, близкими к таковым из местонахождений Западного Прибайкалья, Забайкалья, Северной Монголии и характерными для подпуск-лебяжьинского фаунистического комплекса. Несколько более молодая фауна собрана в верхних частях разреза свиты, обнажающихся на речке Замараиха, на Ёловской перемычке между Тункинской и Торской впадинами. Наличие в ней представителей прогрессивных родов, таких как пролагурус и аллофайомис, позволяет считать ее аналогом раздольинского фаунистического комплекса и датировать верхи аносовской свиты серединой и верхней половиной плиоцена (Адаменко и др., 1975).

Палинологические исследования В.А.Беловой (1975) показали, что во время формирования свиты существовали хвойно-широколист-

венные леса со значительным количеством травянистых степных форм. Присутствие в спектрах пыльцы тсуги, пихты и ели, ореха, граба, дуба, ильма, лапины, лещины, липы свидетельствует о достаточно влажном и умеренно теплом климате и позволяет датировать анососкую свиту началом среднего плиоцена – верхним плиоценом, возможно, началом плейстоцена.

В последнее время в результате новых исследований и новых находок фауны анососкую свиту стали сопоставлять с ахаликской свитой (туфогенно-осадочной толщей по Н.А.Логачеву), сложенной базальтами, туфами, туфитами, туфопесчаниками, песками, конгломератами и брекчиями, мощностью до 200–250 м. Фауна мелких млекопитающих ахаликской свиты по данным Р.С.Адаменко очень близка к фауне верхней части анососской свиты. Растительность была лесостепной с элементами широколиственных пород (Белова, Ендрихинский, 1980). В отложениях свиты найден комплекс диатомей, характерных для плиоцена Прибайкалья (Черемисинова, 1973). Анализ соотношения географических групп и подгрупп родов во флорах и изменения состава древесных форм позволил установить В.А.Беловой (1975) и В.П.Гричук (1982) этапность в ее развитии и выделить ряд индикаторов климатических изменений. Так, четкий рубеж, проходящий по подошве анососской свиты Тункинской впадины, отмечается сменой типов флоры: "флора, носившая хотя и не очень резко выраженный субтропический характер, сменилась флорой умеренного типа" (Гричук, 1982, с.354), в которой термофильные элементы сильно сокращаются. Отмечаются еще тсуга, лещина, вяз, ильм, дуб; они в небольших количествах обычны в спектре зоплейстоценовых отложений сопредельных районов Восточной Сибири и Забайкалья. Роль панголарктических родов возрастает значительно – до 70 % и более. На этом рубеже во флоре Тункинской впадины и Южного Прибайкалья совершенно исчезают представители североамериканских и восточноазиатских географических групп родов, а американо-средиземноморско-азиатские и американо-восточноазиатские представлены по одному только роду.

В Боярском опорном разрезе охристые отложения – аналоги анососской свиты, залегают на зеленых и сизых глинах миоценового возраста. На границе охристых и зеленовато-сизых отложений происходит резкая смена растительности: исчезают экзотические и типично субтропические элементы (магнолия, таксодиевые, восковни-



ковые, сумах, нисса) и появляется современная растительность (Иметхенов и др., 1976).

Такое существенное изменение флоры характерно и для других районов Евразии. Даже для такой области, как Причерноморское побережье Кавказа, где в настоящее время пышно представлена субтропическая растительность, смена флоры была резкой. Так, на рубеже киммерия и кувальника совершенно исчезли многие представители тропических и субтропических, североамериканских, восточноазиатских, американо-восточноазиатских и американо-средиземноморско-азиатских географических групп.

Аносовская ("охристая") и ахаликская свиты, а также одно-возрастные им или близкие по возрасту грубообломочные породы в Баргузинской, Верхне-Ангарской и Муийских впадинах представляют собой отложения орогенной формации нижнего эоплейстоцена межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны. По данным Н.А.Логачева (1968), начиная с подошвы "охристой" (теперь аносовской) свиты происходит резкое поглубение осадков в разрезах кайнозоя Байкальского рифта, что соответствует началу резкого увеличения темпа и амплитуды неотектонических движений (новобайкальского этапа развития), эпохе резкой вертикальной дифференциации рельефа, интенсивного поднятия хребтов и опускания впадин, усиления размыва и сноса грубообломочных отложений. Этот главнейший естественно-исторический рубеж в верхнем кайнозое и был принят за нижнюю границу четвертичной системы (Логачев, Абрамова, 1958; Равский, 1972).

Приведенный выше материал показывает, что первый стратиграфический рубеж очень четко выражен в разрезах отложений верхнего кайнозоя Прибайкалья и Западного Забайкалья, отмечается резкой сменой фауны и флоры (не только в Забайкалье и Прибайкалье, но и по всей Сибири и в европейской части СССР). Он естественно связан с существенными изменениями природной среды, в первую очередь, с похолоданием климата.

Второй рубеж, выделенный Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажигиним (1972) должен был проходить внутри красноцветов чикойской свиты и грубообломочных отложений аносовской свиты межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны, но он не отмечается ни изменениями литологического состава, ни сменой фауны. Что касается мнения В.Д.Маца (Плиоцен ..., 1982) о разделении аносовской свиты на

две разновозрастные толщи: на **нижнюю** (собственно аносовскую свиту) и верхнюю, то такое расчленение возможно, но лишь в пределах установленного стратиграфического объема аносовской свиты (середина среднего – верхний плиоцен). Угловое несогласие и перерыв, о которых пишет В.Д.Мац, действительно имеют место в аносовских отложениях, но они являются элементами **внутриформационных** небольших размывов. Ведь нельзя забывать то, что аносовская и ахаликская свиты состоят преимущественно из **аллювиально-дельтовых** фаций, часть которых могла формироваться в подводных условиях или в условиях частой смены озерных и дельтовых обстановок. В свете этого выглядит искусственным сопоставление В.Д.Мацем **лижней** толщи – собственно аносовских отложений с **нижним** красноцветным горизонтом Ольхона, **имеющим** возраст – **нижний – средний** плиоцен.

Третий рубеж в Западном Забайкалье и Прибайкалье располагается стратиграфически ниже отложений с итанцинским фаунистическим комплексом. В итанцинском опорном разрезе отложения эти представлены пролювиально-делювиальными красновато-бурными, коричневатыми и белесыми карбонатизированными суглинками, залегающими в красноцветных глинах нижнего эоплейстоцена и перекрытыми палево-бурой супесью с дресвой и щебнем. Фаунистический комплекс состоит из *Ochotona tologoica* *Nabaeva*, *Ochotona* cf. *daurica* Pallas, *Cricetulus* (*Tscherscia*) *triton varians* (Zdansky), *Citellus* (*Urocitellus*) *itanzanicus* Zazhigin, *Mimomys* (s.l.) sp. (цементная), *Allactaga saltator transbaicalicus sibiricus* Erbaeva, *Eolagurus simplicidens sibiricus* Erb., *Prosilphneus* ex gr. *youngipseudarmandi* ?, *Sinocastor* sp., *Equus* ex gr. *sanneniensis* Teilhard et Piveteau (ранняя форма), *Itanzatherium angustirostre* *Beliajeva*, *Cervidae* gen.?, *Alces latifrons* (Johnson), *Gazella* cf. *sinensis* Teilhard et Piveteau, *Ovibovini* gen.?

Фауна этого комплекса отличается от **чихойской** присутствием в ней своеобразных и эндемичных форм: *Ovibovini*, *Equus sanneniensis*, *Itanzatherium angustirostre*, *Eolagurus simplicidens sibiricus*. По данным М.А.Ербаевой (1982), (она проводит границу неогена и квартера под итанцинским комплексом) в этой фауне отсутствуют зайцы, крупные пищухи, сократилось количество видов корнезубых полевок, формы *Villanyia*, *Prosilphneus* находятся на более прогрессивной стадии. Э.А.Вангенгейм (1982б) итанцинскую

фауну сопоставляет с кизихинской (частью раздолынской), одесской (псекупской) фаунами в СССР и верхним и, возможно, эпивиллафранком Европы. Геологический возраст - средний-верхний эоплейстоцен по принятой нами схеме, когда нижняя граница эоплейстоцена совпадает с вариантом А, а верхняя - проводится по варианту В схемы И.И.Краснова и Е.В.Никифоровой (1973). Во впадинах Западного Забайкалья и Прибайкалья третий рубеж проходит под мощной толщей слоистых песчаных отложений (100-200 м). Ниже этого рубежа залегают красноцветные отложения и грубообломочная мощная охристая толща аносовской свиты и ее аналоги. Следовательно, он четко отмечается сменой литологического состава пород, но фаунистического обоснования не имеет. По данным В.П.Гричука (1982), на этом рубеже умеренная флора аносовской свиты сменилась флорой, в которой кроме современной, была представлена только одна - американо-евроазиатская группа родов *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*.

Мощные песчаные отложения в настоящее время разделяются нами (Геоморфология ..., 1981) на две толщи: нижнюю, слагающую самую высокую аккумулятивную террасу (100-120 м - в Западном Забайкалье и 150-200 м - в межгорных впадинах Прибайкалья и Станового нагорья) и верхнюю (кривоярская свита). Последняя слагает нижнюю песчаную, кривоярскую террасу высотой соответственно от 40-60 до 60-100 м. Возраст нижней песчаной толщи (или высокой террасы) - вторая половина среднего и верхний эоплейстоцен, верхней толщи: нижний - середина среднего плейстоцена.

Четвертый рубеж Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажигина (1972), вероятно, приурочен к основанию верхней песчаной толщи - кривоярской свиты, расположен внутри мощных песков и фаунистического обоснования не имеет.

Таким образом, в Западном Забайкалье и Прибайкалье граница между неогеном и четвертичной системой может быть проведена на двух стратиграфических уровнях, т.е. на первом и третьем рубежах. Но анализ наиболее важных филетических линий эволюционного развития плиоцен-четвертичных млекопитающих Северной Евразии, проведенный Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажиговым (Вангенгейм, 1982а), показывает, что первый биостратиграфический рубеж, проходящий в основании красноцветных отложений Забайкалья, Северной Монголии и Прибайкалья и принятый нами за границу неогена и антропогена,

очень четко выражен и в основании молдавского фаунистического комплекса Восточной Европы, битекейского – Западной Сибири. На этом рубеже появляются 13 важных линий филетического развития млекопитающих Северной Евразии, тогда как выше стратиграфического рубежа, рекомендованного XXVI сессией МГК в Канаде (1972) в качестве границы неогена и четвертичной системы (она проводится под калабрийскими морскими отложениями Италии и континентальными отложениями Евразии с итанцинским, кизиханским, одесским и псекупским фаунистическими комплексами, под верхним виллафранком) намечается всего лишь четыре филетические линии.

Следовательно, первый биостратиграфический рубеж является началом крупного этапа в истории развития фауны млекопитающих, характеризующегося первым появлением корнезубых полевок *Villanuvia*, *Mimomys* и широкой адаптивной радиацией их, "миграцией в Евразию с других континентов слонов и лошадей, что оказало большое влияние на преобразование всей фауны крупных млекопитающих" (Вангенгейм, 1982а, с.337). И совершенно справедливо отмечает Э.А.Вангенгейм, что с "позиции биостратиграфии по млекопитающим этот рубеж был бы наиболее обоснованной границей между неогеновыми и антропогеновыми системами" (Вангенгейм, 1982а, с.337)<sup>\*</sup>.

На этом же уровне плиоцен–четвертичную границу в Европе на основании биостратиграфических данных проводят М.Кретцой, О.Фейффар, Х.Тобин, Б.Куртен, П.Самсон и К.Радулеску, Ж.Шалин и Ж.Мишо, А.Стюарт (Вангенгейм, 1982б).

Указанные выше два стратиграфических уровня, которые могут быть рассмотрены в качестве возможных вариантов границы неогена – антропогена не только для Западного Забайкалья и Прибайкалья, но и для всей северной Евразии, вполне соответствуют рубежам, фиксированным в морских и океанических разрезах: первый рубеж проходит под астием и пняченцой итальянских разрезов, под океанической зоной *Globorotalia miocenica* (абсолютный возраст 3,2–3,4 млн.лет), под акчагылом Каспия, второй – под калабрием Италии с арктическими иммигрантами моллюсков и бентосных фораминифер, в океанах – под зоной *Globorotalia truncatulinoides*, под апшеронскими отло-

<sup>\*</sup> В последних своих работах Э.А.Вангенгейм придерживается границы неогена–антропогена, рекомендованной XXVI сессией МГК в Канаде (1972 г.).

жениями Каспия (Нижи́форова, 1982). Эти рубежи соответствуют общим принципам, положенным в основу при проведении границ между системами в фанерозое, и рекомендациям XIII сессии МГК в Лондоне (1948 г.), согласно которым нижняя граница четвертичной системы должна иметь обязательное биостратиграфическое обоснование, опирающееся на изменение в морских фаунах (Нижи́форова, 1982). Поэтому следует рассмотреть и сравнить изменение океанической фауны планктонных фораминифер на указанных стратиграфических рубежах в океанах — в основании зон *Globorotalia miocenica*, *Globorotalia truncatulinoides*. Распределение наиболее важных в стратиграфическом отношении неоген-четвертичных видов и подвидов фораминифер с уровнями их появления и исчезновения, приведенное В.А. Крашенинниковым (1982), показывает, что на первом или нижнем рубеже происходит резкое изменение облика всего комплекса планктонных фораминифер, исчезает целая группа миоценовых и нижнемиоценовых видов (их I3) и появляются новые — 3 характерные формы. А на втором рубеже появляется только одна характерная для зоны форма — *G. truncatulinoides* и исчезает *Globorotalia tosaensis*.

Таким образом, многочисленные данные, характеризующие массовую смену и обновление фауны мелких и крупных млекопитающих, резкую смену растительности, а также изменения состава планктонных фораминифер, одной из самых распространенных групп морских и океанических организмов, показывают, что первый или нижний стратиграфический уровень более четко выражен и более обоснован, поэтому он нами принят за границу между неогеном и антропогеном. Крупные изменения в фауне и флоре, происшедшие на этой границе были прежде всего обусловлены существенным изменением природной среды, т.е. первым резким похолоданием климата, с которым связано возникновение крупных континентальных оледенений в северном полушарии около 3 млн. лет назад (оледенение Аляски и Исландии, возможно, горные оледенения, древние тиллиты в Сьерра-Неваде, датированные 2,7–3,1 млн. лет, Нижи́форова, 1982). Исследования изотопно-кислородным методом керн скважины V-28-179 (Центральная Пацифика), проведенные Шеклтоном и Опдайком, показывают, что отчетливые ледниковые — межледниковые колебания климата Земли, вернее резкие похолодания и потепления были характерны для последних 3,2 млн. лет, начало которых приблизительно совпадает с границей неогена и антропогена на обсуждаемом нами рубеже (Кинд, 1982).

Второй стратиграфический рубеж, рекомендованный XXVI сессией МГК в Канаде (1972) в качестве нижней границы четвертичной системы оказался значительно хуже обоснован биостратиграфически. В этом мы уже убедились, исходя из анализа изменения состава млекопитающих и морской фауны. Он у нас вызывает ряд существенных замечаний в связи с проведением этой границы на уровне эпизода Олдувей (1,8 млн. лет), с появлением новых абсолютных дат для итальянского калабрийского разреза Врика (2,0-2,1, 3,4 млн. лет), с неувязками сопоставления калабрия с океанической зоной *Globorotalia truncatulinoides* по абсолютному возрасту и фауне, а также с принятием фауны арктических иммигрантов в калабрийских разрезах как критерия установления первого ухудшения климата в неогене. Все это выходит за рамки темы настоящей статьи и требует особого обсуждения.

#### Литература

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза. - В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с.44-45.

Антропогеновые отложения юга Восточной Сибири / Э.И.Равский, Л.П.Александрова, Э.А.Вангенгейм и др. М.: Изд-во АН СССР, 1964. 192 с.

Базаров Д.-Д.Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ: Буркнигиздат, 1968. 165 с.

Базаров Д.-Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 147 с.

Белова В.А. История развития растительности котловины Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1975. 140 с.

Белова В.А., Ендрихинский А.С. Палинологическое обоснование стратиграфии неогеновых отложений Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Палинология Сибири. М.: Наука, 1980, с.84-92.

Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауна млекопитающих Сибири и неоген-четвертичная граница. - В кн.: Международ. коллоквиум по

пробл. "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: 1972, т.2, с.263-277.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 170 с.

Вангенгейм Э.А. Обзор фаунистических комплексов и фауны территории СССР. - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982а, с.265-282.

Вангенгейм Э.А. О принципах построения биостратиграфических шкал (по млекопитающим). - В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982б, с.45-53.

Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Д.-Д.Б.Базаров, И.Н.Резанов, Р.Ц.Будаев и др. М.: Наука, 1981. 198 с.

Гнибиденко З.Н., Адаменко О.М. Магнитостратиграфический разрез верхнеплиоценовых отложений Прибайкалья. - В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1976, с.58-74.

Гричук В.П. Флора и растительность. - В кн.: Четвертичная система. Стратиграфия СССР. М.: Недра, 1982, полутом I, с.337-373.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. М.: Наука, 1981. 192 с.

Ербаева М.А. К вопросу о границе неогена и квартера. - В кн.: Тезисы докладов XI Конгресс ИНКВА. М., 1982, т.I, с.98-99.

Иметхенов А.Б., Савинова В.В., Базаров Д.-Д.Б. О возрасте и составе кайнозойских отложений Боярского разреза на юго-восточном побережье озера Байкал. - В кн.: Стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1976, с.71-96.

Кинд Н.В. Абсолютная геохронология четвертичной системы. - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982, с.129-148.

Краснов И.И., Никифорова К.В. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы уточнения по материалам последних лет. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973, с.61-73.

Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / В.Н.Мазиллов, Т.К.Ломоносов, В.М.Климанова и др. М.: Наука, 1972. 119 с.

Логачев Н.А., Абрамова Т.К. Некоторые особенности геологии кайнозойских отложений юго-восточной части Иркутского амфитеатра. Тр/ВСФ СО АН СССР, сер. геол. Иркутск, 1958, вып. 14, с. 23-30.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.Н., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 139 с.

Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. - В кн.: Байкальский рифт. М.: Наука, 1968, с. 72-101.

Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, с. 3-17.

Никифорова К.В. Граница между неогеновой и четвертичной (антропогеновой) системой. - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра, 1982, с. 95-109.

Плиоцен и плейстоцен Среднего Байкала / Мац В.Д., Покатилов А.Г., Попова С.М. и др. Новосибирск: Наука, 1982. 192 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.

Структура и история развития предбайкальского предгорного прогиба. М.: Наука, 1976. 134 с.

Черемисинова В.А. Диатомовая флора неогеновых отложений Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.

А.С.Ендрихинский

СОБЫТИЯ ПОЗДНЕГО ПЛИОЦЕНА - РАННЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА  
НА ТЕРРИТОРИИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ  
И СОСЕДНИХ РАЙОНОВ

Развитие Байкальской рифтовой зоны связано с новейшей орогенной активизацией, особенно интенсивно проявившейся в позднем кайнозое. Значительными явлениями этого времени были дифференцированные тектонические движения, формирование рифтогенных впадин, вулканизм, многоэтапное и в целом глубокое эрозионное расчленение горных хребтов. Все эти явления представлены в регионе



сложным контрастным рельефом и мощными осадочными толщами, составляющими в совокупности позднеорогенную континентальную моласу.

### Последовательность и корреляция событий эоплейстоцена

В среднем плиоцене накануне позднеорогенного этапа развития Байкальской рифтовой зоны на территории Прибайкалья и Забайкалья имел место режим относительного тектонического покоя, в условиях которого низко-среднегорный рельеф испытывал денудационное выравнивание (Нагорья ..., 1974). Вместе с тем, в отдельных районах рассматриваемой территории, в частности на хр.Удокан и на Витимском плоскогорье, проявился интенсивный вулканизм. По данным Г.П.Багдасарьяна и др. (1981), в интервале 2,7-5,8 млн. лет сформировалась большая часть разреза лавовой толщи Удоканского вулканического плато. На левобережье р.Витим, ниже пос.Романовка, в интервале 3,4-4,7 млн. лет активно действовал вулкан Лопатина. В бассейне р.Джигитды-Амалатской калий-аргоновая дата 2,0 млн. лет определена для базальтов вулкана Якша.

В бассейне р.Селенги на протяжении второй половины плиоцена существовал горно-котловинный рельеф, периодически осложняемый тектоническими подвижками и эрозионным расчленением. Одна из ранних фаз эрозионного расчленения на этапе позднеорогенной активизации представлена на отдельных участках р.Селенги и ее крупных притоков значительно углубленными долинами, выполненными ожелезненным галечниковым аллювием и погребенными под четвертичными речными отложениями (Нагорья ..., 1974). В бассейне р. Джигды древний галечниковый аллювий в переуглубленных долинах погребен под потоками базальтовой лавы мощностью до 150 м. Возраст базальтов по результатам калий-аргонового анализа колеблется от 3,0 до 5,5 млн. лет (Багдасарьян и др., 1981). Излияния базальтовой лавы непосредственно в долины рек Джиды, Хамнея, Дархинтуя и других обусловили подпор стока и образование больших подпружных озер. В озерах накапливались пески и илы мощностью 20-40 м.

На Витимском плоскогорье, в верховье р.Большой Амалат (близ

устья р.Хойгот) древний галечный аллювий залегает под базальтовым покровом с возрастом 3,5 млн. лет. В береговом обнажении Хойготского разреза можно видеть, что отдельные валуны и галька древнего аллювия вплавлены в подошву лавового покрова. Эти отложения, по-видимому, так же как и галечниковый аллювий переуглубленных долин в бассейне р.Селенги, представляют одну из фаз эрозионно-аккумулятивной деятельности рек середины плиоцена (а точнее, второй половины среднего плиоцена).

В подножье низко-среднегорных возвышенностей и на бортах межгорных впадин в середине плиоцена существовали широкие и полого наклоненные денудационные равнины-педименты, на которых формировались красноцветные коры выветривания (Ендрихинский, 1978). Накануне позднеорогенной активизации, когда в регионе происходили локальные тектонические подвижки и периодическое эрозионное расчленение, а также на ранних фазах активизации красноцветные продукты выветривания перетлагались с педиментов либо к местным базисам эрозии, либо в пределы погружающихся впадин. При этом происходило образование делювиально-пролювиальных шлейфов (разрезы Ильча, Подток, Итанца, район машиностроительного завода в г.Улан-Удэ и др.). В отложениях шлейфов на разрезах Береговая, Тологой, Итанца обнаружены остатки ископаемой фауны чикойского-битекейского комплекса: поздние формы гиппарионов, газеллы, антилопы, енотовидная собака, разнообразные виды зайцеобразных и др. (Ербаева, 1970; Вангенгейм, 1977).

Перетложенные красноцветные продукты выветривания в настоящее время встречаются на уровне высоких педиментов на территории Станового нагорья, Витимского плоскогорья, Байкало-Патомского нагорья. В крупных речных долинах красноцветы приурочены к высоким террасовидным ступеням в интервале абсолютных высот от 800-1000 до 1200-1400 м. Выступая в качестве своеобразных осадочных образований, красноцветы фиксируют рельеф, существовавший накануне позднеорогенной активизации Прибайкалья и Забайкалья. Именно к этому рельефу и в частности к уровню высоких педиментов приурочены базальтовые покровы хребта Удокан. И, по-видимому, в то время, как на территории хребта Удокан и Витимского плоскогорья вулканизм вступил в фазу угасания и узкой локализации, на территории Прибайкалья началась ранняя стадия позднеорогенной активизации.

Первые проявления активизации характеризовались значительным погружением многих рифтогенных впадин (Чарской, Муйской, Верхне-Ангарской, Баргузинской, Мондинской), интенсивным эрозийным расчленением низко-среднегорных возвышенностей и формированием нескольких осадочных свит охристой молассы. Так, в Тункинской и Южно-Байкальской впадинах началось накопление отложений аносовской свиты, ряд разрезов которой (Ильча, Монды, Шанхайха, Анчук) содержит остатки ископаемой фауны хапровского комплекса (Адаменко и др., 1975). В Западном Прибайкалье аналогичная фауна характеризует подтокскую свиту (Адаменко и др., 1980). На территории Витимского плоскогорья и Станового нагорья одновозрастной является чининская свита, опорные разрезы которой изучены нами в Бамбуйской, Алакарской, Чининской и других впадинах, а также по долинам рек Витимкана, Ципикана, Джэтинды, Амалата, Холоя, Витима (Ендрихинский, 1980; Решения ..., 1981).

Время существования битекейского и хапровского фаунистических комплексов на территории Южной Сибири характеризуется, как известно, сменой гиппарионовой, собственно неогеновой фауны на фауну лошадей и слонов позднего плиоцена и плейстоцена. Эта смена почти совпадает с границей между палеомагнитными эпохами Гаусса и Матуяма на геохронологическом уровне - 2,43 млн. лет назад (Четвертичная ..., 1982). Сопоставление биостратиграфических и палеомагнитных данных позволяет, таким образом, решить важную для геологической истории Прибайкалья задачу, а именно - определить время проявления ранних стадий позднеорогенной активизации (2,0-2,5 млн. лет) и связанных с ней процессов рифтогенеза, осадконакопления и рельефообразования. Это время, как отмечалось, характеризуется угасанием вулканической активности в пределах Байкальской рифтовой зоны, и данное обстоятельство, наряду с фаунистически охарактеризованными охристыми свитами, является превосходным историко-геологическим репером при поисках границы между неогеном и четвертичным периодом.

Примечательной особенностью свит охристой молассы является их генетическая обособленность как от красноцветов среднего плиоцена, так и от сероцветных отложений плейстоцена. Вместе с тем, охристые свиты Байкальской рифтовой зоны весьма отличаются от осадочных толщ плейстоцена также значительными тектоническими деформациями (разрезы Тошка, Анчук, Ильча, Шанхайха, толща ман-

зурского аллювия в древней долине Западного Прибайкалья). Формирование манзурской свиты завершилось во время существования таманской и частично тираспольской фауны млекопитающих. Об этом свидетельствуют остатки лесного слона, носорога Мерка, лошади, по форме близкой мосбахской, найденные в ангинском аллювии манзурской свиты (Логачев и др., 1964; Равский, 1972). Следовательно, тектонические деформации, обусловившие деструкцию и распад речной сети Западного Прибайкалья, имели место на границе между палеомагнитными эпохами Матуйма и Брунес, т.е. примерно 0,6–0,8 млн. лет назад.

На территории Станового нагорья позднеплиоценовая речная сеть и связанные с ней отложения чининской свиты прослеживаются от района Северного Прибайкалья в восточном направлении до Кодаро-Удоканского района. Анализ особенностей распространения и геоморфологического положения отложений чининской свиты показывает, что они приурочены к рельефу явно дочетвертичного облика, а именно – к региональному геоморфологическому уровню высоких педиментов. В западных районах Станового нагорья, в частности на левобережье р.Витим, этот уровень значительно разрушен эрозионными и денудационными процессами и в рельефе представлен редкими фрагментами высоких педиментов. На правобережье р.Витим остатки высоких педиментов более многочисленные и занимают сравнительно большую площадь. На восточной окраине Станового нагорья, а также в бассейне среднего и верхнего течения р.Олекмы высокие педименты образуют обширные геоморфологические ландшафты, слабо преобразованные экзогенной деструкцией. Указанные особенности распространения высоких педиментов позволяют предположить миграцию с запада на восток по территории Станового нагорья процессов орогенной активизации и рифтогенеза. Судя по отсутствию мощных осадочных толщ охристой молассы на территории бассейна среднего течения р.Олекмы (при локальном распространении плейстоценовых отложений), новейшее горообразование здесь характеризуется еще начальной стадией.

Время существования фауны ископаемых млекопитающих таманского комплекса по палеомагнитной шкале позднего кайнозоя примерно соответствует интервалу 0,7–1,0 млн. лет (Четвертичная..., 1982). На территории Тункинской впадины два разреза вулканогенно-осадочных образований – Хобок и Замаираха, – охарактеризован-

ные фауной мелких млекопитающих таманского комплекса, представляют ахаликскую свиту верхней половины верхнего плиоцена (Решения. . ., 1981). В Итанцинской впадине, на территории Западного Забайкалья, в разновозрастных делювиально-пролювиальных отложениях обнаружены остатки саньмэнской лошади ранней формы, эндемичного итанцинского носорога, газели китайской, лося широколобого, корнезубых полевок мимомисного типа и др. (Базаров и др., 1976, Вангенгейм, 1977).

Генетически различные отложения в разных районах Прибайкалья и Забайкалья свидетельствуют о сложной структуре палеоландшафтов в конце плиоцена. В условиях нарастающих и в общем интенсивных тектонических движений в отдельных районах происходила перестройка речной сети. Так, на западном борте Байкальской впадины и на юго-западной окраине Приморского хребта сбросами и сбросо-сдвигами был деформирован продольный профиль древней речной долины пра-Манзурки (Логачев и др., 1964). В результате был прерван сток вод из Байкала, а в долине пра-Манзурки прекратилось формирование манзурской свиты.

Горообразование на Восточном Саяне в конце плиоцена сопровождалось локальным вулканизмом (Киселев и др., 1979). В верхнем течении р.Уды базальтовые покровы указанного возраста залегают на аллювии 100-120-метровой террасы. В Тункинской впадине на разрезе Хобок базальты перекрывают мощную толщу пролювиальных отложений, содержащих фауну таманского комплекса. В долине р.Калар, на территории Северного Забайкалья З.Н.Киселева (1968) датировала концом позднего плиоцена - началом плейстоцена базальтовые покровы на террасе высотой 240-270 м. Указанные и ряд других проявлений вулканизма, по-видимому, и завершают неогеновый период, но из-за малых масштабов вряд ли могут считаться значительными историко-геологическими реперами. Однако анализ последовательности геологических событий эоплейстоцена показывает, что угасание вулканизма на территории Байкальской рифтовой зоны и соседних районов в общем совпало с начальной стадией качественно нового режима осадконакопления и рельефообразования. В связи с этим следует проследить особенности развития и смены природных обстановок конца неогена - начала четвертичного периода.

## Палеоландшафты эоплейстоцена

Возвращаясь к этапу относительного тектонического покоя в середине плиоцена, необходимо отметить, что палеоландшафты этого времени достаточно полно реконструируются по результатам изучения осадочных толщ на нескольких участках Прибайкалья и Забайкалья. На северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны, как отмечалось, в интервале 2,7–5,8 млн. лет сформировалась большая часть разреза вулканогенной толщи хребта Удокан. На территории последнего и, в частности в бассейне верхнего течения рек Канксы и Верхнего Ингамакита, В.А.Белова и соавторы (1969) описали базальты мощностью 300–400 м и залегающие под ними коричневато-серые конгломераты аллювиально-пролювиального генезиса мощностью 3–4 м. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из конгломератов, представлены пыльцой ели, пихты, тсуги, сосны, кедра сибирского, лещины и редкими пыльцевыми зёрнами дуба, ореха, граба. По составу комплекса возраст конгломератов был определен как эоплейстоценовый. Однако анализ геологической ситуации описанного участка и серия калий-аргоновых датировок вулканогенной толщи хребта Удокан позволяют относить выделенный спорово-пыльцевой комплекс к среднему плиоцену (по схеме МСК). Присутствие в составе древней флоры темнохвойных и, в меньшем количестве широколиственных форм указывает на существование в среднем плиоцене на территории Удоканского вулканического района в общем горного расчлененного рельефа, обусловившего высотную дифференциацию растительных поясов. По данным С.В.Рассказова (1982), на этапе активного вулканизма рассматриваемый район характеризовался действительно достаточно высоким гипсометрическим положением – до 1000–1200 м. В позднем плиоцене, на этапе угасания вулканизма, абсолютная высота района, по-видимому, достигала 1500 м. Заметим, что в настоящее время подошва Удоканской вулканогенной толщи расположена на высоте, близкой к 1600 м, а поверхность вулканического плато – на высоте 2000–2200 м.

На территории Западного Забайкалья в раннем эоплейстоцене (по шкале ГИНа, Громов и др., 1969 г.) господствующими палеоландшафтами были степи, однако на северных увлажненных склонах горных хребтов существовали лесостепи (Базаров и др., 1976).

В среднем эоплейстоцене рельеф района почти не изменился, а климат стал более влажным и умеренно холодным. На фоне степных и лесостепных палеоландшафтов обширные участки занимали темнохвойные леса с примесью березы. Иначе говоря, с течением времени облесённость Западного Забайкалья увеличивалась.

В Джидинском районе Западного Забайкалья, по данным И.В. Антощенко-Оленева (1975), климат в плиоцене характеризовался чередованием влажных и сухих эпох. Накануне излияния "долинных" базальтов по рекам Джиды, Хамней, Дархинтуй сформировались толщи обохрещенных аллювиальных отложений, сопоставляемые с окристой свитой Тункинской впадины. Как предполагает названный исследователь, эрозионное расчленение Джидинского района, и последующее накопление в углубленных долинах окристых отложений имело место в период увлажнения климата. Как показывает анализ геологической ситуации района вулканизма и результаты калий-аргонового датирования базальтовых лав, интенсивная эрозионно-аккумулятивная деятельность древних рек здесь имела место в середине плиоцена (как и на Витимском плоскогорье). Излияния базальтовых лав в речные долины обусловили появление подпрудных озер и связанных с ними озерных осадков. Судя по спорово-пыльцевым спектрам озерных отложений, в среднем плиоцене в бассейне р. Джиды были широко распространены степные палеоландшафты с небольшими лесными участками по узким долинам и на северных склонах гор (сосна, лиственница, тсуга, ель, береза). Спектры показывают также, что климат в это время был умеренно теплым, ксеротическим, т.е. засушливым.

В Байкальской котловине, по данным В.А. Беловой (1975), в первой половине среднего плиоцена растительность имела горный облик с четкой высотной дифференциацией: липа, граб, орех, дуб, лещина - в нижнем поясе гор, обрамляющих котловину, и тсуга, пихта, ель, сосны - в верхнем поясе гор. В раннем эоплейстоцене на западном и восточном побережье древнего Байкала были широко распространены степные палеоландшафты. По долинам рек и на влажных горных склонах в южной части котловины росли темнохвойные леса с тсугой и небольшим количеством широколиственных пород. В северной части Байкальской котловины в состав придолинных лесов входили кедр сибирский и сосна; широколиственные породы были представлены орехом, дубом, буком, кленом, лещиной, лапиной, грабом

(разрез Топка́ близ пос. Нижнеангарска) (Ендрихинский, 1981).

На территории Витимского плоскогорья изменения климата и смена палеоландшафтов во второй половине плиоцена установлены по результатам изучения чининской свиты (Ендрихинский, 1967). Для разрезов свиты характерно чередование аллювиальных, озерных, пролювиальных и коллювиальных отложений, при этом в нижней части разрезов преобладают грубообломочные аллювиальные фации, в средней части разрезов – пролювий и коллювий коричневатого цвета, а в верхней части – преимущественно аллювиально-озерные отложения. По времени формирования аллювиальные отложения нижней части чининской свиты предшествовали вулканическим извержениям в бассейне р. Большой Амалат, где, как отмечено, под базальтовым покровом с возрастом 3,5 млн. лет залегает грубообломочный аллювий. В спорово-пыльцевых спектрах подбазальтовых отложений выделяются лещина, орех, дуб, липа, бук, граб, а также тсуга, ель и сосна. Аналогичный состав растительности характерен для времени формирования грубообломочных аллювиальных фаций нижней части разреза чининской свиты в Бамбульской, Алакарской, Горбылокской, Чининской впадин, а также в бассейнах рек Джалинды и Холоя. По палинологическим данным климат ранних стадий формирования чининской свиты представляется теплым и достаточно влажным.

Во время формирования средней части разреза чининской свиты (с преобладанием коллювиальных и пролювиальных отложений) палеоландшафты северных районов Витимского плоскогорья были, как и в среднем плиоцене, преимущественно лесными. В составе хвойных лесов значительно возросло участие тсуги. Но в южных районах плоскогорья широко распространенными были степи и лесостепь. Палеоландшафты двух последних типов, в отличие от бассейна р. Селенги, существовали эпизодически и в течение коротких интервалов времени, в то время как на Становом нагорье они отсутствовали, по-видимому, на протяжении всего плиоцена.

Отложения верхней части разреза чининской свиты (по генезису аллювиально-озерные) содержат спорово-пыльцевые спектры темнохвойной тайги с небольшим участием широколиственных – клена, дуба, липы. Аналогичные спектры установлены в отложениях разрезов Замараиха и Хобок, в Тункинской впадине, где О.М. Адаменко и соавторы (1975) обнаружили остатки мелких млекопитающих таманского фаунистического комплекса. Примечательной особенностью от-



ложений этого времени является смена окраски от охристой или коричневатой-серой к преимущественно серой.

Смена литогенетических особенностей отложений в конце плиоцена явилась следствием усложнения палеогеоморфологических и палеоклиматических условий. Естественно, что последние на протяжении позднего плиоцена существенно повлияли и на состав растительности. По данным В.А.Беловой (1975), резкие изменения в составе флоры на территории Байкальской рифтовой зоны начались в раннем эоплейстоцене (по схеме ГИНА, Громов и др., 1969). И если предположить, что рельеф региона в это время в целом был еще слабо расчлененным, то основной причиной состава растительности были колебания климатических условий. Эти колебания были еще слабыми и носили возвратный характер. Об этом можно судить по восстановлению состава флоры в среднем эоплейстоцене. Однако в растительности необратимо нарастало количество родов и видов панголь-арктических ареалов. В конце среднего эоплейстоцена флора лишилась американо-евразийских, американо-средиземноморско-азиатских и американо-восточноазиатских фитогеографических комплексов. Начиная с позднего эоплейстоцена родовой состав древесной флоры уже не претерпевает существенных изменений.

В конце эоплейстоцена - начале плейстоцена рассматриваемый регион характеризовался преимущественно среднегорным рельефом. Дифференцированные вертикальные движения обусловили различное гипсометрическое положение межгорных котловин. По-видимому, начиная с этого времени, все более высокое гипсометрическое положение занимали многие впадины Витимского плоскогорья (Баунтовская, Джилдинская, Еравнинская и др.). В то же время территория бассейна р.Селенги в целом испытывала общие колебания земной поверхности, вследствие которых осадконакопление в межгорных впадинах имело прерывистый характер. Но продолжительность отдельных этапов осадконакопления и разделяющих перерывов была, по-видимому, достаточно велика. Так, накануне и в течение этапа формирования кривоярской свиты Западного Забайкалья (в целом охватывающего ранний и средний плейстоцен, по схеме МСК) имели место продолжительные перерывы, совпадавшие с периодами засушливого климата. Один из таких перерывов совпал со временем существования итанцинского фаунистического комплекса, в составе кото-

рого многочисленными были представители фауны центрально-азиатских аридных палеоландшафтов (Вангенгейм, 1977). В период развития тологойского фаунистического комплекса, следовавшего за итандинским, в Западном Забайкалье также весьма распространены были млекопитающие горно-степных районов Монголии. При этом, отмечает Э.А.Вангенгейм, особое своеобразие забайкальской фауны придавали центрально-азиатские эндемики – саньмэнская лошадь винторогая антилопа, тологойский носорог, мигрировавшие в позднем эоплейстоцене – раннем плейстоцене в Забайкалье и в соседние с ним районы Южной Сибири.

На территории Витимского плоскогорья и Станового нагорья в эоплейстоцене и раннем плейстоцене (по схеме ГИНА, Громов и др., 1969) господствовали хвойные леса, в которых в зависимости от теплых и холодных палеоклиматических веков варьировали широколиственные и мелколиственные древесные формы. При этом, как показывают спорово-пыльцевые спектры из эоплейстоценовых отложений, на развитие флоры периодически влияли изменения климата забайкальско-монгольского региона (в частности, колебания режима увлажнения) и связанное с ними локальное распространение степных палеоландшафтов. Однако поднимающееся Становое нагорье ограничивало расширение флористических и фаунистических ареалов центрально-азиатского региона и, в свою очередь, обусловило формирование автономных устойчивых палеоландшафтов горного типа с четко выраженной высотной поясностью.

### Граница между периодами или эпохами?

Проблема границы между неогеновым и четвертичным периодами по своему содержанию является проблемой историко-геологической. Ее можно разрешить при анализе последовательности крупных геологических событий с поиском ряда наиболее значительных явлений. К последним можно относить: определенные фазы геодинамического режима литосферы и связанные с ними стадии тектонической активности; крупные седиментационные циклы и этапы вулканизма, определенные эволюционные стадии палеоландшафтов и рельефа; глобальные изменения климата; резкая смена морских и континенталь-

ных фаун; значительная перестройка и миграция растительных зон и провинций. Перечисленные и ряд других явлений при определении границ между геологическими периодами должны характеризоваться, как правило, глобальным распространением. В своем большинстве они могут быть установлены на отдельных континентах или в пределах их крупных регионов. Изучение отдельных явлений может выполняться разными методами и в разных аспектах, но общим принципом определения границы между периодами может быть лишь историко-геологический (а не палеоклиматологический, биостратиграфический, геотектонический и пр.). Иначе говоря, граница между геологическими периодами может быть определена по совокупности крупных явлений, резко и необратимо меняющихся на обширных площадях планеты.

В свете изложенного граница между плиоценом и плейстоценом большинством исследователей оценивается в ранге рубежа между двумя геологическими периодами на геохронологическом уровне 1,8 млн. лет. Эта граница отделяет первую треть палеомагнитной эпохи Матуяма и начальные стадии развития фауны лошадей и слонов (битеке-чигойский и хапровский фаунистические комплексы умеренного пояса Евразии) и, таким образом, не совпадает с достаточно крупными событиями позднего кайнозоя. На территории Сибири, в интервале 0,7–1,8 млн. лет выделяется верхний кочковский подгоризонт, соответствующий эоплейстоцену или апшеронскому горизонту. Однако по решению МСК 1981 г. кочковский горизонт отнесен к верхнему плиоцену и, таким образом, граница между неогеном и четвертичным периодом оказывается на уровне рубежа между палеомагнитными эпохами Матуяма и Брюнес, т.е. соответствует 0,73 млн. лет геохронологической шкалы кайнозоя.

На территории Прибайкалья и Забайкалья кочковскому горизонту соответствуют свиты охристой молассы (манзурская, ановская, чининская), которые в отдельных разрезах дополнены вулканогенными образованиями (ахаликская свита). Финал формирования названных свит по остаткам позднетаманской фауны определяется близким к рубежу палеомагнитных эпох Матуяма и Брюнес. Как отмечалось, в это время имели место значительные тектонические деформации, обусловившие в ряде районов перестройку речной сети и экзогенную деструкцию уровня высоких педиментов (Ендрихинский, 1978). Де-

формированными в ряде мест оказались и охристые свиты. По-видимому, с этим временем совпадают коренные изменения в составе флоры и оформление дифференцированной системы высотных растительных зон на Становом нагорье и на горных хребтах, обрамляющих Байкальскую впадину.

Важной особенностью климата умеренного пояса Евразии в конце плиоцена – начале плейстоцена было возникновение больших колебаний, обусловленное похолоданием и оледенением полярных областей (Сергин В.Я., Сергин С.Я., 1978). Климатические колебания характеризовались периодическими изменениями общей циркуляции атмосферы, усилениями – ослаблениями циклонической деятельности, увеличением – уменьшением количества атмосферных осадков, повышением – понижением континентальности климата. Большие колебания климата определяли смену гигротических и ксеротических режимов развития древних ландшафтов с величиной периодичности от 80 до 100 тысяч лет (Ендрихинский, 1979, 1982). В плиоцене климатические колебания характеризовались несколько большей величиной периодичности, но в плейстоцене частота колебаний и их амплитуда определенно возросли (Борисов, 1975; Монин, Шипков, 1979). По-видимому, по этой причине осадконакопление и палеоландшафты Южной Сибири в плиоцене имеют признаки преимущественно аридных, точнее ксеротических режимов, сменявшихся на короткие периоды времени фазами увлажнения. В конце плиоцена – начале плейстоцена соотношение величин продолжительности гигротических и ксеротических эпох начало изменяться, но одновременно уменьшалась и величина их периодичности. Плейстоценовое оледенение Алтая, Тувинского нагорья, Восточного Саяна, Станового нагорья явилось главным следствием увлажнения климата внутриконтинентальных районов Азии. Судя по особенностям распространения и строения осадочных толщ ледниковой формации гор Южной Сибири и связанных с ними отложений предгорной зоны, интенсивность увлажнения и ее максимумы в течение плейстоцена в разных районах не совпадали (Алтае-Саянская ..., 1969; Нагорья ..., 1974).

Таким образом, совокупность данных по региональной стратиграфии, палеонтологии, геоморфологии, палеогеографии, неотектонике свидетельствует о значительных переломных событиях отнюдь не на рубеже плиоцена и эоплейстоцена (1,8 млн. лет), но в основном в конце эоплейстоцена – начале плейстоцена – на уровне

границы между палеомагнитными эпохами Матуяма и Брунес. Данные указывают также на проявление в конце эоплейстоцена – начале плейстоцена некоторых процессов и событий, истоки которых были в плиоцене (например, эволюция фауны лошадей и слонов). В результате ряд критериев определения границы между плиоценом и плейстоценом в ранге рубежа между двумя геологическими периодами становится малозначительным и несущественным, а сама граница приобретает значение рубежа между двумя геологическими эпохами (если не геологическими веками). Рассматривая в свете изложенного статус "эоплейстоцена", следует заметить, что до настоящего времени это геохронологическое подразделение используется исследователями в разном объеме. Вместе с тем "эоплейстоцен" остается термином свободного пользования и не применяется в региональных стратиграфических схемах, утвержденных МСК. Не применяется это хронологическое подразделение при геологическом картировании неогеновых и четвертичных отложений. Но как показывает опыт изучения позднекайнозойских отложений Прибайкалья, Забайкалья и других районов Сибири, Казахстана, европейской части СССР, целесообразность его применения в историко-геологическом анализе несомненна. Именно как историко-геологический термин "эоплейстоцен" содержит информацию не только стратиграфическую и геохронологическую, но также палеогеографическую и, в ряде районов, неотектоническую. Если же оценивать его в свете положений "Стратиграфического кодекса СССР" (1977), то "эоплейстоцен" представляется в виде заключительной фазы (зоны) позднеплиоценового века неогена.

### Литература

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Белова В.А. и др. Возраст моласс Южно-Байкальской впадины и этапность необайкальской фазы рифтогенеза. – В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск: Изд. Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, 1975, с.44–45.

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А. Опорные разрезы и фауна мелких млекопитающих эоплейстоценовых отложений Прибайкалья. – В кн.: Кочковский горизонт Западной Сибири и его возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980, с.81–90.

Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. 376 с.  
Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джицинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 127 с.

Багдасарьян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Гукасян Р.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны. - Геохимия, 1981, № 3, с.342-350.

Базаров Д.-Д.Б., Ербаева М.А., Резанов И.Н. Геология и фауна опорных разрезов антропогена Западного Забайкалья. М.: Наука, 1976. 148 с.

Белова В.А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1975. 142 с.

Белова В.А., Демьянович М.Г., Лопатин Д.В. Стратиграфия кайнозойских отложений восточной части Байкальской рифтовой зоны. В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып.6. Часть 4. Чита: Изд. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1969, с.92-98.

Борисов А.А. Климаты СССР в прошлом, настоящем и будущем. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975. 425 с.

Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). М.: Наука, 1977. 170 с.

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. - Схема подразделений антропогена. - Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 36. М.: Наука, 1969, с.41-55.

Ендрихинский А.С. Краткий очерк по стратиграфии и литологии кайнозойских отложений Витимского плоскогорья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. II. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1967, с.25-27.

Ендрихинский А.С. Высокие педименты Байкальской рифтовой зоны. - Геоморфология, 1978, № 4, с.24-32.

Ендрихинский А.С. Теоретические и прикладные проблемы палеопотамологии. - В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Европейская часть СССР. Новосибирск: Наука, 1979, с.13-18.

Ендрихинский А.С. Литогенетические особенности и условия накопления четвертичных отложений на западном участке трассы БАМ (Становое нагорье). - В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность района строительства БАМ. М.: Наука, 1980, с.22-33.

Ендрихинский А.С. Развитие речной сети Станового нагорья в позднем кайнозое. — В кн.: Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. М.: Наука, 1981, с.135–166.

Ендрихинский А.С. Проблемы палеолимнологии и климатической стратиграфии позднего кайнозоя. — В кн.: Позднекайнозойская история озер в СССР. Новосибирск: Наука, 1982, с.173–181.

Ербаева М.А. История антропогенной фауны зайцеобразных и грызунов Селенгинского среднегорья. М.: Наука, 1970. 132 с.

Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.

Киселева З.Н. О террасовых уровнях в долине реки Калара. — Изв. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1968. Том IV, вып.2. Чита: Изд. Забайкальского фил. Геогр. о-ва СССР, 1968, с.47–51.

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Кулиманова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1964. 195 с.

Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 406 с.

Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 360 с.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., 1972. 284 с.

Рассказов С.В. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1982. 16 с.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозю Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 91 с.

Сергин В.Я., Сергин С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 279 с.

Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Издание ВСЕГЕИ, 1977. 76 с.

Четвертичная система. Полутом I. Сер. "Стратиграфия СССР". Л.: Недра, 1982. 460 с.

## ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГРАНИЦА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СССР

Проблема нижней границы четвертичной системы давно является предметом оживленных дискуссий. Предлагаются самые различные варианты этой границы. Авторы считают, что граница плиоцена и плейстоцена, на каком бы уровне она ни проводилась, должна удовлетворять двум неперемнным условиям: совпадать с отчетливым естественно-историческим рубежом в развитии органического мира и легко устанавливаться существующими методами стратиграфических исследований.

## Колымское нагорье

Стратиграфические исследования в регионе, выполненные Р.А.Баскович, Ю.П.Барановой, С.Ф.Бискэ, А.П.Васьковским, Ю.И.Гольдфарбом, М.П.Гричук, В.Е.Тереховой, Н.А.Шило, С.Л.Хайкиной и многими другими исследователями, опирались главным образом на данные об эволюции флоры. Однако, провинциальные особенности палеофлор, существование в прошлом широтной географической зональности, осложненной орографией района, отсутствие фаунистических находок древнее среднего плейстоцена и ряд других факторов затрудняли геологическую корреляцию не только со смежными территориями, но и в пределах самого Северо-Восточного региона.

В горных районах бассейна верхнего течения Колымы объектом исследований являлись, преимущественно, отложения речных террас. Сопоставление террас друг с другом производилось по сходству их относительных высот, так как считалось, что одновысотные террасы должны быть практически одновозрастными. Однако, как было выяснено в дальнейшем, возраст одновысотных террас в различных долинах и даже на различных участках одной и той же реки не всегда бывает одинаков. Поэтому при стратиграфических исследованиях необходимо изучение долин практически в одном поперечном профиле. Наиболее полные материалы были получены в среднем течении р.Берелех, где установлено до 17 террас, цоколи которых расположены относительно коренного тальвега на высотах от 10 до 220 м.

В строении террас много общего. Аллювиальные отложения



25-метровой\* и более высоких террас имеют четко выраженный базальный слой, сложенный крупным, хорошо окатанным галечником с мелкими гранитными валунами. Заполнитель песчаный, песчано-гравийный. Вверх по разрезу крупность обломочного материала быстро снижается, появляются маломощные прослои и линзы разнородного песка. Изредка встречаются фации стариц. В разрезе аллювия 25-метровой террасы зафиксированы псевдоморфозы по ледяным клиньям. Мощность аллювия на террасах непостоянна и изменяется от 1,5–2 до 5–7 м.

На террасах выше 25-метровой на аллювии с резким контактом залегают ритмично построенные толщи древних склоновых отложений. Они представлены чередующимися прослоями щебня и горизонтов погребенных почв. Прослои щебня мощностью до 2 м плохо отсортированы, содержат глинистую примазку. Обломки практически не окатаны. Лишь изредка в прослоях щебня встречается мелкая выветрелая галька гранитов. Прослои щебня переходят в вышележащие почвенные горизонты постепенно.

Погребенные почвы представлены темно-серыми, иногда, черными супесями, обогащенными дисперсной органикой. Верхние горизонты почв часто содержат обугленные растительные остатки. Обычно среди них встречаются шишки хвойных. Очень часто на поверхности почв наблюдаются горизонты пней диаметром до 1,2 м, редко больше. Отмечались следы былых пожаров.

Мощность склоновых отложений непостоянна. Она возрастает к тыловым швам террас и становится сопоставимой с высотой уступа вышерасположенной террасы. Вследствие этого лестница террас объединяется в единую форму долинного рельефа, называемую террасоувалом. Стратиграфические исследования показали, что чем выше терраса, тем более древние склоновые отложения на ней залегают. Долгое время их принимали либо за аллювиально-делювиальные отложения, либо за констративный аллювий. Как показали наши исследования, террасоувалы являются сингенетическими долинными формами рельефа, приуроченными к зоне транзита склонового материала. С поверхности террасоувалы перекрыты плащом покровных суглинков со щебнем эпохи последнего похолодания.

---

\* Здесь и ниже указываются относительные высоты цоколя террас над коренным тальвегом долины.

Склоновые отложения 25-метровой террасы отличаются от таких же отложений более высоких террас отсутствием погребенных почвенных горизонтов, четкой слоистости, большим количеством мелкозема, серой и желтовато-серой окраской. Аллювий более низких террас хуже окатан, в верхних горизонтах обогащен песком. или представлен маломощными прослоями разнородного песка с редкой мелкой галькой и гравием.

Палинологические исследования С.Л.Хайкиной и Р.А.Баскович (Шило, 1961), М.Н.Валуевой (1969) и наши показали, что во время образования аллювия террас высотой от 45-50 м и выше господствовали горные темнохвойные леса. В речных долинах были распространены ольховые леса. В отрезок времени, охватывающий формирование 220-125-метровых террас в растительном покрове доминировали леса из кедровых сосен. Содоминантами являлись пихта, тсуга, не менее двух видов ели и несколько видов сосен. Позднее господствующей формацией постепенно становились еловые леса. Пояс кедровых лесов, возможно, сужался за счет расширения пояса ельников. В нижней части склонов гор и на заболоченных участках произрастали лиственничники. Наиболее требовательные к влаге темнохвойные из доминантов и субдоминантов постепенно становились редкой примесью (пихта, тсуга, ель секции *Omorica*). Если во время формирования террас выше 112-115-метровой субальпийский кустарниковый пояс не был выражен, то он существовал позднее, когда формировались 41-50-метровые террасы. Не исключено, что в это время на самых высоких водораздельных пространствах уже широко распространились горно-тундровые ассоциации. Полученные данные указывают на направленное изменение климата и растительности. Оно обнаруживается не только сменой доминантов, но и постепенным выпадением из состава флоры арктических реликтов. Этот процесс достаточно детально был прослежен М.П.Гричук (Палеоботаническое. ..., 1975) и объясняется нарастанием континентальности климата. Полученные нами данные и анализ литературных источников указывают и на происходившие циклические изменения палеоклиматов. Спорово-пыльцевые спектры аллювиальных отложений характеризуются несколько повышенным содержанием пыльцы берез, ольхи, лоха, злаковых и разнотравья. Напротив, древние склоновые отложения содержат повышенное количество спор сфагновых мхов, пыльцы темнохвойных пород и верескоцветных кустарничков.

Имеются и другие указания на цикличность палеоклимата. Это и селевый характер склоновых отложений, перекрывающих высокие и средневисотные террасы, подрусловое выветривание коренных пород до стадии каолинита, а также отложения гипса на древнем уровне грунтовых вод.

Резкое изменение климата, предшествовавшее формированию 25-метровой террасы привело к распаду формации темнохвойной тайги. Господствующими стали лиственничники и березовые леса (Палеоботаническое ..., 1975). Пихта и ель сохранились в местах с наиболее благоприятным увлажнением. В результате нового похолодания климата, имевшего место после формирования аллювия этой террасы и зафиксированного горизонтом псевдоморфоз по ледяным хилам, перекрытым склоновыми отложениями, произошло дальнейшее уменьшение количества пыльцы темнохвойных. Из растительности в это время очевидно выпали пихта, тсуга, очень редкой становится *Picea секция Omorica*.

Таким образом, в горных районах Яно-Колымского пояса в развитии растительного покрова можно наметить два рубежа, не равнозначных по своему характеру. Первый, менее отчетливый, устанавливается по появлению субальпийского пояса кустарников в верхнем ярусе гор, и второй, хорошо выраженный рубеж, связанный с распадом формации темнохвойной тайги, похолоданием и нарастанием континентальности климата. Установить возраст этих рубежей помогают данные палеомагнитного анализа.

Этим анализом были исследованы отложения террас с высотой цоколя 25, 45-50, II2-II5 и I25 м. Из отложений самой высокой террасы I7 образцов оказались прямо намагничены. Однако, они не подвергались временной чистке и чистке переменным полем. По усному сообщению П.С.Минюка, из этого разреза в дальнейшем было изучено три образца, которые после чистки показали обратную намагниченность. Из отложений II2-II5 метровой террасы было отобрано 10 ориентированных образцов. После чистки переменным магнитным полем и анализа ее результатов было выделено пять палеомагнитных зон, три прямой и две обратной полярности. Разрез отложений 45-50-метровой террасы был охарактеризован I7 ориентированными образцами. По данным Г.Ю.Малаховой (Беспалый и др., 1981), все они оказались намагниченными обратно современному полю. В нижней части разреза этой террасы в другом обнажении уста-

новлена маломощная зона прямой полярности. Аллювий и склоновые отложения 25-метровой террасы опробовались неоднократно как авторами, так и другими исследователями (Беспалый и др., 1982). Образцы из нижней части этого разреза намагничены обратно. На границе перехода зоны обратной полярности в зону прямой зафиксирован режим геомагнитного поля, характерный для инверсии Брунес-Матуяма. Отмечается значительное уменьшение величины естественной остаточной намагниченности и изменение ее направления, причем поворот склонения на  $180^{\circ}$  происходит с некоторым запаздыванием относительно поворота наклона (Линькова, 1981).

Можно предложить следующую интерпретацию палеомагнитных данных. Верхние горизонты прямонамагнитных отложений 25-метровой террасы следует отнести к эпохе Брунес. Зону обратной полярности, установленную в основании этого же разреза, вероятнее всего, совмещать с концом, эпохи Матуяма<sup>§</sup>. Зона прямой полярности в основании разреза 45-50-метровой террасы сопоставляется с эпизодом Олдувей. Следует отметить, что между двумя вышеупомянутыми террасами имеется еще одна, отложения которой изучить пока не представилось возможным. Отложения II2-II5-метровой террасы сопоставляются с эпохой Гаусса, а более высокой - с верхней частью эпохи Гильберта.

Используя данные палеомагнитного анализа, можно датировать первый из охарактеризованных рубежей в развитии растительности (появление пояса субальпийских кустарников) в 1,8 млн. лет, второй (распад формации темнохвойной тайги) - несколько ранее 0,7 млн. лет.

### Колымская низменность

Расчленение позднекайнозойских отложений субарктических низменностей Северо-Востока СССР в настоящее время основывается на изучении остатков млекопитающих (Шер, 1971). В последние годы был изучен разрез в долине р.Крестовки (приток Колымы), в котором установлены плиоценовые и четвертичные отложения (Шер; Вирина, Закигин, 1977).

<sup>§</sup> Самый нижний образец из этого разреза намагничен прямо. Возможно, он фиксирует событие Харамильо.

В основании крестовского разреза обнажаются пески и галечники плиоценовой бегуновской свиты. На них лежат плотные, серые алевролиты, эторфованные сутлинки с прослоями гравия и мелкой гальки, иногда торфа, названные слоями кутуях. Их литология сильно меняется по латерали. Фауна мелких млекопитающих по своему систематическому составу близка к хапровской. С размывом на слоях кутуях залегают отложения олерской свиты, представленные тонкозернистыми, слоистыми песками с прослоями алевролитов и линзами гравия, состоящими из сцементированных и окатанных агрегатов алевролита. В этих отложениях найдены остатки мелких млекопитающих, указывающие на две стадии их развития: раннюю, сопоставляемую с таманским комплексом, плиоценовую, и позднюю — тираспольскую, раннеплейстоценовую. В обнажении представлены и более молодые осадки, которые здесь не рассматриваются.

Отложения бегуновской свиты не имеют палеомагнитной характеристики. Нижняя часть слоев кутуях имеет положительную (современного типа), а верхняя — отрицательную (инверсионную) палеомагнитную характеристику. Обратномагнитными являются и пробы нижней части олерской свиты. Смена знака полярности внутри олерской свиты принимается за инверсию Брюнес-Матуяма. Пряномагнитная часть слоев кутуях относится к эпохе Гаусса, хотя и не исключается, что она сопоставляется с одной из положительных зон эпохи Матуяма (Шер, Вирина, Закигин, 1977; Путеводитель..., 1979).

Палинологические исследования бегуновской свиты показали, что в общем составе спектров преобладают споры (42%), пыльцы кустарников и кустарничков — около 30%, пыльцы деревьев — 20%. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца ели (около 40%) березы и сосны. В небольшом количестве встречена пыльца пихты, тсуги, лиственницы, ольхи, лещины и липы (Путеводитель..., 1979). Очевидно, в бегуновское время на территории Колымской низменности произрастали темнохвойные леса с примесью березы, сосны, лиственницы.

В нижнем горизонте слоев кутуях пыльца древесных пород составляет 12% от общего количества зерен, споры — 22%. В группе древесных доминирует береза, доля ели составляет 12%, много пыльцы кустарниковых берез. В группе спор споры папоротников составляют около 50%, споры сфагновых и зеленых мхов — по 20%. Высока роль пыльцы трав и кустарничков.

В средних горизонтах слоев кутуях количество пыльцы древесных сокращается. В общем составе пыльца древесных пород составляет всего 1-2 %. Она представлена единичными зернами березы, лиственницы, ольхи и ели. Резко преобладает пыльца кустарников и кустарничков, среди которых доминирует карликовая береза. Почти исчезают из спектров спор папоротников, совсем - плаунов, заметно сокращается содержание спор сфагновых мхов, 90 % суммы спор приходится на зеленые мхи.

В верхней части слоев кутуях вновь возрастает количество пыльцы древесных пород до 7-12 %, наряду с пыльцой древесной березы и лиственницы присутствует пыльца сосны и ели. В макроостатках флоры встречены многочисленные семена лиственницы и несколько семян ели (Путеводитель ..., 1979).

В работе Р.Е.Гитерман (1982) указывается, что в спектрах слоев кутуях пыльца ели представлена отдельными зернами или долями процентов, при расчете от суммы всех микрофоссилий. В нижних горизонтах этих отложений доминирует пыльца группы деревьев и кустарников, а в спектрах встречена пыльца двух видов ели и двух видов сосны при разнообразном видовом составе берез. Можно сделать вывод, что растительность Колымской низменности 2-2,5 млн. лет назад была представлена березовыми лесами и лиственничниками с примесью темнохвойных пород, произраставших в местах наиболее благоприятного обитания, характер растительности в начале формирования слоев кутуях очень напоминал растительность белчанского горизонта горных районов бассейна этой же реки, а не редколесья, как интерпретирует спектры А.В.Шер, Т.Н.Каплина, Р.Е.Гитерман и др. (Путеводитель ..., 1979). В рецентных спектрах из редкостойных лиственничников, распространенных в настоящее время в Северном Приохотье, в верхнем течении р.Колымы сумма пыльцы деревьев не превышает 5 %, в аллювии чаще составляя доли процента (Карташова, 1971; Палеоботаническое ..., 1975).

Во время похолодания, зафиксированного в слоях кутуях развивались лиственничные (содержание пыльцы лиственницы в спектрах 7-8 %) редколесья. Климат, вероятно, был теплее современного для этого района, так как в рецентных спектрах процент пыльцы лиственницы значительно ниже.

Палинологические спектры залегающей выше слоев кутуях отложений олерской свиты указывают на дальнейшее ухудшение климати-

ческих условий. В них резко преобладает пыльца трав — 60–90%, пыльца древесных составляет всего 4 %, мало пыльцы кустарников и спор. Характерно резкое увеличение спор плаунка сибирского. Спектры отражают существование безлесной растительности тундростепного облика (Путеводитель ..., 1979).

Изменение растительности на рубеже 0,7 млн. лет было также изучено Л.П.Жариковой (Гриненко, Жарикова, 1982) на разрезе Святой Нос, в бассейне среднего течения р.Чукочьей и по р.Крестовка. По данным Л.П.Жариковой, для палинологических спектров плиоценовых отложений характерно преобладание спор зеленых и сфагновых мхов, разнообразный состав пыльцы группы трав и малая доля участия пыльцы деревьев (4–7 %) и кустарников. В отложениях, накапливавшихся после инверсии Брюнес-Матуяма установлена смена растительных ассоциаций. Для спектров характерен бедный таксономический состав группы древесно-кустарниковой пыльцы, группа трав представлена преимущественно пыльцой полыней и маревых. В группе спор преобладают споры зеленых мхов. По мнению О.В.Гриненко и А.П.Жариковой (1982), изменение палинокомплексов произошло в результате резкой ксерофитизации климата в начале плейстоцена.

Анализ полученных данных свидетельствует, что похолодание, приведшее к распаду фации темнохвойной тайги произошло на территории Колымской низменности между 1,8–3 млн. лет назад. Новое похолодание и резкое иссушение климата, вызвавшее формирование лесотундровых и тундростепных ландшафтов, имело место около 0,7 млн. лет назад.

### Чукотский полуостров

На Чукотке положение нижней границы четвертичной системы изучено крайне слабо. Имеющиеся в литературе материалы по этому вопросу неоднозначны и противоречивы. Так, например, на Валькарайской низменности выделяются континентальная рывеемская и прибрежно-морская эмакайская свиты. Возраст рывеемской свиты определяется разными авторами неодинаково. По мнению одних, она сформировалась с миоцена (Душина и др., 1975), по мнению других, — в плиоцене (Архангелов и др., 1975), третьих — в плейстоцене (Полякова, 1982).

Вызывает дискуссии и возраст энмакайской свиты. В.А. Сухорослов (1978) выделяет в ней две подсвиты, которые формировались в интервале времени от плиоцена до среднего плейстоцена включительно. И.Д. Данилов (1982), Е.И. Полякова (1982) датируют эту свиту, средним плейстоценом, О.М. Петров (1982) – ранним плейстоценом. Термолюминесцентные датировки как будто бы не противостоят следнейплейстоценовому возрасту этой свиты (Тараканов и др., 1974).

Палеомагнитный анализ разреза энмакайской свиты, результаты которого опубликованы В.Л. Сухорословым и П.С. Минюком (1982), показал, что нижнеэнмакайская подсвита в целом намагничена обратно. В её нижних горизонтах имеется эпизод прямой полярности, который авторы сопоставляют с эпизодом Харамильо. Верхнеэнмакайская подсвита намагничена прямо. Высказано предположение, что возрастной предел энмакайской свиты укладывается в рамки эоплейстоцена-раннего плейстоцена (Сухорослов, Минюк, 1982). Следует, однако, обратить внимание на то, что интерпретация возраста энмакайской свиты основывается на данных палеомагнитного изучения двух разобщенных разрезов. Один из них удален от древней береговой линии "энмакайского" моря на 2 км. Нижние горизонты этого разреза намагничены обратно, верхние – прямо. Второй разрез удален от этой береговой линии на 5 км. Здесь установлена преимущественно прямая намагниченность образцов. Таким образом, чем дальше от древней береговой линии, тем моложе отложения, относимые к энмакайской свите.

Если учесть, что территория Валькарайской низменности в кайнозой была тектонически стабильной, а трансгрессии носили гляциозвстатический характер, то можно ожидать, что за эоплейстоцен и ранний плейстоцен на территории низменности могли отложиться образования по крайней мере четырех самостоятельных трансгрессий, соответствующих четырем климатическим ритмам. Изменение возраста энмакайской свиты по латерали делает такое предположение весьма вероятным. Этим самым можно объяснить и несовпадение взглядов на возраст энмакайской свиты исследователей, изучивших её в разрезах, на различном удалении от берега моря.

На Восточной Чукотке к нижнему плейстоцену относились отложения пичакульской свиты (Петров, 1966). В дальнейшем В.Ф. Иванов



(1983) установил, что в стратотипический разрез включены и более молодые морские осадки.

Палеомагнитный анализ пинакульской свиты показал, что она намагничена обратно современному полю, лишь в основании разреза два нижних образца имеют прямую полярность. Прислоненные с востока к пинакульской свите яракинотские морские слои мощностью около 40 м, начинающие разрез среднего плейстоцена (Беспалый и др., 1978), намагничены прямо (Иванов и др., 1982). Лишь в средней части разреза установлен маломощный эпизод обратной полярности.

Отложения кукуньского обнажения, относившиеся ранее к крестовской свите (Петров, 1966), по комплексам фораминифер и данным палеомагнитного анализа сопоставляются с яракинотскими межледниковыми слоями среднего плейстоцена.

По мнению Т.Л. Невретдиновой, изучавшей в 1977–1980 гг. диатомовую флору пинакульской свиты стратотипического разреза, ядро комплекса флоры составляют виды, характерные для позднего плиоцена. По своему систематическому составу диатомовая флора пинакульской свиты занимает промежуточное положение между флорами усть-лимпитеваямской свиты и нижней подсвиты ольховской свиты Камчатки. В комплексах этих отложений различны лишь доминанты (Невретдинова и др., 1982). Спорово-пыльцевые спектры, по мнению этих же авторов, отражают этап относительного похолодания, во время которого на территории была развита безлесная, преимущественно тундровая и, отчасти, лесотундровая растительность. Они сопоставляются со спектрами, отражающими похолодание, зафиксированное в разрезе слоев кутуях (Шер и др., 1977).

Аналогичные пинакульским – диатомовые комплексы были выявлены в отложениях восточного побережья залива Креста и северного побережья Мечигменского залива. По палинологическим данным в спектрах крестовской свиты, по сравнению со спектрами пинакульской, несколько возрастает количество пылицы древесно-кустарниковой группы. Все это позволило высказать предположение о более древнем, чем плейстоценовый, возрасте пинакульской и крестовской свит (Невретдинова и др., 1982).

Между тем палеомагнитный анализ показал, что в заливе Креста отложения, отнесенные к пинакульской и крестовской свитам намагничены прямо.

Таким образом, в настоящее время возникли серьезные противоречия в интерпретации возраста отложений по данным диатомового, микрофаунистического, палинологического и палеомагнитного анализов. Если пинакульская и крестовская свиты удовлетворительно сопоставляются по диатомовым водорослям с нижней подсвитой ольховской свиты, то они совершенно не сопоставимы по фауне моллюсков (Петров, 1982), фораминиферам и данным палеомагнитного анализа. Если они сопоставляются по палинологическим данным со слоями кутуях, то совершенно не увязываются по материалам палеомагнитного анализа. Есть несоответствия и в палеомагнитных характеристиках осадков, относимых к пинакульской свите в пределах Восточно-Чукотского региона. Не исключено, что часть разреза энмакайской свиты, намагниченная обратно, может оказаться древнее пинакульской свиты.

#### Камчатка

Положение нижней границы четвертичной системы на Камчатке рассмотрено в работах О.А.Брайцевой и др. (1968) О.М.Петрова и И.М.Хоревой (1968), Ю.Б.Гладенкова и др. (1972), В.Г.Беспалого и др. (1972), Н.А.Шило и В.Г.Беспалого, 1974, В.Г.Беспалого (1974), Р.Е.Гитерман и др. (1975), О.М.Петрова (1982) и многих других исследователей. Плио-плейстоценовая граница проводится внутри ольховской свиты Восточной Камчатки. Она фиксируется инверсией магнитного поля Брюнес-Матуяма и изменениями в составе фауны морских моллюсков (Беспалый и др., 1972).

О.М.Петров (1982), монографически описавший антропогеновые моллюски Камчатки, указывает, что в нижней подсвите ольховской свиты в настоящее время их известно 90 видов и подвидов. Около 20 % комплекса приходится на вымершие формы (11 видов и 4 подвида эндемики ольховского бассейна). Основу комплекса — 52 % форм составляют бореально-арктические и бореальные виды, а широко распространенные — 22 %. В небольшом количестве присутствуют арктические виды (8 %). Плейстоценовый позднеольховский комплекс насчитывает пока 24 вида, из которых три вида (12,5 %) вымершие. По мнению О.М.Петрова, биогеографический состав позднеольховского комплекса близок к раннеольховскому, но отличается от него

отсутствием арктических видов. Небольшое количество видов в верхней подсвите О.М.Петров связывает с малочисленностью сборов фауны.

Ранее такую же мысль высказала Г.П.Борзунова (Беспалый и др., 1972). А изучение диатомовых водорослей показывает, что в верхней подсвите ольховской свиты по сравнению с нижней несколько сокращается содержание вымерших форм, в заметных количествах появляются арктические виды, достигшие расцвета исключительно в четвертичное время. На похолодание в конце ольховского века указывают и материалы палинологического анализа, и присутствие ледниково-морских фаций в верхних частях разреза свиты (Беспалый, Давидович, 1974).

Установленные О.М.Петровым на о.Карагинском тусатувайские слои содержат комплекс моллюсков, насчитывающий 31 форму, из которых только две вымершие. Основу комплекса составляют бореально-арктические (48 %) и бореальные, широко распространенные виды (24,5 %). Характерно присутствие в этом комплексе арктических форм (7 %) и низкобореальных видов (3,5 %). Присутствующие вымершие формы, вероятно, являются показателем относительной древности тусатувайского комплекса. По мнению О.М.Петрова (1982), тусатувайские слои отвечают какой-то части разреза ольховской свиты. В позднем плиоцене на Камчатке были распространены темнохвойные леса, преимущественно еловые с участием пихты и сосен, в том числе экзотических для Камчатки. Березняки также занимали обширные территории (Давидович, 1974). Тайга южного типа с участием экзотических темнохвойных и редкой примесью термофильных широколиственных пород уже не образовывала сплошных лесов и постепенно вытеснялась на севере кустарниковыми зарослями ольхи и на юге — березняками. Характер спорово-пыльцевых спектров нижнего плейстоцена указывает на дальнейшую деградацию темнохвойной тайги, выразившуюся в выпадении пихты, экзотических сосен, сокращении участия ели и кедровой сосны. Под влиянием наступившего похолодания значительно обедненные темнохвойные леса отступили от побережья в укрытия типа Центральной Камчатской депрессии.

Основываясь на изучении особенностей вулканизма, А.Е.Шандер пришел к выводу, что граница плиоцена и плейстоцена, совмещаемая с последней инверсией геомагнитного поля Земли, фиксируемой внутри построек щитовых вулканов и стративулканов различных

районов Камчатки, геологически не выражена. По его данным, хорошо устанавливается перерыв между свитами щапинской и кахтунской и вышележащими образованиями тумрокского и керукского комплексов. Представляется удобным проводить границу по кровле щапинской и кахтунской свит, т.е. по границе инверсии Гильберта-Гаусса. Такая граница будет разделять два самостоятельных тектономагматических цикла и может послужить надежным репером для межрегиональной корреляции (Шанцер, 1982). Однако, использование предложенной границы невозможно за пределами вулканических районов.

### Выводы

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что в позднем кайнозое на Северо-Востоке СССР происходили цикличные и направленные изменения климата. Похолодания охватывали весь регион, однако их влияние на природные условия различных районов не были одинаковыми. Если в позднем плиоцене на Колымской низменности изменения климата привели к распаду формации темнохвойной тайги уже 2-3 млн. лет назад, то в бассейне верхнего течения Колымы в это время фиксируются лишь чередования различных фаз увлажненности. Несомненно, в это время происходили и колебания теплообеспеченности, но они существенно не сказались на флористическом составе и растительности. Следовательно, уже в позднем кайнозое в регионе была ярко выражена широтная географическая зональность. Темнохвойные леса южных районов были одновременны редколесьям северных.

Похолодание климата, проявившееся несколько ранее 0,7 млн. лет, хотя и привело в северных районах к распространению тундровых и травянистых ассоциаций, но оно мало изменило уже и без того обедненный флористический состав. В южных районах изменения в растительности, связанные с этим похолоданием, были более существенными, чем те, которые удалось зафиксировать за предшествующие 5-6 млн. лет. В результате похолодания и резко возросшей континентальности климата формация темнохвойной тайги уступила место березовым и лиственничным лесам, резко обеднился флористический состав. Возможно, в горах в это время проявилось первое оледенение. На Камчатке это похолодание сопровождалось оледенением. Лед-

никовые отложения установлены в ее восточных и западных районах. Благодаря географическому положению полуострова темнохвойные леса здесь сохранились, вероятно, дольше, чем в бассейне Колымы. Некоторые их представители (пихта, ель) дожили в местах благоприятного обитания до настоящего времени. С этим похолоданием следует связывать качественно новую перестройку атмосферной циркуляции, которая на всей территории приобрела ярко выраженный муссонный характер с неравномерным увлажнением в течение года. Причина, вероятно, заключалась в первом появлении паковых льдов в Полярном бассейне и значительной ледовитости акваторий Охотского и Берингова морей, что сказалось на резко возросшей континентальности климата и формировании соответствующих ей ландшафтов как в горных районах, так и на Арктических низменностях.

В настоящее время, на уровне существующих стратиграфических методов удобнее всего проводить нижнюю границу четвертичной системы по подошве слоев, фиксирующих похолодание, происшедшее несколько ранее геомагнитной инверсии Брюнес-Матуяма. На Колымской низменности эта граница будет фиксироваться появлением тундростепных ландшафтов внутри олерской свиты; в бассейне верховий Колымы — распадом формации темнохвойных лесов; на Камчатке — появлением следов оледенения внутри ольховской свиты. На Чукотке эту границу следует считать пока не установленной.

#### Литература

Архангелов А.А., Данилов И.Д., Плахт И.Р. и др. Стратиграфия и генезис раннекайнозойских отложений Валькарайской низменности. — В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с. 84-86.

Беспалый В.Г. Схема стратиграфии плейстоценовых отложений Камчатки. — В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.109-131.

Беспалый В.Г., Горбаренко С.Н., Давидович Т.Д. и др. К стратиграфии четвертичных отложений Побережья Восточной Чукотки. — В кн.: Палеогеография плейстоцена Дальнего Востока. Владивосток, 1978, с.3-20.

Беспалый В.Г., Борзунова Г.П., Давидович Т.Д., Линькова Т.И.,

Файнберг Ф.С., Шапиро М.Н. К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка). - В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с.143-148.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д. Страторайоны плейстоцена Камчатки. - В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.26-82.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Малахова Г.Ю. Возраст ископаемой бобровой плотины в отложениях террасы р.Берелех (бассейн р.Колымы). - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с.23-27.

Беспалый В.Г., Давидович Т.Д., Малахова Г.Ю. О границе плиоцена и плейстоцена в бассейне Колымы. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Вып.1. Магадан, 1982, с.45-47.

Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с.

Валуева М.Н. Отложения лжвинского межледниковья в Ярославском Поволжье. - В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1969, № 36, с.125-128.

Гитерман Р.Е. История растительности восточной окраины Советской Арктики в плиоцене и плейстоцене. - В кн.: Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982, с.91-100.

Гитерман Р.Е., Петров О.М., Хорева И.М. Морские верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения Восточной Камчатки. - В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с.105-107.

Гладенков Ю.Б., Петров О.М., Синельникова В.Н. Плиоцен-плейстоценовая граница в северо-западной Пацифике. - В кн.: Международный коллоквиум по проблеме "Граница между неогеном и четвертичной системой". М.: Изд. ГИН АН СССР, 1972, т.Ш, с.58-66.

Гриненко О.В., Жарикова Л.П. Палинокомплексы верхнекайнозойских отложений Колымской низменности на рубеже 0,7 млн. лет. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.18-19. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Давидович Т.Д. Развитие растительности Камчатки в плейстоцене по данным пыльцевого анализа. - В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.93-108.

Данилов И.Д. Рывеевский опорный разрез позднекайнозойских отложений Валькарайской низменности (Северная Чукотка). - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.27-29. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Душина И.В., Казакова Г.П., Ложкин А.В. и др. Кайнозойские отложения северного побережья Чукотки. - В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с.80-84.

Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. Автореферат канд. дис...Владивосток, 1983. 24 с.

Иванов В.Ф., Минюк П.С., Половова Т.П. Стратиграфия четвертичных отложений побережья Восточной Чукотки. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.12-15. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Карташова Г.Г. Спорово-пыльцевые спектры современных отложений бассейна реки Олы (Северное побережье Охотского моря). - В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971, с.90-105.

Линькова Т.И. Детальная палеомагнитная стратиграфия плиоцен-плейстоценовых донных отложений. - В кн.: Магнетизм горных пород и палеомагнитная стратиграфия Востока и Северо-Востока Азии. Магадан, 1981, с.5-13.

Невретдинова Т.Л., Кистерова И.Б., Терехова В.Е. и др. Новые данные по палеоботанической характеристике пинакульской и крестовской свит Чукотки. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.16-18. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Палеоботаническое обоснование возрастной корреляции позднекайнозойских отложений в Индигиро-Кольмском горном районе Гричук М.П., Каревская А.И., Полосухина Э.М., Тер-Григорян Е.А. М., 1975. 180 с. (Деп. ВИНТИ № 2732-75).

Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М.: Наука, 1966. 290 с.

Петров О.М., Хорева И.М. Корреляция позднечетвертичных и четвертичных отложений крайнего Северо-Востока СССР и Аляски. - В кн.: Граница третичного и четвертичного периода. М.: Наука, 1968, с.70-74.

Петров О.М. Морские моллюски антропогена северной части Тихого океана. М.: Наука, 1982. 144 с.

Полякова Е.И. Спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы четвертичных отложений Валькарайской низменности (р.Рывеем). - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.27-29. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Путеводитель научной экскурсии по проблеме "позднекайнозойские отложения Колымской низменности" / Шер А.В., Каплина Т.Н., Гитерман Р.Е. и др. М., 1979. II6 с.

Сухорослов В.Л. Кайнозойские отложения Валькарайской низменности (северное побережье Чукотского полуострова). - Геол. и геофиз., 1978, № II, с.81-90.

Сухорослов В.Л., Минюк П.С. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристика морских отложений энмакайской свиты. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.27-29. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.1).

Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. Строение и возраст новейших отложений Валькарайской низменности. - ДАН СССР, 1974, т.216, № 5, с.1128-1130.

Шанцер А.Е. Расчленение и корреляция континентальных вулканогенных образований позднего кайнозоя Камчатки (в связи с проблемой нижней границы квартера). - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.31-33. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып.3).

Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.

Шер А.В., Вирина Е.И., Зажигин В.С. Стратиграфия, палеомагнетизм и фауна млекопитающих плиоцен-нижнечетвертичной толщи в низовьях Колымы. - ДАН СССР, т.234, № 5, 1977, с.1171-1174.

Шило Н.А. Четвертичные отложения Яно-Колымского золотоносного пояса, условия и этапы формирования. Магадан, 1961. 136 с. Тр./ВНИИ-1, геология, вып.66.

Шило Н.А., Беспалый В.Т. Нижняя граница плейстоцена Камчатки. - В кн.: Вопросы стратиграфии плейстоцена Камчатки. Магадан, 1974, с.3-9.



ПЛИОЦЕНОВЫЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ  
СЕВЕРНОЙ ЧУКОТКИ

Проблема пограничных слоев неогена и четвертичной системы как в глобальном масштабе, так и в арктических и субарктических районах Советского Союза в геологической литературе обсуждается давно и освещена достаточно всесторонне (Никифорова, 1982а,б). Как известно, большинство исследователей возраст морской толщи на севере СССР принимают как конец раннего – начало среднего плейстоцена (Лазуков, 1965; Архипов, 1971; Архипов и др., 1973, 1980; Троицкий, 1975; Гудина, 1976; Гладенков, 1978 и др.), несмотря на попытки других авторов понизить возраст этих отложений до верхнего плиоцена и даже миоцена (Морские ..., 1965; Зайонц, Крапивнер, 1967; Белкин и др., 1972). В связи с этим принципиально важное значение имеют находки фораминифер из энмакайской свиты, широко распространенной на севере Чукотки в пределах Валькарайской низменности, и из кернов скважины, пробуренной на северо-западе о.Айон.

Энмакайская свита, четко выделяющаяся в разрезе как надежный маркирующий горизонт, сложена прибрежно-морскими песками и алевритами с прослойками раковин моллюсков. Свита содержит фораминиферы, остракоды, диатомовые водоросли и спорово-пыльцевые комплексы (Тараканов и др., 1974; Сухорослов, 1978; Сухорослов, Минюк, 1982; Данилов, 1982; Полякова, 1982). Эти отложения повсеместно находятся в погребенном состоянии, исключение составляет мыс Энмакай, где имеются естественные выходы в береговых обрывах побережья Чукотского моря. Мощность ее увеличивается от предгорной части низменности в сторону моря (от 6–7 до 12 м) с одновременным увеличением в разрезе слоев супеси и алеврита. Энмакайская свита трансгрессивно залегает с размывом на верхнекаменноугольных песчаниках, палеоцен-эоценовых корях выветривания, аллювиальных отложениях рывеевской свиты. Перекрывается она склоновыми образованиями валькарайской свиты, лессовидными покровными суглинками, а в низовьях рек – верхнеплейстоценовым аллювием (Сухорослов, 1978).

По знаку остаточной намагниченности пород энмакайской свиты ее разрез расчленен на две части: верхнюю – прямонамагничен-

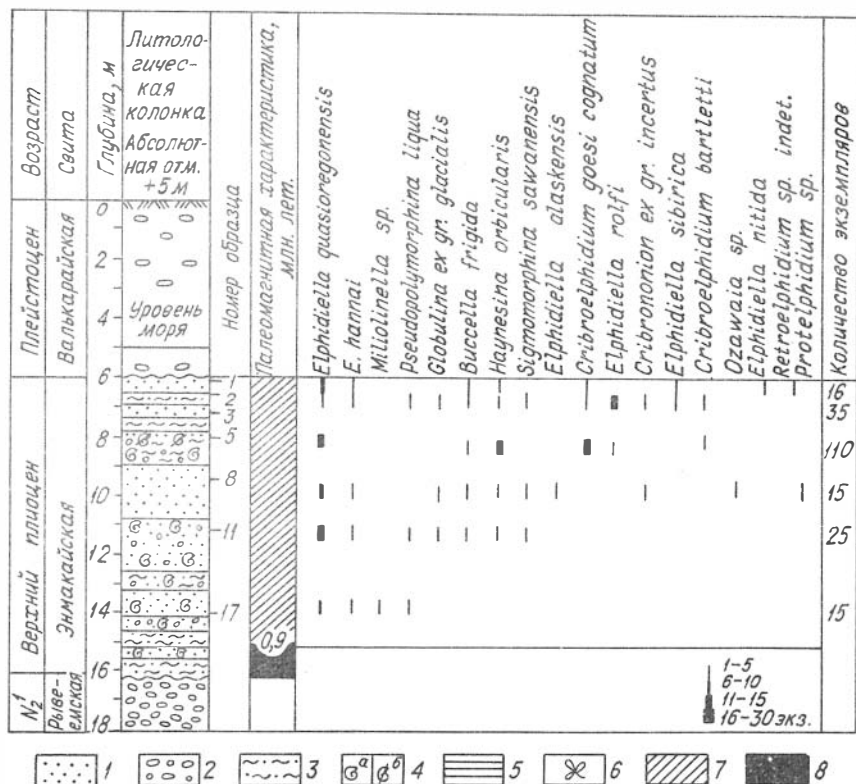


Рис.1. Литологическая колонка и распространение фораминифер в энмакайской свите. Северная Чукотка, мыс Шмидта, правобережье р.Рывеев, участок Русловой, полигон I5  
 I – пески, 2 – гравийно-галечно-валунный материал, 3 – алевриты, 4 – находки макрофауны: а – целые и б – обломки раковин, 5 – глины, 6 – растительные остатки, 7 – положительная намагнитченность, 8 – отрицательная намагнитченность пород

ную и нижнюю, намагнитченную преимущественно обратно с горизонтом прямой полярности, соответствующим, возможно, событию Харамильо (0,89–0,95 млн.лет) (Сухорослов, Минюк, 1982).

В оценке возраста энмакайской свиты существуют значительные

разногласия. Различными исследователями он принимался в диапазоне от позднего плисцена – раннего плейстоцена (Архангелов и др., 1975; Сухорослов, 1978; Сухорослов, Минюк, 1982), раннего плейстоцена (Тараканов и др., 1974) до среднего плейстоцена (Полякова, 1980, 1982; Данилев, 1982). Обнаруженные в ней фораминиферы, по мнению авторов, могут внести ясность в решение вопроса как о возрасте конкретных разрезов свиты, так и общей проблемы границы неогена и антропогена на севере СССР.

Фораминиферы в энмакайской свите довольно многочисленны (рис.1). Основную массу комплекса как по количеству, так и по таксономическому разнообразию составляют эльфидиеллы: *Elphidium hannai* (Cushman et Grant), *E. nitida* Cushman, *E. quasioregonensis* Gudina, sp. n., *E. sibirica* (Goes), *E. alaskensis* (Cushman et Todd), *E. rolfii* Gudina et Polovova, sp. n. Из них количественно преобладает вид *E. quasioregonensis*, морфологически близкий к известному из верхнеплиоценовых отложений Калифорнии и Нидерландов *E. oregonensis* (Cushman et Grant) и являющийся, видимо, его северным викариатом. Все эльфидиеллы имеют крупные раковины, четко выделяются в комплексе и этим придают ему не только внешнее своеобразие, но и четкое отличие от известных плейстоценовых комплексов северных районов Сибири. В комплексе часто встречаются также полиморфиниды, представленные, однако, обычно единичными экземплярами. Это – *Pseudopolymorphina liqua* (Roemer), *Sigmomorphina sawanensis* (Cushman et Ozawa), *Globulina ex gr. glacialis* Cushman et Ozawa. Немногочисленны раковины *Criboelphidium bartletti* (Cushman), *C. goesi cognatum* Polovova, *Cribronion ex gr. incertus* (Williamson); встречены два экземпляра *Retroelphidium* sp. indet., не имеющие сходства ни с одним из известных видов рода *Retroelphidium* (Гудина, Левчук, 1983а, б). Очень интересной находкой в комплексе, до сих пор не известной в северных районах является раковина *Ozawaia* sp. indet. Единственный вид этого рода (*Ozawaia tongaensis* Cushman) описан из современных мелководных осадков тропической области Тихого океана (Cushman, 1959).

В основном комплекс представлен тепловодными бореальными формами, характерными для прибрежных биотопов моря с несколько пониженной соленостью вод. Об этом свидетельствуют не только характерные крупные и толстостенные раковины эльфидиелл и полимор-

филид, но и полное отсутствие в комплексе стеногалинных кассидулинид. Почти половину комплекса составляют вымершие формы, не известные в современных морях: *E. hannai*, *E. nitida*, *E. alaskensis*, *E. rolfii*, *E. quasioregonensis*, *Pseudopolymorphina liqua*, *Sigmomorphina sawanensis*.

Описанный комплекс фораминифер не имеет аналогов в плейстоценовых отложениях севера СССР (Гудина, 1966, 1969, 1976; Гудина, Евзеров, 1973; Семенов, 1973; Хорева, 1974) и обнаруживает почти полное тождество с фораминиферами из анвильских отложений на Аляске (Cushman, 1941; Hopkins et al., 1974). Практически все формы сравниваемых комплексов являются общими: *Pseudopolymorphina liqua*, *Sigmomorphina sawanensis*, *Criboelphidium bartletti*, *Cribrononion ex gr. incertus*, все эльфидиеллы. При этом установлено, что форма, определенная из анвильских отложений как *E. oregonensis*, не может отождествляться с этим видом, а является синонимом вновь описанного нами из энмакайских отложений вида *E. quasioregonensis*. Возраст анвильских отложений морской террасы северо-западнее Номы с упомянутыми фораминиферами, по Д. Гопкинсу, раннеплейстоценовый. Это соответствует верхнему плиоцену по официально принятой в СССР стратиграфической шкале, или эоплейстоцену, согласно сводке "Стратиграфия ..." (1982). Доказательством этого возраста служат такие виды, как *E. hannai*, *E. nitida*, *E. oregonensis*. Давно известно, что они являются показателями пограничных слоев верхнего плиоцена - нижнего плейстоцена для Северо-Западной Европы и Северной Америки (Cushman, Grant, 1927; Cushman, 1941; Voortuysen et al., 1972). Я. Допшерт (Dopfert, 1980) рассматривает этот интервал отложений в Нидерландах в качестве зоны  $F_1$  с видом - индексом *E. oregonensis*. Еще ранее Я. Вортхейсен с соавторами (Voortuysen et al., 1972) пришли к выводу, что большую нижнюю часть верхнеплиоценовых амстельских отложений следует оставить в составе верхнего плиоцена, а верхнюю часть слоев, где появляется в разрезе вид *E. oregonensis*, характерный для древнего плейстоцена (верхнего плиоцена = эоплейстоцена, см. выше) включить в плейстоцен. По мнению Я. Вортхейсена (Voortuysen, 1952), вид *E. oregonensis* может служить прекрасным маркером пограничных древних слоев плейстоцена при корреляциях удаленных разрезов. Таксономическая общность энмакайского и анвильского комплексов фораминифер дает нам основа-

ние считать отложения, вмещающие их, одновозрастными – поздне-плиоценовыми (раннеплейстоценовыми, эоплейстоценовыми), что в общем совпадает с мнением ряда исследователей (Архангелов и др., 1975; Сухорослов, Минюк, 1982).

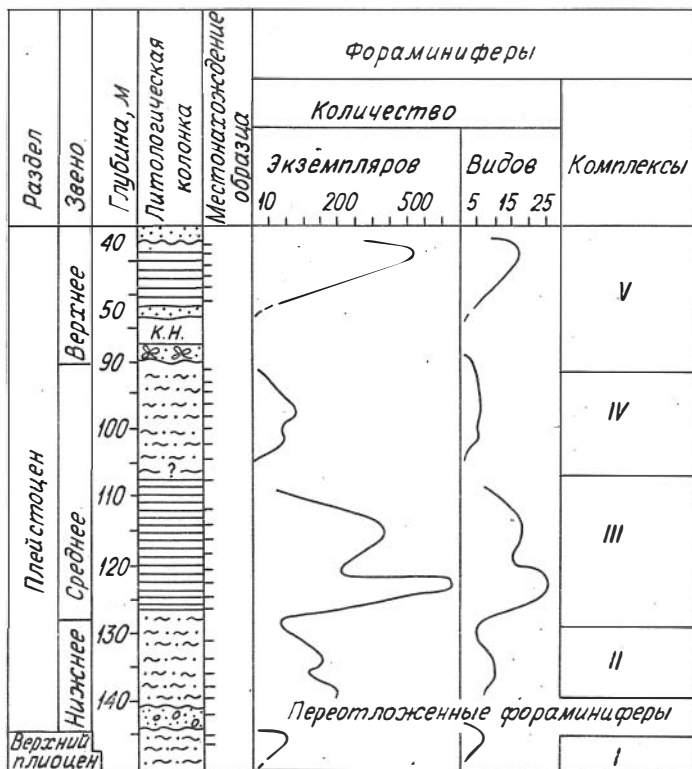


Рис. 2. Литологическая колонка и распространение фораминифер в скважине № I, о. Аюн. Усл. обозн. см. на рис. I

Возрастным аналогом энмакайского комплекса мы рассматриваем и ассоциацию фораминифер из алевроитов, пройденных скважиной на о. Аюн в интервале I46–I44 м (рис. 2, комплекс I). Количество видов (до 6), как и их экземпляров (до 50) там невелико, но приме-

чательно присутствие видов *E. hannai*, *E. umbonata*, не встречающихся выше по разрезу, но известных также из анвильских отложений (Hopkins et al., 1974).

Беским доказательством в пользу более древнего, чем плейстоценовый, возраста этой ассоциации и описанного выше энмакайского комплекса фораминифер является и тот факт, что выше в разрезе айонской скважины четко прослеживается та же стратиграфическая последовательность комплексов фораминифер, которая установлена для всего северного плейстоцена СССР (Гудина, 1976; Gudina, 1979; Гудина, Левчук, 1983б). Эта аналогия имеет место в разрезе скважины с глубины 128 м. Ниже, в интервале 144-141 м в песчано-галечном слое обнаружены перестроженные, неопределимые из-за плохой сохранности фораминиферы, а на глубине 141-128 м появляются виды, характерные уже для северного плейстоцена: *Quinqueloculina longa* Gudina, *Asterellina pulchella* (Parker), *Hannesina orbicularis* (Brady), *Toddinella lenticularis* (Gudina) и др. Наряду с ними встречается вид *Elphidiella rolfii* Gudina et Polovova, sp.n., обнаруженный также в самой верхней части энмакайской свиты, но отсутствующий выше по разрезу айонской скважины. Возраст этого комплекса (см. рис.2, комплекс II) скорее всего раннеплейстоценовый, соответствующий, возможно, тильтскому, поскольку отложения с ним перекрываются пачкой глин (глубина 128-106 м, комплекс III) с многочисленными и разнообразными фораминиферами, характерными для реперного горизонта северного плейстоцена СССР - среднеплейстоценовой биостратиграфической зоны *Miliolinella pyriformis* (Гудина, Саидова, 1969; Гудина, 1976). Аналогичная последовательность комплексов фораминифер с *E. hannai*, *E. rolfii* и комплекса зоны *M. pyriformis* прослежена также в едином разрезе на побережье Северной Гренландии в заливе Копенгаген\*.

Другим реперным горизонтом в скважине, кроме зоны *M. pyriformis*, являются глины с прослоями алевролита в интервале 50-40,5 м (см. рис.2, комплекс V) с фораминиферами, известными из казанцевских отложений Западной Сибири и валькатленских слоев Восточной Чукотки (Хорева, 1974; Гудина, Хорева, 1982). Оба комп-

\* Материал для сравнения любезно предоставил авторам датский микропалеонтолог Р.В.Фейлинг-Ханссен, в честь которого и назван вид *E. rolfii*.

лекса (Ш и У) из айонской скважины состоят в основном из тепловодных бореальных форм (*Buccella troitzkyi*, *Pyrgulina cylindroides*, *Retroelphidium selseyense*, *K. hyalinum*, *Cyclogyra involvens*, различные оолины, лагены и др.). Палеогеографический тип комплексов – межледниковый. Возраст более древнего из них – среднеплейстоценовый, молодого – позднеплейстоценовый.

Слои с рассмотренными комплексами разделяются пачкой алевритов (глубина 106–90 м) с небольшим числом фораминифер (см. рис. 2, комплекс IV), отличительной особенностью которых является не только таксономический состав и холодноводность большинства форм, но и мелкий размер их раковин (*Naupesina orbicularis*, *Criboelphidium goesi goesi*, *Toddinella lenticularis*). Экологическая структура и признаки недоразвитости раковин в комплексе сближают его с межстадиальными среднеплейстоценовыми (интеррисскими) салемальским в Сибири и папимейским в европейской части СССР комплексами фораминифер, которые характерны для отложений, занимающих то же стратиграфическое положение – между зоной *M. pyriformis* и казанцевским горизонтом (Гудина, 1976, 1981; Последнее ..., 1977).

Итак, первая находка на севере Чукотки мелководного энмакайского комплекса фораминифер с характерными видами *Elphidiella quasioregonensis*, *E. hannai*, *E. nitida* и др. (аналогичного по таксономическому составу и экологической структуре анвильскому на Аляске), а выше – зоны *M. pyriformis* позволяет сделать ряд выводов:

1. Подтверждается точка зрения об отсутствии морского верхнего плиоцена на обширной территории севера европейской части СССР и Сибири. Там отложения этого возраста могут быть обнаружены только на побережьях арктических морей, вследствие территориальной ограниченности анвильской трансгрессии.

2. Относительный уровень моря в период анвильской трансгрессии был незначительно выше современного, о чем свидетельствует распространение мелководного энмакайского и анвильского комплексов лишь на Крайнем Севере.

3. Энмакайский и анвильский комплексы не могут рассматриваться как мелководные фациальные аналоги комплексов зоны *M. pyriformis*, потому что они разновозрастны и их различная стратиграфическая позиция установлена в едином разрезе. Кроме того,

мелководные варианты комплексов зоны *M. rugiformis* известны и изучены (Гудина, 1976, с.67, 1981), и они имеют иной облик и систематической состав.

### Литература

Архангелов А.А., Данилов И.Д., Плахт И.Р., Толпегин Ю.Г. Стратиграфия и генезис раннекайнозойских отложений Валькарайской низменности. - В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, с.84-86.

Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.

Архипов С.А., Гольберт А.В., Гудина В.И. О так называемом морском плиоцен-плейстоцене Енисейского Севера. - Изв. Новосибир. отд-ния Геогр. о-ва СССР, 1973, вып.5, с.37-63.

Архипов С.А., Гольберт А.В., Гудина В.И. К стратиграфии плейстоцена Большехетского района на Енисейском Севере. - Бюл. комиссии по изучению четвертичного периода. № 5, М.: Наука, 1980, с.57-72.

Белкин В.М., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Колвинская свита севера Тимано-Уральской области. - В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Приуралья. Уфа: Изд-ние Ин-та геологии Баш. фил. АН СССР, 1972, вып. I, с.45-54.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М.: Наука, 1978. 194 с.

Гудина В.И. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М.: Наука, 1966. 132 с.

Гудина В.И. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского Севера. М.: Наука, 1969. 80 с.

Гудина В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена Севера СССР. Новосибирск: Наука, 1976. 125 с.

Гудина В.И. Значение фораминифер для стратиграфии и фациального анализа северного плейстоцена СССР. - В кн.: Четвертичное оледенения Зап.Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Наука, 1981, с.24-31.



Гудина В.И., Евзеров В.Я. Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 146 с.

Гудина В.И., Левчук Л.К. Морфология и классификация эльфиидид (Foraminifera). - В кн.: Морфология и систематика беспозвоночных фанерозоя. М.: Наука, 1983а, с.28-37.

Гудина В.И., Левчук Л.К. Морфология и таксономия арктических и бореальных четвертичных фораминифер рода *Retroelphidium* Voloshinova, 1970. - В кн.: Систематика, морфология и экология современной и ископаемой микрофауны. Новосибирск: Наука, 1983б, с.50-128.

Гудина В.И., Саидова Х.М. Биостратиграфическая зона *Miliculinella pyriformis* в четвертичных отложениях Арктики. - Докл. АН СССР, 1969, т.185, № 5, с.1109-1111.

Гудина В.И., Хорева И.М. Фораминиферы из морских отложений Севера и Северо-Востока СССР. - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982, с.184-194.

Данилов И.Д. Рывеевский опорный разрез позднекайнозойских отложений Валькарарайской низменности (Северная Чукотка). - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.26-27. (Препринт СВКНИИ ДВНЦ АН СССР).

Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Стратиграфическое расчленение ямальской серии в свете новых данных. - В кн.: Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1967, вып.6, с.11-20.

Морские неоген (?) - четвертичные отложения нижнего течения р.Енисей / Загорская Н.Г., Яшина З.Н., Левина Р.М., Белевич А.М. Л.: Гостоптехиздат, 1965. 91 с.

Лазуков Г.И. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965, с.5-62.

Никифорова К.В. Объем четвертичной системы. - В кн.: Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982а, с.8-35.

Никифорова К.В. Стратиграфическое расчленение и корреляция верхнеплиоценовых и четвертичных отложений. - В кн.: Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982б, с.36-89.

Полякова Е.И. Диатомовые водоросли приморских равнин Северной Чукотки и их палеогеографическое значение. Автореф. дис...М.: МГУ, 1980. 20 с.

Полякова Е.И. Спорово-пыльцевые и диатомовые комплексы четвертичных отложений Валькарыйской низменности (р.Рывеем). - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.24-26. (Препринт СВКНИИ ДВМЦ АН СССР).

Последнее оледенение в Нижнем Приобье / Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др. Новосибирск: Наука, 1977. 214 с.

Семенов И.Н. Стратиграфия антропогенных отложений Большеземельской тундры по фораминиферам. М.: Наука, 1973. 137 с.

Сухорослов В.Л. Кайнозойские отложения Валькарыйской низменности (северное побережье Чукотского полуострова). - Геол. и геофиз., 1978, № II, с.81-90.

Сухорослов В.Л., Мивок П.С. Биостратиграфическая и палеомагнитная характеристики морских отложений энмакайской свиты. - В кн.: Четвертичные отложения Востока СССР. Магадан, 1982, с.27-29) (Препринт СВКНИИ ДВМЦ АН СССР, вып. I).

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом I. М.: Недра, 1982. 441 с.

Тараканов Л.В., Каплин П.А., Курсалова В.И. Строение и абсолютный возраст новейших отложений Валькарыйской низменности (Северная Чукотка). - Докл. АН СССР, 1974. т.216, № 5, с. 1128-1130.

Троицкий С.Л. Современный антигляциализм. Критический очерк. М.: Наука, 1975. 161 с.

Хорева И.М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря. М.: Наука, 1974. 130 с.

Cushman J.A. A monograph of the foraminiferal family Nonionidae. - U.S.Geol.Surv. Profess. Paper, 1939, N 191. 100 p.

Cushman J.A. Some fossil foraminifera from Alaska. - Contrib. Cushman Lab.Foram. Research, 1941, v.17, pt.2, p.33-38.

Cushman J.A., Grant U. Late Tertiary and Quaternary Elphidium of the West Coast of North America. - Trans. San Diego Soc. Natur. Hist., 1927, v.5, N 6, p.69-82.

Doppert J.W. Chr.Lithostratigraphy of marine Neogene deposits in the Netherlands. - Med. rijks geolog. dienst, 1980, v.32-16, p.255-311.

Gudina V.I. The value of Foraminifera for stratigraphy and facies analysis of the Pleistocene of North USSR. - In: Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Project 73/1/24. Rep. N 5, Novosibirsk (USSR), 1978. Prague, 1979, p.129-137.

Hopkins D.M., Rowland R.W., Echols R.E., Valentine P.C. An Anvilian (Early Pleistocene) marine fauna from Western Seward Peninsula, Alaska. - Quaternary Research, 1974, v.4, p.441-470.

Voorthuysen J.H., van. *Elphidium oregonense* Cushman et Grant, a possible marker for the Amstelian (Lower Pleistocene) in North America and Northwestern Europe. - Contrib. Cushman Found. Foram. Research, 1952, v.3, pt.1, p.22-23.

Voorthuysen J.H., van, Toering K., Zagwijn W.H. The Plio-Pleistocene boundary in the North Sea Basin. Revision of its position in the marine beds. - Geol. en Mijnb., 1972, v.51 (6), p.627-639.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие .....	3
Архипов С.А. Граница неогеновой и четвертичной систем в Сибири и на Дальнем Востоке (обзор исследований по проекту МПГК № 4Г) .....	5
Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины .....	29
Волкова В.С. Палинофлора плиоцена и раннего плейстоце- на Западной Сибири в связи с решением проблемы нижней границы антропогена .....	54
Волков И.А., Зыкина В.С., Семенов В.В. Нижняя граница четвертичной системы в субаэральной толще Запад- ной Сибири .....	72
Короткий А.М., Павлюткин Б.И. Плиоцен-четвертичная граница в зоне перехода от материка к океану (юг Дальнего Востока) .....	85
Базаров Д.Б. О нижней границе антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья .....	100
Ендрихинский А.С. События позднего плиоцена-раннего плейстоцена на территории Байкальской рифтовой зоны и соседних районов .....	115
Беспалый В.Г., Давидович Т.Д. Плиоцен-четвертичная гра- ница на Северо-Востоке СССР .....	131
Гудина В.И., Половова Т.П. Плиоценовые и плейстоценовые фораминиферы Северной Чукотки .....	148

Свод. темат. план, 1984, поз. 63

СТРАТИГРАФИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
НЕОГЕНА И АНТРОПОГЕНА СИБИРИ

Сборник научных трудов

Ответственный редактор

Станислав Анатольевич Архипов

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор Л.А. Довгаль

Технический редактор Н.Н. Александрова

---

Подписано к печати 25. 10. 84. МН 05401.  
Бумага 60×84/16. Печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 9,45.  
Тираж 400. Заказ 355. Цена 65 коп.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.