

Д. Боуэн

Четвертичная геология

Издательство
«Мир»


ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

QUATERNARY GEOLOGY

A STRATIGRAPHIC FRAMEWORK FOR MULTIDISCIPLINARY WORK

by D. Q. BOWEN
University of Wales Reader in
the Department of Geography at the
University College of Wales, Aberystwyth

PERGAMON PRESS
Oxford — New York — Toronto — Sydney — Paris — Frankfurt
1978

Д. Боуэн

Четвертичная геология

Стратиграфическая основа
междисциплинарных
исследований

Перевод с английского
канд. геогр. наук И. И. Спасской

3527

Издательство «Мир»
Москва 1981

УДК 551.79

В монографии Д. Боуэна (Великобритания) рассматриваются стратиграфические и геохронологические проблемы, создающие базу для комплексных исследований четвертичного периода истории Земли. Достоинства работы – оригинальность и широта научного подхода, информативная новизна, четкая методическая ориентация, критическое освещение поставленных проблем.

Для геологов широкого профиля, геоморфологов, преподавателей, аспирантов и студентов геологических вузов.

Редакция литературы по геологии

1904040000

Б $\frac{20801-130}{041\,(01)-81}$ 130–81, ч. 1

Copyright © 1978 D. Q. Bowen

©Перевод на русский язык, "Мир", 1981

Д. БОУЭН

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА МЕЖДИСЦИПЛИНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Научный редактор *Н. Никишина*
Мл. научный редактор *А. Швыряева*
Художник *Е. Урусов*
Художественный редактор *Л. Безрученков*
Технический редактор *Л. Бронзберг*
Ст. корректор *И. Максимова*

ИБ №2501

Подписано к печати 04.05.81. Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная . Печать ротапринтная. Объем 8,50 бум. л. Усл. печ. л. 17,00. Усл. кр. отт. 17,00. Уч.-изд. л. 18,08. Изд. №5/0942. Тираж 3100 экз. Зак. 34 . Цена 3 руб.

Издательство "Мир"
Москва, 1-й Рижский пер., 2

Тульская типография Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
г. Тула, проспект им. В.И. Ленина, 109

Предисловие к русскому изданию

В течение последних 15 – 20 лет стремительное пополнение фактической информации по геологии четвертичного периода сочеталось с глубоким совершенствованием методики исследований, в результате чего многие традиционные представления подверглись коренному пересмотру и появилась необходимость создания новых обобщающих работ. Одним из удачных примеров таких работ является рекомендуемая вниманию читателя монография английского ученого Д. Боуэна, известного своими трудами по четвертичному периоду Уэльса и сопредельных районов. Подзаголовок книги – "Стратиграфическая основа междисциплинарных исследований" – отражает прогностическую ориентацию, весьма характерную для четвертичной геологии. В настоящее время при разработке крупных проектов преобразования природы широко используются модели физико-географических процессов, воссозданных для разных этапов четвертичного периода.

Композиция монографии Боуэна поражает прежде всего малым удельным весом региональных разделов – им отведена только одна из десяти глав. Основная ориентация работы – проблемно-методическая: в центре внимания находятся проблемы стратиграфии и хронологии четвертичного периода и методы их изучения. Главными объектами исследования признаются климатические изменения и обусловленная ими динамика оледенения и колебаний уровня океана. Среди наиболее значительных новейших усовершенствований выделяются радиоуглеродное датирование и анализ летописи океанического осадконакопления.

Значительная по объему глава книги посвящена региональным моделям, разработанным для Альп, Северной Европы, Великобритании, центральной части США и Восточной Африки.

Альпийская модель опирается на классические геоморфологические исследования, выполненные в конце XIX – начале XX веков. Установленная для этого региона последовательность ледниковых и межледниковых эпох была распространена на многие другие горные и даже равнинные районы, хотя альпийская схема не имела надежного хроностратиграфического обоснования. Поэтому Боуэн справедливо отмечает необходимость сохранения за этой схемой только морфостратиграфического значения.

При характеристике североевропейской модели Боуэн сосредоточил внимание на проблемах расчленения среднего плейстоцена. Здесь наибольший интерес представляют факты, свидетельствующие

о сложной природе заальского оледенения, насчитывавшего 6 – 7 подвижек льдов ранга отдельных стадий, но, возможно, отчасти и оледенений. Хотя вопрос о самостоятельности вартинского оледенения до конца не решен, интервалу между этим оледенением и основным заальским оледенением (дренте) нередко приписывают межледниковый ранг. Четко установлено, что вартинское наступание льдов предшествовало эемскому межледниковью.

Вполне естественно, что лучше знакомые Боуэну материалы по четвертичной геологии Великобритании получили в монографии более подробное освещение. Однако итоговая схема оказалась открытой для критики, в частности, из-за применения разных критериев: литостратиграфических для холодных этапов и биостратиграфических для теплых. В Великобритании так же, как и на материке Европы, участились случаи выявления разновозрастных межледниковых горизонтов со сходными палинологическими характеристиками. Установлены и определенные различия в условиях залегания разновозрастных межледниковых горизонтов: например, выходы хокснийских отложений приурочены к междуречьям, а более молодых инсуичских (аналог эемских на материке) – к долинам рек.

Бристоу, Кокс, Уэст и некоторые другие исследователи предлагают выделять в среднем плейстоцене только одно оледенение – Английское, якобы бывшее в Англии максимальным. Это представление сложилось в связи с неясным стратиграфическим положением гиппингской морены. Много сложностей остается и в корреляции четвертичных отложений разных районов Англии.

Североамериканская модель резко отличается от европейских: в ее основу положены итоги изучения морен, ископаемых почв и форм рельефа, а палеонтологические данные привлекаются в небольшом объеме. Американским исследователям не удалось добиться четких однозначных результатов: их выводы свидетельствуют о противоречивости межрегиональных корреляций и усложнении полигляциалистических концепций. Немалые затруднения связаны с установлением межледникового либо межстадиального ранга погребенных почвенных горизонтов.

При рассмотрении африканской модели автор книги ограничился сопоставлением плювиалов и межплювиалов с гляциоклиматическими колебаниями в более высоких широтах.

Боуэн уделил большое внимание материалам по океаническим осадкам. После краткого обзора прогресса методики их отбора рассматриваются палеотемпературные реконструкции, опирающиеся на анализ изотопов кислорода. Развитие этого метода способствовало разработке детальных стратиграфических шкал, временная привязка которых осуществлялась с помощью радиоуглеродного и

ураново-ториевого методов. Независимо были проведены палеофаунистические и палеомагнитные исследования, что обеспечило объективный контроль геологического возраста донных осадков. В итоге четвертичная история океанов впервые приобрела развернутую *характеристику*.

Результаты изучения океанических осадков вполне определенно указывают на гораздо более дробную последовательность гляциоклиматических колебаний по сравнению с континентальными данными. Боуэн замечает, что, если морские данные позволили оценить длительность теплых и холодных интервалов как примерно одинаковую, то континентальные данные четко подтвердили кратковременность межледниковий. Было бы неправильно, вслед за Боуэном, полагать, что оледенения составляли основную часть истории плейстоцена. Напротив, комплекс континентальных данных вполне определенно свидетельствует, что ледниковые трансгрессии тоже были непродолжительными и значительную часть четвертичной эпохи занимали переходные интервалы, в одном из которых мы живем теперь.

Боуэн подробно разбирает возможности использования различных ископаемых для стратиграфического расчленения четвертичных отложений и делает вывод о том, что для этой цели палеонтологические критерии не являются исчерпывающими аргументами вследствие ограниченных масштабов филогенетических изменений, хотя использование этих критериев позволяет извлечь ценную палеоэкологическую информацию. В основу стратиграфии четвертичного периода, по мнению Боуэна, должны быть положены климатические изменения, так как сами четвертичные отложения не всегда легко поддаются генетической расшифровке и отличаются прерывистым распространением. Хотя в принципе этот подход не вызывает особых возражений, нельзя согласиться с недооценкой материалов о составе и строении четвертичных отложений.

Рассматривая вопросы таксономии и классификации, Боуэн отмечает разнобой, существующий в системе ведущих дефиниций, и приводит ряд показательных примеров. Соглашаясь с этим мнением, нельзя не отметить, что с самого начала исследования четвертичного периода преимущественно развивались в древнеледниковых и перигляциальных областях умеренных широт. Механическое перенесение понятий, сложившихся в этих областях, на арктические, аридные и тропические территории вызывает справедливые нарекания. Действительно, правомочно ли говорить о сменах ледниковых и межледниковых эпох в пустынях или равным образом распространять опыт изучения межледниковых разрезов на территории, где не было оледенения? Поэтому неотложной задачей становится разработка универсальных принципов таксономии и классификации чет-

вертичного периода, приемлемых для использования в планетарных масштабах.

При изложении геохронологических проблем Боуэн подробно останавливается на радиоуглеродном датировании, включая и прогресс техники измерения активности ^{14}C и детальный анализ погрешностей. Особое внимание привлекает обстоятельный разбор ошибок, обусловленных "эффектом жесткой воды", что нередко сказывается при определении возраста растительных остатков из озерных илов. При характеристике уранового-ториевого метода подробно освещены особенности его применения для датирования кораллов и раковин моллюсков. Довольно кратко описаны принципы калий-аргонового метода и несколько шире рассматривается палеомагнитный метод со всеми его ограничениями и перспективами. Оба метода рекомендуется по возможности применять совместно. Отмечены возможности определения возраста ископаемых костей на основе диагенеза аминокислот.

Материалы по четвертичной истории различных групп организмов, сведенные Боуэном, указывают на высокую мобильность природных зон под влиянием климатических изменений. Однако при оценке исходного уровня допущена неточность. Современная обстановка иногда отождествляется с условиями послеледникового климатического оптимума, что на наш взгляд неверно. Оптимум голоцена, как известно, отличался резко выраженным смещением природных зон в сторону полюсов, тогда как нынешняя эпоха характеризуется противоположной тенденцией.

Рассматривая проблемы эволюции животных, Боуэн ссылается на содержательные материалы британских исследователей по жесткокрылым, которые оказались четкими палеоэкологическими индикаторами, к тому же обладающими более высокой миграционной подвижностью по сравнению, например, с растениями. С помощью этих индикаторов удалось существенно уточнить ход климатических изменений.

Последние главы книги Боуэна посвящены моделям оледенения, гляциоэвстазии и гляциоизостазии. Здесь так же, как и в предыдущих главах, на первый план выдвигаются методические вопросы и сделаны принципиально важные палеогеографические выводы. Однако не все модели отличаются должной выразительностью. Характеризуя модель покровного оледенения, автор книги ограничился материалами по ледниковому седиментогенезу и уделил мало внимания собственно гляциологическим проблемам.

Публикация монографии Боуэна представляется важным событием на пути дальнейшего утверждения полигляциалистической концепции. Констатируемые признаки многократности крупных похолоданий - не менее 17 в рамках четвертичного периода, выявленные в резуль-

тате изучения морских осадков, пока еще мало согласуются с материалами континентальных исследований. Однако любопытные идеи о сходстве палинологических характеристик разновозрастных межледниковых толщ могут, по нашему мнению, привести к признанию большего числа материковых оледенений, и, таким образом, способствовать сопоставлению континентальных данных с морскими.

На фоне общей тенденции к утверждению полигляциалистической концепции пересматривается мнение о ранге альпийских горных оледенений. Выяснилось, что они укладываются в рамки последних 800 тыс. лет, и, следовательно, происходили в магнитную эпоху Брюнес. Точка зрения Боуэна о том, что каждая классическая ледниковая эпоха Альп не столько была реакцией на климатические изменения, сколько отражала определенную фазу ускоренного поднятия земной коры, заслуживает самого пристального внимания. Приходится согласиться с мнением Боуэна о том, что самый большой пробел связан с отсутствием удовлетворительного объяснения причин гляциоклиматических изменений четвертичного периода. Ни одна из десятков предложенных гипотез не является полностью удовлетворительной, и поэтому необходимо сосредоточить усилия на решении этой важной теоретической проблемы.

Оценивая настоящую книгу, нельзя не отметить полное отсутствие сведений о советских исследованиях четвертичного периода. Этот существенный пробел сказывается во многих разделах работы. Тем не менее для советского читателя книга Боуэна представляет немалый интерес благодаря несомненной оригинальности идей, широте научного диапазона, информативной новизне, методической ориентации и критическому освещению поставленных проблем.

Доктор географических наук *Л. Серебрянный*

Предисловие

Научные открытия последних лет ознаменовали качественно новый этап в изучении четвертичного периода. Однако неподготовленному читателю может показаться, что эти открытия просто усложняют и без того сложную картину новейшего геологического периода в истории Земли. Неуклонно растет объем информации, нередко весьма противоречивой, постоянно меняется терминология. В то же время продолжают употребляться термины, давно уже признанные специалистами излишними, что еще больше запутывает положение. Если при этом учесть и определенную узость взглядов в данном вопросе, проявляющуюся в том, что некоторые специалисты склонны рассматривать свою область исследований как наиболее важную, перестает удивлять появление всевозможных ложных теорий. Это, несомненно, достойно сожаления, ибо сегодня, как и всегда, сохраняет свою актуальность высказывание Жинью о том, что "ничто так не возбуждает воображения, как изучение четвертичного периода".

Данная книга представляет собой попытку ответить не некоторые вопросы геологии четвертичного периода. Во-первых, критически рассматриваются основы существующих классических моделей древних оледенений. Во-вторых, приводятся данные, на которых базируется новая стратиграфическая основа. Далее обсуждаются возможности использования как новых методов исследования, так и традиционных - летопись ископаемых остатков, изменения уровня моря, изучение ледниковых и неледниковых обстановок. В заключение дается обзор предмета в перспективе, и стратиграфическая основа расширяется путем избирательной корреляции.

Благодарности

Я искренне благодарен всем моим многочисленным коллегам, принимавшим участие в обсуждении отдельных вопросов, рассматриваемых в этой книге. Исключительно полезным было также общение с членами Британской ассоциации по изучению четвертичного периода ИНКВА как в нашей стране, так и за рубежом. Однако свою особую признательность мне хотелось бы выразить некоторым коллегам, которые своими исследованиями в области четвертичной геологии оказали существенное влияние на эту книгу и деловые контакты с которыми были всегда полезны. Это д-р Г.С.Боултон, проф. К.В.Батцер, д-р Г.Р.Куп, проф. Р.В.Фэрбридж, д-р Дж. Кукла, д-р Р.Б.Моррисон и д-р Н.Дж.Шеклтон. В вопросах стратиграфии мне помогал проф. Т.Невилль Джордж, которому я очень благодарен за дружескую поддержку, а в воросах геоморфологии – проф.И.Х.Браун, который вместе с покойными проф. С.В.Вулдриджем и С.И.Холлингуортом пробудил во мне интерес к исследованиям четвертичного периода.

Многим я обязан и сотрудникам университетского колледжа Уэльса и Аберистуите – проф. К. Кидсону, любезно разрешившему мне широко использовать оборудование его факультета, и проф.Х.Картеру, предоставившему в мое распоряжение секретаря. Глубоко признателен я моим непосредственным помощникам в работе над книгой – г-же Линде Джеймс, печатавшей текст, и г-ну Майклу Г.Джонсу, которому принадлежит исполнение большей части рисунков и таблиц. Остальные диаграммы вычертили г-жа Джилл Андерсон, г-н Тим Кэрнс и г-н Кенн Уасс (Лондон). Фотоработы выполнены г-ми Дэвидом Гриффитсом, Говардом Уильямсом и Иэном Райтом.

Я не нахожу слов, чтобы выразить в должной мере благодарность моей жене Элизабет, которая составила библиографический указатель и помогала мне во всем.

Глава 1

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Основные черты четвертичного периода

Четвертичный период представляет собой подразделение геохронологической шкалы, которое включает современность (табл. 1.1). Это означает, что современная окружающая среда в такой же мере является его частью, как и ледниковый период. Современность при этом рассматривается главным образом с исторической точки зрения, однако изучение современных процессов и пространственных закономерностей используется также в качестве основы для реконструкции прошлого.

Известный тезис Лайеля ("настоящее – ключ к прошедшему") сохраняет свою ценность, тем не менее его не всегда легко применить на практике, так как многие типы окружающей среды, существовавшие в четвертичное время, были уникальными и не имеют точных аналогов в современности. К счастью, эти трудности могут быть успешно преодолены, поскольку четвертичная эпоха

Таблица 1.1

Основные подразделения стандартной глобальной хроностратиграфической (геохронологической) шкалы для кайнозоя

Эратемы и эры	Системы и периоды	Отделы и эпохи	Изотопные датировки, млн. лет	
			Продолжительность подразделения	Время начала подразделения, млн. лет назад
	Четвертичная	Голоцен	0,01	0,01
		Плейстоцен	≈1,6	≈1,6
Кайнозой[1]		Плиоцен	5	7
	Третичная[2]	Миоцен	19	26
		Олигоцен	12	38
		Эоцен	16	54
		Палеоцен	11	65

[1] Вместе с палеозоем и мезозоем кайнозой образует фанерозойский эон.

[2] Иногда исключается из шкалы и заменяется неогеновой (отделы миоцен и плиоцен) и палеогеновой (отделы палеоцен, эоцен и олигоцен) системами.

оставила довольно многочисленные и хорошо сохранившиеся следы своего прошлого – преимущество, которого лишены исследователи дочетвертичных эпох. Такое относительное обилие данных делает возможными детальные реконструкции, построение которых облегчается также тем, что географическая основа – очертания материков и океанов и основные закономерности атмосферной циркуляции – в течение четвертичного периода оставалась неизменной.

Наиболее характерной чертой четвертичного периода бесспорно является изменение климата. Выводы об этом были сделаны первоначально на том основании, что в прошлом некоторые европейские ледники распространялись на большую, чем сейчас, площадь (табл. 1.2). Позднее было показано, что в средних широтах оледенение развивалось неоднократно и проявлялось в масштабах всего континента. Принято считать, что в такое время площадь ледниковых покровов и ледников была приблизительно в 13 раз больше, чем сейчас, за исключением Антарктики, и что средняя мощность крупных ледниковых покровов достигала примерно 2 км [137]. В жарких пустынях площадь озер увеличивалась и уменьшалась, хотя это происходило неодновременно на различных континентах. Более общий характер носили колебания уровня моря, амплитуда которых достигала 100 м (эта цифра может оказаться заниженной). Эти разнообразные изменения контролировались изменениями климата. Разница в среднегодовых температурах между сменявшими друг друга холодными (ледниковыми) и теплыми (межледниковыми) эпохами составляла около 5° С в приморских областях с более ровным климатом, но была больше 10° С во внутренних частях некоторых континентов. Эти изменения вызвали смещение основных географических зон по широте. Во время максимумов оледенений зоны сокращались и смещались в сторону экватора, однако в периоды межледниковых потеплений они снова расширялись, занимая близкое к современному положение. На рис. 1.1 показана разница между основными зонами растительности, существующими в Европе сейчас, и зонами, существовавшими во время максимума последнего оледенения.

Значительные изменения природной среды оказывали неоднократное и сильное воздействие на растительные и животные сообщества, вызывая их миграцию, а часто и исчезновение. Поскольку продолжительность четвертичного периода невелика (табл. 1.1), за это время произошли лишь ограниченные таксономические и морфологические изменения. Поэтому четвертичная палеонтология носит скорее палеоэкологический, чем филогенический характер. Существуют, однако, заслуживающие упоминания исключения из этого правила: например, *Homo sapiens* (современный человек), появившийся около 400 тыс. лет назад, произошел от более раннего четвертичного вида *Homo habilis*, который мигрировал из

Таблица 1.2

Развитие ледниковой теории[1)]

1795	Джеймс Хаттон	Определил, что эрратические валуны в горах Юра были принесены ледником
1802	Джон Плейфер	Поддерживает представления Хаттона
1815	Перроден	Швейцарский крестьянин, приходит к выводу о существовании в Альпах в прошлом оледенений
1821	Венец	Развивает идеи Перродена и докладывает их на заседании Общества естественной истории в Люцерне
1824	Эсмарк	Выделяет древнее горное оледенение в Норвегии
1829	Венец	Доказывает, что большая часть Европы подвергалась оледенению
1832	Бернхарди	Впервые выделяет следы материкового оледенения на территории современных ГДР и ФРГ
1834	Де Шарпантье	Выступает в поддержку взглядов Венеца
1837	Агассиц	Читает в Швейцарском обществе естествоиспытателей лекции о "великом ледниковом периоде"
1838	Бакленд	Убеждается в том, что Британские острова подвергались оледенению; поэтому отказывается от своего прежнего мнения о существовании библейского потопа, выраженного им в более ранней работе "Reliquiae Diluvianae" (1823)
1839	Конрад	Впервые высказывается в пользу ледниковой теории в Америке
1840	Агассиц	Публикует в Невшателе "Etudes sur les glaciers"
1840	Агассиц	Посещает Великобританию в сопровождении Бакленда
1841	Де Шарпантье	Публикует в Лозанне "Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône"
1847	Агассиц	Признает, что ледники Альп и Северной Европы были самостоятельными
1847	Коллон	Выделяет два оледенения в Вогезах
1852	Рамзи	Выделяет два оледенения в северном Уэльсе
1853	Чемберс	Выделяет два оледенения в Шотландии

Продолжение табл. 1.2

1856	Морло	Выделяет два оледенения Швейцарии
1862	Джеймисон	Публикует работу "Об обработанных льдом горных породах в Шотландии"
1863	Арчибальд Гейки	Публикует работу "О явлении ледникового дрифта в Шотландии"

[1] См. работы Норта [262], Флинта [137], Чарлсуэрта [67] и Чорли и др. [68].

Африки в Азию и Европу. Однако, оставляя в стороне эти случаи, точные палеоэкологические выводы можно делать на основе морфологического сходства современных и более ранних форм. Эти выводы основываются не только на предположениях о сходстве в физиологии, но также и на знании современных экосистем. К сожалению, сопоставление древних и современных экосистем нередко обнаруживает, насколько ограничены наши знания о последних.

Прогрессу в изучении четвертичного периода в особенности способствовали два открытия, сделанные после второй мировой войны: во-первых, радиоуглеродное датирование позволило воссоздать удивительно детальную картину последнего ледникового эпизода, и, во-вторых, исследованиями дна океана были установлены

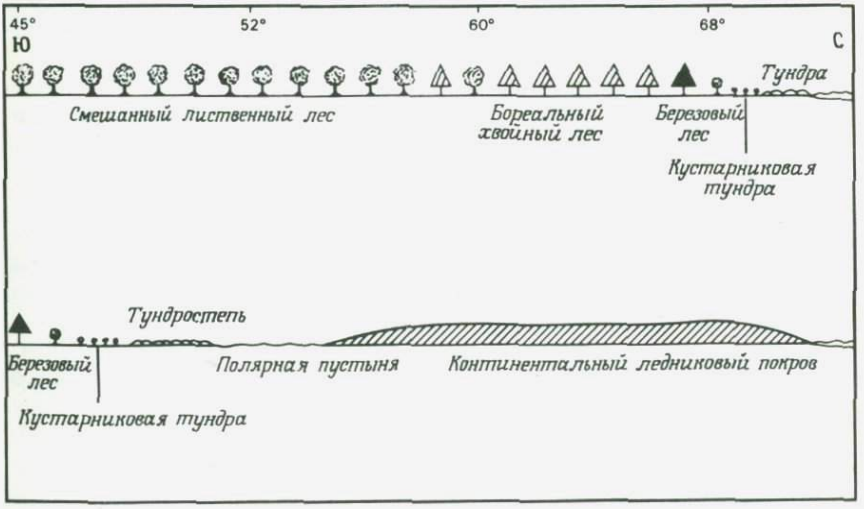


Рис. 1.1. Растительность Европы во время межледниковий и ледниковых эпох [159].

подробные палеонтологические и геохимические данные о климатических изменениях, которые в некоторых случаях могут считаться непрерывными для довольно длительных отрезков времени. Это открытие привело к новому, совершенно неожиданному способу, позволившему в конце концов получить основу для глобальной корреляции событий четвертичного периода. До этого большая часть исследований была направлена на изучение континентов, однако сейчас более детальные данные об изменениях климата получаются при изучении океанов.

Все исторические науки вносят свой вклад в изучение четвертичного периода и в свою очередь используют данные последнего. Необходимость в интерпретации пространственных и временных закономерностей природных условий прошлого настолько велика, что становится насущной задачей проведение междисциплинарных исследований с постоянным обменом идеями и информацией. В какой еще науке, например, на научном заседании можно было бы найти "геофизиков, слушающих объяснения, почему некоторые фораминиферы имеют левозакрученную раковину; геохимиков, пытающихся проследить кочевья первобытного человека в Восточной Африке, и археологов, интересующихся анализом воздушных масс?" [397]. Достаточно часто такие заседания вызывают общий интерес геологов, геоморфологов, географов, археологов, антропологов, ботаников, зоологов, геохимиков, метеорологов, почвоведов и инженеров-

Таблица 1.3.

Рост ИНКВА[1)]

Год	Место проведения конгресса	Число участников	Число стран-участниц
1928[2)]	Копенгаген, Дания	102	17
1932[3)]	Ленинград и Москва, СССР	239	9
1936	Вена, Австрия	187	23
1953	Рим и Пиза, Италия	242	26
1957	Мадрид и Барселона, Испания	294	33
1961	Варшава, Польша	500	31
1965	Боулдер и Денвер, США	900	41
1969	Париж, Франция	1000	53
1973	Крайстчерч, Новая Зеландия	450	40
1977	Бирмингем, Великобритания	1000	50

[1)] По данным М И Нейштадта (1969), с дополнениями.

[2)] Основана Международная ассоциация по изучению четвертичного периода Европы.

[3)] Название изменено на Международный союз по изучению четвертичного периода (ИНКВА).

геологов, а также многих других специалистов, интересующихся проблемами окружающей среды. Все вместе они обеспечивают *"превосходное сочетание для проведения* фундаментальных и прикладных исследований" [367] или, по словам Райта [397], "непревзойденное сочетание интеллектуальной стимуляции и эмоционального удовлетворения". Поэтому неудивительно, что существует несколько организаций, объединяющих исследователей четвертичного периода: в Америке – AMQUA, в ФРГ, Австрии и Швейцарии – DEUQUA, в Скандинавских странах – NORDQUA, в Великобритании – QRA (Ассоциация по исследованию четвертичного периода). Все они подчинены Международному союзу по изучению четвертичного периода (INQUA)[1], многочисленные комиссии которого координируют исследования в различных областях. Табл. 1.3 иллюстрирует быстрый рост ИНКВА по данным международных конгрессов, проводящихся каждые четыре года.

Четвертичный период, плейстоцен и голоцен

Впервые термин *четвертичный* был использован Денуайе (Desnoyers, 1829), который работал в Парижском бассейне и обозначал этим словом отложения, перекрывающие образования третичной системы. По определению, данному Ребулем [289], этим термином обозначались отложения, содержащие ныне живущие виды животных и растений; Лайель [228], подходивший к классификации с палеонтологической точки зрения, ввел термин *плейстоцен*, означающий "новейший". Этим термином он обозначал отложения, содержащие более 70% видов ныне живущих моллюсков. О ледниковом периоде (Eiszeit) писал Шимпер (Schimper, 1837), однако только после того, как *ледниковая* теория получила общее признание (табл. 1.2), Форбс [140] смог внести дальнейшие уточнения в определение, данное Лайелем для плейстоцена, предположив, что этот термин должен быть синонимом термина *ледниковый период*; для обозначения послеледникового времени предлагался термин "современный" (Recent). Развитие ледниковой теории, несомненно, оказало большое влияние на изучение четвертичного периода и способствовало прогрессу в его познании в течение последнего столетия (табл. 1.2).

Плейстоцен и ледниковый период не должны, однако, считаться синонимами, как это предполагал Форбс, поскольку известно, что оледенения происходили и до начала четвертичного периода. Более точно было бы сейчас говорить о *позднекайнозойских ледниковых эпохах* (Turekian, 1971). Кроме того, оказалось, что классический ледниковый период Европы охватывает только последние 850 тыс. лет плейстоцена. Отсюда возник термин "доледниковый плейстоцен" [316].

[1] В советской литературе принято обозначение ИНКВА. – *Прим. перев.*

3527

Менялся и геологический статус четвертичного периода. Чарлсуэрт [67], например, рассматривает его как эру, логически продолжая ряд "первичный" (палеозой), "вторичный" (мезозой) и "третичный". Однако понятия *третичный и четвертичный* являются до некоторой степени анахронизмами, так как термины "первичный" и "вторичный" уже не употребляются; третичный и четвертичный периоды входят теперь в состав кайнозоя. Флинт [135], правда, настаивал на исключении этих терминов, тем не менее в своей последующей работе [137] он выносит слово *четвертичный* в заголовок, чтобы "облегчить понимание темы". Сейчас этот термин настолько прочно вошел в употребление, что трудно сказать, какую пользу принесло бы его исключение, тем более, что Международный геологический конгресс едва ли когда-либо примет такое решение.

Еще в 1846 г. Форбс предложил термин "современный" (Recent) для обозначения послеледникового времени, однако только в 1885 г. Международный геологический конгресс принял для этого отрезка шкалы специальный термин – *голоцен*, означающий "полностью современный". Даже сейчас некоторые исследователи считают излишним выделение в постплиоценовое время какого-либо другого подразделения, кроме плейстоцена ([137], West, 1968). Однако другие авторы настаивают на сохранении голоценового (или современного) отдела (Morrison et al., 1957). Фэрбридж [123] заявил, что вся стратиграфическая номенклатура должна основываться на том, какую пользу она приносит для понимания и обмена информацией; более того, дробность подразделений шкалы должна увеличиваться с приближением к современности. Можно надеяться, что этот вопрос, наконец, решен, так как Международная подкомиссия по стратиграфической классификации признала оба подразделения – как плейстоцен, так и голоцен [169].

Цели исследований

Для геолога цель научных исследований совершенно ясна, поскольку четвертичный период представляет собой пока последнюю главу в истории Земли. В то же время он настолько отличен от более ранних эпох, что это создает определенные проблемы при его изучении. До некоторой степени эти проблемы кажущиеся, и возникают они лишь потому, что для четвертичного периода мы располагаем более подробной информацией. Эти истинные и кажущиеся проблемы будут рассмотрены в дальнейшем. Основная же цель геолога – воссоздать наиболее полную последовательность событий в истории Земли за рассматриваемый период – остается неизменной.

Как уже отмечалось, специалисты разных научных направлений

заинтересованы в изучении четвертичного периода с исторической точки зрения. Большой интерес представляет прослеживание развития какого-либо явления во времени, например, в истории растительности или истории гоминид. Другой целью исследований может быть объяснение на основе прошлого современных природных условий, например, рельефа или распределения в пространстве редких аркто-альпийских растений. При этом неважно, являются ли эти условия следствием современных или древних процессов, хотя обычно это результат сочетания тех и других. Таким образом, хотя "все исследователи стоят на позициях актуализма, считая, что в методическом отношении настоящее представляет ключ к прошедшему, тем не менее возможны случаи, когда прошлое служит объяснением настоящего, как этому учит нас история" [149].

Чтобы показать в большей степени прикладное значение исследований, Райт [397] собрал убедительные примеры того, как изучение четвертичного периода может дать ответ на современные проблемы. В качестве одного из примеров он рассматривает историю сильно загрязненного озера, в котором нужно было восстановить естественные условия. Однако исторические данные о том, каковы были эти естественные условия, скудны. Ответ получается из палеоэкологических исследований ископаемых сообществ, содержащихся в молодых озерных осадках, образовавшихся до появления здесь человека; таким образом устанавливается исходное состояние. Данные о процессах, происходивших в прошлом, позволяют также предсказывать побочные эффекты, которые могут явиться результатом изменения речного русла или постройки плотины. Даже для инженеров-геологов представляет интерес не только происхождение склоновых отложений, но и их возраст, как показали работы по изучению устойчивости склонов на юго-востоке Англии [376]. Особый интерес вызывает установленная с помощью исторических данных экологическая роль пожаров в естественных лесных экосистемах Северной Америки; проведенные здесь исследования позволяют сделать вывод о благотворной роли контролируемых пожогов, имеющий значение для современного лесного хозяйства и коренным образом отличающийся от традиционного взгляда на необходимость противопожарных мероприятий [170].

Познание природных условий настоящего и прошлого представляет собой достаточно ясную цель, однако наука, достигшая полного развития, должна также уметь и предсказывать (несмотря на то, что большая часть исследований четвертичного периода лежит в сфере того, что Пантин [271] назвал "расплывчатыми науками", относя к ним геологию и биологию в отличие от физики и химии). Среди исследований четвертичного периода более всего

связана с предсказанием будущих событий теория климатических колебаний.

До 1960 г. появилось около 53 теорий изменения климата (Schwarzbach, 1960). Большая часть их относилась к событиям прошлого и по мере совершенствования знаний оказалась в стороне от главного направления науки. Однако сейчас некоторые признаки указывают на то, что значительный прогресс не заставит себя ждать. Рассматривая три главные оболочки Земли – литосферу, биосферу и атмосферу, – Флинт [138] графически показал, как развивалась теория динамики биосферы в XIX в. по мере познания развития видов и как прогресс техники в середине XX в. позволил осуществить исследования океанов, которые привели к созданию теории литосферы (тектоники плит). Теория атмосферных процессов, которая сможет дать прогноз, должна еще только появиться, однако Флинт полагал, что если исследования будут продолжаться в том же направлении, что и сейчас, она может стать реальностью к концу столетия.

Флинт предполагал, что эта теория появится так же, как в свое время появились теории развития литосферы и биосферы, т.е. путем анализа процессов прошлого и их продолжения в настоящем. Эта цель может быть достигнута в результате усилий ученых, объединенных в CLIMAP – группу долговременных исследований, картирования и предсказания изменений климата [164]; целью этих исследований является выявление климатических колебаний путем изучения колонок бурения глубоководных отложений в глобальных масштабах и картирования результатов.

Метод исследований

Представителей самых различных наук объединяет заинтересованность в установлении последовательности событий четвертичного периода. Таким образом, метод, казалось бы, самоочевиден. К сожалению, хотя стратиграфические принципы известны всем, по самым разным причинам им не всегда следуют. Трудности возникают из-за необычных стратиграфических соотношений пород. Например, в долинах часто, хотя и не всегда, более молодые отложения залегают гипсометрически ниже древних и могут отделяться от них значительным перерывом. Другие отложения могут встречаться спорадически, поэтому последовательность осадконакопления нелегко установить, и при корреляции возможны значительные ошибки. Так как продолжительность четвертичного периода невелика, эти трудности не могут быть разрешены классическими методами палеонтологии, поскольку только немногие группы обнаруживают сколько-нибудь значительные эволюционные изменения. Поэтому метод, успешно применяющийся для расчленения и корреляции дочетвертичных фанерозойских пород, имеет здесь лишь

ограниченное применение. Ситуация осложняется еще тем, что большая часть четвертичных осадков по происхождению относится к континентальным и в основном не содержит ископаемых остатков. Даже самое мощное из средств корреляции – радиометрический метод датирования – зависит от наличия специфических материалов для анализа и требует, чтобы образцы оставались закрытой системой с того самого времени, которое пытаются датировать. Это затрудняет межрегиональные корреляции[1)], а при попытках межконтинентальных корреляций возникает множество проблем, причем ситуация осложняется еще тем, что представители некоторых направлений склонны рассматривать свой подход как единственно верный.

Отдельные фрагменты информации о четвертичном периоде (подобные разрозненным частям головоломки) должны быть описаны и интерпретированы точно и однозначно, чтобы это описание правильно поняли ученые разных направлений и национальностей; только после этого из таких фрагментов может быть построена общая картина для какого-либо временного среза. К сожалению, это условие выполняется нечасто. В действительности исследователи четвертичного периода, как правило, не подбирают соответствующие друг другу данные, чтобы построить на их основе теорию, а, наоборот, насильно "вгоняют" их в рамки существующей теории. К счастью, геологический метод, как ни затруднительно его применение к исследованиям четвертичного периода, сам по себе достаточно ясен и включает: 1) локальное определение и описание стратиграфических единиц в их последовательности; 2) корреляцию местных разрезов и 3) интерпретацию стратиграфических данных с точки зрения истории Земли. Третья стадия заключается обычно в установлении хронологической последовательности событий, и именно здесь возникает больше всего проблем.

Описанная выше процедура представляется логически обоснованной, однако далеко не всегда ее придерживаются. Многие исследователи продолжают пребывать относительно нее в полном неведении. Другие, хотя и располагают хорошей стратиграфической основой, настолько неясно и неоднозначно представляют свои результаты, что сильно снижают этим ценность работы. Поэтому крайне желательно единообразие если не подхода, то по крайней мере метода и терминологии при изложении материала, а для этого необходима разработка рекомендаций или практических руководств, которые были бы применимы к изучению пород как четвертичной, так и более древних систем.

Если учесть отсутствие общепринятых практических требований,

[1)] Термин "корреляция" в этой книге понимается как "определение соотношения во времени" за исключением особых случаев, как, например, "литостратиграфическая корреляция"

постоянно меняющуюся терминологию, большое количество разрозненных и противоречащих друг другу данных и разнообразие теоретических подходов к классификации, то едва ли удивит, что приступающие к изучению четвертичного периода находят этот предмет сложным и запутанным. Изменение положения к лучшему происходит крайне медленно: в 1957 г. на конгрессе ИНКВА в Мадриде Ван дер Влерк вынужден был констатировать, что на запросы о стратиграфической шкале для четвертичного периода, посланные в 22 страны, было получено 22 различных ответа. На конгрессе 1973 г. президент ИНКВА жаловался: "Хотел бы я сказать, что положение сейчас стало лучше" [249].

В этой связи уместно напомнить, что некоторые классификации существуют давно и продолжают широко использоваться (табл. 1.4). Наиболее ранней и популярной из них является альпийская модель Пенка и Брюкнера [276]. Термины "гюнц", "миндель", "рисс" и "вюрм" до сих пор требуют стратиграфического обоснования, поэтому едва ли данную схему можно рассматривать как полностью отвечающую требованиям. Действительно, события, к которым относятся эти термины (даже если включить сюда оледенения дунай 1 и дунай 2 – бибер), не охватывают всего четвертичного периода. Даже в пределах того интервала времени, на который распространяется эта схема (около 850 тыс. лет), действительная последовательность событий была неизмеримо более сложной, чем это представляется по схеме, включающей четыре оледенения и разделяющие их межледниковья. Тем не менее эти термины до сих пор используются, и события, установленные совсем в других районах, соотносятся с альпийской моделью.

Таблица 1.4

Некоторые классические схемы расчленения плейстоцена[1)]

Альпы	Северная Европа	Британские острова	Северная Америка	Восточная Африка[2)]
ВЮРМ	ВИСЛА	НОВЕЙШАЯ МОРЕНА	ВИСКОНСИН	МАКАЛИЙ ГЕМБЛИЙ
Рисс – вюрм	*Эем*	*Ипсуич*	*Сангамон*	*Межплювиал*
РИСС	ЗААЛЕ	ГИППИНГ	ИЛЛИНОЙС	КАНЖЕР
Миндель – рисс	*Гольштейн*	*Хоксний*	*Ярмут*	
МИНДЕЛЬ	ЭЛЬСТЕР	ЛОУЭСТОФТ	КАНЗАС	КАМАСИЙ
Гюнц – миндель	*Кромер*	*Кромер*	*Афтон*	*Межплювиал*
ГЮНЦ			НЕБРАСКА	КАГЕРА

[1)] ЛЕДНИКОВЫЕ ЭПОХИ и *межледниковья*.
[2)] ПЛЮВИАЛЫ и *межплювиалы* (Woldstedt, 1965).

Тенденция к подобному излишнему упрощению ведет к тому, что новые открытия насильно "втискиваются" в существующие классификации. Такое произвольное обращение с фактами поддерживает иллюзию их надежности и точности, поскольку, на первый взгляд, постоянно подтверждается исходная схема. Подобную тенденцию – постоянно подтверждать открытия, сделанные при недостаточном объеме данных, – Уоткинс [369] назвал *синдромом подкрепления*, приведя в качестве примера классическое четырехчленное деление плейстоцена в Альпах. В результате такого подхода названия нередко даются событиям, установленным вдали от районов, где они были впервые применены, и корреляция осуществляется путем заполнения пустующих клеток в классификационной таблице. Эта неудачная тенденция усугубляется еще тем, что альпийская хронология связывается с климатической хронологией Миланковича, которая основана на математических расчетах вековых изменений эксцентриситета земной орбиты (периодичностью около 90 тыс. лет), наклона оси (периодичностью около 40 тыс. лет) и прецессии равноденствий (периодичностью около 20 тыс. лет) (см., например, [406]). Выработался метод датирования, который Кукла [207] назвал "отсчетом сверху", т.е. от вюрма вниз по разрезу, или назад во времени. Например, на основании этого метода ископаемой почве в Австрии (так называемой почве кремсер) приписывали рисс–вюрмский межледниковый возраст, однако позднейшие работы показали, что она приблизительно на миллион лет старше. К сожалению, метод "отсчета сверху" все еще широко используется геологами, что ведет к заведомо неточной хронологической классификации.

Даже когда речь идет о последнем оледенении, которое сравнительно хорошо изучено, постоянное употребление неправильных схем часто вызывает недоразумения. В Европе, например, до сих пор неоднозначно используется термин "вюрм"; путаницу в этом вопросе Бюдель [54] охарактеризовал как "вюрмскую смесь" (Würm-Wirrwarr). О событиях, предшествовавших последнему оледенению, известно еще меньше, поэтому, прежде чем продолжить изложение, представляется полезным рассмотреть основы существующих схем расчленения четвертичного периода.

Глава 2

КЛАССИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Разработанные довольно давно схемы расчленения плейстоцена до сих пор находят широкое применение в альпийских районах ФРГ, Австрии, Франции, Италии и Югославии, а также в таких странах Северной Европы, как ГДР, ФРГ, Бельгия, Нидерланды, Дания, Норвегия и Швеция, в США и Канаде, в Восточной Африке и других частях этого континента и на Британских островах. Все эти схемы в основном были сформулированы до начала исследований по глубоководному бурению, в результате которых была получена наиболее полная стратиграфическая шкала плейстоцена (гл. 3). Поэтому все схемы в определенной степени устарели. Некоторые из них составлены к тому же не всегда правильно методически. В двух схемах отмечается некоторое сходство; в целом же им присущи серьезные недостатки, которые станут очевидными по мере их рассмотрения в дальнейшем.

Альпийская модель

Знаменитая схема альпийских оледенений, оказавшая влияние на многие другие схемы, была разработана А.Пенком (A. Penck, 1885) главным образом для междуречья Иллер – Лех на Баварском плато к югу от городов Ульм, Аугсбург и Мюнхен (рис. 2.1). Позднее она была значительно дополнена и распространена сначала на альпийскую область в целом, а затем и на другие территории. Даже в наши дни терминологией этой схемы широко пользуются на континентах, весьма удаленных от Центральной Европы.

В основе схемы лежит выделение четырех оледенений, установленных по четырем отдельным флювиогляциальным (зандровым) террасам. Хотя частично схема опирается на стратиграфию, базируется она исключительно на морфологии, т.е. в основе ее лежит *морфостратиграфия*[1], *и скрыть это не смогли ни более поздние уточнения схемы, ни утверждение Пенка о том, что каждое оледенение представлено "серией" ледниковых отложений*. Принцип построения схемы таков: были закартированы четыре зандровые (*schotter*) террасы – картирование форм рельефа в данном случае являлось основным методом работы – и прослежено их распространение вверх по долине до

---

[1] *Морфостратиграфическая единица* – тело горных пород, определяемое главным образом по форме поверхности (гл. 4).

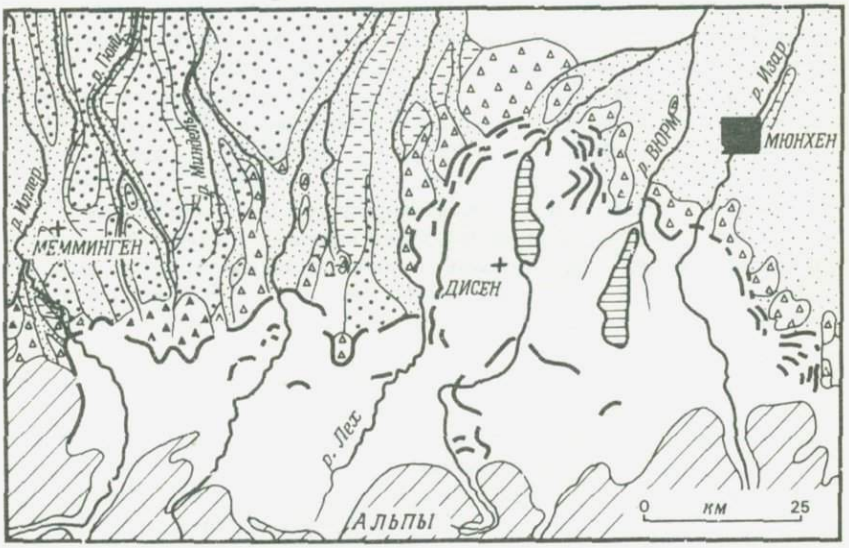


Рис. 2.1. Схема ледниковых отложений Баварского предгорья [276]. *Жирные линии – моренные гряды; незачерненные треугольники – морены рисского возраста; зачерненные треугольники – морены миндельского возраста; крупные точки – покровные галечники; пунктирная штриховка – высокая терраса; мелкие точки – низкая терраса.*

места соединения с конечными моренами, отмечающими границу расположения современных им ледников (рис. 2.2). Первоначально только две нижние террасы были увязаны с конечными моренами, однако позднее такая связь была установлена и для двух других. Рис. 2.2 позволяет наглядно представить эту картину: границу первого оледенения отмечает внешняя конечная морена, ниже нее дно долины занимала ранее верхняя зандровая (*schotter*) равнина. Позднее, после дегляциации, зандры в процессе углубления долины были эродированы и расчленены, и образовалась терраса. Сохранились фрагменты, позволяющие судить о современной или прежней связи террасы с конечной мореной, расположенной выше по течению. Это врезание и расчленение произошло, вероятно, в течение межледникового интервала. Заметим, что именно поэтому межледниковое время не представлено здесь какими-либо отложениями, а, напро-



Рис. 2.2. Зандровые террасы (галечники) и конечные морены.

тив, отмечено следами эрозионной деятельности. Весь описанный процесс повторился затем в течение последующего оледенения, которое, однако, как показано на рис. 2.2, не было столь обширным, как предыдущее, и его конечная морена располагается внутри внешней морены первого оледенения. Зандровые образования были снесены вниз по долине и отложены на более низких высотах или на расчлененных склонах, а иногда частично перекрыли более древние зандровые отложения. В последующее межледниковье в процессе эрозии и расчленения более молодых наносов была сформирована нижняя терраса. Как и более древнюю террасу, ее можно проследить вверх по течению до современной ей конечной морены, где она языковидно выклинивается, фациально замещаясь моренными отложениями (рис. 2.2).

В своей первоначальной схеме А.Пенк (Penck, 1885) выделил только три оледенения. Они были установлены на основании трех комплексов галечников: покровных и галечников высокой и низкой террас в Баварии и окрестностях озера Констанс. Позднее Эдвард Брюкнер (Bruckner, 1886) наблюдал такие же галечники восточнее, в долине реки Зальцах. В 1909 г. оба исследователя опубликовали совместную работу, ставшую классической, – "Альпы в ледниковый период" [276], которая впоследствии получила широкое признание во всем мире. Обнаруженные Пенком покровные галечники подразделяются им на "древние" и "молодые". Таким образом доказывается существование четырех оледенений, которые получили названия по четырем рекам Баварии (табл. 2.1).

Высокая и низкая террасы легко увязываются с двумя грядами конечных морен, хорошо выраженных в рельефе: низкая терраса – с внутренними моренами (*молодые конечные морены* на рис. 2.1), которые четко выделяются морфологически и мало видоизменены последующими процессами; высокая терраса – с молодой частью внешних морен, которые в противоположность более молодым (внутренним) моренам морфологически выражены слабее. Они различаются

Таблица 2.1

Альпийская схема оледенений (с соответствующими им террасами) и межледниковий [276]

	Эрозия
Оледенение вюрм	Низкая терраса
Межледниковье рисс – вюрм	*Эрозия*
Оледенение рисс	Высокая терраса
Межледниковье миндель – рисс	*Эрозия*
Оледенение миндель	Молодые покровные галечники
Межледниковье гюнц – миндель	*Эрозия*
Оледенение гюнц	Древние покровные галечники

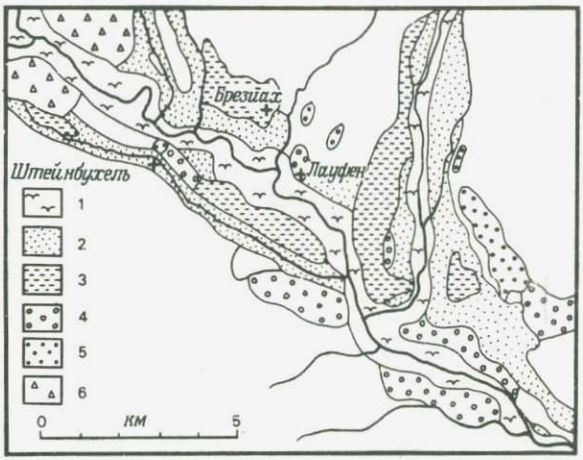


Рис. 2.3. Геоморфологическая схема участка долины реки Савы [276]. *1 – аллювий; 2 – низкая терраса; 3 – высокая терраса; 4– молодые покровные галечники; 5 – древние покровные галечники; 6 – ледниковые отложения.*

также характером речной сети: на древних отложениях она более "зрелая", на молодых же образованиях сформилась хуже и сопровождается многочисленными небольшими озерами. Кроме того, древние морены в отличие от молодых покрыты лёссом.

На рис. 2.3 приводится карта участка долины реки Савы, составленная Пенком и Брюкнером; здесь отчетливо видны фрагменты террас (рис. 2.4), образовавшихся под действием активной "межледниковой" эрозии. В других районах, где эрозия была развита меньше, например вблизи Мюнхена, галечники являются наложенными. И только там, где действовала глубинная эрозия (предположительно вследствие тектонических поднятий), наблюдается четкое разделение галечников высокой и низкой террас.

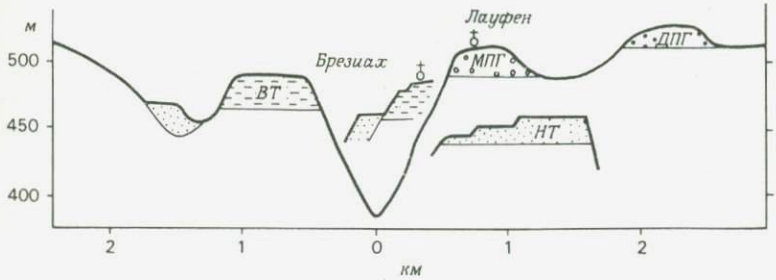


Рис. 2.4. Поперечный профиль долины реки Савы у Лауфена [276]. *ДПГ– древние покровные галечники; МПГ – молодые покровные галечники; ВТ – высокая терраса; НТ – низкая терраса.*

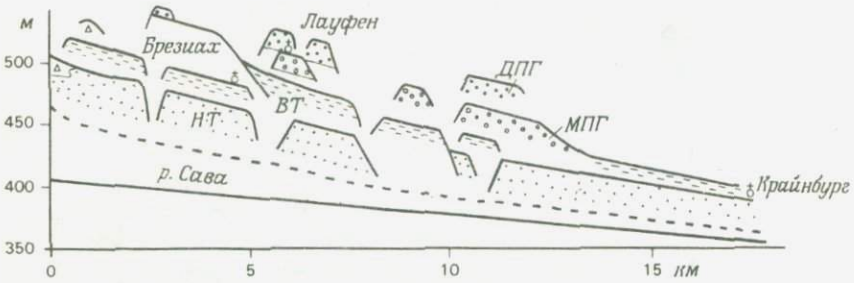


Рис. 2.5. Продольный профиль долины реки Савы выше Крайнбурга. Показаны фрагменты основных зандровых террас [276].

Штриховая линия – поверхность цоколя коренных пород; незачерненные треугольники – основная морена, образовавшаяся при подвижках ледника, происходивших одновременно с накоплением зандровых отложений. Остальные обозначения те же, что и на рис. 2.4.

Обе террасы – высокая и низкая – располагаются, как и по всей альпийской области, в пределах долины (рис. 2.3). Когда встречаются большие участки хорошо сохранившихся террас, можно реконструировать их продольные профили на графиках (рис. 2.5). Покровные галечники, как правило, значительно расчленены (рис. 2.4 и 2.5). В Баварии эти древние образования слагают разрозненные участки, тянущиеся от подножия Альп. Значительная разница в абсолютных отметках уцелевших фрагментов террас объясняется дифференцированными поднятиями, происходившими после их образования. Покровы галечников (*decken*) сохраняются на изолированных плато и холмах (часто на них располагаются церкви или населенные пункты), что свидетельствует о разрушительной силе эрозии, в результате которой они утратили свой первоначальный облик.

Подтверждающие данные. Близ Дейзенхофена, в долине реки Глейссен, к югу от Мюнхена (рис. 2.1), Пенком были описаны три наложенных галечниковых комплекса: "покровные галечники" и галечники высокой и низкой террас. Все они изменены выветриванием, причем покровные галечники в наибольшей степени (рис. 2.6). Выветривание характерно и для древних, и для молодых покровных галечников всей альпийской области. При этом известковые компоненты растворились, кристаллические обломки полностью разрушились и образовался горизонт сильно выветрелой красной глины, получившей название *ферретто*.

В периоды между оледенениями происходила полная дегляциация, о чем свидетельствуют прослои органического вещества: 1) знаменитая готтингерская брекчия (*Hottinger Breccia*) близ Инсбрука – коллювиальные и осыпные отложения, содержащие межледниковую флору; 2) различные углистые аргиллиты (*schieferkohlen*), представ-

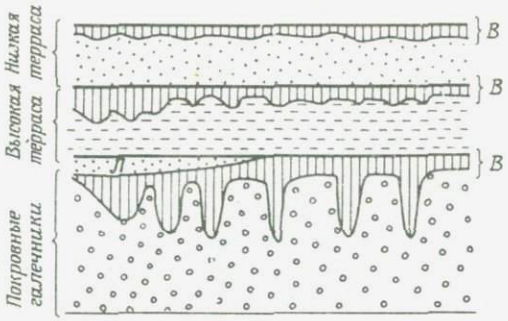


Рис. 2.6. Выветрелые галечники у Дейзенхофена [276].
В – горизонты выветривания; Л – лёсс.

ляющие собой сильно уплотненные слои торфа (лигнита) с остатками растений; 3) озерные отложения; 4) известковые туфы и 5) другие образования с растительными остатками. Принято считать, что почти все они относятся к рисс–вюрмскому межледниковью, а перекрывающие их отложения – к вюрмскому оледенению. Основные выводы Пенка и Брюкнера [276], полученные на основании этих данных, были кратко изложены на английском языке Райтом (Wright, 1914, 1937).

Продолжительность оледенений и межледниковий. Пенк и Брюкнер [276] дали также оценку относительной продолжительности четырех оледенений и соответствующих им межледниковий. По их мнению, рисское оледенение было более длительным, чем вюрмское, о чем свидетельствует бóльший объем ледниковых и флювиогляциальных отложений, накопившихся за время рисса. На том же основании оледенение гюнц было признано самым продолжительным. Большего доверия, как представляется, заслуживают их предположения о длительности межледниковий; в частности, межледниковье миндель – рисс они считали самым продолжительным по сравнению с другими, так как это время оставило больше следов геологической деятельности, чем любое другое: террасы гюнца и минделя располагаются высоко над террасами рисса и вюрма; отложения гюнца и минделя выветрелы в большей степени, чем более молодые отложения; морены минделя значительно денудированы, и, где бы ни наблюдались отложения межледниковья миндель – рисс, они всюду имеют бóльшую мощность, чем те, что образовались в рисс–вюрмское время. По мнению Пенка и Брюкнера, относительную продолжительность каждого межледниковья можно представить следующим образом:

гюнц – миндель	миндель – рисс	рисс – вюрм	пост – вюрм
3	12	3	1

Отсюда и возникла концепция *великого межледниковья*, распространенная Цёйнером [405, 406] на весь земной шар. В дальнейшем будет показано (гл. 3), что для этого нет оснований, однако эта концепция продолжает существовать по сей день.

Разработка и критическая оценка модели. Такова основа "альпийской" модели. При внимательном рассмотрении табл. 2.1 становится очевидным, что плейстоцен, как полагали Пенк и Брюкнер (а за ними и их последователи), характеризуется в типовой области ледниковыми и флювиогляциальными (зандровыми) отложениями, которые соответствуют, однако, только части этого времени: большой отрезок плейстоцена отвечает эрозионному перерыву в стратиграфической колонке. Кроме того, исходя из имеющихся сведений о пульсационном характере оледенений в течение плейстоцена, в настоящее время можно считать доказанным, что формирование каждой конечной морены и соответствующей ей зандровой террасы занимало самое большее только несколько тысячелетий в течение одной холодной стадии или ледникового цикла. Строго следуя модели в том виде, как она излагалась до сих пор, можно признать, что в межледниковое время осадконакопления не происходит, а господствует эрозия, которая расчленяет зандровые галечники, формируя террасы. Другими словами, весь рассматриваемый промежуток времени не только не представлен отложениями, но за время перерыва в осадконакоплении, вероятно, происходили события, утраченные для характеристики полной картины, как локальной, так и региональной. Таким образом, морфостратиграфическая основа модели уже как бы предопределяет ее несовершенство.

Предположение о том, что некоторые из альпийских галечников могли быть по возрасту межледниковыми, а не ледниковыми, существовало еще до появления работы Пенка и Брюкнера [276]. Однако только в начале 20-х годов нашего столетия Пенк полностью принял и детально разработал эту гипотезу. Современные исследования дают богатый материал, подтверждающий это предположение. В частности, моллюски межледникового облика были найдены в галечниках высокой террасы близ Мюнхена [53] и у Мосбурга в мосбургских галечниках [260]. Датирование радиоуглеродным методом показало, что некоторые галечники низкой террасы имеют голоценовый возраст [156]. Наконец, Бруннакером (Brunnacker, 1962) были описаны горизонты межледниковых почв в составе отложений низкой террасы у Хёрматинга.

Значительные изменения в описываемую четырехчленную схему были внесены только в 1930 г., когда Эберл [109] установил, что все четыре оледенения были сложными по своему характеру, и, кроме того, указал на существование еще до гюнца ледниковой подвижки, названной им дунайской, хотя относящиеся к ней террасы

не увязывались с какими-либо моренными грядами. В своей работе Эберл предложил следующую схему: 1) пять террас, оформировавшихся до гюнца (они представлены оттобейренскими аллювиальными галечниками, штауфенбергскими галечниками, ледниковое происхождение которых не доказано, и отложениями трех стадий дунайского оледенения); 2) две стадии оледенения гюнц; 3) две стадии оледенения миндель; 4) две стадии оледенения рисс и 5) три стадии оледенения вюрм. Как и в предыдущем случае, все они были установлены при совместном картировании форм рельефа и литостратиграфическом исследовании террасовых галечников. Автор доказал, что представление Пенка и Брюкнера [276] о тектоническом смещении покровных галечников гюнца было ошибочным, так как сохранившиеся на разных высотах участки террас принадлежат к разным стадиям, а именно к гюнц 1 и 2 и дунай 1, 2 и 3. Следует отметить, что большое влияние на выводы Эберла [109] оказали идеи Миланковича.

Дальнейшее развитие схемы нашло отражение в работах Шефера [304], который установил оледенение, предшествовавшее дунайскому, и назвал его подвижкой бибер. Как и для дунайского оледенения Эберла, следы наступания бибер были обнаружены в галечниковой террасе, не связанной с моренной грядой. Шефер показал также – и в этом его большая заслуга, – что активная эрозионная деятельность, которая имела место в перерывах между формированием каждой из последующих террас, связана с оледенениями, а не с межледниковьями, как считали Пенк и Брюкнер [276].

Схема Эберла не лишена интереса до сих пор, хотя некоторые положения его работы оказались необоснованными. Не ясен характер интервалов между различными стадиями; ситуация осложняется невозможностью разделения ледниковых и межледниковых галечников, не содержащих ископаемых остатков. Не дали положительных результатов и палеоботанические исследования, считавшиеся в Северной Европе долгое время весьма эффективными. Френцель [143] рассмотрел имеющиеся данные и сделал выводы, обобщенные в табл. 2.2. Он рассуждает так: если межледниковье цайфен (гл. 6) соответствует отчасти межледниковью эем в Северной Европе, то и рисское и вюрмское оледенения Альп, разделенные межледниковьем фурамоос (гл. 6), датируются более поздним временем, которое условно принимается большинством европейских исследователей в качестве "последнего межледниковья". Отметим, однако, что точный статус эема не вполне ясен (см. ниже). Согласно Френцелю, межледниковье пфеффербихл, вероятно, можно коррелировать с гольштейнским межледниковьем Северной Европы, возраст же межледниковья уленберг неизвестен. Заметим также, что углистые аргиллиты (schieferkohlen) в настоящее время

Таблица 2.2

Возможный вариант
палеоботанических корреляций
по Френцелю [143]

Общепринятая корреляция		Френцель [143]
Альпы	Северная Европа	Альпы
Вюрм	Висла	Вюрм
		Фурамоос
		Рисс (весь или часть)
Рисс – вюрм	*Эем*	*Цайфен*
Рисс	Заале	
Миндель – рисс	*Гольштейн*	*? Пфеффербихл*
Миндель	Эльстер	
		? Уленберг
Гюнц – миндель	*Кромер*	
		Дунай (весь или часть)

относят к разным межледниковьям или даже к межстадиалу, так как радиоуглеродное датирование дает для них цифры 40 – 30 тыс. лет назад [143].

Выводы. Итак, очевидно, что альпийская схема не очень удачна. Тем не менее термины "гюнц", "миндель", "рисс" и "вюрм" продолжают употребляться во многих странах мира, внося неопределенность в вопросы изучения древних оледенений. Очевидно, требуется сознательное усилие, чтобы отказаться от них как от ярлыков, обозначающих интервалы времени, даже в самой альпийской области. Кукла [207], например, настаивает на употреблении этих названий только в связи с конкретными террасами конкретных моренных гряд в Альпах: например, вюрмская терраса или вюрмская морена. Иными словами, он предлагает оставить эти термины в качестве морфостратиграфических, а не временных (хроностратиграфических) единиц. Нужно проявлять большую осторожность, чтобы избежать путаницы: какие термины являются морфостратиграфическими, а какие – хроностратиграфическими. Кукла приводит такой пример [207]: "...галечники низкой террасы вблизи Острявы (северная часть центральной Чехословакии) в течение многих лет обозначались на карте вюрмским возрастом, к которому они в действительности и относятся. Однако после того, как известный чешский специалист по стратиграфии четвертичных отложений Ти-

рачек обнаружил обломки заржавевшего велосипеда в ненарушенном слое галечника, этот уровень был обозначен по-новому как голоценовый аллювий, каковым он также является. Таким образом удалось избежать конфликта с имеющимися стратиграфическими схемами. Логический же вывод таков: галечники низкой террасы являются по определению вюрмскими, независимо от того, содержат ли они велосипеды или римские черепки, так как вюрмская галечниковая терраса – морфостратиграфическая, а не хроностратиграфическая единица".

В то время как формирование "вюрмских" террас занимает период больший, чем одно наступание ледника, и даже захватывает неледниковые интервалы – часть послеледниковья (голоцен), – истинные вюрмские моренные гряды и непосредственно примыкающие к ним зандровые террасы образовались самое большее за несколько тысяч лет. Очевидно, "вюрм" как морфостратиграфическая единица отнюдь не является синонимом "вюрма" в качестве временной (хроностратиграфической) единицы. К тому же известно, что интервалы времени, называемые "гюнц", "миндель", "рисс" и "вюрм", были свидетелями десяти глобальных оледенений (гл. 3). Поэтому, чем скорее произойдет отказ от этих терминов в качестве основных универсальных условных временны́х обозначений для четвертичного периода, тем лучше.

Северная Европа

Классическая последовательность оледенений и межледниковий в Северной Европе (табл. 2.3) базируется главным образом на подразделении отложений Скандинавского ледяного покрова. Расчленение строится исключительно на предположении, что основные системы конечных морен, которые тянутся через Северо-Германскую низменность и ее продолжение (рис. 2.7), по существу, определяют границы последовательных оледенений, которые получили названия по различным рекам: эльстер, заале, варта и висла. Всем оледенениям, кроме варты, названия были присвоены Кейлаком [196]. Конечные морены оледенений варта и висла имеют свежий внешний облик, они в значительной степени сохраняют свою первоначальную морфологию и несут на поверхности многочисленные замкнутые депрессии. Конечные морены оледенения заале, напротив, хотя и сохраняют первоначальный внешний вид, имеют более плоские, сглаженные очертания и расчленены несколько больше. Конечные же морены оледенения эльстер денудированы в такой степени, что полностью утратили свой первоначальный облик (Woldstedt, 1953).

Таблица 2.3

Классическая схема последовательности оледенений и межледниковий в Северной Европе

Оледенение висла	
Межледниковье эем	
Оледенение варта	Оледенение заале
Оледенение дренте	
Межледниковье гольштейн	
Оледенение эльстер	
"Кромерский комплекс" межледниковий	

Поскольку описываемая схема базируется на формах рельефа, интересно сравнить ее с альпийской схемой, ибо обе они – морфостратиграфические. Однако в отличие от альпийской области подразделение здесь подтверждается многочисленными межледниковыми отложениями морского и континентального генезиса, стратиграфическое положение которых устанавливается как по перекрывающим,

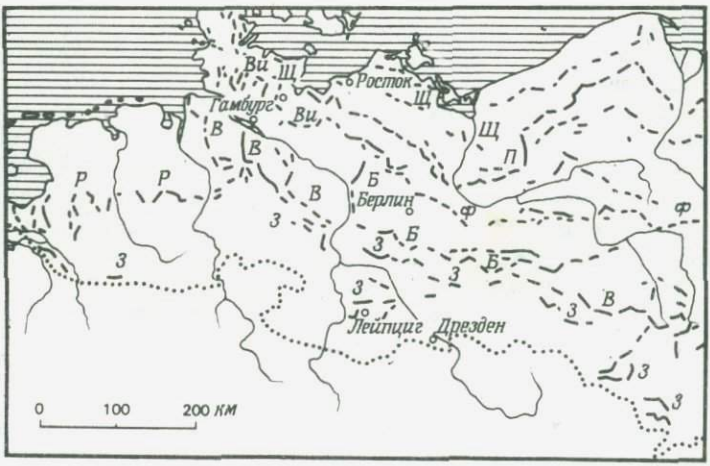


Рис. 2.7. Расположение конечных морен на Северо-Германской низменности [393].

З – заальская; Р – ребургская; В – вартинская; Б – бранденбургская; Ф – франкфуртская; Ви – вислинская; П – померанская; Щ – щецинская. Точками показана граница максимального оледенения.

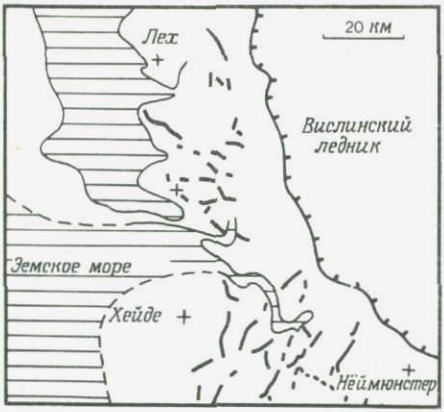


Рис. 2.8. Морены стадии варта, прорванные трансгрессией Эемского моря (Woldstedt, 1954).

так и по подстилающим их ледниковым отложениям. Однако даже такая точность не скрывает глубоко морфостратиграфического характера схемы.

Оледенение эльстер. Ледниковые отложения оледенения эльстер хорошо известны в районе Гамбурга, где мощность их местами достигает 70 м. Однако в большинстве случаев они погребены под отложениями последующего оледенения заале и отличаются от них с трудом. Выходы их на дневную поверхность известны только в Тюрингии и Верхней Саксонии. Являясь самыми древними в разрезе ледниковыми образованиями, они глубоко выщелочены и окислены, а местами размыты до такой степени, что остаточные отложения сохраняются только в виде эрратических валунов.

Ледниковые отложения оледенения эльстер залегают стратиграфически выше "кромерского комплекса" межледниковий (гл. 6). На северо-западе ФРГ широко распространен маркирующий горизонт *лауэнбургских глин*, перекрывающий непосредственно морену эльстера. Слагающие его глины и супеси отлагались, вероятно, талыми водами во время дегляциации и сразу после нее.

Не доказано, что в это время территория Нидерландов была покрыта льдом. Ледниковые отложения здесь не известны или пока не обнаружены. В то же время имеются признаки, указывающие на близкое соседство ледника: проблематичные "поклейские" отложения (гончарные глины) формировались, по-видимому, в системах долин, открывавшихся в крупное подпруженное ледником озеро на месте современного Северного моря (Zonnelveld, 1958). Не ясна также причина образования глубоких и узких впадин, выполненных "поклейскими" отложениями. По возрасту эти глины догольштейн-

ские, и некоторые исследователи сопоставляют их с *лауэнбургскими глинами* на северо-западе ФРГ, однако возраст последних пока не доказан [193].

Низменности Северной Европы покрывались ледниками, надвигавшимися с восточной и западной Скандинавии: в Нижней Саксонии отмечается большое количество эрратических валунов, принесенных с Восточной Скандинавии (Luttig, 1960), но они отсутствуют в окрестностях Гамбурга (Richter, 1962). Рихтер выделил пять подвижек, разделенных межстадиалами, когда ледник отступал, однако это предположение основано целиком на литологических различиях разных типов ледниковых отложений эльстера.

Межледниковье гольштейн. Отложения межледниковья гольштейн перекрывают непосредственно отложения оледенения эльстер и в свою очередь перекрыты, захвачены и деформированы наносами оледенения заале. Гольштейнское море наступало с севера или северо-запада, и современная ему береговая линия проходила примерно с запада на восток в северной части Нидерландов, образовав заметную извилину вдоль Эльбы; между Гамбургом и Любеком существовал морской пролив. В бассейне Балтийского моря морские отложения известны в окрестностях Фюнена и Мекленбурга. Палеоэкологические исследования фауны моллюсков Северного моря свидетельствуют о повышении температуры, обусловившем сначала бореальные условия, а затем условия, сравнимые с современными для Северного моря.

Характер смены растительности показывает, что за субарктическим климатом с господством березы, сосны и Hippophae (позднеледниковье эльстера) последовал период преимущественного развития березы и сосны, сменившийся затем экспансией смешанного дубового леса. Позднее к нему присоединились *Abies* и *Carpinus*. Затем наступило похолодание, означающее конец межледниковья. Для первой половины межледниковья типична *Picea* , тогда как для второй характерна *Abies* и некоторые термофильные растения – *Vitis silvestris, Buxus sempervirens* и водяной папоротник *Azolla filiculoides*.

Оледенение заале. Конечные морены заальского возраста, которые сопоставляются с различными "средними террасами" на реках ГДР и ФРГ, текущих на север, морфологически сильно изменены (сглажены), хотя все еще отчетливо определяются как моренные гряды. Это, однако, больше относится к конечным моренам оледенения дренте (табл. 2.3), так как конечные морены оледенения варта определяются легко. Давно известно, что оледенение заале было сложным, но количество его возможных осцилляций до сих пор окончательно не определено. В ФРГ существует единодушное мнение, согласно которому оледенение заале не прерывалось интервалом

статуса межледниковья [106]. Однако истинный характер интервала между оледенениями дренте и варта остается проблематичным. Целый ряд отложений, которые, как предполагалось, образовались в период между двумя ледниковыми подвижками, теперь относят к другим периодам: диатомит "потепления ое" по составу растительности обнаруживает связь с гольштейнским межледниковьем, а межледниковые отложения долины реки Гердау теперь считают эемскими. Требует также подтверждения, что "период трене", представленный ископаемыми почвами, является промежуточным между оледенениями дренте и варта. Все это, однако, не опровергает мнения, что оледенение заале состояло из нескольких четко выраженных этапов. К сожалению, большинство предположений такого рода основано на литологических различиях ледниковых отложений, морфостратиграфии конечных морен и гляциотектонических структурах в некоторых моренных грядах.

Люттиг (Luttig, 1954; 1968) высказал предположение, что оледенение дренте состояло из подвижек ("Staffelin"), разделенных периодами отступания ("Eteppen") (рис. 2.9). Схема его несколько нечетка, поскольку, во-первых, она основана на различиях литологического состава ледниковых отложений, и, во-вторых, в ней дается весьма противоречивое толкование фазы ребург и ее конечных морен. Согласно Люттигу, оледенение дренте достигло своего максимума в течение фазы гамельн (рис. 2.9): в южной части Нижней Саксонии отложения этой фазы перекрывают отложения средней террасы рек Везер, Лейн и др. Считалось, однако, что фаза ребург предшествовала этому событию, так что ее конечные морены неизбежно перекрывались ледником в течение фазы гамельн. Моренные гряды фазы ребург отчетливо выражены в рельефе (высота гряды Восточный Велюве в Нидерландах превышает 100 м) и характеризуются гляциотектонической чешуйчатой структурой. Тектонические деформации рассматриваются Люттигом и другими исследователями как результат последовательных прохождений льда поверх морен (ледниковое перекрытие). Загвийн [402] полагает, что причиной повторного наступания льда могла быть пульсация ледника. Вольдштедт (Woldstedt, 1954) придерживается мнения, что фаза ребург была простой подвижкой края ледника. Эту точку зрения разделяет Рихтер [293], который считает ребургские морены более молодыми, чем отложения максимального распространения ледника в заале. Благодаря обнаружению на территории ФРГ "основной морены" на гребнях моренных гряд фазы ребург, последние в настоящее время рассматриваются как перекрывавшиеся ледником [106].

Много споров вызывает вопрос о возрасте четко выраженных в рельефе холмистых конечных морен оледенения варта. Одно время Цёйнер [406] приводил доводы в защиту ранневислинского возраста

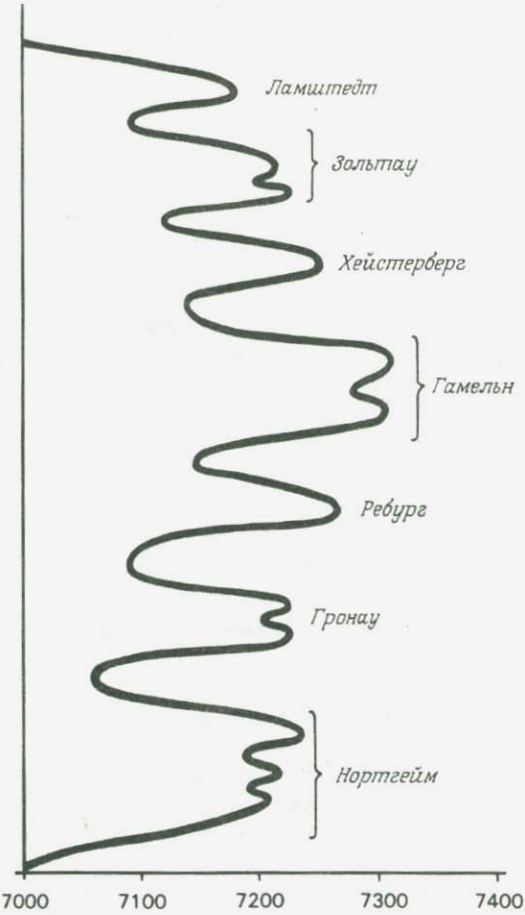


Рис. 2.9. Фазы оледенения дренте по Люттигу (Luttig, 1968).

Максимум оледенения соответствует фазе гамельн. Расстояния показаны от центра ледникового покрова. Масштаб времени (по вертикали) не выдержан.

этого оледенения на основании свежести внешнего вида оставленных им форм рельефа. Однако Вольдштедт (Woldstedt, 1954) наблюдал в южной части Гольштейна, что морские межледниковые отложения трансгрессии эем в действительности перекрывают наносы оледенения варта; более того, трансгрессия прорвала дугу его конечных морен (рис. 2.8). Такое доказательство доэемского возраста оледенения варта выглядит вполне убедительным. По-видимому, оледенение варта проходило в несколько фаз, которые уста-

навливаются, однако, только по конечным моренам (некоторые из них, возможно, автохтонные) и литологическим различиям ледниковых образований. Истинный характер интервала между оледенениями дренте и варта остается неясным.

Межледниковье эем. Морские отложения межледниковья эем получили свое название по реке в восточной части Нидерландов; они, несомненно, моложе отложений оледенения варта (см. выше) и в северных областях ГДР и ФРГ перекрываются ледниковыми наносами оледенения висла. Эемские отложения прослеживаются от Нидерландов через северные области ГДР и ФРГ в европейскую часть СССР. Фауна этих образований характеризуется *лузитанскими* элементами, включая *Tapes aurens* var. *eemiensis*, которые населяли более теплое, чем современное, море.

Смена последовательности изменений растительности для этого межледниковья прослеживается достаточно хорошо, причем состав ее настолько характерен, что позволяет легко отделить межледниковье эем от более раннего – гольштейнского. В табл. 2.4 перечислены основные пыльцевые зоны и соответствующие им климаты [308].

Таблица 2.4

Пыльцевые зоны и смена климатических условий в течение эемского межледниковья

Пыльцевые зоны	Климат
VIb *Pinus* VIa *Pinus-Picea*	Субарктический
Vb *Pinus-Picea-Abies* Va *Picea*	Холодный
IVb *Carpinus-Picea* IVa *Carpinus*	Умеренный
IIIc *Corylus-Tilia* IIIb *Cirylus-Quercus* IIIa *Corylus-Quercus-Pinus*	Теплый. Климатический оптимум
IIb *Pinus-Quercus* IIa *Pinus-Betula*	Теплый. Континентальный
I *Betula*	Холодный

Оледенение висла. Ледниковые отложения вислинского возраста относительно слабо эродированы, а крупные системы конечных морен, в частности в бранденбургской, франкфуртской и померанской

зонах, изменены едва заметно. Они перекрывают друг друга: очевидно, максимальное оледенение не везде было одновременным. Как и в отложениях вюрмского оледенения Альп, поверхность вислинских ледниковых толщ усеяна многочисленными замкнутыми депрессиями, и лёсс, по крайней мере в Дании, ГДР и ФРГ, не образует сплошного покрова. В долинах главных рек с этим оледенением связаны различные "низкие террасы".

Щецинская морена (рис. 2.7), по мнению некоторых исследователей, является более древней, чем отложения максимального наступания ледника. Само по себе, это не вызывает сомнений, спор идет только о ее точном возрасте. Вольдштедт [393] относит щецинскую морену к поздней висле, считая, что она была перекрыта льдом во время бранденбургской подвижки. Однако другие специалисты считают ее более древней и датируют ранней вислой: в Польше в щецинских наносах обнаружены орудия мустьерской культуры; в европейской части СССР аналогичные отложения, относимые к калининскому оледенению, также считаются ранне-, а не поздневислинскими.

Первоначально внимание исследователей было сконцентрировано на территории, покрытой вислинским ледниковым щитом, однако позднее центр тяжести исследований переместился в Нидерланды, которые целиком располагаются в перигляциальной зоне и где можно собрать более или менее полные данные о всей холодной стадии. Дополненные сведениями по Дании, они составляют удивительно детальную и по существу завершенную общую картину.

В вислинское время Нидерланды стали главной ареной образования лёссов и покровных песков. В их разрезах встречаются реликтовые почвы, образование которых происходило во время более мягких межстадиалов. Исследования пыльцы, особенно проведенные Загвийном (Zagwijn, 1961), Виймстра [387] и ван дер Хамменом и др. [159], дают представление о характере растительности межстадиалов. Однако в периоды похолоданий растительность, по-видимому, отсутствовала или в лучшем случае была разреженной. Такие периоды "полярных пустынь" характеризуются также наличием псевдоморфоз по ледяным клиньям, свидетельствующим о широком распространении многолетней мерзлоты. Установленные межстадиалы представлены на рис. 2.10. Стратотипы межстадиалов амерсфорт, моерсхофд, хенгело и денекамп находятся в Нидерландах; стратотипы межстадиалов брёруп, бёллинг и аллерёд располагаются в Дании [182], а межстадиала оддерade – в ФРГ [9].

Вислинское позднеледниковое время подразделяется на три этапа, выделенные по пыльцевым зонам: 1) древний дриас, 2) аллерёд и 3) поздний дриас; стратотипы их находятся в Дании (гл. 6). Радиоуглеродное датирование границ пыльцевых зон позволило

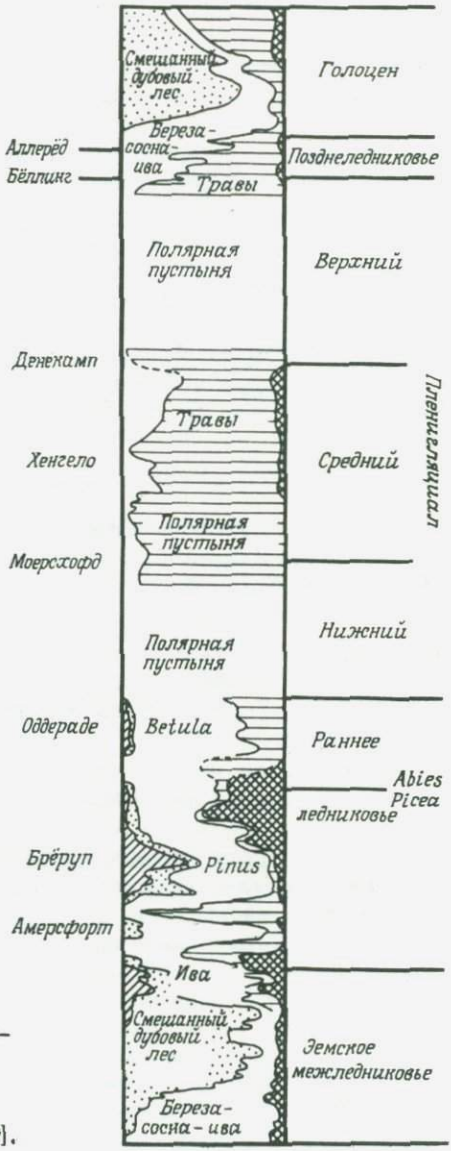


Рис. 2.10. История развития растительности в Европе в течение эемского межледниковья, последнего оледенения и голоцена.

Слева показаны межстадиалы [159].

уточнить основу для корреляции стадий при распаде поздневислинского ледникового покрова. Например, на рис. 2.11 показано положение края ледника в течение стадии поздний дриас (приблизительно 11 000 – 10 000 лет назад). Отложения, соответствующие

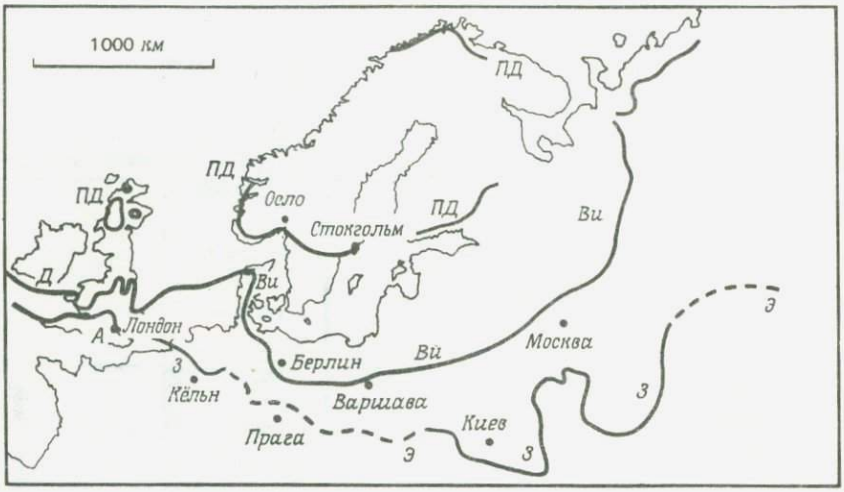


Рис. 2.11. Максимальное распространение оледенения в Европе:
Э – эльстер; *З* – заале; *А* – англий. Распространение последнего оледенения: *Ви* – висла; *Д* – девенсий; *ПД* – положение края ледника в стадию поздний дриас.

различным окраинным участкам ледяного щита, не всегда формировались одновременно, даже если конечные морены, фиксирующие этот край, продолжаются на значительные расстояния [1]. Морены хердла Западной Норвегии переходят в морены ра в Восточной Норвегии, затем продолжаются в виде среднешведских конечных морен и, наконец, заканчиваются моренами салпаусселькя в Финляндии.

Разработка и критическая оценка модели. Классическая схема оледенений и межледниковий Северной Европы из-за морфостратиграфического характера по сути своей несовершенна. Действительно, она могла бы быть достоверной только при условии, что самые древние морены располагаются дальше всего к югу, а по мере продвижения к северу последовательно встречаются все более молодые морены. Вероятность перекрытия ледником некоторых гряд конечных морен, являющаяся предметом оживленной дискуссии, дает представление о некоторых трудностях проблемы в целом. Однако отнюдь не бесспорно, что проявления гляциотектоники и нахождение "основной морены" на гребнях моренных гряд [106] свидетельствуют о новом наступании ледника и перекрытии оставленных ранее морен.

Несомненно, что исследователям прежних лет мешал недостаток данных. Особенно это касается отложений, залегающих на большой глубине; так, в некоторых районах ГДР и ФРГ мощность четвер-

тичных образований достигает 500 м. Поэтому естественно, что первоначальная схема основывалась на изучении поверхностных обнажений и близповерхностных горизонтов, с тем чтобы дополнить морфостратиграфическую характеристику, установленную по расположению конечных морен.

Данные бурения, полученные за последнее время, значительно усложнили картину. Например, в северных областях ГДР и ФРГ стали известны две "эемские" морские трансгрессии: одна – до, а другая – после оледенения варта [386]. В результате этого открытия стало ясно, что "эемские" межледниковые отложения, выполняющие ледниковые котловины на поверхности конечных морен заале (дренте) и конечных морен варта, не могут быть одного и того же возраста, несмотря на их явное флористическое сходство [207]. Из этого очевидно, что интервал между оледенениями дренте и варта является межледниковьем. И действительно, Кукла [207] доказывает, что дело обстоит именно так, приводя убедительный аргумент в пользу признания третьего "эемского" межледниковья.

Сейчас стало известно о существовании двух гольштейнских межледниковий (гл. 6). Более позднее межледниковье, известное под названием вакен или демниц, четко отделяется от классического межледниковья хоксний отложениями, которые накапливались в условиях субарктического климата ("ледниковый" интервал мельбек или фуне). Результаты анализа пыльцы показывают основные черты сходства между двумя межледниковьями: *Azolla filiculoides* характерна для обоих, а вот *Abies* в отложениях межледниковья вакен отсутствует.

Выводы. Необходим пересмотр классических схем. Однако считать эту задачу стоящей на повестке дня уже сейчас слишком рано. Вывести ледниковую стратиграфию Северной Европы из запутанного состояния могло бы, как кажется, изучение протяженных разрезов (гл. 6) и их корреляция с разрезами лёссов с помощью системы террас, а также независимых методов датирования, таких, например, как палеомагнитная стратиграфия.

Британские острова

Разрез ледниковых и межледниковых отложений начинается в верхней части "серии" кромерских лесных слоев в графстве Норфолк, там, где Рейд (Reid, 1890) провел нижнюю границу плейстоцена. Докромерские раннеплейстоценовые отложения в Восточной Англии ("Crags") не обнаруживают несомненных признаков оледенения, хотя исследованиями с помощью электронного микроскопа в них установлены кварцевые зерна с текстурой поверхности, напоминающей следы ледниковой абразии.

Не вызывает сомнений, что ключевым районом для изучения всей последовательности четвертичных отложений является Восточная Англия, где сравнительно недавно Уэст (West, 1963) обобщил существующие сведения в своей схеме. Она основана главным образом на палеоботаническом изучении межледниковых отложений, которые используются для расчленения всей последовательности накопления осадков. По существу эта схема предшествовала схеме, разработанной Лондонским геологическим обществом (табл. 2.5.), в которой была предпринята попытка усовершенствовать стратиграфическую номенклатуру путем выделения типовых разрезов (стратотипов) для каждого яруса [250]. Точнее говоря, они представляют собой стратотипы границы (гл. 4), так как определяют основание каждого яруса. При изучении отложений холодных и умеренных этапов используются различные методы: первые подразделяются по литологическим признакам, вторые – с помощью биостратиграфии (гл. 4 и 7).

Таблица 2.5

Схема стратиграфии четвертичных отложений Британских островов ([250], с дополнениями)

Ярусы	Местонахождение стратотипа	Границы (основание)	Корреляция с материковой Европой
Фландрский		Основание пыльцевой зоны IV, ≈ 10 000 лет назад	
Девенсийский	Фор-Эшс (шурф)	Поздний: 26 000 – 10 000 лет назад Средний: 50 000 – 26 000 лет назад Ранний: свыше 50 000 лет назад	Вислинский
Ипсуичский	Боббитсхоул	Начиная с пыльцевой зоны I	Эемский
Уолстонский	Уолстон (шурф)	Основание багинтон-лиллингтонских галечников	? Заале
Хокснийский	Хоксн (шурф)	Основание пыльцевой зоны H I	Гольштейнский
Английский	Кортон (клиф)	Основание кромерской морены	? Эльстер ? Заале

Продолжение табл. 2.5

Кромерский	Уэст-Рантон	Основание пыльцевой зоны C I ?
Бистонский	Бистон (клиф)	Основание пыльцевой зоны Be I
Пастонский	Пастон (береговая полоса)	Основание пыльцевой зоны P I
Бавентский	Истон-Бавентс (клиф)	Основание пыльцевой зоны L 4
Антский	Ладхем (буровая скважина)	Основание пыльцевой зоны L 3 L V (фораминиферы)
Тернский		Основание пыльцевой зоны L 2 L III (фораминиферы)
Ладхемский		Основание пыльцевой зоны L I L I (фораминиферы)
Уолтонский	Уолтон-он-те-Нейз (клиф)	Основание древнего Красного Утеса

Кромерский ярус. Отложения межледниковья кромер известны в основном в графстве Норфолк, где с помощью пыльцевого анализа известной "серии" кромерских лесных слоев было установлено, что она состоит из трех отдельных ярусов: пастонского (умеренного), бистонского (холодного) и кромерского (умеренного) [385]. Далее к югу, в графстве Суффолк, красноцветная выщелоченная почва перекрывает бистонские флювиальные отложения древней реки Темзы [296]. Кроме описанного, известно еще только два разреза. В Сугуорте, близ Оксфорда, отложения Темзы лежат на высоте 40 м над современным урезом. Пещерные отложения в Уэстбери-саб-Мендип, Сомерсет, на основании палеоботанических исследований (гл. 6) считаются более молодыми, чем образования кромерского стратотипа в Норфолке (Bishop, 1974).

Английский ярус. Подобно своему предполагаемому аналогу в континентальной Европе – оледенению эльстер (табл. 2.5), – английское оледенение определяется не по системе конечных морен, а по распространению основной морены. Однако в отличие от эльстера обнажения наносов английского яруса распространены

Таблица 2.6

Разрез Кортон-Клиф, графство Суффолк (Banham, 1971)

Отложения	Обстановка осадкообразования	Стратиграфическое подразделение	
7 Галечники плато	Зандровая	Лоуэстофтский стадиал	Английский ярус
6 Плеже-гарденская флюидальная валунная глина	Поверхностная морена, переотложенная при пластичном течении материала		
5 Оултонские слои	Озерная		
4 Лоуэстофтский валунный суглинок	Морена		
3 Кортонские пески	Эстуариевая	Кортонский межстадиал	
2 Кромерский валунный суглинок	Морена	Гантонский стадиал	
1 Алеврит, глина, ил	Эстуариевая и пресноводная	Кромерское межледниковье	

широко. У Кортон-Клифа, близ Лоуэстофта, разрез выглядит следующим образом (табл. 2.6).

Две основные группы ледниковых отложений – кромерская и лоуэстофтская морены – являются продуктом деятельности разных ледников: ледник, надвигавшийся на берег с Северного моря, оставил кромерскую морену, тогда как отложения лоуэстофтской морены были принесены льдом, двигавшимся с запада. Образование горизонтов 5–7 (табл. 2.6) связывается с дегляциацией лоуэстофтской ледниковой подвижки.

Между кромерской и лоуэстофтской моренами залегают кортонские пески, которые ранее описывались как морские. Теперь на основании осадочной текстуры этих песков, состава флоры и видов фораминифер их считают отложениями эстуария и лагуны. Кроме того, наличие в этих отложениях псевдоморфоз по ледяным клиньям подтверждает данные флоры о существовании перигляциальных условий (West and Wilson , 1968). Таким образом, межстадиал кортон [250] называется межстадиалом только на основании отступания ледникового щита и установления перигляциальных условий; доказательства потепления климата отсутствуют. Обе подвижки – и кромерскую, и лоуэстофтскую – относят к английскому оледенению, так как кромерская морена подстилается кромерскими межледниковыми отложениями, а лоуэстофтская морена всюду перекрыта межледниковыми отложениями хоксния. Это предположение основано на допущении, что известно истинное количе-

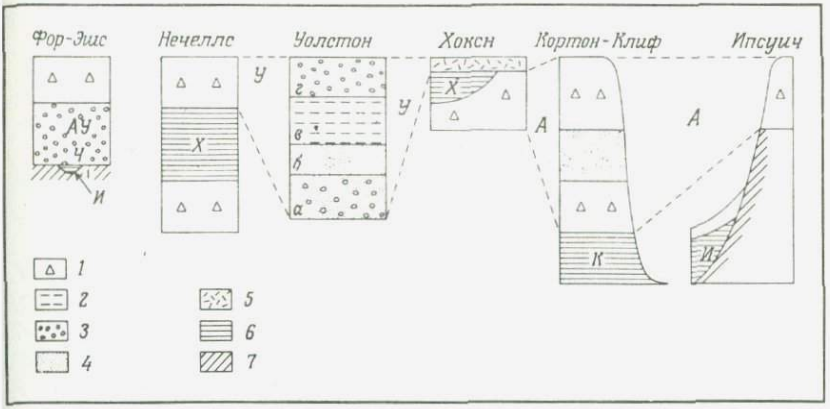


Рис 2.12. Соотношение стратотипов Британских островов. *К – кромерский; А – английский; Х – хокснийский; У – уолстонский; И – ипсуичский; Д – девенсийский; Ч – межстадиал челфорд; АУ –межстадиал аптон-уоррен. В разрезе Уолстон: а – галечники багинтон-лиллингтон; б – пески багинтон; в – глины уолстон; г – галечники дансмор. 1 – морена; 2 – озерные глины; 3 – галечники; 4 – пески; 5 – перигляциальные отложения; 6 – межледниковые отложения; 7 – коренные породы.*

ство и порядок межледниковий; остается некоторая вероятность существования значительного перерыва либо в основании, либо в верхней части горизонта кортонских песков, а может, и в обоих случаях.

Из-за отсутствия соответствующих данных за пределами Восточной Англии корреляция с ледниковыми отложениями других территорий весьма затруднительна. Английское оледенение, вероятно, представлено мореной "плато" в районе Оксфорда, 1-й уэльской мореной в центральной части Великобритании и, по аналогии с Восточной Англией, толщами, которые связаны с максимальным распространением оледенения в плейстоцене в Кельтском море, как, например, в Северном Девоне и на островах Силли (рис. 2.13).

Хокснийский ярус. Общеизвестно, что лоуэстофтскую морену Кортона можно проследить в глубь страны до Хоксна (графство Суффолк), где представлен стратотип отложений межледниковья хоксний. Здесь в скважине, пробуренной через лоуэстофтские ледниковые отложения (рис. 2.12), обнаружены межледниковые озерные образования. Они перекрываются речными наносами, связанными, вероятно, с системой террас соседней реки Уэйвни (Gladfelter, Singer, 1975). Разрез венчается перигляциальными галечниками; одно время считалось, что в них содержатся эрратические валуны оледенения гиппинг (уолстон) (West, 1963).

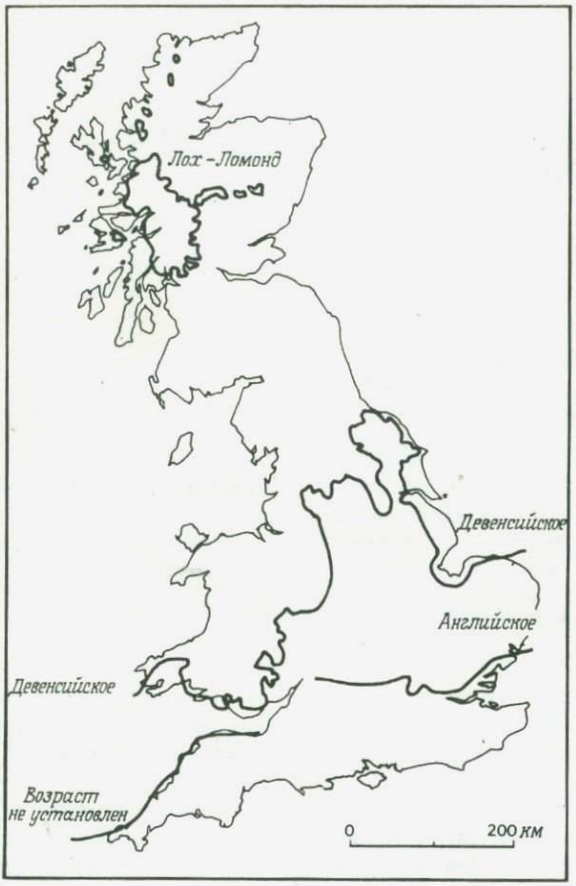


Рис. 2.13. Основные границы оледенений на территории Великобритании. *Максимальное оледенение на востоке – английское, но на западе возраст максимального оледенения не установлен. Положение края уолстонского ледника неизвестно.*

Смена растительности в течение межледниковья была отмечена Уэстом [379]; к сожалению, вероятно вследствие эрозии, заключительная фаза умеренного периода не представлена. Однако она наблюдается в Маркс-Ти, Эссекс [354], где известен полный межледниковый цикл. По годичным ленточным глинам, содержащим органические остатки, длительность цикла оценивается здесь в 20 000 – 25 000 лет [355].

На основании сходства растительности была произведена корреляция рассмотренных отложений с озерными отложениями района

Бирмингема, имеющими к тому же аналогичное гипсометрическое положение. Но корреляция весьма удаленных друг от друга хокскня Восточной Англии и гортского межледниковья Ирландии выглядит неубедительной из-за значительной разницы, установленной между заключительными этапами каждого из этих циклов (гл. 6).

Особенностью хокснийских отложений является их расположение на вершинах холмов и на междуречьях вне всякой связи с современной речной сетью. Этим они отличаются от отложений более позднего ипсуичского межледниковья, которые наблюдаются в долинах, врезанных ниже уровня залегания отложений хокскня. Формирование этих постхокснийских долин имело место, по-видимому, в конце уолстонской холодной стадии, так как в центральной части Великобритании отложения уолстона сохранились только на возвышенных участках и не встречаются в днищах долин.

Уолстонский холодный ярус. Этот ярус прежде носил название гиппинг (West, 1963), затем он был переименован в уолстонский, а в качестве типовой области вместо долины Гиппинг (Суффолк) был избран Уолстон (Уорикшир) в центральной части Великобритании [250] (рис. 2.12). Причины для этого весьма веские, сама перемена поучительна и иллюстрирует трудности, возникающие при расчленении и увязке ледниковых отложений.

Основная морена гиппинг отличается, по-видимому, от основной морены лоуэстофт, во-первых, литологическим составом, несмотря на то что "эти морены нигде не перекрывают одна другую" (West, 1963), и, во-вторых, различной ориентировкой обломков [384]. Однако идентификация ледниковых отложений с такой различной текстурой основана на предполагаемых литологических различиях, так что круг почти замкнулся. Ранее Соломон (см. West, 1963) возражал против такого способа дифференциации отложений и указывал, что стратиграфических доказательств реальности оледенения гиппинг где-либо в Восточной Англии нет, так как не известно, чтобы отложения хокскня где-нибудь перекрывались ледниковыми образованиями. Эти возражения подтвердились после проведения обширной программы полевого картирования и бурения, когда было доказано, что существует только лоуэстофтская морена [45].

Бристоу и Кокс [45] высказали предположение, что, поскольку лоуэстофтская морена оставлена максимальным оледенением, ее следует коррелировать с отложениями оледенения заале в Европе (табл. 2.5), а не с отложениями оледенения эльстер, как это можно было бы предположить по палеоботаническим данным (т.е. постхокскний = гольштейну). Кроме того, они утверждали, что и хокскний и ипсуич принадлежат к *одному и тому же* постзаальскому межледниковью, будучи разделены только холодной фазой в середине него (объяснения, почему в их схеме "хокскний" предшествовал "ипсуичу", не дается). Авторы отметили, что геоморфологическое

различие между отложениями хоксния и ипсуича, состоящее в том, что только ипсуичские осадки встречаются в современных долинах, не показательно, и привели примеры, где образования обоих ярусов наблюдаются вместе.

Хотя критика Бристоу и Кокса "моренных отложений гиппинг" была принята другими исследователями и признание получила однаединая лоуэстофтская (английская) морена, возникли веские возражения по другим вопросам, поднятым в их работе. Два из них заслуживают внимания в особенности: во-первых, как следует из палеоботанических определений, наличие холодной фазы в конце хоксния и аналогичной фазы в начале ипсуича свидетельствует о существовании холодной стадии между ними, даже если она нигде не представлена ледниковыми отложениями (см. West в Bristow, Cox, 1973); во-вторых, если отложения хоксния действительно встречаются в некоторых долинах, то эти долины представляют собой туннели, выработанные на протяжении английского оледенения под ледником; в других речных долинах отложения хоксния не установлены [382].

Если в Восточной Англии невозможно найти доказательства постхокснийского – доипсуичского оледенения, то этого нельзя сказать о Бирмингемском районе, где основная морена перекрывает межледниковые отложения, коррелируемые по биостратиграфическим данным с межледниковыми отложениями в Хоксне. Однако новый стратотип для уолстонского яруса в Уолстоне, в долине Уорикшир-Эйвон [250], не связан ни с каким межледниковым маркирующим горизонтом. Этот стратотип характеризует сравнительно детально отложения только одной холодной стадии [319] (табл. 2.7).

Поскольку разрез Уолстон-Пит не дает представления о ходе событий в целом из-за быстрой смены литофаций в пространстве и во времени (например, глины нижнего уолстона переходят по

Таблица 2.7

Схема расчленения уолстонского стратотипа [319]

Горизонт		Обстановка осадконакопления
Галечники дансмор		Зандровая
Глины уолстон	Глины верхний уолстон Пески уолстон Глины нижний уолстон	Озерная
Пески багинтон		Речная
Галечники багинтон-лиллингтон (с холодолюбивой фауной)		Речная

Таблица 2.8

Новая схема расчленения уолстонского яруса [324] (см. табл. 2.7)

Горизонт	Эквивалент
Галечники дансмор	
Морена верхний одби	Глины верхний
Морена нижний одби	уолстон
Пески уолстон	Пески уигстон
Глины и алевриты босуорт	Глины нижний
Морена трассингтон	уолстон
Пески багинтон	Пески и галечники
Галечники багинтон-лиллингтон	термастон

горизонтали на других участках в основную морену), Шоттон [324] разработал впоследствии новую схему расчленения яруса (табл. 2.8) на основе того, что может быть названо площадным стратотипом (гл. 4). Эта схема включает материалы, полученные при полевом картировании Райсом (Rice, 1968), и применима к территории между Рик-Вэлли и Мортон-ин-Марш. Но, несмотря на это новое, более дробное расчленение уолстона, он остается единственным ярусом, который не имеет явной связи с предшествующими или последующими межледниковыми ярусами: как теперь установлено по литологическим признакам, значительные перерывы могли быть перед уолстоном и после него.

Ярус ипсуич. Боббитсхоул в долине Белстид-Брук близ Ипсуича, где находится стратотип этого межледниковья, удален от территорий, где развиты отложения предыдущей холодной стадии. В основании разреза отмечается значительное несогласие, и ледниковые отложения, ниже уровня которых врезана долина (рис. 2.12), относятся к англию, а не к гиппингу (уолстону), как считалось в то время, когда это местоположение было впервые предложено в качестве стратотипа (West, 1963). Эти отложения перекрываются перигляциальными галечниками предположительно девенсийского возраста (рис. 2.12). Когда возникло представление о постхоксийском возрасте этих межледниковых образований, в отчете Геологического общества было высказано мнение о непригодности данного пункта в качестве местоположения стратотипа и было отмечено, что может возникнуть необходимость подыскать более подходящий район [250].

Растительность, флористические остатки которой встречаются в разрезе Боббитсхоул, отличается от той, что была развита в

межледниковье хоксний, но она дает представление лишь о первой половине межледникового цикла. Фактически характер растительности всего цикла не известен нигде (рис. 6.5 гл. 6): наиболее полно он представлен в Суонтон-Морли, Норфолк (Phillips, 1976).

Разрозненные данные, полученные при изучении пыльцы из других районов, могут быть неверно интерпретированы и ошибочно отнесены к ипсуичу без надежного стратотипа в качестве основы для сравнения и корреляции (см. рис. 6.2). В действительности они могут относиться к другим межледниковьям, просто возможности этого специфического метода исследований не позволяют пока установить это. С другой стороны, доказывается, что "так называемый ипсуич, по-видимому, включает особенно много отложений разных возрастов" (Sutcliffe, 1975); точнее сказать, "...имеется слишком много четко различающихся комплексов млекопитающих, которые все рассматриваются как ипсуичские, и маловероятно, чтобы можно было отнести их к одному межледниковью" (Sutcliffe, 1976). Доводы в пользу выделения на этом основании еще одного межледниковья между хокснием и ипсуичем обсуждались в работах Куртена [211] и Сатклиффа и Ковальски (Sutcliffe, Kowalski, 1976), Стюарт же считает это маловероятным [336] (гл. 6).

Девенсийский ярус. Как и на равнинах Северной Европы, здесь давно обратили внимание на территорию, подвергшуюся оледенению в течение девенсия. Много разногласий существовало по вопросу о размерах этого последнего оледенения и о том, состояло ли оно из одной или двух подвижек – ранней и поздней. Исследования в Фор-Эшсе, близ Вулвергемптона [321], показали, что в раннем девенсии оледенения не существовало и что в настоящее время следует признавать только одно, позднедевенсийское, наступание ледника. Его границы спорны (рис. 2.13), но в последние годы, в основном на базе стратиграфических характеристик, было вынесено определенное решение (карта четвертичных отложений Великобритании, 1977, Институт геологических наук).

Благодаря исследованиям Купа [76] фауны жесткокрылых (жуков) стало известно о перигляциальном и межстадиальном климатах раннего и среднего девенсия. Эти работы позволили установить среднюю июльскую температуру времени образования межстадиального комплекса аптон-уоррен (широко употребляется в качестве синонима среднего девенсия), а также подтвердили палеоэкологические выводы, сделанные по материалам изучения пыльцы, о межстадиале челфорд, коррелируемом с межстадиалом брёруп в Дании.

Еще совсем недавно считалось возможным существование нескольких повторных наступаний ледника в девенсии, однако более критический анализ данных показал, что большинство из них выделяется необоснованно: например, следует отказаться от признания

линии ламмермур и ледниковой подвижки перт [329]. Единственным отчетливым новым наступанием льда, или, вернее, просто "подвижкой", поскольку оно пришло на территорию, полностью свободную ото льда около 12 000 лет назад, является подвижка лох-ломонд (рис. 2.13). Она в общем синхронна позднему дриасу и, следовательно, соответствует моренам ра, среднешведской и салпаусселькя в Скандинавии.

Разработка и критическая оценка модели. Из приведенного выше обсуждения некоторых спорных вопросов очевидно, что схема оледенения Великобритании далеко не безупречна. Она построена по существу на некотором количестве строго установленных данных, относящихся к межледниковьям, которые, будучи собраны воедино, характеризуют непрерывную последовательность вероятных климатических событий. Основой схемы являются климатические циклы, а не фактические "циклы" пород, стратиграфически четко перекрывающие друг друга. Иначе не было бы споров о моренах гиппинг. Несомненно, что такое положение отражает недостаточность знаний о геологии плейстоцена, особенно на ключевых участках.

Для специалистов с большим опытом недостатки схемы очевидны, но для представителей других дисциплин, особенно смежных с геологией четвертичного периода, принятые в схеме обозначения таят большую опасность, ибо могут ввести в заблуждение, как уже было с терминологией Пенка и Брюкнера. "Отсчет сверху" (или снизу) при датировании неизбежно приводит к использованию жестких рамок схемы, которые обеспечивают лишь видимую надежность: например, в таком удаленном районе, как остров Мэн, литостратиграфические единицы, выделенные в керне буровой скважины, были названы англием, хокснием и уолстоном [347]; но как можно доказать, что они являются временными эквивалентами горизонтов в Кортоне, Хоксне и Уолстоне? Те же самые названия были использованы в бассейне Ирландского моря [248]. Фактически при распространении первоначальной схемы на другие регионы от специалистов требовалось "втиснуть" местные разрезы в рамки общепринятой стратиграфической шкалы (табл. 2.5).

Когда такие циклы представляются в виде непрерывной климатической кривой (рис. 2.14), одним из результатов этого является укрепление единого взгляда на историю Земли, а другим – привлечение новых материалов для их дальнейшего изучения. В действительности нет оснований предполагать непрерывность колебаний климата: например, невозможно доказать, что основание уолстона есть не что иное, как вершина хоксния. Весьма вероятно, что они разделены значительным временным перерывом.

Противоречия, возникающие при попытке обосновать ипсуич как единое межледниковье, являются отражением тех сложностей, которые существуют при корреляции межледниковий на основе не-

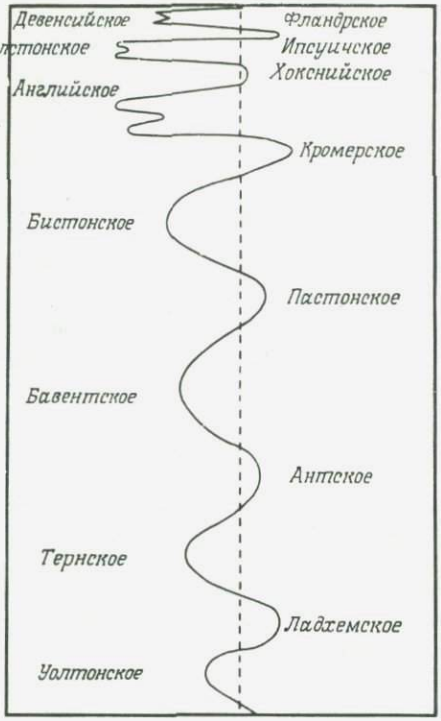


Рис. 2.14. Схематическая кривая климатических колебаний в четвертичном периоде на территории Британских островов [322].

Палеомагнитные данные [403] показывают, что в раннем плейстоцене (докромерское время) имеются значительные стратиграфические перерывы. Межледниковья показаны справа (фландрское соответствует голоцену), оледенения – слева.

полных пыльцевых спектров. Косвенным образом это свидетельствует о более серьезных недостатках, присущих методу корреляции фаций с помощью данных о составе флоры (флористический комплекс – см. гл. 6) вместо учета эволюционных изменений видов. Дело в том, что сходные совокупности видов неоднократно повторялись в течение плейстоцена, хотя, возможно, и в разных относительных количествах. Региональная дифференциация таких сообществ могла привести к путанице при определении межледниковий, так как на всей территории Великобритании региональные изменения флоры не установлены ни для хокспия, ни для ипсуича.

Выводы. Расширение знаний о ледниковом периоде возможно только при условии выяснения истинной картины геологического развития территории в плейстоцене и региональных его изменениях.

Особенно необходимо установление взаимосвязи береговых обнажений Восточной Англии и внутренних районов страны, в частности, при движении в западном направлении от Брекленда к центральной части Великобритании. Рассчитывать на успех можно только, изучая тщательным образом все плейстоценовые отложения: пример с моренами гиппинг служит строгим предупреждением о возможности ошибок, которых в противном случае не избежать.

Центральная часть Северной Америки

Огромные ледниковые покровы, покрывавшие Канаду и самую северную часть США, зарождались в трех основных районах: канадских Кордильерах и на Аляске, на Киватине (к западу от Гудзонова залива) и на полуострове Лабрадор. Кроме этого наиболее высокие массивы системы Кордильер на западе США и северной части Аппалачских гор питали отдельные ледяные шапки и ледники (рис. 2.15). Значительные различия областей питания, рельефа территории, а также консеквентный характер оледенения затрудняют отчасти корреляцию, например, между западными областями США и Центральными равнинами.

Равнины центральной части Северной Америки, расположенные вокруг Великих озер, сложены в основном горизонтально-слоистыми осадочными (часто обогащенными карбонатами) породами, в значительной степени послужившими исходным материалом для тех преимущественно тонкозернистых отложений, которые слагают обширные моренные равнины этого региона. В горных районах с более расчлененным рельефом и обилием кварцевых обломков следы оледенения проявляются несколько иначе. Различие еще усугубляется относительно лучшей сохранностью отложений на равнинах, чем на более сильно расчлененных возвышенностях.

Однако именно на материале центральной части североамериканских равнин была разработана классическая схема оледенений и межледниковий, и заслуга в этом принадлежит двум известным первооткрывателям – Чемберлену и Леверетту (табл. 2.9). Последовательность оледенений в западных горных районах рассматривается позже (гл. 5 и 10). Можно было бы доказать, что благодаря наличию радиометрических определений возраста оледенений, предшествовавших висконсинской стадии, изучение западной территории является более важным.

Интересно, что почти все термины схемы (табл. 2.9) были предложены еще в прошлом столетии, и вызывает удивление, что они сохраняются так долго без большого изменения. Диви [95] предсказывал "грядущую переоценку стратиграфической шкалы", но лишь совсем недавно появились первые ее признаки. Первоначальная схема основывалась на трех типах единиц: покровы лед-

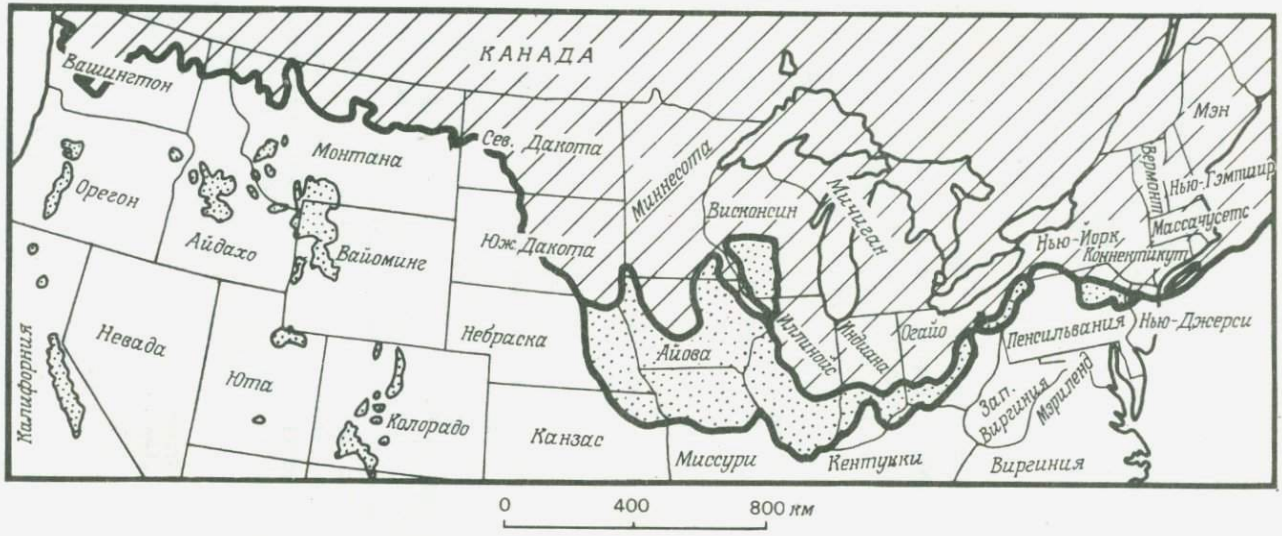


Рис. 2.15. Границы распространения в висконсинское время Лаврентийского и Кордильерского ледниковых покровов (заштриховано). Ледниковые шапки запада США и районы Среднего Запада, покрывавшиеся довисконсинскими ледниками, показаны точечным крапом [137].

Таблица 2.9

Последовательность ледниковий и межледниковий в центральной части Северной Америки

Ярус	Литературные источники[1]	Типовое местоположение/типовая область
Висконсинский	Chamberlain, 1884, 1895 [216]	Штат Висконсин: первоначальное описание основано на конечных моренах[2]
Сангамонский	[215]	Округ Сангамон, шт. Иллинойс: сангамонская почва залегает между лёссом (висконсин) и мореной (иллинойс)
Иллинойсский	Leverett, 1896	Штат Иллинойс (Иллинойский язык Лаврентийского ледникового покрова): все отложения располагаются между ярмутской и сангамонской почвами[3]
Ярмутский	[215]	Ярмут, округ Де-Мойн, шт. Айова; почва, разделяющая канзасские и иллинойсские ледниковые отложения
Канзасский	Chamberlain, 1894	Верхняя морена[4] в шурфе Афтон-Джанкшен, округ Юнион, шт. Айова
Афтонский	Chamberlain, 1894	Галечники[5] в шурфе Афтон-Джанкшен, округ Юнион, шт. Айова
Небрасский	Shimek, 1909	Нижняя морена[6] в шурфе Афтон-Джанкшен, округ Юнион, шт. Айова

[1] Автор названия

[2] Позднее стали рассматриваться в качестве нижнего горизонта в основании суглинка роксана, который залегает на горизонте А сангамонской почвы (Frye et al., 1968).

[3] Еще раз определена в разрезе Тиндалл-Скул, Иллинойс [390].

[4] Верхняя морена коррелируется с поверхностными отложениями в штате Канзас. Канзасская морена еще раз определена в Канзасе (Frye and Leonard, 1952).

[5] Поскольку позднее возникло мнение, что в действительности галечники представляют собой зандровые отложения, название было перенесено на аккреционные глеевые почвы на поверхности небрасской морены в южной части штата Айова (небрасский "гумботил").

[6] Протягивается в штат Небраска.

никовых отложений (литостратиграфические единицы), формы рельефа (морфостратиграфические единицы) и палеопочвы (почвенно-стратиграфические единицы). В отличие от Северной Европы, применение здесь пыльцевого анализа для расчленения до сих пор не оправдало себя.

Небрасский ярус. Флинт [137] подчеркивал необходимость пере-

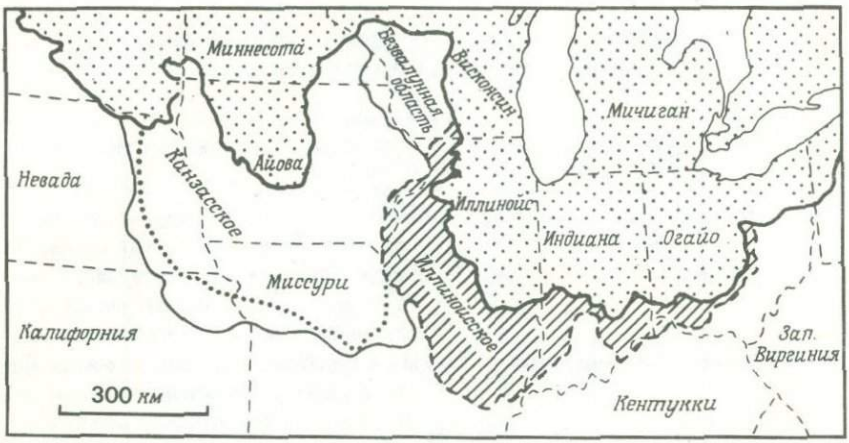


Рис. 2.16. Распространение четырех главных оледенений в центральной части Северной Америки.

Висконсинское оледенение показано точечным крапом, небрасское – точечной границей [137].

смотра этого яруса, так как, несмотря на его нахождение в разряде основных подразделений схемы, изучен он недостаточно хорошо (рис. 2.16). Первоначально этот ярус был выделен при изучении морены в штате Айова (табл. 2.9), которая раньше считалась канзасской и отложения которой стратиграфически увязывались с заведомо канзасскими отложениями; местонахождение стратотипа было впоследствии перенесено в восточную часть штата Небраска, где встречаются моренные и зандровые отложения. Четкое выделение этих отложений затрудняет то обстоятельство, что большая их часть погребена; это, к сожалению, приводит к тому, что "небрасскими" называют любые моренные отложения, залегающие под канзасскими отложениями.

О неопределенности стратиграфического положения небрасского яруса свидетельствует следующий пример: считается, что небрасскую морену в ее типовом районе у Флоренс, штат Небраска (по границе со штатом Айова), следует коррелировать с верхней (канзасской), *а не* с нижней (доканзасской?) толщей ледниковых отложений района Афтон (табл. 2.9). В свою очередь, нижнюю толщу ледниковых отложений в районе Афтон следует коррелировать с мореной восточной части штата Небраска, которую относят к раннеканзасскому возрасту. Эти морены перекрывают непосредственно алеврит позднеканзасского возраста, содержащий вулканический пепел, возраст которого определен в 1,2 млн. лет (датирование производилось трековым методом). По другим определениям абсолютного

возраста [30] получается, что в штатах Южная Дакота и Айова существуют по крайней мере пять разных морен: время их формирования охватывает период 1,2 млн – 700 000 лет, и все они называются небрасскими. Далее известно, что самая древняя датировка, полученная для ледниковых отложений центральной части Северной Америки, которая, возможно, приближается ко времени возникновения континентального оледенения в этой провинции, равняется приблизительно 2,0 млн. лет. Она была получена в округе Мид, Канзас, при датировании ледниковых песков и галечников [30].

Отмеченная сложность в строении небрасского яруса подтверждает предположение Дорта [101] о многократности оледенения, и, хотя сам автор указывает на существование двух наступаний льда, в действительности их может быть больше.

Афтонский ярус. Пески и галечники первоначального стратотипа (табл. 2.9) в действительности, как это было доказано позднее, оказались флювиогляциальными зандровыми отложениями. В настоящее время ярус выделяется на основе хорошо развитой палеопочвы, получившей название афтонской почвы. Она имеет хорошо развитый горизонт В и встречается довольно часто в виде мощного почвенного профиля на небрасской морене, как, например, в Айова-Пойнт, округ Донифан, штат Канзас. Ярмутские почвы включают горизонты аккреционного глея, которые в соответствии с прежней номенклатурой и понятиями были названы "гумботилами", т.е. почвами, развивающимися in situ на моренах. Ограниченные фаунистические данные позволяют сделать вывод о существовании во время межледниковья афтон на территории юго-западного Канзаса семиаридного климата.

Канзасский ярус. Этот ярус был определен по верхней морене в районе Афтон-Джанкшен, штат Айова (табл. 2.9), которая, как было доказано, имеет тот же самый возраст, что и поверхностный моренный горизонт северо-восточного Канзаса. Конец этого яруса маркируется ярмутской почвой. По характеру взаимоотношений стратиграфических и геоморфологических признаков можно судить о том, что долины основных рек, таких, как Миссисипи, Огайо и Айова, к этому времени уже пережили фазу врезания; но последующая эрозия уже в послеярмутское время значительно расчленила канзасские ледниковые отложения.

Подразделение канзасских отложений можно провести в штате Иллинойс; оно показано на прилагаемой пространственно-временной схеме (рис. 2.17). Лед надвигался на Иллинойс как из западной, так и из восточной областей накопления. Ледник, идущий с востока, был двухлопастным: одна лопасть шла с территории озера Эри, другая – с озера Мичиган [192]. Хотя отложения, оставленные ледниковыми лопастями, различаются без особого труда, в основном

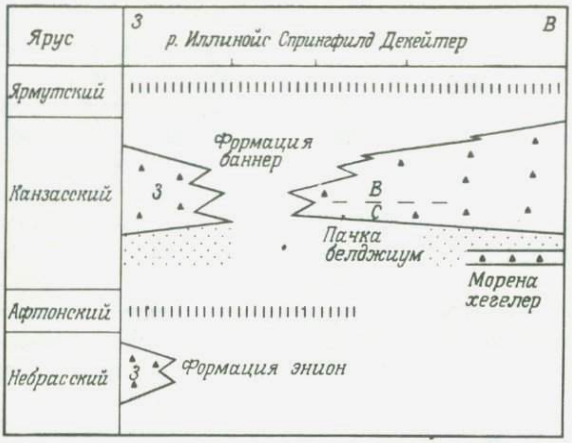


Рис. 2.17. Пространственно-временная схема распространения небрасского и канзасского оледенений в шт. Иллинойс [390, 192].
Морены показаны треугольниками, лёссы – точками; почвы – вертикальными штрихами.

по минералогическому составу, возрастная корреляция между ними пока еще недостаточно обоснована. Отложения ледника, наступавшего из западных областей накопления, лучше всего коррелируются с собственно канзасской мореной на северо-востоке штата Канзас и соседнего с ним штата Айова. Не совсем ясен вопрос с мореной хегелер (рис. 2.17): по минералогическому составу она отличается от более молодых моренных отложений, но возраст ее неизвестен; возможно, она сформировалась еще в доканзасское время.

Фазы наступания и отступания ледника устанавливаются по зандровым отложениям и по ископаемым остаткам. Находки ископаемых моллюсков свидетельствуют о северном умеренном климате [214], но было ли это межледниковье или межстадиал еще не решено. Отсутствие следов выветривания этого времени указывает на кратковременность рассматриваемого периода, так что отложения, по-видимому, были не межледниковыми [192]; вероятно, имели место несколько подвижек ледника, но характер интервалов между ними неясен. Однако существование нескольких морен канзасского возраста не вызывает сомнения. Исследования в западном Иллинойсе и Канзасе показали, что общая картина значительно сложнее, чем представлялась до сих пор [30]. В штате Индиана описаны разрезы, вскрывающие всю многочленную толщу морен, но датируются они только как доиллинойсские (Teller, 1972).

Определить приблизительное место канзасского яруса на плейстоценовой временной шкале позволяют два самостоятельных и

независимых один от другого способа: 1) в восточном Иллинойсе алевритовые отложения проглящиального озера (пачка белджиум на рис. 2.17) имеют обратную намагниченность, следовательно, они древнее 700 000 лет; 2) слой тефры (вулканический пепел), пепел *перлетт*, в формации саппа, распространенной на территории Канзаса и Небраски и состоящей из аллювия и лёсса позднеканзасского или раннеярмутского возраста, позволяет проводить датировку методом тефрохронологии (гл. 5). Раньше предполагалось, что пепел перлетт образовался в результате одного извержения, однако теперь известно, что таких извержений было три, причем одно из них и представлено в формации саппа слоем пепла типа перлетт О, возраст которого определен в 600 000 лет [186]. Обе эти даты и были учтены при составлении схемы ледниковых отложений Северной Америки.

Ярмутский ярус. Ярмутская почва была выделена Левереттом [215] в разрезе близ Ярмута, округ Де-Мойн, штат Айова, как характеризующая период, в течение которого происходило выветривание и аккумуляция органического вещества в перерывах между формированием канзасских и иллинойсских ледниковых отложений. Этот первый разрез не сохранился, но в соседнем округе Ли, в Айове, была описана ярмутская почва, представленная слоем аккреционного глея мощностью 4 м; она залегает на канзасской морене и перекрыта в свою очередь мореной иллинойсского возраста. Мощность ярмутской почвы обычно вдвое превышает мощность почвы сангамонского межледниковья; отсюда следует, что ярмутское межледниковье было, вероятно, в три или четыре раза продолжительнее сангамонского.

Исследования пыльцы торфяных отложений позволили сделать некоторые выводы о климате времени их образования. Остается, однако, спорным возраст этих отложений, которые относят к ярмуту лишь на том основании, что они залегают между ледниковыми отложениями предположительно канзасского и иллинойсского возраста. Таким образом, неверное датирование может привести к ошибочным выводам о климате ярмутского времени. Например, озерные отложения в штате Висконсин, относимые ранее к ярмуту, являются висконсинскими [23], как было доказано недавно, во-первых, на основании стратиграфической корреляции, а во-вторых, путем радиоуглеродного датирования (26 060 лет назад). Действительно, Диви [95] отметил, что ни один слой, содержащий растительные остатки, не может быть уверенно назван ярмутским. Кроме того, он скептически относился к существованию ярмутского межледниковья, указывая на те сложности, которые возникают при выделении ярмутской почвы вдали от ее типовой области [95]. Любая подобная корреляция затруднена как многократными фазами врезания и аккумуляции, которые происходили в дальнейшем, так и наличием

региональных фациальных изменений, обусловленных разным климатом, от которых обязательно зависят и палеопочвы. Флинт [137], однако, не соглашался с Диви и считал, что ярмутская почва распространена так же широко, как и афтонская.

Иллинойсский ярус. Согласно Леверетту (табл. 2.9), к иллинойскому ярусу относились все отложения, залегающие между ярмутскими и сангамонскими отложениями, а его типовой областью является иллинойсская лопасть Лаврентийского ледникового покрова. Стратотип отложений этого яруса не известен. Лед покрывал почти 90% территории штата Иллинойс и оставил морену, состав которой свидетельствует о том, что она отложена несколькими, четко различающимися языками. Хотя в прошлом расчленение ледниковых отложений вызывало много споров, в настоящее время довольно единодушно признаются три подъяруса (рис. 2.18) [390, 192]. Предполагается, что морена *подъяруса лиман* содержит значительное количество прослоек прогляциального лёсса. В целом мощность покрова морены заметно уменьшается к краям толщи, и аккумулятивные формы рельефа не образуются. На северо-востоке штата Иллинойс морена, которую связывают с этим наступанием ледника, в действительности может иметь более древний – канзасский – возраст (Black, 1976), но точно это пока не установлено. Отложения подвижки лиман отделяются от образований последующего *подъяруса моника* почвой пайк, представляющей собой умеренно развитую палеопочву с четко выраженным горизонтом В. Ее наличие служит доказательством дегляциации и существования продолжительного

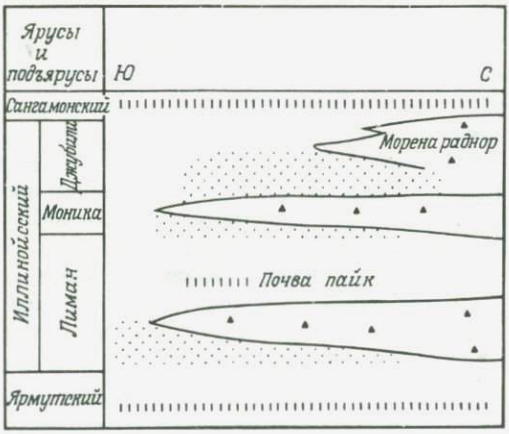


Рис. 2.18. Пространственно-временная схема распространения иллинойсского оледенения в шт. Иллинойс [390, 192].

Обозначения те же, что и на рис. 2.17.

периода выветривания; но является она продуктом межледниковья или межстадиала – неясно. Распространение морен подъяруса моника, резко отличающихся по структуре от морен лиман, указывает на близкие размеры ледника в эпохи отложения обеих морен. Дегляциация сопровождалась значительным развитием мертвого льда, что устанавливается по характеру флювиогляциальных отложений на моренной равнине, которые первично отлагались в трещинах льда. Почва, разделяющая отложения подъяруса моника и следующего *подъяруса джубили* , развита слабо и не имеет названия. Современная ей фауна моллюсков указывает на преобладание холодного и субарктического климата [390]; можно сделать вывод, что период, соответствующий времени формирования этой почвы, был более кратким, нежели интервал, в который образовалась почва пайк.

Подъярус джубили, хотя и менее распространенный, чем другие подъярусы, отличается от них тем, что характеризуется наличием аккумулятивных форм рельефа с локально хорошо выраженными моренными грядами у края морены раднор. Естественно возникает предположение, что такой аккумулятивный рельеф был сформирован в более позднее время, но присутствие на поверхности сангамонской почвы отвергает такую возможность и подтверждает, что морена раднор является иллинойсской. Однако, подобно ярмутской почве, она не соответствует климатическим границам, что приводит к значительным фациальным изменениям. Следовательно, вероятность их неправильной идентификации не исключается.

Сангамонский ярус. Этот ярус установлен Левереттом на северо-западе округа Сангамон, штат Иллинойс; он представлен почвенным горизонтом, который залегает на иллинойсской морене и перекрыт толщей лёсса висконсинского возраста. От своей типовой области эта почва прослеживается на запад до Великих равнин, на юг до высоких равнин Техаса и на восток до Огайо. На своем протяжении этот почвенный горизонт охватывает несколько различных климатических провинций и соответственно меняет фации: так, в штатах Индиана, Иллинойс, Айова и в восточной части штата Небраска распространены почва прерий и аккреционный глей, при движении же на запад, когда климат становится все более аридным, они сменяются сначала черноземной, затем каштановой и, наконец, пустынной почвой. В своей типовой области эта почва погребена только под толщей лёсса висконсинского возраста, но на расстоянии до 60 км в пределах распространения висконсинского ледника она может быть обнаружена и под моренными отложениями. Почвенный профиль характеризуется хорошим развитием горизонта В мощностью до 1 м; на карбонатных моренных отложениях до глубины 2 м отмечается декальцификация.

О значении описываемой почвы в качестве стратиграфического маркирующего горизонта уже упоминалось, хотя следует заметить, что она нигде не была датирована каким-либо методом, например радиометрическим. В течение предыдущей иллинойсской стадии большая часть долин была выполнена наносами, так что в современном рельефе сангамонская почва срезает их. На стабильных моренных равнинах почвообразование шло непрерывно, а на пологих склонах процессы смыва способствовали формированию аккреционных глеевых почв, ранее считавшихся гумботилом.

Другие отложения сангамонского возраста содержат органические остатки, особенно на юго-востоке штата Индиана, где Капп и Гудинг (Kapp, Gooding, 1964) смогли нарисовать картину смены пыльцы, характеризующую все межледниковье между иллинойсским и висконсинским оледенениями. Вероятно, наиболее изученной местностью является долина Дон-Вэлли-Брикярд близ Торонто; результаты исследования пыльцы позволили здесь сделать вывод о существовании в то время более теплых климатических условий по сравнению с современными в этом регионе [346].

Висконсинский ярус. Впервые термин "висконсин" был использован Чемберленом [63] для обозначения формации с первоначальным названием "восточная висконсинская формация". Леверетт [216] первым отнес рассматриваемые отложения к висконсинскому ярусу. Это было сделано исключительно на основе слабо измененного аккумулятивного рельефа многочисленных конечных морен, наличие которого позволяет легко отделить отложения этого яруса от образований более ранних оледенений; следовательно, в своем первоначальном виде понятие "висконсин" являлось морфостратиграфическим. Позднее оно было расширено за счет включения более молодых отложений ледникового и неледникового происхождения.

Применение метода радиоуглеродного датирования, с помощью которого с 1949 г. было получено несколько тысяч определений возраста для этого района, обеспечило уровень детальности исследований, не достигнутый ни в каком другом районе, по крайней мере для поздней фазы яруса. Эти исследования подтвердили концепции ранневисконсинского оледенения и позднего "классического" висконсинского оледенения; последнее выделяется на основании свежего облика форм рельефа, хотя термин "классическое" больше не употребляется. Хотя радиоуглеродный метод позволяет получить большую точность, он не охватывает весь рассматриваемый интервал. В последнее время на основе внешних морфологических признаков возраст основания яруса был отодвинут с 70 000 до 100 000 (+) лет (например [102]), что указывает на степень этой неопределенности. Такая увеличенная продолжительность больше подходит для корреляций с удаленными территориями (гл. 10).

Лучше других изучены две территории: штат Иллинойс и область, занятая ранее лопастями Гурон, Эри и Онтарио висконсинского Лаврентийского ледникового покрова.

Штат Иллинойс. Уиллман и Фрай [390] представили систематическое описание висконсинского яруса на территории штата Иллинойс, но за короткое время, прошедшее с тех пор, этот вопрос был тщательно разработан и продвинут в своем решении [192]. Ярус подразделен на пять подъярусов: альтон, фармдейл, вудфорд, ту-крикс и валдерс; в таком виде схема принята для западных районов центральной части Северной Америки.

Основание альтона проводится по контакту между сангамонской почвой и перекрывающим ее суглинком роксана. Суглинок подразделяется на три горизонта (рис. 2.19), которые содержат три палеопочвы: чейпин, плезант-гров и фармдейл. Умеренно развитый профиль почвы чейпин свидетельствует о том, что ее формирование происходило дольше других почв. Датирование по ^{14}C показывает, что в интервале между 35 000 и 37 000 лет назад произошло образование лёссовой толщи медо. Для более ранних событий радиометрических данных не имеется.

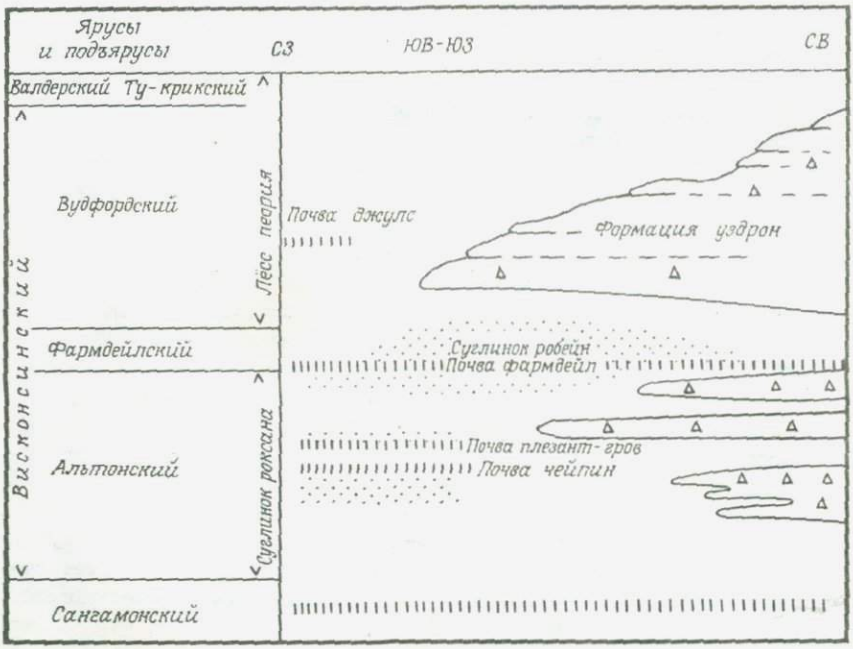


Рис. 2.19. Висконсинский ярус в шт. Иллинойс [390, 192].
(Ср. с рис. 2.20 – лопасти Эри и Онтарио).

Отложения морены альтон выходят на поверхность в северо-западной части штата Иллинойс, а также встречаются в колонках буровых скважин. Горизонты морен кепрон и арджайл, отложенные 41 000 лет назад, разделяются горизонтом суглинка плейно, который накапливался между 41 000 и 32 000 лет назад. Возраст горизонта кепрон может быть определен весьма точно, так как, согласно радиоуглеродным данным, он приходится на середину интервала 32 000 – 27 000 лет назад. Возраст более древних ледниковых отложений, обнаруженных только на глубине и отнесенных к ранней части формации уиннебаго, не установлен.

Подъярус ф а р м д е й л выделен главным образом по суглинку робейн, который формировался в интервале 28 000 – 22 000 лет назад. В это время происходила длительная дегляциация альтонского ледяного щита; почва фармдейл развивалась на поверхности горизонтов суглинков робейн и роксана. Изучение пыльцы выявило существование в это время бореальных лесов в центральной и северной частях штата Иллинойс (Gruger, 1972).

В у д ф о р д с к и й подъярус представлен моренными и зандровыми отложениями и лёссами. На стратиграфической шкале этот разрез начинается с верхней части суглинка робейн и заканчивается у основания отложений ту-крикс; его формирование охватывает интервал 22 000 – 12 500 лет назад. Двигаясь по неровной расчлененной поверхности, вудфордский ледяной покров разделился на несколько самостоятельных языков; отложения каждого из них легко различаются по минералогическому составу. Схема Уиллмана и Фрая [390] была построена на материале изучения гряды конечных морен (рис. 8.7); здесь, на территории озера Мичиган, когда-то занимаемой только одним языком ледника, было установлено 32 конечные морены, образовавшиеся всего за 6000 лет. По мнению Уиллмана и Фрая [390], закономерности их распространения и расположения вызывают предположение об определенной периодичности колебаний климата. Однако Райт [398, 399] показал, что пыльцевые спектры, особенно у Вольф-Крик (гл. 7), свидетельствуют о направленном изменении климата и не подтверждают точку зрения упомянутых выше исследователей. Напротив, Райт высказал соображение о повторном, более крупном наступании языка с озера Верхнего, предположив, что существование туннелей под ледником, свидетельствующих о течении талых вод у его подошвы, как раз подтверждает такую гипотезу. Другие исследователи объясняют возникновение многих морен за счет отложения ледникового материала на возвышенностях, существовавших еще до прихода сюда ледника [251]; третьи полагают, что морены могли быть образованы при вытаивании оставшегося материала на поверхности мертвого льда [25]. Согласно этой точке зрения, не требовалось такого большого числа повторных наступаний и отсту-

паний края ледника. Современные исследования литологии ледниковых отложений (см. [192]) показывают, что прежняя корреляция, основанная на конечных моренах, неправильна (см. обсуждение в гл. 8). Она требует подтверждения на основе радиоуглеродного датирования.

Характерной чертой более молодых ледниковых отложений является то, что они становятся более тонкозернистыми, особенно те, что сформировались после отступания ледника около 17 500 лет назад; это объясняется включением озерных отложений в состав толщи, оставленной вновь наступившим ледником. Довольно продолжительная фаза отступания ледника фиксируется между временем образования морен бейтстаун и снайдер (рис. 8.8), о чем свидетельствует окисление первого горизонта с поверхности до глубины 1 м.

Экстрагляциальные лёссовые отложения вудфордского возраста, объединенные под названием лёсса пеория, подразделяются на четыре зоны на основании изучения минерального состава глин. Было доказано, что они диахронны как в штате Иллинойс, так и в штате Айова (Ruhe, 1976). В интервале между 16 500 и 15 500 лет назад (между зонами II и III) отмечается значительный перерыв, во время которого развилась почва джулс. Отчасти это соответствует фазе отступания ледника между моренами бейтстаун и снайдер.

Позднеледниковый период включает подъярусы т у-к р и к с и в а л д е р с, которые выделены на основании разреза Ту-Крикс на северо-западном берегу озера Мичиган (табл. 2.10).

При сокращении максимального оледенения в позднем висконсине, которое было прервано небольшой осцилляцией, оставившей

Таблица 2.10

Разрез Ту-Крикс, штат Висконсин

Моренные отложения	Интерпретация	Расчленение
5 Валунный суглинок	Морена валдерс	ВАЛДЕРС
4 Стратифицированные тонкозернистые отложения с остатками моллюсков и растительности	Ледниковое озеро Чикаго Уровень озера поднялся при новом наступлении ледника	
3 Маломощный торфяной слой (лесной сор)	Уровень озера понизился	ТУ-КРИКС
2 Ленточная алевритовая глина	Ледниковое озеро Чикаго	
1 Валунный суглинок	Морена порт-гурон	ВУДФОРД

конечные морены порт-гурон, основная дегляциация, по-видимому, пришлась на период ту-крикс (табл. 2.10) приблизительно 11 850 лет назад. За ней последовало новое значительное наступление оледенения, когда ледник валдерс продвинулся на 320 км к югу до Милуоки. Название подъяруса было дано по названию района Валдерс, штат Висконсин, где была обнаружена красноцветная морена; в это время считалось, что все красноцветные морены района имеют один и тот же возраст.

Естественно, что появилось желание сопоставить эти события с описанными во всем мире: ту-крикс коррелировался с аллерёдом в Европе, несмотря на то что в самой центральной части Северной Америки аналогичных событий найдено не было. И действительно, радиоуглеродное датирование показало, что период ту-крикс на самом деле предшествовал аллерёду.

В конечном итоге обширные стратиграфические и геоморфологические исследования вызвали необходимость пересмотра первоначальной схемы. Было установлено, что в регионе встречаются три типа красноцветной морены: два – вудфордского возраста, включая первоначально выделенную морену валдерс, и один – постту-крикского возраста [120]. Эти новые данные в обобщенном виде приводятся на рис. 8.9 (гл. 8).

Лопасти Гурон, Эри и Онтарио. Отложения висконсинской стадии на этой территории изучены особенно хорошо в результате более или менее непрерывных исследований начиная с конца второй мировой войны. В итоге этой работы были опровергнуты существовавшие ранее взгляды на историю развития этой области, основанные на простом перечислении горизонтов морен и сформировавшиеся под большим влиянием европейских схем и гипотезы о четырехкратном оледенении Северной Америки (одно время, например, считалось, что в этом регионе представлены отложения всех четырех оледенений). Современное представление создалось в процессе детального полевого картирования (см., например, [103]), литологических, структурных, минералогических, петрографических, статистических исследований, изучения рассеянных элементов и, прежде всего благодаря радиоуглеродному датированию.

На основе общей синхронности наступания главных ледниковых языков принимается трехчленное подразделение оледенения (рис. 2.20): р а н н и й в и с к о н с и н (100 000 ± 53 000 лет назад), с р е д н и й в и с к о н с и н (53 000 – 23 000 лет назад) и п о з д н и й в и с к о н с и н (23 000 – 10 000 лет назад) [102]. Более детальное подразделение возможно только с учетом множества факторов, в том числе и водных отложений, в которых часто содержатся органические остатки. Ранний и поздний висконсин характеризовались обширным наступанием ледников, тогда как средний висконсин представлял

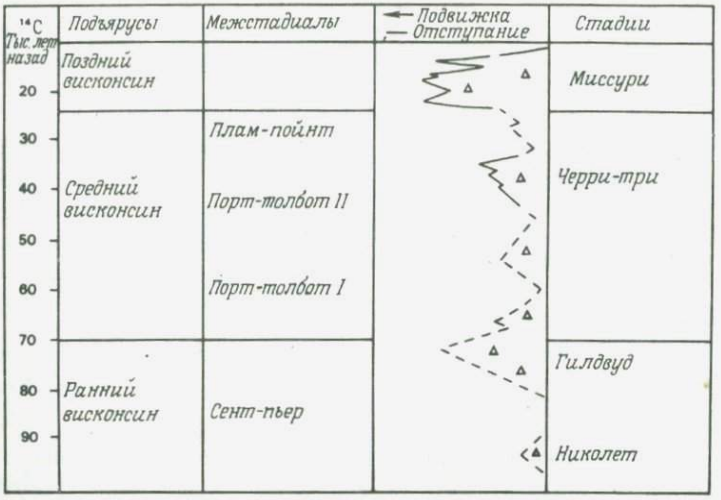


Рис. 2.20. Висконсинский ярус в Онтарио [102].

собой длительный и сложный межстадиал, характеризовавшийся прохладным климатом. Лишь средний и поздний висконсин надежно подтверждаются радиоуглеродным датированием.

Ранневисконсинское время было свидетелем отложения морены беканкур (стадия николет) в долине реки Св. Лаврентия, когда ледник блокировал сток, что привело к образованию озера Скарборо в бассейне реки Онтарио. В окрестностях Торонто формация скарборо представлена дельтовыми отложениями, содержащими остатки растений и животных, характерных для прохладного климата; однако остатки жуков свидетельствуют о субарктическом климате с температурой на 6° С ниже современной (Morgan, 1975). Далее на юго-запад климат был сходен с современным, так что некоторые из реликтовых почв, рассматриваемых прежде в качестве сангамонских, вполне могли быть ранневисконсинскими.

Исследование пыльцы показало, что в течение межстадиала сент-пьер климат был холодным бореальным. Радиоуглеродные датировки, полученные при изучении торфяника сент-пьер и других соответствующих ему отложений, являются конечными (в интервале 63 000 – 67 000 лет назад) или запредельными (гл. 5). Например, в атлантических провинциях все датировки – запредельные. Поэтому, поскольку конечные датировки находятся на пределе чувствительности радиоуглеродного метода датирования, их следует рассматривать только как минимальные показатели возраста: так, межстадиал сент-пьер в действительности, возможно, значительно древнее. Френцель [143], например, сопоставил его с межстадиалом брёруп в Европе (≈100 000 лет назад). Самая крупная под-

вижка ранневисконсинского ледника произошла в течение стадии гилдвуд, когда все Великие озера и бассейн реки Св. Лаврентия были покрыты ледником.

В течение среднего висконсина у Скарборо-Блаффс, Торонто, в озере, подпруженном льдом, занимавшем долину реки Св. Лаврентия, образовалась формация торнклифф. Здесь находится стратотип межстадиалов порт-толбот и плам-пойнт. В верхней части формации переслаиваются два горизонта моренных отложений – семинари и медоклифф; их наличие свидетельствует о близости ледяного щита, который иногда достигал района Торонто. Точный возраст межстадиала порт-толбот I не установлен, но межстадиал порт-толбот II надежно датируется целым рядом определений по радиоуглеродному методу (42 000 – 48 000 лет назад) [102]. Исследование пыльцевых спектров показывает, что климат обоих межстадиалов был холодным и бореальным, хотя значительная степень развития почвы в течение межстадиала порт-толбот I позволяет считать его более теплым, чем межстадиал порт-толбот II. Значительно южнее границы продвижения ледника, в штате Огайо, средневисконсинское время представлено почвой сидней. Наступания ледника в течение этого периода были значительно менее обширными, чем в раннем или позднем висконсионе, причем наиболее крупная подвижка имела место между межстадиалами порт-толбот и плам-пойнт (стадия черри-три).

Максимальное распространение висконсинского Лаврентийского ледникового покрова произошло в позднем висконсине на территории штатов Огайо и Индиана, однако не все лопасти достигали своего наибольшего распространения одновременно. Многое зависело от характера подледникового рельефа и динамики каждого отдельного языка ледника. Отличительной особенностью этого периода было формирование озер, явившихся непосредственными предшественниками современных Великих озер. В начальной стадии своего развития они были подпружены надвигающимся льдом, а его отступание привело к их увеличению. Имеется множество убедительных доказательств существования этих озер: уступы, береговые валы и целый ряд специфических типов отложений.

Современное состояние изученности отложений центральной части Северной Америки. По всем признакам "пересмотр стратиграфической схемы", о котором писал Диви [95], уже начался, так как очевидно, что каждая из классических стадий вызывает множество вопросов, требующих своего решения. Необходимость ревизии возникла потому, что результаты все более сложных исследований становятся несовместимыми с излишне жесткой классической моделью, на которую в прошлом, вероятно, оказала влияние европейская школа.

Семантическая путаница, возникающая из беспорядочной смеси

геологических и климатических терминов с лито- и хроностратиграфическими, рассматривается в гл. 4. Сейчас встает вопрос о том, что наличие многочленных разрезов морен в пределах каждого ледникового яруса в конечном итоге может привести к необходимости выделения дополнительных ярусов. Межстадиалы, выделяемые по палеопочвам, могут быть переведены в разряд межледниковий. Значение, которое приписывается понятию "сангамон", представляется сильно преувеличенным по сравнению с имеющимися о нем сведениями. Нигде он не датирован радиометрически, и тенденция называть наиболее развитую молодую палеопочву в регионе "сангамонской" чрезвычайно неудачна.

Как в пределах условно принятого диапазона определения радиоуглеродного возраста, так и в непосредственной близости от него некоторые из ранее полученных датировок следует рассматривать только в качестве минимальных (гл. 5). Статус раннего висконсина базируется не столько на данных, полученных специально для этой территории, сколько на сравнении с данными из других районов – отсюда в последнее время идет стремление к "растягиванию" хронологической шкалы с целью поместить последнее межледниковье на рубеж 125 тыс. лет. Вопрос о стратиграфии моренных отложений в позднем висконсине заслуживает особого внимания. Имеющийся в настоящее время различный материал, относящийся к нему, рассматривается в гл. 8.

Восточная Африка

Хотя классическое подразделение четвертичного периода Восточной Африки было сравнительно недавно основательно дискредитировано и сдано в архив как исторический курьез, оно вполне выдерживает экзамен в качестве наглядного опыта схематизации событий. В основе ее лежит признание чередования влажных фаз, плювиалов, с более сухими фазами – межплювиалами. Эти климатические термины основаны на ненадежных данных, им недостает существенных признаков изменения климата. На плювиалы указывают признаки древних высоких уровней озер, тогда как межплювиалы устанавливаются по свидетельствам о сокращении и "высыхании" озер. Некоторые авторитетные специалисты пытались увязывать эти факты с глобальными событиями.

Схема плювиалов и межплювиалов разрабатывалась путем постепенного накопления данных в годы, предшествовавшие второй мировой войне. В 1947 г. она была утверждена первым панафриканским конгрессом по изучению доисторического периода, состоявшимся в Найроби, а годом позже была принята Международным геологическим конгрессом в Лондоне. Таким образом, схема, от которой еще в 1939 г. Соломон и О'Брайен, работавшие в Уганде, намерева-

лись "отказаться полностью в качестве основы для расчленения четвертичного периода Африки" [263], была одобрена высшими международными организациями. Это задержало выяснение истинного положения дела в течение по крайней мере следующего десятилетия. К сожалению, в некоторых странах, где геологические науки развиты слабо, концепция плювиалов и межплювиалов все еще находит сторонников, несмотря на убедительную критику ее со стороны Флинта [136], Бишопа [19] и др.

В табл. 2.11 представлена в общих чертах схема климатических изменений в Восточной Африке. По существу она не является схемой, построенной на основе стратиграфического расчленения четвертичных отложений, описанных и тщательно скоррелированных. Вместо этого в ней перечислены серии предполагаемых климатических циклов; если эту схему представить графически, то ее можно сравнивать со стандартной геологической корреляцией и стратиграфическими таблицами. Действительно, принятые в разное время подразделения были названы "стратиграфическими единицами" [213] или "климатическими стратиграфическими единицами" [70]. Кларк [71] пошел дальше и использовал термин "гемблийский" в трех различных чрезвычайно узкоспециальных смыслах: 1) гемблийские отложения, 2) гемблийский плювиальный период, 3) гемблийское время. Фактически схема почти не учитывает стратиграфического положения осадков четвертичного периода; подразделения схемы относятся к воображаемым климатическим циклам, распространяемым к тому же на обширные пространства, поэтому схема недостаточно объективна, чтобы использовать ее в качестве основы для выводов по истории Земли.

Гемблийский плювиал выделен по отложениям в пещере Гембла, близ Элментейта, Кения (в настоящее время по археологическим находкам они отнесены к голоцену), и по древней береговой линии, располагающейся примерно на 155 м выше уреза озера Накуру. В ущелье Олдуваи, Танзания, на существование плювиала указывает широкая "зрелая" долина, позволяющая предположить, что раньше расход воды в реке был бóльшим по сравнению с современным, и, следовательно, климат был более влажным. Однако делать вывод о климате на основании геоморфологических свидетельств довольно рискованно. Камасийский плювиал установлен по туфогенным пескам и алевритам, галечникам и диатомитам на днище долины Восточный Рифт. Эти слои сильно деформированы сбросами и сдвигами, амплитуда которых достигает в одном случае 600 м. Основанием для выделения кагерского плювиала послужила речная терраса на высоте 82 м над урезом реки Кагеры, которая, вероятно, формировалась в период увеличенного расхода воды – плювиала [375]. Описание этого участка не было опубликовано, тем не менее результаты его

Таблица 2.11

Последовательность плювиалов и межплювиалов в Восточной Африке

ПЛЮВИАЛ – межплювиал	Основание для выделения	Местонахождение стратотипа
НАКУРСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Озерные отложения и береговые линии	Озеро Накуру, Кения
Сухая фаза	Красноцветный эоловый песок, пещера Гембла	Пещера Гембла, Кения
МАКАЛИЙСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Озерные отложения и береговые линии	Долина реки Макалия, Кения
1-я постплювиальная сухая фаза	Красноцветная почва и эоловый песок	Пещера Гембла и долина реки Макалия
ГЕМБЛИЙСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Озерные отложения и береговые линии	Пещера Гембла и Гембла-Дрифт, Кения
3-й межплювиал	Палеопочва (красноцветная) и остаточный (аллювиальный) гравий	Территория Нсонгези, Уганда
	Стратиграфическое несогласие выше слоя олдуваи 4	Ущелье Олдуваи, Танзания
КАНЖЕРСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Озерные отложения и береговые линии (остатки некоторых позвоночных)	Территория Канжера, Кения
2-й межплювиал	Красноцветный слой (речной)	Ущелье Олдуваи, Танзания
	Слой олдуваи 3	
КАМАСИЙСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Озерные отложения (содержат ископаемые организмы)	Плато Камасия, Кения
1-й межплювиал	"Костеносные слои", свидетельствующие об "иссушении"	Бассейн озера Альберт, Уганда
КАГЕРСКИЙ ПЛЮВИАЛ	Речные галечники (не содержат ископаемых остатков)	Долина реки Кагеры, Уганда

исследования легли в основу схемы климатических колебаний в Восточной Африке.

Все межплювиалы были выделены на столь же ненадежном материале. Первый межплювиал выделен по "костеносным слоям" в бассейне озера Альберт, которые свидетельствуют об иссушении территории, после того как уровень озера понизился [375]. Однако такое событие может быть вызвано тектоническими движениями в рифтовой долине, а не изменениями климата. Красноцветные отложения

также использовались в качестве доказательства иссушения, но интерпретация этих отложений коренным образом изменилась после того, как их попытались использовать в этих целях в Восточной Африке. Теперь их возникновение связывается с эрозией и переотложением красноцветных почв во *влажные* периоды и последующим захоронением, которое в дальнейшем служит защитой от процессов восстановления. Такую защиту обеспечивает быстрое захоронение в озерных отложениях. Несогласие в кровле слоя 4 рассматривается как указание на третий межплювиал в ущелье Олдуваи; однако и это несогласие, как и в первом случае, могло быть обусловлено тектоническим поднятием, а не изменением климата.

Критическая оценка модели. Таким образом, последовательность плювиалов и межплювиалов, выделение которых основано на предположении о колебаниях климата по различным данным, полученным большей частью с географически разобщенных территорий, не выдерживает обстоятельного разбора. В частности, не исключено, что некоторые колебания уровня озер вполне могли быть обусловлены тектоническими, а не климатическими причинами. В любом случае схема, основанная на предполагаемых климатических циклах, непригодна для периодизации истории Земли (гл. 4).

С 1958 г. проводятся исследования по стратиграфии, палеонтологии млекопитающих, K/Ar–датированию вулканических образований, палеомагнитной стратиграфии; в сочетании с геологическим картированием они значительно прояснили ход событий на отдельных участках [21]. Однако полному успеху этой работы препятствует отсутствие протяженных непрерывных разрезов. Самый подходящий в этом смысле (из известных) разрез, ущелье Олдуваи, имеет очень сложную тектоническую историю, из–за которой трудно расшифровать все изменения окружающей обстановки (Hay, 1972). То же самое справедливо для бассейна озер Омо и Рудольф: наблюдения за современными колебаниями их уровней показывают, насколько сложно делать заключения о значительных изменениях климата на основе таких свидетельств: так, в 1896 г. уровень озера Рудольф был на 15 м выше, а в 1955 г. – на 5 м ниже современной отметки; за последние же 2000 лет он колебался в диапазоне 40 м [56].

Неоспоримые доказательства неоднократного оледенения горы Килиманджаро показывают, что крупные изменения климата действительно имели место. Однако до детальной корреляции между нагорьями и осадочными отложениями рифтовой долины, вероятно, еще далеко.

Глава 3

ИССЛЕДОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Хорошо известно, что на континентах стратиграфическая летопись событий четвертичного периода неполная, однако на дне океана есть участки, где, как предполагается, зафиксированы события значительной части, а в некоторых случаях и всего четвертичного периода. Это предположение требует допущения о более или менее непрерывном осадконакоплении. Однако многие геологи считают такое условие по самому существу маловероятным, доказывая это тем, что перерывы в стратиграфической летописи событий охватывают более длительные промежутки времени, чем периоды осадконакопления. Однако пелагиаль, т.е. открытый океан, представляет особый случай. Особенность ее заключается в том, что в течение долгого времени здесь сохранялись неизменными морские условия, в результате чего осадконакопление, т.е. осаждение материала из толщи морской воды, могло происходить непрерывно.

Исследование глубоководных отложений показало возможность детального их сопоставления по отдельным колонкам грунта на основе данных об их изотопном составе, палеонтологических и магнитных характеристик (см., например, [115]). Эта детальная корреляция позволяет предположить, что зафиксированные в осадках события происходили, по-видимому, одновременно на больших пространствах океана, а также что осадконакопление было в основном непрерывным. Поэтому здесь мы имеем данные, которые могут представлять большую ценность для установления стратиграфических подразделений всего четвертичного периода в глобальном масштабе.

Отложения пелагиали

Успех исследований четвертичного периода в значительной степени зависит от возможности получения непрерывных колонок глубоководных осадков. Применявшиеся ранее конструкции пробоотборников позволяли отбирать лишь ограниченное количество образцов. Однако появление в 1947 г. поршневой трубки Кулленберга открыло новые возможности в изучении донных отложений. С ее помощью были получены колонки грунта длиной от 10 до 30 м, причем скорость их извлечения была весьма высокой. Новейшие конструкции трубок обещают еще лучшие результаты.

Пелагическая часть океана не на всем пространстве одинаково пригодна для отбора образцов. На обширных площадях океаническо-

го дна четвертичные отложения отсутствуют, там же, где они есть, они бывают частично размыты или переотложены донными течениями в открытом океане или мутьевым потоками вблизи материкового склона. Океанические впадины, казалось бы наиболее удобные для изучения области осадконакопления, в большинстве случаев не подходят для исследования, так как в них может накапливаться переотложенный материал, вынесенный из других мест океанического дна. По мнению Эмилиани (Emiliani, 1963), наиболее благоприятными для накопления ненарушенных осадков являются пологие склоны невысоких подводных возвышенностей. "Ненарушенными" он считал осадки, залегающие in situ и образовавшиеся путем осаждения материала из толши воды открытого океана.

Если аккумуляция отложений происходит с малой скоростью, то детали строения колонки грунта могут быть искажены в результате перемешивания его роющими организмами (биотурбации). В исключительных случаях эффект биотурбаций сказывается в слое осадков мощностью 20–30 см, время накопления которого может составлять несколько тысяч лет. Однако в обычных условиях перемешивание захватывает, по-видимому, лишь 4–5 см [8]. Скорости аккумуляции колеблются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров за 1000 лет [114]. Для изотопного анализа кислорода наиболее подходят осадки, скорость накопления которых составляет 5 см и больше за 1000 лет, так как при этом сглаживаются искажения, обусловленные биотурбацией (Shackleton, 1976). К сожалению, для большей части колонок глубоководных отложений, охватывающих средний плейстоцен, характерны малые скорости осадконакопления, поэтому эффект биотурбаций снижает ценность их изучения. К настоящему времени все наилучшие и наиболее полные колонки получены в районах, характеризующихся восходящими течениями океанических вод (апвеллингом) у берегов Северной Америки и Северной Африки, а также в субантарктической зоне Индийского океана [314].

Распределение основных литологических фаций пелагических отложений (рис. 3.1) описано и проиллюстрировано Шепардом (Shephard, 1973), классификацию которого мы воспроизводим в основных чертах в табл. 3.1 (существует также множество других классификаций).

Для изотопного анализа кислорода используются биогенные компоненты пелагических отложений, представленных большей частью разнообразными илами. Эти илы содержат более 30% скелетов организмов, а также высокий процент глинистых частиц. Карбонат кальция, кремнезем и фосфат кальция извлекаются из морской воды планктонными организмами, которые, отмирая, медленно оседают на дно океана. Карбонатный компонент осадков состоит отчасти из фораминифер (табл. 3.2), простейших морских

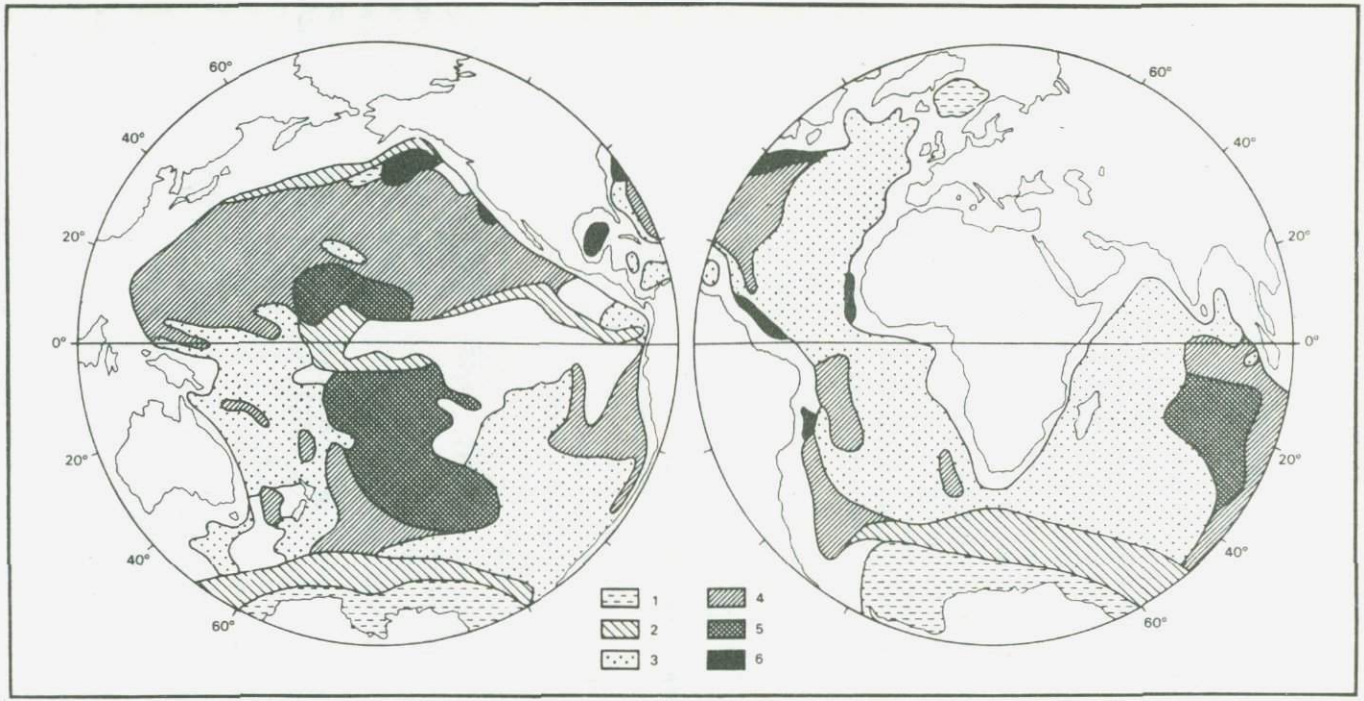


Рис. 3.1. Распределение глубоководных отложений [318].

1 – ледниково-морские осадки; 2 – карбонатные илы; 3 – кремнистые илы; 4 – бурые глины; 5 – аутигенные осадки; 6 – турбидиты.

Таблица 3.1

Классификация океанических отложений [318]

Пелагические отложения
Коричневые глины (содержат менее 30% биогенного материала)
Аутигенные осадки (содержат материалы, кристаллизующиеся из морской воды; например, марганцевые конкреции)
Пирокластические осадки (тефра)
Биогенные отложения (содержат более 30% биогенного материала)
Фораминиферовые (глобигериновые) илы, состоящие из мелководных и глубоководных форминифер и кальцита неорганического происхождения
Меловые (нанопланктоновые) илы
Радиоляриевые илы
Обломочный материал коралловых рифов, коралловые пески и коралловые илы
Терригенные отложения
Илы (более 30% алевритовых и песчаных частиц терригенного происхождения)
Турбидиты и оползневые отложения
Ледниково-морские отложения (материал, принесенный айсбергами)

организмов, которые иногда могут иметь кремнеземистые или хитиновые панцири (раковины). По образу жизни они могут быть мелководными, глубоководными и придонными. Придонные (бентосные) фораминиферы могут жить всюду, где есть свободный кислород.

Атлантический океан, где происходит отток холодных придонных вод, богаче карбонатными илами, чем Тихий океан. Повышенное содержание углекислого газа в воде Тихого океана увеличивает растворимость карбонатов, поэтому значительная часть карбонатных осадков на дне Тихого океана, включая фораминиферовые, растворена, особенно на глубинах более 3500 м [14, 15] Уровень, на котором происходит быстрое увеличение скорости растворения, называется "компенсационной глубиной", или "глубиной компенсации кальцита", или "лизоклином". Ниже этого уровня известковистые организмы хуже сохраняются, причем избирательная сохранность крайне затрудняет интерпретацию данных изотопного анализа кислорода. Из вышеизложенного можно сде-

Таблица 3.2

Распространенные виды глобигерин, объединенные в группы по температурным условиям обитания [279]

Виды, наиболее распространенные в низких широтах:
Globigerina eggeri
Globigerinoides sacculifera
Globorotalia menardii menardii
Globorotalia menardii tumida
Pulleniatina obliquiloculata
Виды, наиболее распространенные в средних широтах:
Globigerina bulloides
Globigerina inflata
Globorotalia hirsuta
Globorotalia scitula
Globorotalia truncatulinoides
Вид, наиболее распространенный в высоких широтах:
Globigerina pachyderma
Виды, обильно встречающиеся в низких и средних широтах:
Globigerinella aequilateralis
Globigerinita glutinata
Globigerinoides conglobata
Globigerinoides rubra
Orbulina univera

лать вывод, что "компенсационный уровень" в Атлантике находится на больших глубинах – 5300 м (по Аррениусу [8]). Одним из результатов этого является тот факт, что в Тихом океане глины имеют тенденцию отлагаться на меньших глубинах. К карбонатным компонентам относятся также кокколитопориды (одноклеточные водоросли с небольшими известковистыми пластинками, называемыми кокколитами), раковины птеропод и нанопланктон (организмы размером менее 60 мкм). Кокколиты, вследствие их повышенной требовательности к освещенности, приурочены к поверхностным слоям воды.

Кремнистый биогенный компонент состоит из диатомей и радиолярий. Диатомеи найдены в высоких широтах, особенно в холодных водах, там, где происходит подъем воды с глубины: например, на 60° ю.ш. в Атлантическом океане или на севере Тихого океана. Радиолярии, напротив, обнаруживаются большей частью в теплых водах: пояс радиоляриевых илов находится в Тихом океане севернее экватора.

Изотопный анализ кислорода

Данные изотопного анализа кислорода, входящего в состав морских ископаемых организмов, полученных из глубоководных колонок, свидетельствуют о климатических колебаниях. Хотя этот метод применим к разнообразным организмам, характеризующим различную среду обитания (табл. 3.3), чаще всего его используют для изучения планктонных и донных фораминифер. Могут исследоваться также и кокколиты, и кремнистые организмы, например диатомеи, однако до сих пор такие данные для глубоководных колонок весьма ограничены. Изучение кораллов также не дало удовлетворительных результатов, хотя в некоторых случаях они служат полезными указателями температур и глубин, существовавших в прошлом.

Честь открытия этого метода принадлежит Х. Юри из Чикаг-

Таблица 3.3

Некоторые исследования изотопов кислорода в образцах из четвертичных отложений

Образцы	Возраст	Литературные источники
Карбонаты		
Фораминиферы	Четвертичный	[101]
Фораминиферы и птероподы	"	Deuser and Degens, 1969
Кораллы	Голоценовый	Weber, 1973
Моллюски	Четвертичный	Epstein and Lowenstam, 1953
Брахиоподы	"	Lowenstam, 1961
Отолиты рыб	"	Devereux, 1967
Силикаты		
Диатомеи	Голоценовый	Labeyrie, 1974
Радиолярии	Четвертичный	Mopper and Garlick, 1968
Сульфаты		
Моллюски	Четвертичный	Cortecci and Longinelli, 1973
Фосфаты		
Моллюски	Четвертичный	Longinelli and Nuti, 1973a
Кости и зубы рыб	Голоценовый	Longinelli and Nuti, 1973b
Спелеотемы	Голоценовый	Hendy, 1969

Таблица 3.4

Содержание стабильных изотопов кислорода в воздухе (Nier, 1950)

Массовое число	Содержание в %
16	99,759
17	0,0374
18	0,2039

ского университета. Он доказал, что хотя изотопы любого элемента предположительно химически идентичны, они неодинаково ведут себя в химических процессах. При испарении воды изотопы кислорода ^{16}O, ^{17}O и ^{18}O (табл. 3.4) улетучиваются с различной скоростью. При этом в пар переходит больше наиболее легкого изотопа ^{16}O, чем более тяжелых. Это означает, что вода обогащается более тяжелыми изотопами. Таким образом, изотопный состав воды непостоянен.

Если из вышеизложенного сделать геологические выводы, останется лишь признать, что любые кислородосодержащие вещества (например, органогенный или неорганогенный карбонат кальция), осаждающиеся из воды с данным изотопным составом, должны сохранять такое же соотношение изотопов кислорода. Любое изменение изотопного состава воды должно быть непосредственно зафиксировано в осадках этого возраста. Юри (Urey, 1971) подсчитал, что при медленном осаждении изотопов кислорода в водном растворе происходит изменение их соотношения в воде и карбонатных ионах (фракционирование). Фактор фракционирования зависит от температуры: например, отношение $^{18}O/^{16}O$ изменяется на 0,0023 на 1°С. С геологической точки зрения это значит, что сравнение этого отношения изотопов в современных и ископаемых организмах позволяет оценить температуру, существовавшую во время жизни этих ископаемых организмов. Юри говорил: "Я неожиданно обнаружил, что держу в руках геологический термометр".

Первоначальные предположения Юри подтвердились. В ходе эксперимента в Институте океанографии Скриппса моллюски, выращиваемые в определенных температурных условиях и при определенном соотношении изотопов, выделяли $CaCO_3$, изотопный состав кислорода которого зависел от температуры. Отсюда было выведено эмпирическое уравнение палеотемператур [116]. При определении температуры роста современных фораминифер по изотопному составу кислорода получаемые результаты совпадали с

данными измерений температур океанической воды, в которой они обитают.

Следует, однако, помнить, что между начальной разработкой теоретических основ метода и его последующим успешным применением и проверкой прошло некоторое время, в течение которого исследователи обратили внимание на необходимость высокой точности производимых измерений (табл. 3.4), так как имевшиеся в 1947 г. инструменты не улавливали малых различий в содержании изотопов. Необходимо было увеличить чувствительность масс-спектрометров приблизительно в десять раз. Методика, применяемая в настоящее время, в общих чертах разработана Гехтом [168] и приведена в нижеследующей таблице (с учетом изменений, внесенных различными авторами).

Таблица 3.5

Последовательность операций при подготовке проб для изотопного анализа кислорода

1. Очистка фораминифер с помощью ультразвукового вибратора
2. Промывка и просеивание через сито с размером ячей 200 мкм
3. Высушивание в сушильной печи или в комнатных условиях при температуре 50° С
4. Изучение под микроскопом для разделения по видам
5. Взятие навески – менее 1 мг. Прежде требовалась навеска в 3-5 мг, что соответствовало 50–100 экземплярам фораминифер
6. Образец слегка измельчается
7. Ультразвуковая очистка
8. Промывка и высушивание
9. Удаление остатков органического материала с помощью химической обработки с многократной последующей промывкой или путем прокаливания при температуре 450° С в течение 30 мин
10. Обработка 100%-ной фосфорной кислотой при 25 или 50° С в течение 12-24 ч
11. Выделяющийся при этом газ очищается водяным паром и собирается
12. Анализ с помощью масс-спектрометра. Точность, получаемая в различных лабораториях, составляет в среднем ±0,05‰.

Табл. 3.5 позволяет представить весь ход процесса, на что многие специалисты, использующие этот метод, не всегда обращают должное внимание. Приводимые результаты содержат показатель, который определяется по формуле

Таблица 3.6

$$\delta = \frac{^{18}O/^{16}O \text{ в образце}}{^{18}O/^{16}O \text{ стандартное}} - 1$$

Из формулы видно, что результаты измерения выражаются в тысячных долях, например 0,5‰. За норму принимается величина PDB-1, представляющая собой отношение изотопов в ростре белемнита из меловой формации Пи-Ди, Южная Каролина, США. Таким образом величина 0,5‰PDB показывает, что углекислый газ, полученный из анализируемого образца, составляет 0,5‰ по отношению к углекислому газу, полученному из образца PDB-1. Когда приводят величину изотопного отношения в пробах воды, в том числе снега и льда, за исходную величину принимается средний состав океанической воды (SMOW) ([80]; Dansgaard, Johnsen, Clausen and Gundestrup, 1973). PDB составляет + 2‰ относительно SMOW

Источники погрешностей. Прежде чем рассмотреть результаты изотопного анализа кислорода, целесообразно ознакомиться с шестью главными источниками погрешностей: 1) природа анализируемого образца, 2) стратификация фораминифер по глубине, 3) биологическое фракционирование изотопов, 4) избирательное растворение раковин различных видов, 5) влияние плейстоценовых ледниковых покровов на изменение изотопного состава океана, 6) роль перемешивания отложений (биотурбации).

1. Обычная проба может содержать несколько видов фораминифер. Даже если исследуется проба, содержащая только один вид, более чем вероятно, что время жизни отдельных особей может быть разделено интервалом более тысячи лет. Средняя продолжительность жизни одной особи фораминифер оценивается в 30–40 дней (Berger, 1967), поэтому ее изотопный состав отражает условия, типичные для небольшой части года. Более того, оказалось, что некоторые виды живут в теплые месяцы, а другие – в более холодные. Пробы, взятые из скоплений организмов в океане, показали, например, что *Globigerinoides rubra* живет в теплые месяцы, а *Globigerina bulloides* – в более холодные (Tolderlund, Bee, 1971). Вид *Globigerinoides sacculifera*, который чаще всего используется для анализа, обычно преобладает в конце лета и в начале осени. Таким образом, можно заключить, что измерения изотопного состава панцирей фораминифер дают осредненную величину за несколько тысяч лет и, возможно, среднюю для различных сезонов года.

2. Большая часть видов фораминифер обитает на глубине до 500 м, и большая часть кальцита выделяется в поверхностных слоях (до 150 м). Анализы, проведенные Эмилиани [111], показали, что палеотемпературы, полученные по данным изучения различных видов, различаются между собой (рис. 3.2), что, по его мнению, является результатом глубинной стратификации. Фораминиферы, обитающие в поверхностных слоях, например *Globigerinoides rubra* и *Globigerinoides sacculifera*, обнаруживают большие амплитуды палеотемператур и более детально их регистрируют, что более глубоко-

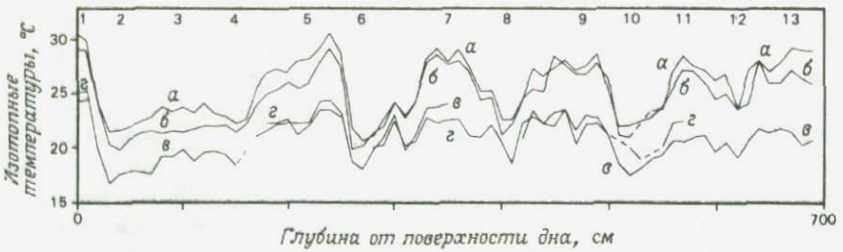


Рис. 3.2. Палеотемпературные кривые, полученные Эмилиани для колонки A179-4 (16° 36′ с.ш., 74° 48′ з.д.). Стадии 1–13 [111].

а – Globigerinoides rubra; б – G. sacculifera; в – Globigerina dubia; г – Globorotalia menardii.

водные виды, как, например, *Globorotalia menardii* (глубина обитания 100–150 м) и *Globorotalia truncatulinoides* (до 200 м).

Давно было известно, что стратификация по глубине существует (например, Rhumbler, 1901), однако данные изотопного анализа показали, что она имела место в течение всего кайнозоя, причем наблюдалась не только для отдельных видов, но и для фенотипов одного и того же вида (Hecht, Savin, 1972). Некоторые виды изменяют глубину обитания даже в течение своего жизненного цикла.

По Эмилиани [110], глубинная стратификация является результатом влияния температуры и плотности воды. Однако Савин и Стели (Savin, Stehli, 1974) доказывали, что определяющим фактором является осмотическое равновесие между панцирем и морской водой; Шелтон [314] считает это маловероятным и полагает, что доминирующую роль играет постоянная плотность воды. Если определяющим является осмотическое равновесие, то это означает, что перемещение планктонных фораминифер вглубь происходит во время оледенений, а вверх – в межледниковья, по мере того как вода удаляется из океанов или возвращается в них в результате роста или таяния материковых льдов. При этом изотопные температуры, зафиксированные в панцирях фораминифер, будут больше истинных. Если глубинная стратификация определяется плотностью воды, то должен наблюдаться противоположный эффект. В межледниковья миграция в толще воды должна происходить вниз, так как при поступлении воды с континентов океаны должны становиться менее солеными. Изотопные температуры, определяемые по панцирям, были бы меньше, чем действительные колебания температуры толщи воды.

3. Некоторые виды, как оказалось, выделяют карбонат кальция, не находясь в изотопном равновесии с водой, в которой они обитают. Такое явное биологическое фракционирование изотопов можно

назвать "видовым эффектом" [168]. Было показано, например, что для некоторых современных и голоценовых планктонных фораминифер температуры, определенные по соотношению изотопов, были выше, чем температуры воды, в которой они обитают в действительности. Это справедливо для *Globigerinoides sacculifera* и *Globigerinoides rubra*, хотя в последнем случае искажение может быть обусловлено присутствием симбиотических водорослей, которые могут составлять до 80% объема раковины.

Бентосные виды также дают изотопные температуры, отличающиеся от действительной температуры воды, в которой они живут [107]; при этом чем больше размер особи, тем больше зафиксированные отклонения (Vinot, Duplessy, 1973). Оказалось, однако, что вид *Uvigerina* sp. находится в изотопном равновесии со средой обитания (океанической водой) [312], поэтому полученные для него данные наиболее достоверны [314]. Учитывая эти погрешности, Имбри и др. [180] предположили, что желательно было бы разработать эмпирическую шкалу температур для отдельных видов, принимая во внимание пределы изменений размеров панциря и колебания температур, определенных изотопным методом.

4. Ошибки в определяемых изотопных температурах могут быть результатом избирательного растворения на дне океана [13]. В Тихом океане интенсивность растворения возрастала во время межледниковий, а в Атлантическом – во время оледенений (Gardner, 1975; [227]). Это означает, что изотопные температуры, полученные для Тихого океана, выше истинных, в то время как для Атлантического океана справедливо обратное соотношение.

5. Много споров вызвал эффект чередования оледенений и межледниковий, влияющий на изотопный состав воды океанов. Во время оледенения вода испаряется из океанов и выпадает в виде дождя или снега на ледниках; эта вода содержит легкие изотопы кислорода, в основном изотоп ^{16}O, так как он испаряется в первую очередь. В соответствии с этим в воде океанов накапливается тяжелый изотоп ^{18}O.

Изотопный состав фораминифер зависит от двух переменных. Одна из них – это температура воды, в которой они обитают, другая – изотопный состав этой воды. Если при исследовании современных видов мы знаем изотопный состав воды океана, то для ископаемых видов источник ошибок состоит в том, что изотопный состав современной им океанической воды неизвестен. Эмилиани [111] попытался оценить изотопный состав воды в прошлом. Он рассчитал максимальные размеры и изотопный состав плейстоценовых ледниковых щитов и их влияние на океаны. Результаты показали разницу между оледенениями и межледниковьями в 0,5‰. Измеренные им колебания изотопного состава от оледенения к межледниковью достигают 2‰ (рис 3.2); он считает, что на 70% эти

колебания обусловлены изменениями температуры и в меньшей степени являются следствием изменений изотопного состава воды океанов.

Величина, приведенная Эмилиани (0,4‰), оспаривалась затем Олауссоном [264], который оценивал ее в 0,7‰; Дансгор и Таубер [88] дают оценку 1,2‰, а Шеклтон [309] приводил доказательства того, что ее значение лежит между 1,4 и 1,6‰. Таким образом, эти авторитетные ученые в отличие от Эмилиани относят большую часть изменений, зафиксированных ископаемыми форминиферами, за счет изменений изотопного состава воды океанов, а не колебаний температуры. Из этого следует, что основной фактор, контролирующий изотопный состав воды океанов, – это количество льда, накопившееся на континентах; данные изотопного состава кислорода отражают в большой степени палеооледенения, а не колебания палеотемператур в прошлом.

Эмилиани и Шеклтон [115] доказывали, что можно установить пределы возможных колебаний изотопного состава морской воды во время оледенений, исходя из теоретической величины снижения уровня моря на 120 м. При этом делались два допущения, которые обусловили различные значения: 1) +0,4‰, если состав испарившейся воды соответствовал составу водяного пара, находящегося в изотопном равновесии с поверхностными водами в субтропиках, что составляет –11‰; 2) +1,6‰, если состав воды был такой же, как в центре Антарктиды, т.е. –50‰. Приведенные значения являются крайними, так что истинные величины должны находиться где-то между ними. Возможны четыре независимых способа расчета величины этого фактора:

а) Табл. 3.7 дает оценки, основанные на расчетах толщины и площади льда, его изотопного состава, а также изменения объема

Таблица 3.7

Оценка влияния плейстоценовых ледниковых покровов на изотопный состав океанов

Литературные источники	Изменения объема воды, млн. км^3	^{18}O льда, ‰	Влияние на величину ^{18}O в океане, ‰ (PDB-1)
[111]	58	–15	0,5
[80]	100	–17	1,5
[264]	65	–35	1,7
[309]			≈1,7[1)]
[88]	47	–30	1,2

[1)] Шеклтон [309] принимал во внимание трехмерное движение льдов. Результаты его расчетов "близки к полученным Олауссоном".

воды в океанах от оледенений к межледниковьям. Эти оценки меняются в пределах от 0,5‰ – результат пересчета величины, данной Эмилиани [113], – до 1,7‰; среднее значение 1,1‰.

Олауссон [264] дал оценку изотопного состава снега в плейстоцене. Дансгор и Таубер [88] основывали свои расчеты на изотопном составе кислорода современных атмосферных осадков и составе льда последнего оледенения, полученного из скважины Кемп–Сенчери в Гренландии (гл. 8). Их данные позволяют предположить, что изотопный состав льда, накопившегося на континентах, колебался между –30 и –35‰, что должно было привести к изменению состава воды океана приблизительно на 1,1‰.

б) Шеклтон [309] доказал, что поскольку температура глубинных слоев океана определяется температурами придонных вод Антарктики, то маловероятно, чтобы она заметно менялась в течение плейстоцена. Из этого следует, что измерения изотопного состава придонных фораминифер показывают только изменения в изотопном составе морской воды, при этом температурная составляющая не учитывается. Пределы колебаний (от оледенения к межледниковью), установленные таким образом, составляют от 1,1 до 1,6‰ для экваториальных областей Атлантического и Тихого океанов. Многое, однако, зависит от предположения, что температура придонных вод оставалась более или менее постоянной [115]. В противном случае могут быть иначе истолкованы изменения размеров панцирей донных фораминифер Тихого [316] и Атлантического океанов; в последнем из них отмечались также изменения численности видов (Streeter, 1973).

в) Эмилиани [113] оценивал амплитуду изменений температур от оледенения к межледниковью в низких широтах по данным реконструкций положения снеговой линии, пыльцевого анализа и частоты колебаний численности различных фораминифер. На основании этих определений он заключил, что амплитуда температур составляла 7,5°С в Карибском море, 5,5°С в экваториальной Атлантике и 3,5°С у экватора в Тихом океане. Сопоставляя эти данные с изотопными величинами для ископаемых фораминифер, он смог рассчитать влияние материковых льдов на изотопный состав океанов, оценив его в 0,5‰.

г) Переходные функции представляют собой уравнения, которые связывают параметры, установленные для сообществ современных фораминифер, т.е. летнюю температуру и соленость, с аналогичными величинами для ископаемых сообществ (гл. 6). Полученные с их помощью значения показывают, что влияние континентальных льдов на изотопный состав океанов составляло 1,8‰ по Имбри и др. [180], но всего 0,3‰ по Гехту [167].

Данные, приведенные в табл. 3.8, показывают, что роль материковых льдов в изменениях изотопного состава океана еще тре-

Таблица 3.8

Расчеты влияния континентальных льдов на амплитуды температур

Литературные источники	По каким данным и как рассчитано	Влияние льда[1]	Амплитуды температур, °С		
			Карибское море	Атлантический океан	Тихий океан
Среднее из табл. 3.7	Оценка континентальных ледников	1,1	4	3	0
[115]	Донные фораминиферы: минимум	0,5	7	6	3
	максимум	1,1	4	3	0
[113]	Данные о снеговой границе,	0,2	7,5		
	пыльце и фауне	0,5		5,5	3,5
[179]	Переходные функции	1,8	2,2		
[167]	Переходные функции	0,8	5,0		
Изотопные величины (в ‰ относительно стандарта PDB-1) для планктонных фораминифер [112, 316]			1,9	1,8	1,1

[1] Влияние льда – в ‰ относительно стандарта PDB-1.

бует уточнения. Эмилиани [113] полагает, что, с одной стороны, данные об изменениях изотопного состава, зафиксированные в планктонных фораминиферах, прежде всего отражают температуры поверхности океана; с другой стороны, существует определенное направление, представители которого считают, что, напротив, именно изотопный состав морской воды контролирует вышеуказанные изменения состава фораминифер. Очень важно, однако, что именно изменения изотопного состава, зафиксированные в отложениях, представляют собой основу стратиграфии в глобальном масштабе. Отмеченное выше расхождение во мнениях никоим образом не уменьшает реальности стадий, выделяемых по изотопному составу. Действительно, может быть проведена превосходная корреляция между данными, которые предположительно отражают изменения изотопного состава одной лишь океанической воды, например полученные по донным фораминиферам, и теми данными, которые, как полагают, включают палеотемпературную составляющую, например из планктонных фораминифер (рис. 3.3).

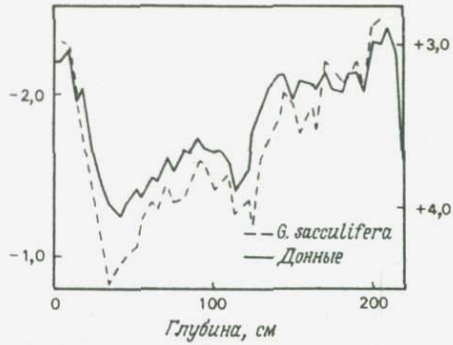


Рис. 3.3. Изотопный анализ планктонных и донных фораминифер. Стадии 5–1, V28-238 [316].

Стратиграфия, основанная на изотопном анализе кислорода

Стадии, выделенные по изотопам кислорода. Вслед за Аррениусом (Arrhenius, 1952), Эмилиани [111] выделил последовательность стадий по колебаниям содержания изотопов кислорода в колонках глубоководных отложений. Они были пронумерованы следующим образом: современное потепление (голоцен) было обозначено стадией 1; затем, двигаясь назад во времени (или вниз по колонке отложений) и следуя синусоидальной кривой, описывающей колебания температуры, холодным стадиям давались четные номера, а теплым – нечетные (см., например, рис. 3.2 и 3.5). Границы между стадиями проводятся в середине между точками максимума и минимума температурной кривой. Впоследствии Эмилиани [112] определил несогласия в последовательности отложений в некоторых колонках, изучавшихся им вначале, и в соответствии с этим изменил свою первоначальную схему. Всего в ней 16 стадий.

Брекер и ван Донк [49] считали, что кривая изменений температуры представляет собой не синусоиду, а ломаную пилообразную линию. Они полагали, что такой характер кривой отражает, с одной стороны, постепенную аккумуляцию льда на континентах, продолжающуюся в среднем около 90 000 лет, с другой – сравнительно быстрое таяние льда менее чем за десятую часть этого времени. Периоды быстрого таяния льдов получили название *терминаций* (termination) и отражают резкое снижение содержания ^{18}O в океанах. Например, *терминация 1* соответствует переходу от стадии 2 к стадии 1; *терминация 2* связана с переходом от стадии 6 к стадии 5[1]. Эти же авторы установили, что основной цикл ^{18}O осложняется наложенными (вторичными) осцилляциями края ледника.

[1] Следует отметить, что стадия 3 включается нами в общий список, тем не менее она не рассматривается как межледниковье в отличие от стадии 1 и других стадий с нечетными номерами (или их частей); поэтому терминация 2 не относится к стадии 3.

Понятие *терминаций*, несомненно, полезно для теоретических построений, однако основано оно на представлении температурной кривой в виде ломаной пилообразной линии, причем считается, что рост льда происходит в течение большей части холодной стадии, довольно поздно достигая максимального распространения. По этому поводу могут быть различные мнения. Более того, *терминация* не является стратиграфическим термином [313], и употребление его в стратиграфическом смысле может привести к ошибкам (гл. 4). Эмилиани и Шеклтон [115] настаивают на том, что колебания изотопного состава отражают действительные события, проявившиеся в мировом масштабе, поэтому их нельзя ставить в зависимость от какой-либо теоретической кривой, будь то синусоида, пилообразная или коленчатая ломаные линии.

Совершенно другой подход был применен Шеклтоном и Опдайком [316], которые определяли стадии на различной глубине в колонке V 28-238 (рис. 3.5). Выделенные в этой колонке стадии могут быть затем сопоставлены с определенными единицами в других районах: например, ледниковая литостратиграфическая единица могла бы быть сопоставлена с "поздней частью стадии 6 в колонке V28-238". Далее авторы предложили выделенные ими стадии принять в качестве эталона для второй половины плейстоцена.

Датирование стадий, выделенных в колонках глубоководных отложений. Весьма существенной проблемой является нахождение способа датирования границ стадий, по крайней мере, в ключевых колонках, так как все изотопные циклы похожи друг на друга, и поэтому перерывы в некоторых колонках могут остаться незамеченными. Датировки, полученные для определенных горизонтов, дают возможность получить по крайней мере детальную характеристику изотопного состава, которую можно использовать в целях сопоставления.

Существует три основных способа датирования стадий в колонках глубоководных отложений: 1) датирование океанических отложений с помощью урановых рядов, 2) радиоуглеродное датирование верхней части разреза, 3) установление обращений магнитного поля Земли в колонках отложений. Всем трем методам свойственны определенные ограничения (гл. 5). При радиоуглеродном и палеомагнитном датировании океанических осадков экстраполяция данных производится обычно вниз по разрезу в первом случае и вверх по разрезу во втором; при этом предполагается, что скорость осадконакопления постоянна. В датировании с помощью урановых рядов сейчас обнаружены большие погрешности [195], о чем не было известно, когда этот метод был впервые предложен и использован. В качестве дополнительных средств датирования используются некоторые уровни исчезновения определенных фаунистических таксонов,

которые оказываются синхронными для всего земного шара (гл. 6), а также некоторые широко распространенные слои вулканического пепла (тефры) (гл. 5 и 8).

Датирование с помощью урановых рядов было осуществлено уже в 1942 г. Пигготт и Эрри [281] использовали избыток ^{230}Th для определения возраста отложений в колонках из Карибского моря. Интересно отметить, что возраст отложений, которые сейчас относятся к стадии термического максимума 5 (5e), оказался около 100 000 лет. Позднейшие исследования колонок из Карибского моря и Атлантического океана, использовавшие ториево-протактиниевый метод, дали возраст около 100 000 лет для пика стадии 5 (Rosholt et al., 1961). Однако результаты других определений были примерно на 25% выше, т.е. 125 000 лет [295, 48]. Отсюда можно сделать вывод, что эти методы дают приблизительно верные датировки, однако иногда они могут вызывать недоверие вследствие неопределенности наших знаний о скоростях распада дочерних изотопов (Ku et al., 1972).

Радиоуглеродное датирование было применено к глубоководным колонкам Робином и Зюссом (Robin, Suess, 1955) и, как было доказано, оказалось ценным методом, позволяющим определять возраст по крайней мере в пределах 40 000 - 50 000 лет (гл. 5). За пределами границ метода полученные данные приходится экстраполировать, что не вполне удовлетворительно, так как имеются доказательства существования долговременных тенденций в изменении скоростей осадконакопления, например в Карибском море [115]. Поэтому экстраполяция радиоуглеродных данных, по крайней мере в этом районе, должна проводиться с особой осторожностью.

Применение палеомагнитной стратиграфии [163] (гл. 5) явилось новым этапом в изучении колонок глубоководных отложений. Оно позволило получить во многих точках хорошо обоснованные данные, которые могут быть интерполированы. Особенно детально с точки зрения палеомагнитной и изотопной стратиграфии были изучены три глубоководные колонки отложений, для которых было осуществлено сопоставление изотопной (кислородной) стратиграфии с палеомагнитной хронологической шкалой. Две из этих колонок пересекли весь плейстоцен и вошли в плиоценовые отложения. Это колонки V28-239 из Тихого океана [317] (рис. 3.4) и V16-205 (рис. 3.6) из Атлантического океана [96]. Колонка V28-238 [316], расположенная недалеко от колонки V 28-239, была к тому времени единственной, отложения которой уже изучались как в отношении изотопов кислорода, так и палеомагнитным методом. В колонке V 28-238 подсечена граница геомагнитных эпох Брюнес и Матуяма (700 000 лет назад), которая проходит на глубине

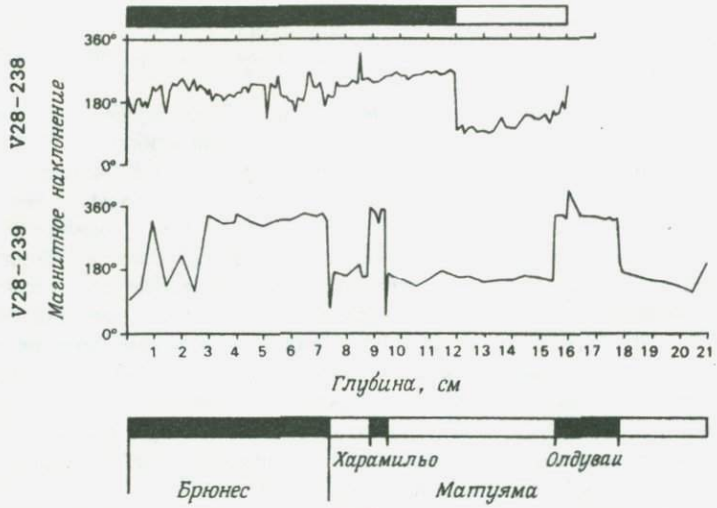


Рис. 3.4. Палеомагнитные характеристики колонок V28-238 и V28-239 [316].

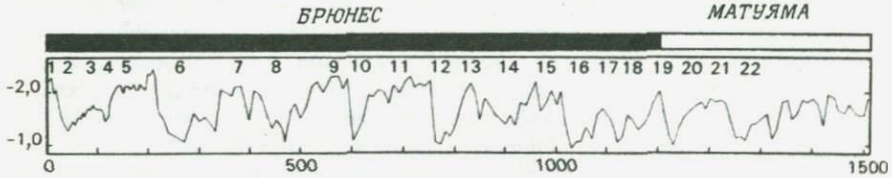


Рис. 3.5. Колонка V28-238 с плато Соломон (глубина 3120 м), Тихий океан [316].

1–22 – стадии, установленные по изотопам кислорода. По горизонтали – глубина от верха колонки (см). По вертикали – отклонение от стандартной величины Эмилиани (в тысячных долях). Колонка предложена в качестве эталона для позднего плейстоцена. Граница эпох Брюнес и Матуяма (700 000 лет назад) приходится на стадию 19 и используется как основа для датирования границ стадий (табл. 3.9).

1200 см и приходится на стадию 19 (рис. 3.5). Считая скорость осадконакопления постоянной (1,74 см за 1000 лет), удалось датировать границы 22 выделенных стадий (табл. 3.9). Стадии 1–16 соответствуют стадиям, установленным Эмилиани [112], и для отложений всех 22 стадий в колонке установлены глубины залегания (табл. 3.9). Возраст пика 5e стадии 5 оценивался в 123 000 лет. Эта величина близка многочисленным датировкам по неравновесному урану для поднятых пляжей и поднятых коралловых рифов во всем мире, возраст которых колеблется от 120 000

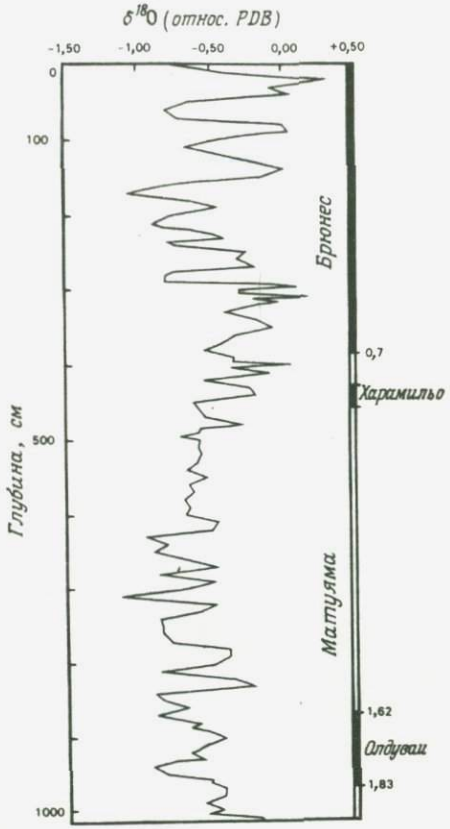


Рис. 3.6. Кислородно-изотопный анализ и палеомагнитная характеристика колонки V16-205 для всего четвертичного периода[96].

Палеомагнитная хронологическая шкала в млн.лет. Эпизод Харамильо – 0,89 – 0,95 млн.лет.

до 125 000 лет. Эти данные отражают высокое стояние моря во время последнего межледниковья (гл. 7), которое Шеклтон [311] ранее считал соответствующим не всей стадии 5, а лишь части ее (5e). Мнение Шеклтона подтверждается не только данными колонки P6304-8 из Карибского моря, которые показывают, что в конце стадии 5 море было холоднее [112], но также и данными по острову Барбадос, которые показывают, что 110 000 лет назад [333], т.е. непосредственно за стадией 5e (гл. 7), произошло снижение уровня моря того же масштаба, что и в ледниковые эпохи. Стадия 5e на основе экстраполяции вниз по разрезу была датирована 120 000 лет, причем было сделано допущение, что температурный минимум стадии 2 (на глубине 35 см в колонке V 28-238) приходится на 20 000 лет назад.

Шеклтон и Опдайк [316], критически оценивая датировки, предложенные ими для границ стадий в колонке V 28-238, пришли к

Таблица 3.9

Расчетный возраст границ стадий в колонке глубоководных отложений V28-238 [316]

Границы стадий	Глубина (см)	Возраст (лет)
1–2	22	13 000
2–3	55	32 000
3–4	110	64 000
4–5	128	75 000
5–6	220	128 000
6–7	335	195 000
7–8	430	251 000
8–9	510	297 000
9–10	595	347 000
10–11	630	367 000
11–12	755	440 000
12–13	810	472 000
13–14	860	502 000
14–15	930	542 000
15–16	1015	592 000
16–17	1075	627 000
17–18	1110	637 000
18–19	1180	688 000
19–20	1210	706 000
20–21	1250	729 000
21–22	1340	782 000

выводу, что они до сих пор наиболее правдоподобны, хотя никоим образом не могут считаться окончательными. Будущие исследования несомненно внесут в них коррективы. Между прочим, следует отметить, что оценки этих авторов (табл. 3.9) несколько выше оценок, предложенных Брекером и ван Донком [49], и более ранних данных Эмилиани [112]. Из 22 стадий, выделенных Шеклтоном и Опдайком [315], стадии 1 – 18 приходятся на магнитную эпоху Брюнес. Поскольку стадии 2, 3 и 4 признаны соответствующими последней ледниковой эпохе, как и большая часть стадии 5 (за исключением 5e, соответствующей последнему межледниковью), это значит, что на эпоху Брюнес приходится 8 крупных оледенений, соответствующих стадиям 18, 16, 14, 12, 10, 8, 6, и последнее оледенение (2–3–4–5a–5b–5c–5d). Несколько раньше выделяется стадия 22, которая может считаться первым ледниковым эпизодом, соответствующим по величине оледенениям эпохи Брюнес. В таком случае представляется вероятным, что вся по-

следовательность оледенений и межледниковий, например в пределах Европы, охватывала последние 800 000 лет, – предположение, которое подтверждается имеющимися в нашем распоряжении данными по этому континенту (гл. 6 и 8). В более отдаленном прошлом колебания, сопоставимые с оледенениями, продолжаются до геомагнитного эпизода Олдуваи и далее с меньшей регулярностью в плиоцене.

На первый взгляд может показаться, что в геологической летописи событий наблюдаются циклические колебания, причем отдельные ледниковые циклы продолжаются около 100 000 лет, а амплитуда колебаний возрастает по направлению к современности; это, однако, скорее кажущаяся закономерность. Каждый минимум, за исключением стадии 14, характеризуется более или менее одной и той же величиной изотопного показателя. Максимальные значения этого показателя также в значительной мере одинаковы, за исключением стадий 3 и 17, где эти значения ниже, и стадий 1 и 5, где они выше. Стадия 5 отличается самым высоким показателем – обстоятельство, которое весьма важно для изменений уровня моря (гл. 7). Межледниковые условия в каждом случае устанавливались быстро [49], что подтверждается количественным анализом ископаемых морских сообществ (гл. 6). Например, изотопные данные показывают, что дегляциация около 12 000 лет назад была столь быстрой, что ее отражение в осадках в такой же степени является результатом перемешивания отложений, как и результатом действительного изменения изотопного показателя, составляющего около 0,3 ‰ за 1000 лет. То же самое относится и к дегляциации и установлению межледниковых условий в конце стадий 2, 6, 10, 12 и 22; однако в конце стадий 4, 8 и 14 условия были иными.

В настоящее время невозможно сделать дальнейшие обобщения. Нельзя также точно охарактеризовать какую-либо данную стадию в климатическом отношении. Нельзя для какой-либо местности перевести изотопные данные в климатические параметры. Отсюда постоянные трудности, которые встречают попытки сопоставить климатические эпизоды на континентах со стадиями, выявленными по изотопам кислорода в океанах. Эта трудность уже отмечалась в связи с последним межледниковьем. По определению, данному для северо-западной Европы, межледниковье соответствует периоду, характеризующемуся во время термального оптимума присутствием смешанных дубовых листопадных лесов. Однако Шеклтон [311] показал, что последний такой эпизод в Европе соответствовал стадии 5e. Остальная часть стадии 5 представляла холодные климаты – даже более холодные, чем считалось ранее [316]. Если продолжительность последнего межледниковья (5e) типична и для более ранних межледниковий, это значит, что они состав-

ляли только 10% всего времени. В то же время изотопная характеристика морских отложений показывает, что холодные и теплые стадии имеют почти одинаковую продолжительность. Совершенно ясно, что эта проблема не может быть решена с помощью одних только данных изотопного анализа. Требуется критически рассмотреть определения понятий. Каким образом можно определить межледниковье? Не является ли принятое в Европе палеоботаническое определение слишком ограниченным и слишком локальным? Не следует ли вместо этого ввести определение в глобальных масштабах? Эти вопросы выходят за рамки данной главы и будут рассмотрены позже.

Стратиграфия, основанная на данных изотопов кислорода, имеет наибольшую ценность и широкие возможности именно как общая методика, которая может применяться в масштабах всего земного шара. Существуют достаточно независимые друг от друга критерии, которые показывают возможность корреляции отдельных колонок отложений по всему Мировому океану с высокой степенью детальности и точности. Стадии, выделяемые по изотопам кислорода, синхронны на всем земном шаре; точность корреляции ограничивается только тем временем перемешивания водной массы, которое необходимо, чтобы изменения изотопного состава, начавшиеся в одной части Мирового океана, могли распространиться повсеместно. Для более молодых стадий эта точность определенно менее 1000 лет, что обеспечивает выделение изохронных поверхностей с точностью, не встречавшейся ранее нигде в пределах всей стратиграфической шкалы. Например, быстрое таяние Лаврентийского ледникового покрова произошло 14 000 лет назад и было зафиксировано более или менее сразу же в Мексиканском заливе, по мере того как холодная вода, содержащая легкие изотопы кислорода, стекала по долине Миссисипи (Shackleton and Kennet, 1976). В Тихом океане это сказалось хотя и не в течение столетий, но в пределах тысячи лет. Конечное время перемешивания водных масс океанов было определено также и по другим показателям с несколько отличающимися результатами, но в любом случае оно не превышало 1000 лет [155].

Если предположить, что "появление какого-либо более обоснованного стратиграфического подразделения плейстоцена в высшей степени маловероятно" [316], не будет, по-видимому, нелогичным продолжать использовать его в дальнейшем в качестве стратиграфической основы при изучении четвертичных отложений не только на дне океанов, но и на континентах. Основной целью исследований является корреляция событий на континентах с данными изотопной стратиграфии океанов. Именно к этому мы можем сейчас обратиться.

Глава 4

КЛАССИФИКАЦИЯ

В отличие от сравнительно совершенной летописи событий плейстоцена, зафиксированной в колонках глубоководных отложений (гл. 3), континентальная летопись выглядит скудной и, как правило, с трудом расшифровывается (гл. 2). Однако, хотя более ранние попытки межрегиональных и межконтинентальных корреляций потерпели неудачу, глобальный характер океанических летописей, не имеющих параллелей в дочетвертичных породах, дает нам в настоящее время объективный критерий, или потенциальную эталонную стратиграфическую шкалу, которая позволит осуществить корреляции самых отдаленных районов. Действительно, есть все основания, для того чтобы принять по предложению Шеклтона и Опдайка [316], по крайней мере предварительно, колонку V28-238 в качестве эталонной для позднего плейстоцена. Представляется вероятным, что впоследствии подобные эталоны будут предложены и для более ранних эпох плейстоцена. Осуществление континентальных и океанических корреляций может быть делом далекого будущего, однако следует отметить, что уже сейчас некоторые особенно полные данные по континентам, например, лёссовые разрезы Центральной Европы, обеспечивают убедительную корреляцию с глубоководными морскими отложениями (гл. 9) [206, 207].

Прежде чем будет достигнут устойчивый прогресс, необходимо устранить большую часть неясностей, которые свойственны сейчас континентальной стратиграфии. Пересмотр стратиграфических данных, предложенный Диви [95], осуществляется медленно. В некоторых случаях требуется просто подтверждение или незначительное корректирование данных более ранних исследований, достаточно надежно обоснованных, – как это было сделано, например, Подкомиссией по стратиграфии Северной Америки ИНКВА, 1977 г. Более сложным представляется пересмотр стратиграфических данных, допускающих в настоящее время двоякое толкование, обусловленное, с одной стороны, недостаточно точным определением теоретических положений, на которых эти данные основываются, с другой – неправильным представлением о стратиграфическом положении. Как же в таких случаях должны классифицироваться четвертичные породы?

Можно было бы выделить три основных направления в этом вопросе. Сторонники первого не склонны рассматривать четвер-

тичный период как нечто в корне отличное от более ранних периодов, когда формировались подобные же породы. Поэтому классификация, по их мнению, должна быть в обоих случаях одинаковой. Этого направления придерживается Стратиграфическая комиссия ИНКВА, которая приняла новейшее стратиграфическое руководство, изданное Международным геологическим союзом [169], в качестве основы для классификации четвертичных литостратотипов (типовых разрезов для литостратиграфических единиц).

Представители второго направления доказывают, что существуют определенные отличительные черты, благодаря которым четвертичный период и породы четвертичного периода представляют исключительный случай (см. ниже). Поэтому к ним должны применяться особые правила. Обычно используются стратиграфические критерии совместно с другими критериями сравнения. К ним относятся геоморфологические или перигляциальные особенности; кроме того, более широкое применение находят некоторые вполне обоснованные стратиграфические процедуры. Примерами последних является использование флористических или фаунистических сообществ как способов датирования (например, использование пыльцевого анализа, на котором настаивали Люттиг и др. [226]). Однако, что касается основ стратиграфического метода, то здесь не должно быть отклонения от установленных правил. Легко можно показать, что, когда допускаются подобные отклонения, получается величайшая путаница. Особенно хорошим примером этого является использование форм рельефа в целях стратиграфии (гл. 8).

Сторонники третьего направления считают всякую стратиграфическую классификацию помехой и вместо этого предлагают использовать исключительно радиометрические методы для расчленения, корреляции и датирования четвертичных отложений (например, [361]). При этом они основываются на весьма сомнительной уверенности в правильности такого датирования. Однако существующие методы содержат так много потенциальных источников заблуждений и ошибок (гл. 5), что всю эту область можно сравнить с вершиной огромного айсберга экспериментов. Это датирование едва ли соответствует предъявляемым к нему на современном этапе требованиям.

Сопоставление четвертичного периода с дочетвертичными

Многие исследователи считают четвертичный период существенно отличным от других периодов; при этом указывается на краткость периода, непригодность его палеонтологии для традиционного расчленения, неполноту стратиграфической колонки, необычность стратиграфических соотношений, обусловленных влиянием геомор-

фологического положения, а также на особый способ его подразделения на основе климата.

Продолжительность четвертичного периода оценивается по-разному, от 0,6 млн. лет [111] до более 4 млн. лет [301]. Сейчас, когда установлено существование более ранних кайнозойских оледенений для многих частей света, попытки использовать плейстоцен и ледниковый период как синонимы прекратились. Современная оценка возраста нижней границы четвертичного периода на уровне 1,6 млн. лет [166] дана по многим критериям, в первую очередь на основе изучения морских отложений (что полностью оправдано, когда речь идет о выделении таких крупных эталонных хроностратиграфических единиц, как период); это определение нижней границы четвертичного периода представляется наиболее обоснованным и по другой причине – оно совпадает с обращением магнитного поля Земли (конец эпизода Олдуваи), которое прослеживается в глобальном масштабе (гл. 5).

Краткость четвертичного периода, таким образом, означает, что его исследователи имеют дело с промежутками времени в несколько тысяч, а иногда и сот лет (особенно если говорить о времени в пределах возможностей радиоуглеродного метода) и только очень редко с интервалами времени, скажем, 0,5 млн. лет. Это представляет резкий контраст с дочетвертичным временем, где интервалы, служащие объектом исследований, обычно составляют несколько миллионов лет. Таким образом, хроностратиграфические горизонты в пределах четвертичного периода выделяются несравненно точнее, чем в более ранние эпохи. Близость к современности дает возможность детализировать исследования, используя данные, которые отсутствуют для более ранних отложений. Только на этом основании оказалось возможным смещение основного направления исследований (если не изменение основных принципов). Очень немногие ученые внесли вклад в изучение как четвертичной, так и дочетвертичной геологии. Отличительной чертой четвертичного периода является то, что многие ископаемые группы организмов имеют современные аналоги, анатомически полностью идентичные. Там, где действительно могут быть прослежены эволюционные изменения, ценность их для целей стратиграфического расчленения обычно ограничена. В общем краткость четвертичного периода явилась причиной того, что эволюционные изменения проявились не во всех ископаемых группах. Конечно, в некоторых случаях прослеживается значительная эволюция. Характерным примером этого являются гоминиды (гл. 6); однако эта группа едва ли может служить целям расчленения. Большие надежды связываются с эволюцией фауны грызунов в Европе, правда, пока она недостаточно разработана. В тех же случаях, когда возможно выделение крупных подразделений, как, например, по фауне млекопитающих

в Северной Америке, сама крупность выделенных единиц препятствует их использованию. В Северной Америке были выделены три "века млекопитающих": бланкский (частично захватывающий плиоцен), ирвингтонский, который вместе с предыдущим охватывает практически весь плейстоцен, и ранчолабрейский (гл. 6). Таким образом, палеонтология, являющаяся основным критерием расчленения дочетвертичных пород, имеет для четвертичной системы ограниченное применение. Вместо этого особенно полезной становится расшифровка палеонтологической летописи с палеоэкологической точки зрения. Повторяющиеся в пространстве и времени сообщества фауны и флоры позволяют сделать важные выводы относительно изменений окружающей среды. Однако присущая им асинхронность делает их непригодными для корреляции и датирования, за исключением редких случаев сугубо местного значения.

К уже упомянутым трудностям добавляется еще и то, что летопись событий четвертичного периода зафиксирована во фрагментарных, прерывистых осадочных комплексах пород. В особенности это относится к районам, подвергавшимся в прошлом оледенению, а также располагавшимся у самых границ ледников. Поэтому до некоторой степени можно считать неудачным то, что большая часть существующих классификаций разрабатывалась именно в таких районах. Повторяющиеся подвижки глетчерного льда, флювиальная эрозия в перигляциальных условиях, склоновые процессы — все это весьма успешно уничтожило летопись предшествовавших событий. Исключительно редко встречаются последовательности слоев, отлагавшихся непрерывно. Среди последних заслуживают упоминания лёссовые области Центральной Европы (гл. 9), а также осадки, сохранившиеся в озерах или глубоких впадинах — например, в Боготе, Колумбия (van der Hammen, 1964), Македонии [387] или Японии [177]. Они имеют ключевое значение для калибровки кривой континентального осадконакопления, а также для предварительного сопоставления с осадконакоплением в океанах.

Вследствие неполноты палеонтологических данных, а также потому, что более ранние стратиграфические схемы были разработаны в районах, подвергавшихся оледенению, четвертичный период был подразделен на основе климатических изменений. Были выделены ледниковые и межледниковые эпохи, которым обычно присваивается статус яруса (см. ниже). При дальнейшем подразделении были выделены межстадиалы, представляющие собой потепления климата в пределах ледниковой эпохи. В некоторых классификациях выделяются также подъярусы.

Классификация на основе климатических изменений отличает четвертичный период от более древних. При этом возникают особые проблемы. Классификация в этом случае базируется не столь-

ко на самих породах, сколько на климатической интерпретации материала, полученного при анализе пород. Нужно проявлять большую осмотрительность, чтобы не путать эти характеристики и отличать свойства самих пород от сделанных на их основе выводов об изменениях климата. Иногда это осложняется характером самих четвертичных отложений, допускающим различную интерпретацию. Даже в районах, испытавших оледенение, не всегда просто определить ледниковые отложения – для многих толщ, первоначально считавшихся ледниковыми, затем был доказан перигляциальный генезис (гл. 8). Даже когда генезис отложений установлен, климатическая интерпретация их не всегда очевидна. Возьмем, например, данные о высоких стояниях озер в Центральной Америке (гл. 9). Одно время эти плювиальные условия рассматривались как соответствующие оледенениям (гл. 2). Однако сейчас установлено, что это совсем не так, и действительные ситуации гораздо сложнее, чем можно предположить по упрощенным моделям, в которых одинаковые причины всегда порождают одинаковые следствия.

В том случае, когда классификация базируется на выводах, полученных при изучении разнообразных отложений, происхождение и климатическая интерпретация которых неясны, неизбежно возникают проблемы дефиниций. Если в районах, подвергавшихся в прошлом оледенениям, выделить ледниковые и межледниковые эпохи сравнительно просто, то возникает вопрос, как выделить эти эпохи за пределами ледниковых районов? Как и где должны проводиться границы? Большая часть границ проводится на основе данных, которые по своей природе асинхронны; например, межледниковье, которое устанавливается по появлению растительности умеренного пояса в спорово-пыльцевых спектрах, будет зафиксировано раньше в средних широтах и позже – в высоких. Потепление климата будет отделено некоторым промежутком времени от того момента, когда растительность умеренной зоны колонизирует высокие широты. В дочетвертичных периодах такие смещенные во времени (диахронные) серии образовывались при морских трансгрессиях; в четвертичное время причиной их появления были изменения климата. Это мог быть более быстрый процесс, чем морские трансгрессии, но его распознавание базируется на совершенно других критериях.

Повторяющиеся климатические циклы обусловили повторяющиеся последовательности пород. При этом совершенно разные по возрасту последовательности слоев в двух более или менее удаленных районах могут быть внешне чрезвычайно сходными. В таком случае их называют гомотаксиальными и дают им следующее определение: "Гомотаксиальными называют литостратиграфические или биостратиграфические единицы, имеющие сходный порядок напластования в различных районах, но не обязательно являющиеся

одновозрастными" [4]. Для установления возрастных соотношений таких гомотаксиальных единиц необходимы особые критерии.

Нельзя отрицать, что четвертичный период действительно имеет собственные проблемы. Однако они не настолько велики, чтобы исключить применение стратиграфических методов, которые используются для дочетвертичных пород. При всей возможной и все увеличивающейся неясности в происхождении пород и климатических условиях их образования особенно важно вести работы по определенным направлениям, выбранным со всей объективностью. В особых случаях для решения вопросов могут быть выделены новые типы стратиграфических единиц. При этом используются методы морфостратиграфии, стратиграфии почв, выделения геолого-климатических единиц, а также методы, применяемые и для других типов пород, например магнитостратиграфия. Все вместе они дают основные типы стратиграфической классификации, к которым принадлежат литостратиграфия (стратиграфия пород), биостратиграфия и хроностратиграфия.

Представление данных – климатические кривые

При климатическом подходе, т.е. выделении холодных и теплых или умеренных интервалов, стало обычным представлять данные в форме климатических кривых (рис. 4.1). Существует много разновидностей таких кривых. Одна из наиболее распространенных показывает частоту или частоты какого-либо класса данных, например ископаемых пыльцевых зерен (рис. 6.1). Обычно, хотя и не обязательно, эти данные бывают получены из непрерывного разреза отложений. Другой тип кривой объединяет разнородные данные в последовательность, представляющуюся непрерывной. Примером этого может быть климатическая кривая, представляющая оледенения и межледниковья Британских островов (рис. 2.14). Данные, на которых она основана, получены из географически разобщенных районов и редко представляют результат изучения непрерывных разрезов, в которых можно видеть непосредственные соотношения стадий между собой. В таких кривых имеется множество потенциальных источников ошибок. Могут выпадать важные эпизоды. На примере Британских островов было показано, что имеются доказательства существования большего количества межледниковий, чем это видно на климатической кривой (Sutcliffe, 1976). Чтобы уменьшить обманчивое впечатление, производимое такими кривыми, нужно или рисовать их прерывистыми, проводя линию только там, где имеются надежные данные, или вообще пунктиром. Графики, имеющие вид непрерывных кривых, слишком часто представляются чем-то завершенным и приобретают характер эталонов, к которым приспосабливаются фактические данные.

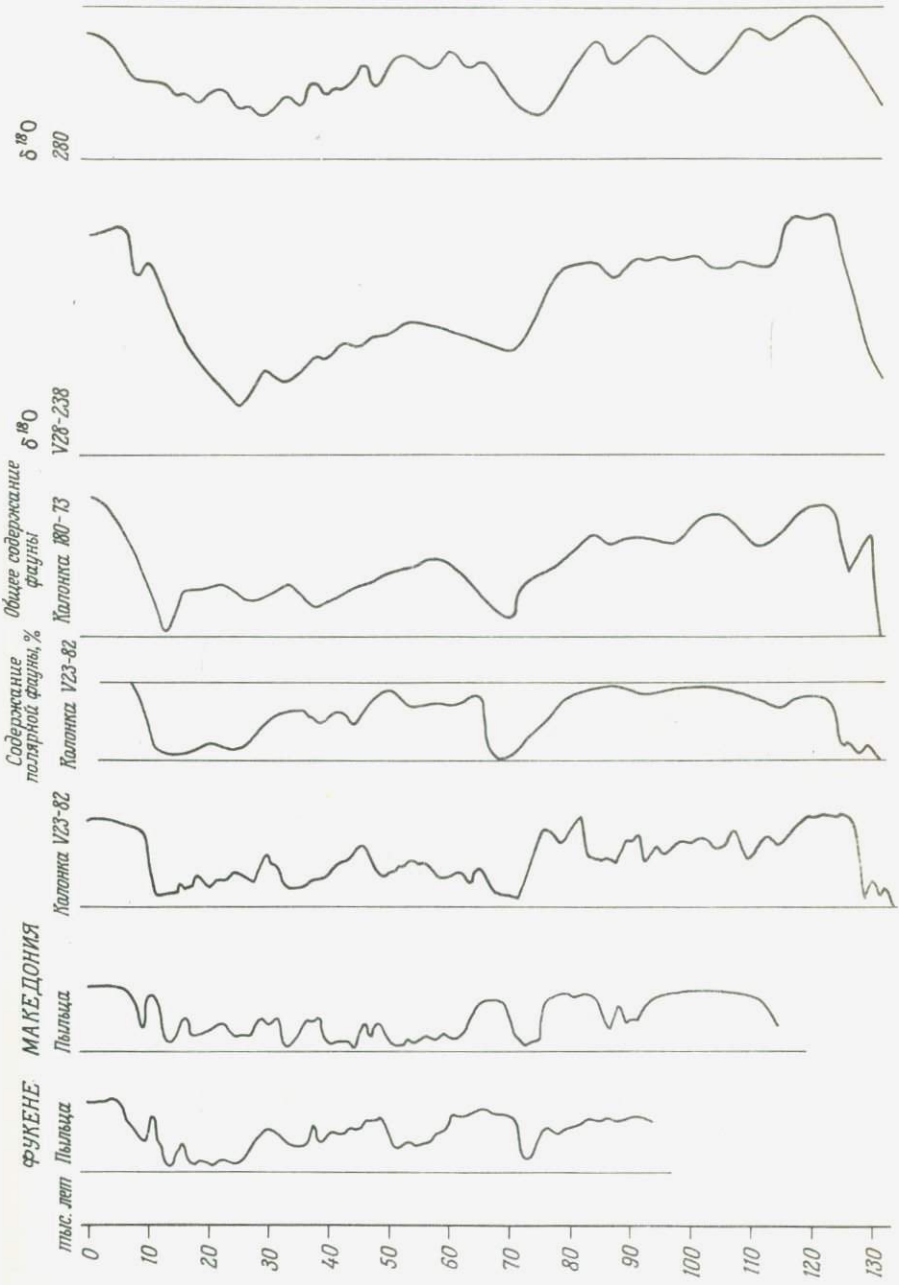


Рис. 4.1. Климатические кривые, суммирующие и коррелирующие данные по верхнему плейстоцену (van der Hammen, 1974).

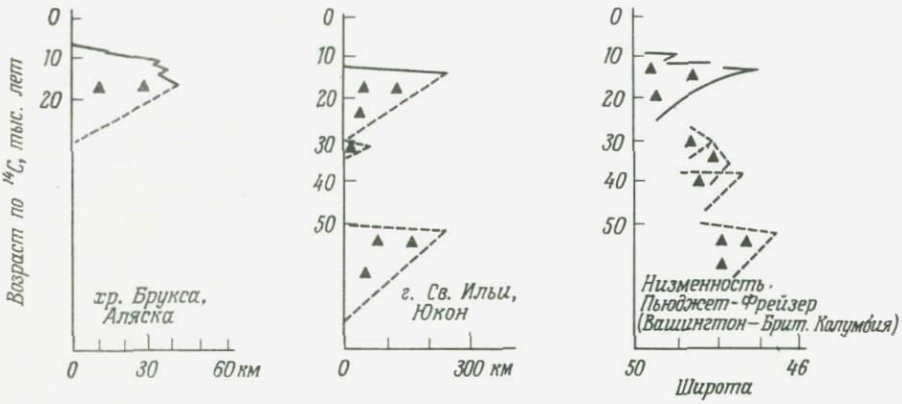


Рис. 4.2. Пространственно-временные графики соотношения основных ледниковых событий на западе США [284].

Отдавая себе отчет в природе таких кривых и фактической основе, на которой базируется каждая из них, их тем не менее можно успешно использовать не только для представления данных (рис. 4.1), но и как способ исследования (рис. 4.2). Портер [284] использовал пространственно-временные диаграммы, тарированные радиоуглеродными датировками, для изучения и характеристики положения края ледника на западе Северной Америки, включая север центральной части хребта Брукса, Аляска, северо-восток гор Св. Ильи, территория Юкон, и низменность Пьюджет-Фрейзер в пределах штата Вашингтон и Британской Колумбии. При этом он выделил флуктуации края ледника, названные им колебаниями первого и второго порядков. Колебания первого порядка продолжительностью 10 000 лет и более были выделены в большей части изученных им районов. Колебания второго порядка длятся 1000 лет или меньше и, очевидно, не были одновременными во всех районах. На этом основании можно считать, что они являются следствием местных условий и отражают режим отдельных ледников. Поэтому при интерпретации таких данных необходима большая осторожность. Кроме того, следует оценить надежность радиоуглеродных определений возраста (гл. 5).

Очень часто это единственный способ сопоставить данные для пространственно разобщенных районов и предложить вариант корреляции. Таким же образом можно сравнивать качественно различные данные. Так, например, были сопоставлены материалы по Тихому и Атлантическому океанам с данными по Колумбии и Греции (van den Hammen, 1974) (рис. 4.1). Этот пример показывает не только возможность сопоставления кривых, но и то, как отдельные хронологические шкалы, используемые в частных случаях,

могут быть объединены. Пыльцевой анализ разреза отложений мощностью 35 м в Греции, Македонии, устанавливает переходы от леса к степи. Радиоуглеродные датировки допускают построение хронологической шкалы до 50000 лет назад. Ниже этого уровня датирование основывается на экстраполяции радиоуглеродных датировок. В Колумбии, на озере Фукене, проводился пыльцевой анализ колонки отложений длиной 45 м [387]. Возраст верхних 11 м устанавливался по двум радиоуглеродным датировкам, наиболее древняя из которых составляет 20575 лет. Ниже этого уровня возраст определялся экстраполяцией с учетом скорости осадконакопления, установленной для верхней части разреза. Данные для океанов включают: 1) колонку отложений из Северной Атлантики, проанализированную количественно (гл. 6) (Sancetta, Imbrie, Kipp, 1974), где возраст определялся интерполяцией между имеющимися радиоуглеродными датировками, экстраполяцией и сопоставлением с другими данными; 2) две кривые, представляющие анализ изменений фауны фораминифер (McIntyre, Ruddiman, Jantzen, 1972), и 3) две кривые изотопов кислорода (Emiliani, Shackleton, 1973) [316], датировки которых уже рассматривались (гл. 3). Подобные корреляции будут подробно рассмотрены ниже, но основные методологические вопросы могут быть освещены здесь.

Если бы эти данные были получены и сопоставлены между собой несколько лет назад, то возможно, что нижний предел их временных шкал считался бы приходящимся на уровень около 70000 лет назад. До недавнего времени эта дата по общему соглашению считалась концом последнего межледниковья и началом последней ледниковой эпохи. Однако позднее появились данные, указывающие на то, что более реальной цифрой для последнего межледниковья является 125000 лет (стадия 5e по результатам кислородно-изотопного анализа). Из этого следует, что все климатические кривые, по каким бы данным они ни были построены, могут сжиматься или растягиваться для приведения в соответствие с вновь полученными данными о возрасте. Многие такие кривые были пересмотрены на основе новых датировок, отличающихся от исходных данных. Примером этого является модификация климатической кривой по данным скважины Кемп-Сенчери на Гренландском ледниковом щите, которая сначала была построена Дансгором с соавторами [89], а затем видоизменена Имбри (Dreimanis, Raukas, 1973).

В рамках радиометрических привязок, которые, к сожалению, часто бывают неоднозначными, все климатические кривые до некоторой степени "подгоняются". Конечно, достоверность датировок увеличит надежность кривых, но ни одна из них не может быть принята в качестве эталонной, пока не будут внимательно рассмотрены те допущения, на которых она основывается. Слишком часто происходит необдуманное использование ненадежных данных.

Климатические кривые должны строиться на основе ясных и недвусмысленных геологических данных, а не выводиться из теоретических построений. Сравнение и корреляция теоретических кривых с фактическими не только допустимы, но даже желательны, однако сами теоретические кривые никоим образом не должны браться в качестве основы для классификации или хронологии. Чрезвычайно ярким примером такого неоправданного влияния теоретических построений является случай с климатической кривой Миланковича [244]. Используя законы небесной механики, Миланкович рассчитал величину солнечной энергии на внешней границе атмосферы на различных широтах за последние 600 000 лет (рис. 4.3). Его данные использовались как основа для хронологии, и все геологические свидетельства "вгонялись" в жесткие рамки его теоретических циклов. В особенности этим злоупотреблял Цёйнер (Zeuner, 1945) [406], создавший сложнейшую терминологию, включавшую, например, "последнее межледниковье", "предпоследнее межледниковье", "предпредпоследнее межледниковье" и т.д.; подобные термины были разработаны им и для оледенений. Эти идеи нашли признание у европейских исследователей, особенно среди археологов. Мы уже упоминали о том большом влиянии, которое оказала модель Миланковича на представления европейских геологов, поскольку Эберл [109], модифицировавший схему оледенений в Альпах Пенка и Брюкнера [276], был сторонником его взглядов (гл. 2). Однако наиболее широкое распространение модель Миланковича получила благодаря Цёйнеру.

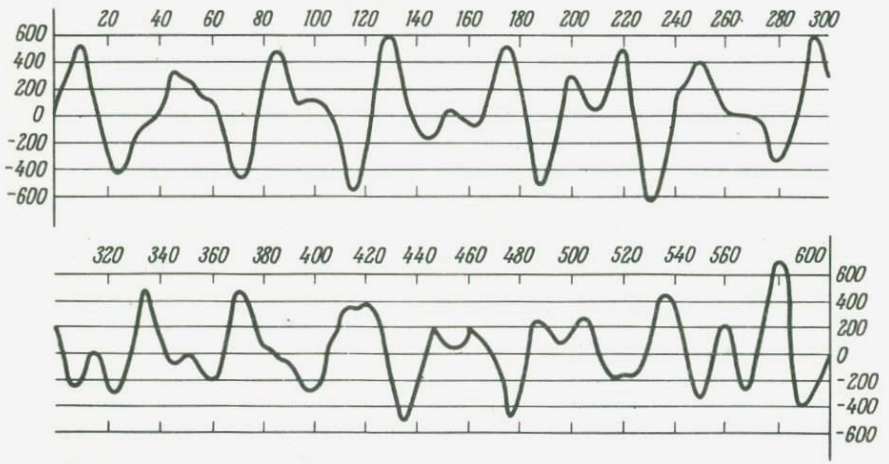


Рис. 4.3. Изменения величины солнечной радиации (в традиционных единицах) за последние 600 000 лет на 65° с.ш. (на основе расчетов Миланковича по [406]).

В последнее время предпринимались попытки согласовать геологические данные с теоретическими построениями о климате [119, 165]. К сожалению, ошибка, допущенная Эвансом [119] в одной точке его шкалы, вызывает сомнения в правильности остальных его построений. Геологическая основа последних представляет собой набор несопоставимых разнородных данных, в том числе геоморфологических. Однако члены программы CLIMAP[165] смогли сопоставить относительно объективные данные глубоководного бурения с теоретическими циклами колебаний солнечной радиации. Это позволило им сделать вывод о том, что основной причиной колебаний климата в четвертичном периоде были изменения геометрии орбиты Земли.

Все это отнюдь не означает, что теоретические климатические кривые могут служить основой расчленения четвертичного периода, и ни в коей мере не исключает необходимости тщательной объективной классификации четвертичных отложений. Только такое изучение даст ученым всего мира возможность понимать и с уверенностью использовать локальные данные. В частности, "представляется существенным не только заявить, что основными типами единиц должны быть литостратиграфические, но необходимо также подчеркнуть, что исследователи *должны* переходить от описания видимых единиц пород к оценке их литологии и в заключение делать *выводы* о климатических условиях отложения этих пород"[20].

Стратиграфическая классификация

Как уже упоминалось, существуют три основные категории стратиграфических классификаций:

Литостратиграфия (стратиграфия пород) занимается расчленением слоев на подразделения на основе их литологических признаков.

Биостратиграфия занимается расчленением слоев на подразделения на основе содержащихся в них ископаемых остатков.

Хроностратиграфия занимается расчленением слоев на подразделения на основе возрастных соотношений пород.

Существуют и другие виды стратиграфического расчленения, которые будут рассмотрены в соответствующих местах ниже: например, стратиграфия почв и морфостратиграфия, широко используемые в исследованиях четвертичного периода как основные концепции, включены в рассмотрение литостратиграфии. Геолого-климатические подразделения включены в рассмотрение хроностратиграфии. Магнитостратиграфия рассмотрена в гл. 5.

Стратотипы. Для выделения стратиграфического подразделения (единицы) необходимо иметь типовой разрез (стратотип). Это дает объективный критерий, на котором зиждется вся концепция. Основное значение его состоит в том, что он остается "посто-

янным объективным эталоном, доступным для сравнения и не подверженным изменениям, как бы ни менялись основания литологических или биологических корреляций" [148].

Существует три основных типа стратотипа:

Стратотип подразделения – типовой разрез, который является эталоном для определения и распознавания определенной стратиграфической единицы.

Стратотип границы – определенная точка в разрезе, которая показывает положение стратиграфической границы.

Составной стратотип – стратотип какой-либо стратиграфической единицы, образованный сочетанием нескольких определенных стратиграфических единиц, называемых компонентными стратотипами.

Комиссия по стратиграфии ИНКВА рекомендует к использованию площадной стратотип (частный случай составного стратотипа). Он определяется следующим образом: "Площадной стратотип включает несколько разрезов или других источников геологической информации, расположенных в определенном районе, в пределах которого объем и границы выделяемой стратиграфической единицы определены всеми способами, включая геоморфологическую и фациальную корреляцию литологически и генетически разнородных отложений (например, стратиграфическое подразделение ледниковых серий путем корреляции валунных суглинков, конечных морен, флювиогляциальных отложений и связанных с ними речных террас)".

Каждый стратотип имеет типовую местность и типовой район (см., например, описание формации джессеп, Индиана [табл. 4.1]). Дополнительные термины, которые должны способствовать лучшему пониманию концепции стратотипов, следующие:

Голостратотип – первоначально определенный стратотип единицы или границы.

Парастратотип – дополнительно определенный стратотип, содержащий добавочную информацию по сравнению с голостратотипом, лектостратотипом или неостратотипом.

Лектостратотип – стратотип, выбранный позднее, если голостратотип почему-либо оказался неудовлетворительным.

Неостратотип – новый стратотип, который заменяет первоначальный в случае уничтожения последнего.

Гипостратотип – позволяющий распространить информацию, содержащуюся в голостратотипе, лектостратотипе или неостратотипе, на другие районы.

В общем первые три вида стратотипа (голостратотип, лектостратотип и парастратотип) обнаруживаются в типовом районе; но неостратотип, лектостратотип и гипостратотип могут также встречаться и за пределами территории, где стратотип был описан впервые.

Руководство по стратиграфии, принятое Стратиграфической ко-

Таблица 4.1

Описание формации джессеп (главным образом валунные суглинки иллинойсского и так называемого канзасского возраста в южной Индиане) (по данным Подкомиссии четвертичной стратиграфии Северной Америки, 1977)

Названа и выделена: Уэйном (Wayne W.J., 1963, p. 52-55, Pleistocene formations in Indiana: Indiana Geol. Survey Bull. 25).

Смотри также: Wayne W.J., 1970, p. 79-80, Jessup Formation, in: R.H. Shaver and others, Compendium of rock-unit stratigraphy in Indiana: Indiana Geol. Survey Bull. 43.

Gooding A.M., 1963, Illinoian and Wisconsin glaciations in the Whitewater Basin, south-eastern Indiana, and adjacent area: Journ. Geol., v. 71, p. 665 – 682.

Gooding A.M., 1966, The Kansan glaciation in south-eastern Indiana: Ohio Journ. Sci., v. 66, p. 426-433.

Bleur N.K., 1976, Remnant magnetism of Pleistocene sediments of Indiana: Proc. Indiana Acad. Sci., v. 85, p. 277–294.

Названа по городу Джессеп, округ Парк, Индиана, в 20 км к северо-востоку от Терри-Хот.

Местонахождение голостратотипа: берег притока реки Стрейнерс-нерс-Бранч, примерно в 10 км к северо-востоку от Джессепа, лист (карты) Катлин, 39° 40′ 48″ з.д.

Определение: формация джессеп состоит главным образом из валунной глины с включениями суглинка, песка и гальки. Выделяются две пачки: пачка валунных глин батлервилл (верхняя), составляющая большую часть формации, и пачка валунных глин кловердейл (нижняя), которая была установлена только в нескольких местах. Пачки выделяются в первую очередь по наличию палеопочвы, так называемой ярмутской почвы, которая развита в нижней пачке или в самих валунных глинах, или в сопряженных с ними неледниковых отложениях, перекрывающих валунные глины.

Голостратотипический разрез: мощность около 15 м, вскрывает главным образом валунные глины с несколькими тонкими прослоями суглинков и песков. В средней части разреза находится слой торфа мощностью 0,5 м, возраст которого более 36 тыс. лет (по радиоуглеродным измерениям). Торф залегает на контакте двух пачек валунных глин: верхняя пачка батлервилл в основном окрашена в желтовато-коричневый цвет (10 YR по шкале Мунселла), нижняя пачка кловердейл имеет оливковый оттенок (5 Y, 2.5 Y).

Границы. Нижняя – предполагается, что в стратотипическом разрезе формация джессеп залегает на коренных породах пенсильванского (верхнекаменноугольного) возраста, выходящих на поверхность недалеко от разреза. В большинстве обнажений, где можно видеть нижний контакт этой формации, она залегает на палеозойских породах. Верхняя – в большей части района формация джессеп залегает на поверхности или близко к ней; обычно она перекрывается различными фациями формации атертон (в особенности лёссами). В западной и центральной части штата Индиана во многих мес-

Продолжение табл. 4.1

тах наблюдалось залегание формации джессеп под валунными глинами формации трафальгар.

Дополнительная информация: стратиграфия формации джессеп остается малоизученной. Уэйн (Wayne, 1970) наблюдал в отложениях этой формации несколько тонких прослоев суглинков, содержащих ископаемые остатки, и предположительно сопоставил их с многослойными валунными глинами, описанными Гудингом (Gooding, 1963, 1966) в юго-восточной Индиане.

Распространение: формация джессеп, и главным образом пачка валунных глин батлервилл, широко распространена в южной Индиане, где она покрывает площадь около 9000 км^2. Приблизительно на половине этой площади она залегает в виде обширного покрова мощностью до 30 м; на остальной территории эти отложения распространены спорадически и имеют, как правило, меньшую мощность. Они также широко представлены в центральной Индиане, где залегают под формацией трафальгар.

Геологический возраст: в штате Иллинойс большая часть этой формации (предположительно пачка батлервилл) примыкает к валунным глинам, залегающим на поверхности и обычно относящимся к иллинойсскому оледенению. Кловердейлской пачке Уэйн (Wayne, 1963, стр. 56) приписывает так называемый канзасский возраст. Однако почвы, развитые на кровле этой пачки, не очень характерны, а коррелятные отложения, как было показано (Bleur, 1976), имеют в основном нормальную намагниченность. Таким образом, возраст этой пачки остается под вопросом.

миссией ИНКВА [169], рекомендует выделять стратотипические разрезы таким образом, чтобы они находились в географически доступном районе. На первый взгляд может показаться, что это требование вызовет дополнительные трудности, особенно в случае стратотипов, описанных по колонкам глубоководного бурения. Однако для стратиграфических разрезов, не встречающихся на поверхности, учитывается возможность сохранения соответствующих образцов и документации. Колонки глубоководных отложений хранятся в различных учреждениях и потому доступны для изучения и в дальнейшем.

Литостратиграфия. Литостратиграфия представляет базис любой другой стратиграфии, поэтому особенно важно, чтобы единицы были тщательно и должным образом определены. При этом определение должно носить чисто литологический характер, без каких-либо ссылок на способ образования или возраст пород. Оно должно даваться на основе стратотипа данного подразделения, в котором границы обычно четко выделяются, хотя в отдельных случаях они могут проводиться в переходной зоне, где происходит смена литологических разностей пород. Основным соображением при выделении данной единицы должно быть литологическое единство, хотя для

многих единиц пород ледникового происхождения весьма характерны изменения в литологии от флювиогляциальных песчано-галечных отложений до валунных суглинков, что само по себе составляет отличительный признак данной единицы.

Литостратиграфическая единица должна быть определена таким образом, чтобы было возможно ее картирование в поле и определение геометрии как некой совокупности пластов. Определению помогают данные о глубинном строении, и особенно полезно, если выделяемая единица может быть представлена на геологических разрезах. Для многих литостратиграфических единиц четвертичных пород описаны стратотипы, однако их изменения по латерали и вертикали остаются неопределенными, поэтому описание их неполно.

Иерархия литостратиграфических единиц. Формальные литостратиграфические единицы определяются следующим образом [169]:

Единица	Определение
Группа	Включает две или больше формаций
Формация	Основная единица в литостратиграфии
Пачка	Подразделение внутри формации, имеющее собственное название
Пласт	Подразделение внутри пачки или формации, имеющее собственное название

Представляется, что нет серьезных причин, препятствующих выбору формации в качестве основной рабочей единицы в четвертичной стратиграфии, хотя некоторые авторы [226] предлагают считать "основной литостратиграфической единицей" пласт. Высказанное предложение не отвечает главному требованию, предъявляемому к основной рабочей стратиграфической единице, а именно возможности ее картирования как протяженного геологического тела. Пласты в четвертичной стратиграфии обычно имеют локальное значение, хотя некоторые маркирующие горизонты, например тефры, прослеживаются на большие расстояния. Указанное предложение исходит из того, что пыльцевой анализ должен использоваться как основное средство расчленения четвертичных отложений на ледниковые и межледниковые комплексы, что хорошо подтверждается данными по северо-западной Европе (гл. 6).

Использование в каком-либо районе иерархии литостратиграфических единиц требует предварительного принятия некоторых решений. Одно время было принято рассматривать все ледниковые и флювиогляциальные отложения района как принадлежащие одной формации, даже если такой статус не был достаточно недежно

обоснован. Однако такой подход едва ли способствовал пониманию литологической сложности четвертичных отложений. С другой стороны, излишнее усердие в подразделении пород может завести гораздо дальше, чем это необходимо для понимания. Расчленение ради самого расчленения не приводит ни к чему хорошему.

Нет жестких правил, регламентирующих мощности или количество формаций, которые могут быть выделены в районе. Многое зависит от местных условий, а также от того, какой метод наилучшим образом позволяет понять литологическое строение. Например, Уиллман и Фрай [390], расчленяя ледниковые, флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения Иллинойса, выделили 7 формаций и 34 пачки. Кроме того, они выделили в качестве единиц, имеющих статус формации, разновозрастные лёссы (табл. 4.2). Это выдающийся пример логичной, основанной на объективных критериях классификации; впоследствии она была несколько изменена [192], однако все же остается примером разумного и беспристрастного подхода; выделенные в ней единицы охватывают все четвертичные отложения штата, они тщательно описаны с позиций стратотипов, и указана также их протяженность.

Контраст этому являет огромное количество формаций, которые предлагается выделять в северной части острова Мэн, на севере Ирландского моря [347]. Здесь выделено 8 формаций, которые все относятся к верхнему плейстоцену (сравните с общим количеством формаций, выделенных для всех четвертичных отложений шт. Иллинойс). Ни одна из этих формаций не определена (ни для одной из них не описан стратотип, как это требуется руководством 1976 г. [169] или более ранними аналогичными руководствами). Не определены также пространственные условия залегания отдельных формаций. Многие из них описаны только в береговых обрывах, и не известно, как далеко они протягиваются в виде пластовых тел в глубь острова. Выделение уже известных или новых литостратиграфических единиц должно производиться согласно установленным правилам, иначе ценность таких описаний будет весьма ограниченной.

Некоторые четвертичные стратиграфические единицы однородны на значительном протяжении, другие, напротив, весьма изменчивы, но если можно установить какое-либо сходство в литологии, то эта изменчивость может быть использована для определения. Так, на низменностях Ланкашира, Чешира и Шропшира в Великобритании Уорсли [394] описал литостратиграфические взаимосвязи на примере разреза, в котором доминировала *концепция трехчленного деления* отложений. Согласно последней признается деление ледниковых отложений на три пачки: нижнюю (валунные глины), среднюю (пески) и верхнюю (валунные глины). Такая концепция существовала более 100 лет (Hull, 1864) и использовалась Гео-

логической службой Великобритании как основа картирования. Эти литостратиграфические единицы рассматривались в качестве хроностратиграфических – считалось, что они соответствуют двум самостоятельным оледенениям, разделенным периодом отступания льда (средняя пачка песков). Верхние и нижние валунные глины сопоставлялись [283] соответственно с вюрмом I и вюрмом II Европы. Впоследствии была показана непригодность этой трехчленной схемы [36] и было доказано [33], что многие разрезы могут быть интерпретированы как результат только одного оледенения. Пользуясь руководством, разработанным Американской комиссией по стратиграфической номенклатуре [4], Уорсли [394] выделил формацию стокпорт, включающую горизонты морены и флювиогляциальных песков, каждый из которых в отдельности представляет собой пачку (рис. 4.4). Все эти отложения образовались во время одной подвижки (продвижения и последующего отступления лопасти ледникового покрова, занимавшей Ирландское море).

Этот пример показывает, что данная проблема ни в коем слу-

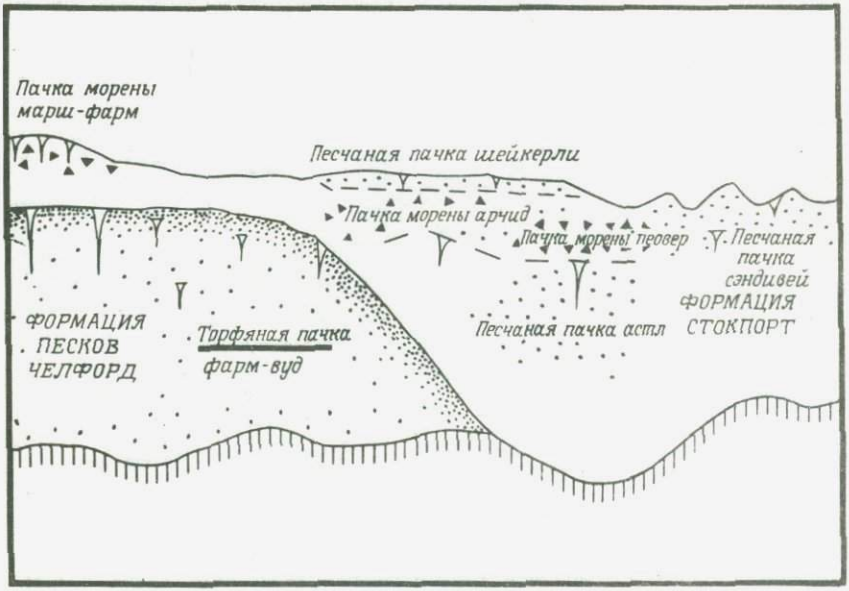
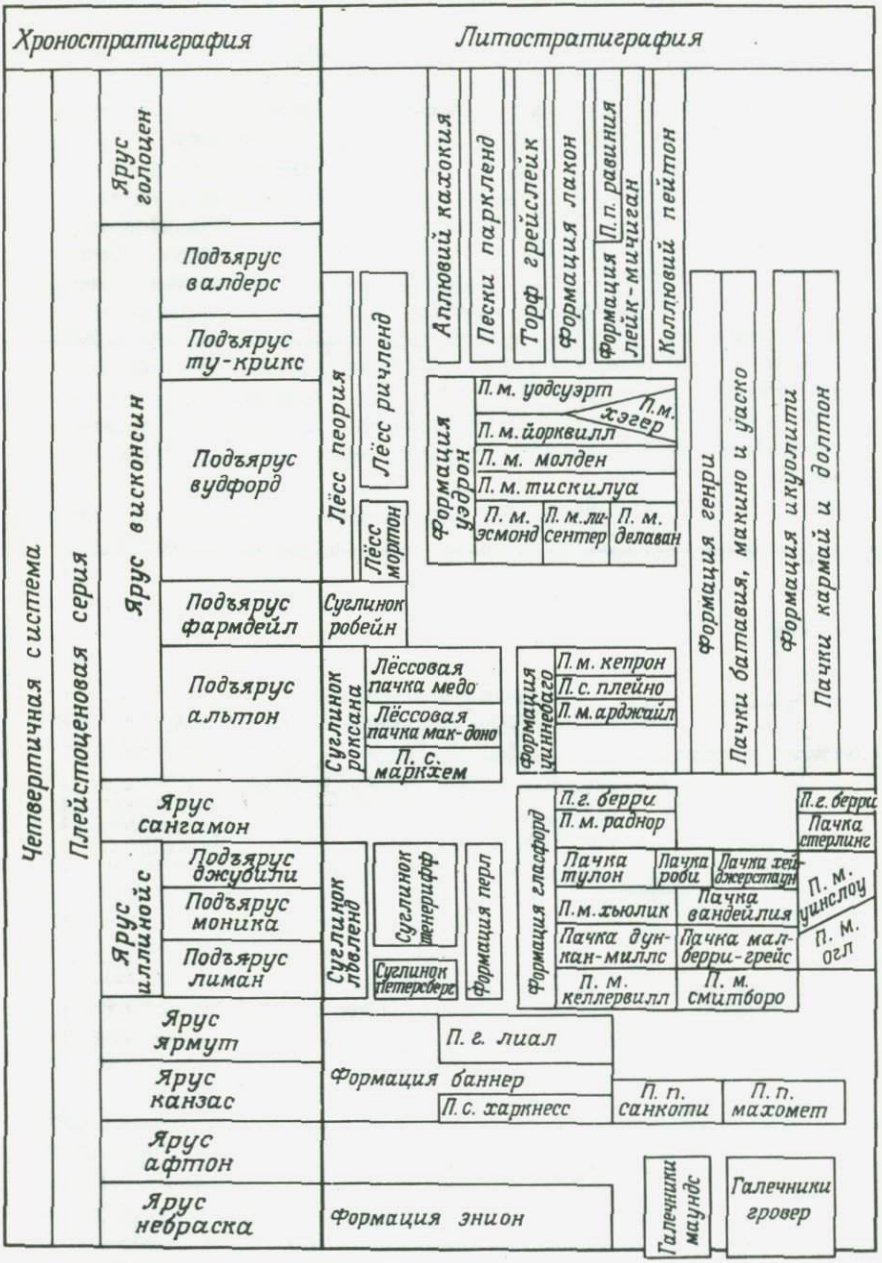


Рис. 4.4. Литостратиграфические единицы на равнинах Ланкашира и Чешира [394].

Клиновидными значками показаны горизонты ледяных клиньев. Формация стокпорт имеет ледниковое происхождение (ледник Ирландского моря). Формация песков челфорд – аллювиально-эоловый комплекс. Торф фарм-вуд соответствует межстадиалу челфорд (брёруп).



П.м. – пачка морены; П.г. – пачка глин; П.с. – пачка суглинков;

Таблица 4.2

шт. Иллинойс по комплексу признаков [390]

Стратиграфия почв	Морфостратиграфия		
Современная почва			
	М. лейк-бордер		
	М. зайон-сити		
	М. хайленд-парк		
	М. блоджетт		
	М. дирфилд		
	М. парк-ридж		
	М. тинли		
	М. валпарейзо		
	М. палатайн		
	М. кларендон		
	М. фокс-лейк		
	М. розелл		
	М. уэстмонт		
	М. уинивилл		
	М. кэри		
Почва джулс	М. уитон		М. ирокуой
	М. уэст-чикаго		
	М. манхаттан		
	М. уилтон-сентер		
	М. рокдейл		
Почва фармдейл	М. сент-анн		
	М. майнука		
	М. марсейлс		
	М. рансом	М. барлина	М. гилман
	М. норуэй	М. хантли	
	М. каллом	М. сент-чарльз	
	М. фарм-ридж	М. гилберте	М. чатсуэрт
Почва плезант-гров	М. мендота	М. элберн	
	М. арлингтон	М. строн	М. эллис
Почва чейпин	М. шаббона	М. майнонк	М. пакстон
	М. по-по	М. маунтин-палатайн	
Почва сангамон	М. ла-мойлл	М. варна	
	М. тейсс	М. эль-пасо	
	М. ван-орин	М. флетчерс	
	М. довер	М. юрика	М. илджиана
	М. ариспе	М. нормал	М. гиффорд
	М. блумингтон		М. ньютаун
	М. маренго	М. метамора	М. эрбана
	М. провиденс	М. вашингтон	М. рантул
Почва пайк	М. буда	М. кингс-милл	М. шампейн
	М. шеффилд		М. ридж-фарм
	М. шос		М. хилдрет
			М. уэст-ридж
Почва ярмут			М. песотем
		М. ширли	М. аркола
		М. ле-рой	М. серро-гордо
		М. хейуэрт	М. тертин
			М. шелбивилл
Почва афтон	М. гаррисвилл		М. парис
	М. темперанс-хилл		М. невинс
	М. аткинсон		М. уэстфилд
	Аллювиальным террасам присваиваются местные названия		

П.п. – пачка песков; М. – морена.

чае не ограничивается районом Ланкашира – Чешира. Еще совсем недавно гипотеза трехчленного деления отложений пользовалась широким признанием среди британских геологов. Многие районы могли бы претендовать на свое собственное трехчленное деление отложений, хотя во многих случаях отсутствовали данные о действительном перекрытии этих единиц в каком-либо районе. Совершенно порочной практикой была установившаяся традиция давать валунным глинам название верхняя или нижняя в зависимости от ее соотношения с ближайшей песчаной пачкой. В худшем случае вопрос об этом взаимоотношении решался умозрительно, без привлечения фактического материала. Одним из результатов принятия трехчленной схемы было выделение большого числа ледниковых подвижек. Позднее, однако, это представление было подвергнуто критическому рассмотрению, и многие из подвижек оказались необоснованными. Подобные же проблемы, являющиеся следствием излишне упрощенного взгляда на стратиграфию, возникают повсюду в Европе и Северной Америке (гл. 8).

Литостратиграфическая единица, имеющая статус пачки, является подчиненной по отношению к формации (табл. 4.2, рис. 4.4). Пачка должна обладать такими литологическими свойствами, которые позволяют отличать ее от соседних пачек (рис. 4.4). Иногда, как, например, в случае формации суглинков робейн в Иллинойсе, формации не делятся на пачки [390]. Как уже указывалось, критерием для выделения пачек внутри формации должно быть только одно: способствует ли это выделение лучшему пониманию структуры осадочного комплекса?

Пласт – самая мелкая формальная единица в иерархии, хотя там, где это уместно, может употребляться термин "прослойка". Литологически пласт должен ясно отличаться от подстилающих и перекрывающих его единиц; обычно этот термин применяется к слоям мощностью от сантиметра до нескольких метров. Отчетливо выделяющиеся пласты могут быть названы маркирующими, как, например, три пласта пеплов перлетт в США (гл. 2).

Каждая стратиграфическая единица должна иметь стратотип. Пример такого стратотипа одной из формаций Иллинойса дан в табл. 4.1 (Подкомиссия по четвертичной стратиграфии Северной Америки, 1977 г.). Описание формации джессеп (табл. 4.1) включает все пункты, которые требуются от стратотипа: историю возникновения концепции, детали строения местности и всего района, тип стратотипа, литологические характеристики (следует отметить использование стандартной цветовой шкалы Мунселла [Munsell Soil Colour Chart, 1954], которая позволяет дать точное определение цвета вместо расплывчатых описаний), границы стратотипа, пространственное распространение и данные о геологическом возрасте.

Сколько литологических единиц, постоянно фигурирующих в

классификациях континентальных отложений (гл. 2), были определены подобным образом? К сожалению, очень мало. И это не так уж удивительно, потому что еще недавно при описании северо-западной Европы можно было сказать, что "выделение литостратиграфических единиц и их рассмотрение независимо от хроностратиграфических понятий представляют собой нечто новое в четвертичной стратиграфии" [226].

В Северной Америке дело обстоит иначе; там уже давно идут споры о методах расчленения (например, [256]). Если в дочетвертичных породах возможность выделения новых формаций мала [169], то большинство плейстоценовых и голоценовых пород еще ждут формального расчленения и определения. В общую группу литостратиграфических единиц могут быть включены еще два типа единиц, хотя они по сути своей отличны от других типов этой группы – это *почвенные стратиграфические и морфостратиграфические единицы;* и те и другие уже упоминались при обсуждении центральной части Северной Америки и Альп в гл. 2.

Совершенно ясно значение ископаемых почв (погребенных почв, палеопочв) для расчленения слоев и для получения выводов об условиях их образования (табл. 4.2). Некоторые исследователи выступают за принятие их (почв) в качестве главных изохронных единиц, имеющих широкое географическое распространение [256] (позднее мы вернемся к этому вопросу). Почвенная стратиграфическая единица определяется как "почва, физические особенности и стратиграфическое положение которой позволяют в любой обстановке выделять и картировать ее как стратиграфическую единицу [4]. Она отличается от литостратиграфической единицы тем, что развивается in situ на подстилающих ее литологических единицах, которые могут иметь различный возраст; более того, почва образуется позже, чем эти единицы, и в других условиях окружающей среды. Почвенно-стратиграфические единицы должны выделяться и описываться по той же схеме, что и литостратиграфические единицы.

Морфостратиграфические единицы не имеют четкого статуса. Это не литостратиграфические единицы, и терминология их не должна применяться в каком-либо стратиграфическом смысле [290]. Уиллман и Фрай [390] используют их в своей классификации четвертичных отложений Иллинойса (табл. 4.2) и характеризуют морфостратиграфическую единицу как "геологическое тело, которое определяется непосредственно по поверхностной форме рельефа, которую оно слагает". Важным аспектом определения является то, что оно объединяет и форму рельефа, и литологию. Карта моренных гряд, составленная этими авторами для северо-восточного Иллинойса (гл. 2), показывает детали, которые можно выделить, пользуясь такими единицами. Морфостратиграфические концепции

применимы также к террасовым рядам, но они никогда не должны замещать другие типы стратиграфических единиц. Примеры их употребления даны в гл. 8.

Биостратиграфия. Целью биостратиграфических исследований является расчленение пластов горных пород на единицы на основе содержащихся в них ископаемых остатков. Для расчленения могут быть использованы различия в ископаемых остатках или различия в относительном обилии определенных таксонов. Таким образом, определение единиц основано на их наблюдаемых особенностях и, как таковое, является объективным. Породы, не содержащие органических остатков, не могут разделяться на биостратиграфические единицы.

Биостратиграфия не синоним литостратиграфии. В некоторых случаях биостратиграфические и литостратиграфические единицы могут совпадать, но часто биостратиграфические оказываются больше по объему, чем литостратиграфические. Биостратиграфическая единица определяется следующим образом: "...совокупность слоев горных пород, объединенных по содержащимся в них ископаемым остаткам или палеонтологическим признакам, которые отличают ее от смежных слоев. Биостратиграфическая единица существует только в пределах наблюдаемого биостратиграфического признака, который положен в основу ее выделения" [169].

Для обозначения биостратиграфической единицы может быть использован термин "биозона", хотя термин "зона" не должен употребляться без определяющей приставки "био". В Международном стратиграфическом справочнике [169] упоминается 4 типа биозон:

Зона сообщества или комплексная зона (Assemblage zone) – группа слоев, характеризующаяся четко выраженным сообществом (комплексом) ископаемых организмов.

Зона распространения (Range zone) – группа слоев, охватывающая полное стратиграфическое распространение какого-либо элемента из комплекса ископаемых форм.

Зона расцвета (Acme zone) – группа слоев, выделение которой основывается на обилии или максимальном развитии определенных форм.

Интервал (Interval zone) – стратиграфический интервал между двумя биозонами.

Некоторые крупные ученые не рекомендуют использовать термин "зона расцвета" для четвертичной системы, так как оказалось, что практического значения он не имеет [226]. Чаще всего в исследованиях четвертичных отложений применяется зона сообщества, комплексная зона (ценозона). Ее выделение основано на данных фауны или флоры; она экологически контролируется, что прежде всего выражается в том, что состав сообщества опреде-

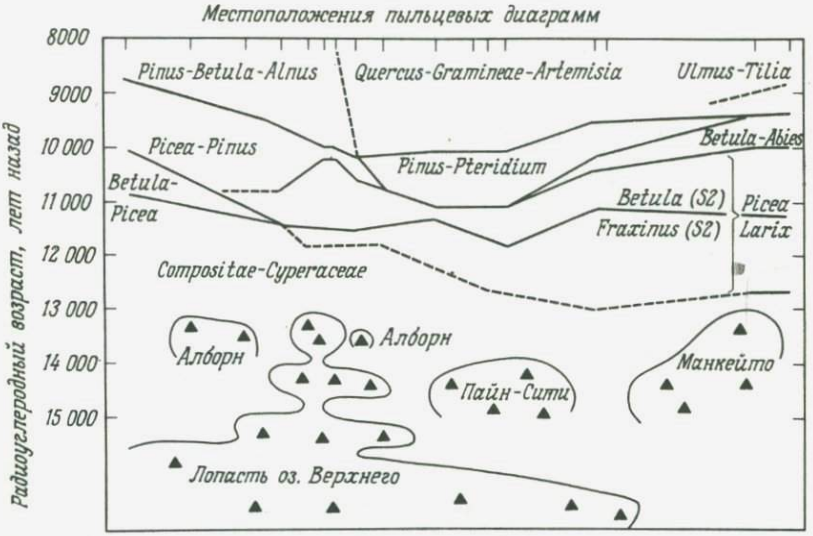


Рис. 4.5. Корреляция пыльцевых зон и ледниковых фаз в восточной Миннесоте. Ледниковые лопасти даны по [82].

ляется условиями окружающей среды и отражает ее особенности (рис. 4.5). Она может включать ископаемые остатки, захороненные вместе, остатки сообществ, вместе живших, вместе умерших или совместно накапливавшихся после смерти. Набор ископаемых остатков должен тщательно исследоваться для определения форм, которые могли быть принесены извне (переотложены). Часто наблюдается переотложение более древних ископаемых. Реже привносятся более молодые формы.

Зона сообщества называется по ее главному таксону (или таксонам) (рис. 4.5); для лучшего понимания удобнее всего рассмотреть ее, как и другие стратиграфические единицы, на примере стратотипа. В табл. 4.3 приведено описание стратотипа для пыльцевой биозоны в Миннесоте, которая является в этом отношении образцовой [82].

Благодаря климатическому контролю среды, вызывающему миграцию фаций, зоны сообществ смещаются во времени. Это иллюстрируется рис. 4.5. Однако некоторые зоны сообществ широко распространены, и временные границы их могут быть параллельны хронологическим срезам, например некоторые биозоны, выделенные в глубоководных океанических колонках (гл. 6).

В связи с зонами сообществ особенно остро стоят проблемы гомотаксиса, хотя иногда возраст устанавливается на основе ис-

Таблица 4.3

Описание стратотипа для биозоны спорово-пыльцевого сообщества *Betula – Picea*, озеро Уибер, Миннесота, США [82]

Типовая местность и разрез: озеро Уибер, округ Лейк, Миннесота, скважина С:1, зона 2 (Fries, 1962).

Описание: наиболее обильна в этой зоне пыльца *Betula*, следующая по частоте – *Picea*. Относительно велико количество *Salix* (более 3%). *Larix* и *Abies* отсутствуют или редки, пыльца других деревьев и кустарников (в том числе *Pinus, Juniperus /Thuja, Populus, Quercus, Ulmus, Alnus*) имеет относительно малое значение (менее 5% каждого вида). Содержится умеренное количество недревесной пыльцы (от 20 до 40%); больше всего – *Cyperaceae* и *Artemisia*.

Границы: нижняя граница зоны отмечена резким увеличением содержания пыльцы *Betula* от исходной величины (менее 5%) и соответствующим снижением недревесной пыльцы, количество которой за пределами зоны превосходит 50%. Верхняя граница проводится там, где количество *Betula* падает ниже 10%, а количество *Picea* превышает 30%; с этого же уровня отмечается постоянное присутствие *Larix* (более 1%).

Другие местонахождения: зона присутствует также в двух других скважинах (S:1 и S:2) из района озера Уибер (Fries, 1962). В разрезе Спайдер-Крик (Baker, 1965) она определена в интервале между 875 и 890 см, хотя в этом случае *Picea* превосходит по количеству *Betula*, как и в разрезе Глач-Лейк.

Мощность, возраст и распространение: в разрезе озера Уибер зона имеет мощность 50 см и датирована 10 500 и 10 200 годами. В разрезах Спайдер-Крик и Глач-Лейк мощность ее 15-20 см. Зона встречается только в округах Сент-Луис и Лейк, Миннесота.

Дополнительные замечания: имеются сведения о находках в пределах этой зоны макроостатков *Betula cf. B. glandulosa* в разрезах озера Уибер (W.A.Watts, не опубликовано; Fries, 1962) и Спайдер-Крик (Baker, 1965).

чезновения какого-либо таксона. Например, в Великобритании раннеплейстоценовые сообщества характеризуются присутствием третичных таксонов, а в среднеплейстоценовых эти таксоны отсутствуют.

Биостратиграфическое расчленение четвертичных отложений оказалось наиболее полезным в области пыльцевого анализа, несмотря на постоянные трудности в сопоставлении современных и древних флористических комплексов; этот вопрос будет рассмотрен в гл. 6.

Хроностратиграфия. Целью хроностратигрфии является расчленение слоев на хроностратиграфические (определенные во времени)

Таблица 4.4

Хроностратиграфические и геохронологические единицы

Хроностратиграфические единицы	Соответствующие геохронологические единицы
Эонотема	Эон
Эратема	Эра
Система	Период
Отдел	Эпоха
Ярус	Век
Хронозона	Хрон

единицы, соответствующие интервалам времени, называемым геохронологическими единицами (табл. 4.4).

Хроностратиграфическая единица определяется как "совокупность слоев горных пород, объединяемых на основании принадлежности к определенному интервалу геологического времени. Такая единица включает все породы, образовавшиеся в течение определенного интервала в истории Земли, и только породы, образовавшиеся в течение этого интервала. Хроностратиграфические единицы ограничиваются изохронными поверхностями" [169].

Иерархия хроностратиграфических единиц показана в табл. 4.4. В случае необходимости положение рассматриваемого пласта в пределах хроностратиграфической единицы может быть дополнительно определено с помощью терминов "нижний", "средний" и "верхний". Соответствующими терминами, указывающими на положение внутри геохронологической единицы, будут "ранний", "средний" и "поздний".

Основной рабочей единицей хроностратиграфии является *ярус*. Ярусы лучше всего определяются с помощью стратотипов границы, так как стратотипические разрезы всей единицы доступны для изучения очень редко (рис. 4.6). Стратотипы должны находиться внутри непрерывной последовательности отложений и быть связаны с четко выраженными маркирующими горизонтами, которые могут отчетливо распознаваться и вдали от стратотипического разреза. Такая корреляция должна подтверждаться всеми возможными способами. В то время как ярусы дочетвертичных периодов имеют продолжительность от 3 до 10 млн. лет, временной объем четвертичных ярусов измеряется тысячами лет. Вследствие этой высокой точности возникают особые трудности. Названия ярусов обычно даются по географическим названиям, от которых образуются прилагательные, например, хокснийский или висконсинский. Подъярус – это подразделение яруса, определяется он при помощи стратотипа границы.

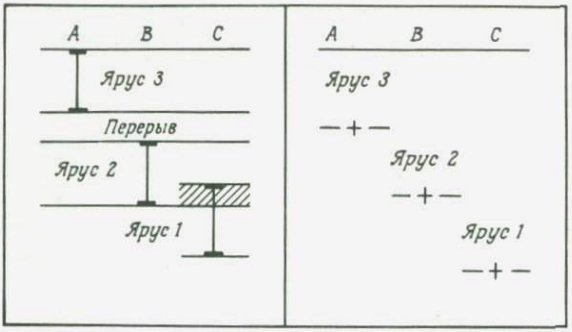


Рис. 4.6. Стратотипы стратиграфической единицы и границы [169].

Подразделение самого низкого ранга – *хронозона*. В основу ее выделения может быть положена литологическая формация, пачка или биозона. Например, хронозона, основанная на выделенной по пыльцевым данным биозоне хоксний II, будет включать все породы, которые по возрасту соответствуют этой биозоне, вне зависимости от того, содержат они ископаемые остатки или нет. Биостратиграфическая единица, на которой основывается хронозона, может соответствовать временному интервалу накопления стратотипического разреза этой единицы (в этом случае временной объем хронозоны оказывается постоянно установленным), или она может соответствовать времени накопления всей этой стратиграфической единицы (которое часто может быть больше, чем время накопления стратотипического разреза), и потому временной объем хронозоны будет изменяться по мере накопления новых данных. Так, хронозона может называться зоной типа (стратотипа) биозоны хоксний II или хронозоной биозоны хоксний II. Это различие существенно, так как биозона, определенная в каком-то типичном местонахождении, неизбежно смещается во времени, если ее прослеживать далее в пространстве, и промежуток времени между изохронными поверхностями, проведенными в ее крайних точках (раньше или позже, чем в стратотипическом разрезе), больше, чем временной объем стратотипа. В этом случае нельзя показать соотношения временного интервала данной биозоны в данном месторождении и временного интервала той же биозоны в стратотипическом разрезе. Поэтому там, где получение независимых датировок невозможно, лучше не делить единицы на хронозоны, а выделять подъярусы на основе стратотипов границы. Наиболее полезным оказывается выделение хронозон в пределах возможностей радиоуглеродного метода (гл. 6).

Хроностратиграфическая классификация четвертичного периода

Использование в качестве главного критерия для расчленения климатических колебаний в форме выделения ледниковых и межледниковых эпох стало обычным и восходит к самым ранним попыткам расчленения ледниковых отложений в средних широтах. Исследователям прежних лет это представлялось наиболее логичным, так как покровы основной морены, разделенные неледниковыми осадками, могли быть закартированы на обширных пространствах и, как было установлено, залегали в стратиграфической последовательности. Несмотря на позднейшие разработки, климатические колебания все еще представляют собой наиболее надежную основу для расчленения. Позднее были введены дополнительные единицы классификации – межстадиалы, представляющие собой периоды потеплений внутри ледниковых эпох, и стадии, или стадиалы, представляющие более холодные эпизоды между межстадиалами.

Ледниковые и межледниковые эпохи не представляют собой, однако, непосредственно зафиксированные события. Более того, интерпретация их часто осложнена – нередко оказывается затруднительным сделать выводы о происхождении отложений (гл. 8 и 9) и еще труднее – о климате той эпохи, когда они образовались. Осложняющим фактором является пространственная изменчивость: так, потепление климата в середине последней ледниковой эпохи считается межледниковьем в Сибири, в то время как в Западной Европе и центральной части Северной Америки это просто межстадиалы. Таким образом, классификация производится и в локальном, и в глобальном масштабах. Едва ли можно отрицать необходимость в детальных местных стратиграфических схемах, но на построение таких схем неизбежно оказывают влияние более общие схемы. Одно время эталонной была альпийская модель. Сейчас, вероятно, за основу в глобальном масштабе должны быть приняты изотопные кривые глубоководных колонок (гл. 3). Разработанные в деталях, эти кривые представляют новую и существенную трудность для тех, кто занимается расчленением континентальных отложений. В частности, увеличение числа выделяемых стадий вызывает опасность гомотаксиса, более серьезную, чем это обычно представляется.

Хотя данные о температурах прошлого не всегда можно отделить от влияния атмосферных осадков, в общем все согласны, что именно колебания температур должны быть основой расчленения. На непрерывной температурной кривой должны быть выделены точки, которые могут быть приняты в качестве граничных, отделяющих ледниковые эпохи от межледниковых. Желательно,

чтобы эти кривые были построены по непрерывным разрезам, но, к сожалению, очень часто используются разобщенные данные, частично перекрывающиеся и искусственно объединенные в синтетическую кривую. Более того, основные подразделения должны соответствовать литологически единым телам и разделяющим их границам. Однако где и по каким данным должны проводиться эти границы?

Существует несколько возможностей проведения границ. Они показаны на рис. 4.7, где представлено несколько синусоидальных кривых колебаний температуры во времени. После того, как такие границы проведены, уместно спросить, представляют ли они границы хроностратиграфических единиц или просто разделяют климатические колебания, существование которых установлено по косвенным данным? Это важнейшее различие рассматривается ниже.

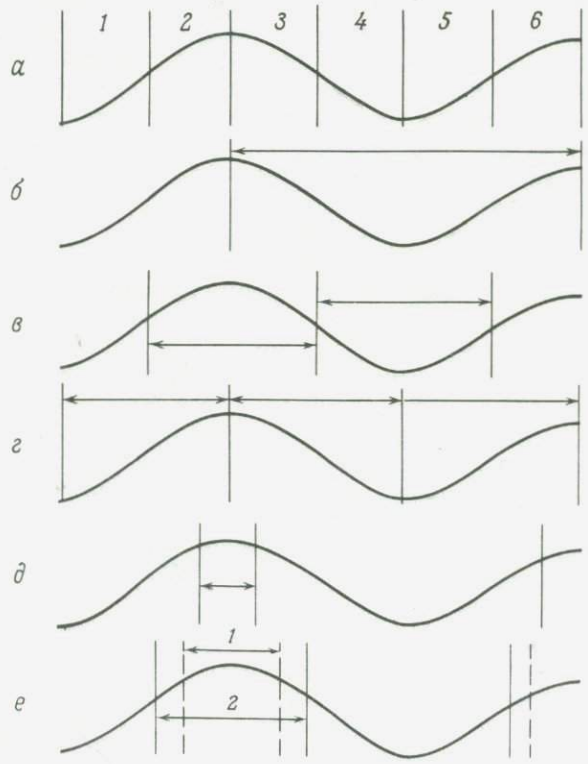


Рис. 4.7. Различные способы определения межледниковья (см. текст). Синусоидальная кривая представляет изменения температуры во времени.

Существуют следующие возможности выделения ледниковых и межледниковых эпох (рис. 4.7):

а) Если рассматривать вопрос чисто **теоретически**, ледниковые и межледниковые эпохи могут быть выделены на основе любой комбинации единиц, показанных на кривой *а*. Линии раздела проведены через точки максимумов и минимумов, а также в средних точках между ними.

б) Границы могут проводиться в точках максимумов. Тогда ярус будет включать оледенение и последующее межледниковье. Предлагалось, например, объединить иллинойсское оледенение с сангамонским межледниковьем [256]. Преимущество в данном случае заключается в том, что границы проводятся по палеопочвам, которые рассматриваются как **изохронные** единицы (почвенно-стратиграфические единицы).

Подобный же подход используется в Европе для выделения единиц более высокого ранга. Верхний плейстоцен, например, включает эемское межледниковье и вислинское оледенение, а средний плейстоцен – гольштейнское межледниковье и оледенение заале. Недостаток проведения границы через точки температурных максимумов заключается, однако, в том, что определенные таким образом единицы имеют больший объем, чем это удобно для целей исследований и корреляции. Они включают два различных климатических режима, радикально отличающихся друг от друга, в то время как основной задачей климатической классификации является выделение дискретных температурных эпизодов.

в) Некоторые границы проводятся в средних точках между максимумом и минимумом. Таким методом пользовались в частности, исследователи, выделявшие стадии в глубоководных колонках (рис. 3.5). До некоторой степени этот метод чисто произвольный, и следует отметить, что кривые изотопов кислорода отражают непосредственно не климатические изменения, а всего лишь колебания объема льда на континентах (гл. 3). Сопоставлять на этой основе различные колонки довольно просто, но при сравнении континентальных и океанических разрезов возникают затруднения в "подборе ключа" к тому, какие горизонты считать маркирующими с климатической точки зрения. Исключение составляет корреляция маркирующих горизонтов из лёссовых разрезов [207] и терминаций [49].

г) Границы могут также проводиться в точках температурных максимумов и минимумов, т.е. в точках изменения условий от похолодания к потеплению или наоборот, в пользу чего высказывался Саггейт [340]. Нисходящая ветвь кривой соответствует ледниковым условиям, когда ледниковые покровы наступают, а восходящая – межледниковью, когда происходит распад и исчезновение покровов. Этот метод имеет преимущества, так как в слу-

чае межледниковья граница может проводиться внутри непрерывной последовательности осадков, обычно характеризующих межледниковье. Определить время максимума оледенения также удается, хотя и с бо́льшим трудом, поэтому другая граница также может быть установлена в континентальных областях.

д) На северо-западе Европы межледниковья устанавливаются на основе истории растительности, восстановленной по различным данным. Определение их производится очень точно (табл. 4.5); на том же основании выделяются межстадиалы. Нижняя граница межледниковий проводится на уровне, где происходит смена растительности открытых тундровых ландшафтов лесами; верхняя — там, где происходит обратная смена [190, 357].

Таблица 4.5

Определение межледниковий и межстадиалов и последовательность смены климатических условий [190]

Межледниковья	*Межстадиалы*
Арктические	Арктические
Субарктические	Субарктические
Бореальные	Бореальные (с летними температурами значительно ниже температур фландрского климатического оптимума в данном районе)
Умеренные (с летними температурами по крайней мере не ниже температур фландрского климатического оптимума в данном районе)	
Бореальные	Субарктические
Субарктические	Арктические
Арктические	

Это определение тесно связано с современными климатическими стандартами и может быть дополнено другими данными, например по ископаемым почвам или фауне.

Подобное определение нижней границы межледниковья соответствует тому, которое было положено в основу проведения нижней границы голоцена, и некоторые исследователи настаивали на принятии его в качестве обязательного [226]. Предлагалось также принять в качестве обязательного критерия для выделения межледниковий закономерности развития растительности и возрастные пределы, установленные для эемского межледниковья. Определенные таким образом межледниковья прекрасно выделяются для отдельных районов, хотя их выделение осложняется в связи с гомотаксией. В отличие от многих других континентальных

отложений те из них, на основе которых определялись межледниковья, обычно представляют собой непрерывные разрезы, где присутствуют и верхняя и нижняя границы, т.е. они представляют собой стратотипический разрез единицы. К сожалению, сами данные, на основе которых устанавливаются границы, смещены во времени и поэтому могут оказаться менее подходящими при экстраполяции за пределы типового района (гл. 6).

е) Одним из недостатков определения межледниковий, принятого в Европе (см. выше п. *д*), является то, что нет никаких способов связать их с определенным интервалом, скажем, на кривой изотопов кислорода, за исключением нескольких случаев, в которых возможно определение их продолжительности. Неизвестно, например, соответствует ли последнее (эемское) межледниковье Европы всей стадии 5 глубоководных колонок или только ее части? Шеклтон [311] придерживался второго мнения и сопоставлял его только со стадией 5е, а другой пик на кривой в пределах стадии 5 сопоставлялся в этом случае с межстадиалом, а не с межледниковьем. Дискуссии по этому поводу продолжаются (см. ниже).

Если эемское межледниковье соответствует только стадии 5е (а это очень правдоподобно), то это значит, что оно продолжалось около 11 000 лет и по данным изотопно-кислородного анализа представляет только кульминацию, пик и начало последующего снижения на кривой древних оледенений – палеотемператур. С другой стороны, данные о межледниковьях, полученные в низких широтах, дают значительно более продолжительный промежуток времени (например, [125], рис. 4.7, *е*). Это иллюстрирует одно из неудобств использования таких климатических терминов, как межледниковье, – эти условия в различных частях света могли существовать в течение различного времени.

Для большинства литостратиграфических и биостратиграфических единиц, выделяемых в четвертичной системе, с большим трудом выполняется основное требование, предъявляемое к ярусам (стратиграфическим единицам, имеющим статус яруса), а именно чтобы они выделялись в непрерывной последовательности пород и чтобы их границы были изохронными. Это ясно сознавал Флинт, разбирая вопросы стратиграфии центральной части Северной Америки:

"Семь физических единиц (четыре покрова основной морены и три почвенные зоны) образуют семь ярусов. Будучи хроностратиграфической единицей, ярус предполагает временную корреляцию; однако совершенно очевидно, что по крайней мере моренные покровы имеют разный возраст на различных участках. Применение термина *ярус* ко всем семи единицам подразумевает, что верхняя и нижняя границы не определены надлежащим образом" [135].

Обсуждая тот же вопрос для территорий, расположенных за пределами Северной Америки, Моррисон идет еще дальше:

"Я не знаю ни одного стратотипического разреза в Северной Америке или Европе, который бы в достаточной мере отражал полный временной объем любого из стандартных четвертичных "ледниковых" ярусов или подъярусов" [256].

В этом заключается главная дилемма: в то время как глобальные единицы, как, например, те, которые установлены по глубоководным колонкам, выделяются на основании непрерывных разрезов, целиком охватывающих рассматриваемое климатическое событие, континентальные единицы неизбежно (за исключением нескольких особых случаев) заключаются внутри этих глобальных единиц и ограничены внутри них гетерохронными границами.

Из этого не следует, что местные стратиграфические шкалы не могут строиться с соблюдением норм, как показывают многочисленные примеры, особенно если используются стратотипы границ, которые в каждом данном районе являются изохронными. Но вместо того, чтобы дать отчет о существующем положении и действовать в дальнейшем с учетом налагаемых им ограничений, была предложена новая единица, получившая формальный статус геолого-климатической единицы:

"Геолого-климатическая единица представляет собой широко распространенный климатический эпизод, существование которого установлено на основании какого-либо подразделения четвертичных отложений" [4].

У нее есть несколько синонимов, причем некоторые из них возникли задолго до формального признания ее как стратиграфической единицы: климатические единицы (Frye, Richmond, 1958), климато-стратиграфические единицы [290, 235], "единицы, основанные на климатических изменениях" (West, 1968), ледниково-стратиграфические единицы [137]. В более ранней работе Флинт [135] высказывался менее определенно, просто указывая, что в Европе и Северной Америке используются схемы, основанные на литологических единицах, представляющих собой чередующиеся ледниковые и неледниковые отложения.

Предполагалось, что за границы климато-стратиграфических подразделений принимаются границы стратиграфических единиц, на которых основывается данная геолого-климатическая единица [4]. Было установлено, однако, что такие границы будут гетерохронными. Поэтому более позднее определение было сформулировано следующим образом:

"Оледенение - климатический эпизод, в течение которого обширные ледники развивались, достигали максимального распространения и сокращались" [4].

"Межледниковье - климатическое событие, в течение которого климат был таким, что широкое распространение ледников, характеризовавших ледниковую эпоху, было невозможно. Стадия - клима-

тический эпизод внутри ледниковой эпохи, когда имела место подвижка ледников второго порядка. Межстадиал – климатический эпизод, характеризующийся остановкой или отступанием ледников" [4].

Эти термины, конечно, существовали уже давно, но данное еще раз им формальное определение несколько ограничило их применение в географическом смысле, поскольку, как уже указывалось, большая часть земного шара не покрывалась ледниками в четвертичное время (Suggate, 1962).

В большинстве случаев исследователи придают указанным терминам – оледенениям (ледниковьям), межледниковьям, стадиям (стадиалам), межстадиалам – статус ярусов. Однако, как правило, они катастрофически не соответствуют требованиям, предъявляемым к ярусам и сформулированным в любом руководстве или справочнике. Действительно ли это ярусы – или межледниковые и ледниковые века? И если века, то как можно принимать это определение без соответствующего хроностратиграфического обоснования? Без сомнения, некоторые из этих трудностей только кажущиеся и до некоторой степени основаны на семантических недоразумениях. Однако широкая дискуссия показала, что даже при определении этих повседневно употребляемых понятий отсутствует сколько-нибудь полное согласие. Обычно исходят из практической целесообразности и, молчаливо признавая все трудности и несоответствия (см. цитированное выше высказывание Флинта), придают этим единицам статус яруса. Так, мы говорим о "небрасском ледниковом ярусе" и "сангамонском межледниковом ярусе" [137], хотя ни одни из них не имеет соответствующего хроностратиграфического обоснования.

Поэтому не удивительно, что существовала и, к сожалению, до сих пор существует возможность смешения литостратиграфических, биостратиграфических, хроностратиграфических и геолого-климатических единиц.

Терминология, употребляемая в центральной части Северной Америки и на Британских островах. Двучленная классификация континентальных отложений, предложенная еще Чемберленом и Леверетом (деление на ледниковые и межледниковые отложения), существовала почти 40 лет, после чего получила формальный статус (American Code, 1933). Межледниковья у них соответствовали промежуткам времени, когда формировались профили выветривания (палеопочвы), а оледенения – разделяющим эти эпохи промежуткам времени (см. надпись на рис. 4.7). Несомненно, что в понимании этих и последующих исследователей употребляемые термины имели значение хроностратиграфических единиц в ранге яруса (например, [390]).

К сожалению, какими бы ни были практические достоинства и

недостатки этой схемы, возникла определенная путаница, когда эти термины стали употребляться в значении и литостратиграфических, и хроностратиграфических, а позднее – и в том значении, которое впоследствии приобрело статус геолого-климатических единиц.

Таким образом, "традиционно в США промежуток времени, который соответствует подразделению плейстоценовых отложений, имеющему ранг формации, называется *ярусом*, а время, соответствующее плейстоценовому подразделению в ранге пачки, называется *подъярусом*" (American Code, 1933).

Для небольших территорий такая рекомендация подходит. Но эта терминология применяется в масштабе континента. Таким образом, литостратиграфическим единицам, верхняя и нижняя границы которых совершенно явно являются гетерохронными, придается хроностратиграфическое значение. Эта путаница характерна не только для континентальной части США, она неизбежно сопутствует всем исследованиям районов древнего оледенения, особенно когда используется подход "отсчета сверху", как, например, в районе Ирландского моря [40, 42].

Неудовлетворительная ситуация, сложившаяся в результате определения, данного в 1933 г., была пересмотрена в 1961 г. [4], когда попытались исправить положение введением геолого-климатической единицы. Это позволило по крайней мере уточнить исходные позиции, так что можно было поставить вопрос: являются ли данные подразделения ярусами или геолого-климатическими единицами? Многие исследователи продолжают употреблять их в значении ярусов, но в строго стратиграфическом смысле они таковыми не являются. Необходимо дать полное и соответствующее определение их как хроностратиграфических единиц с помощью стратотипов.

Попытка преодолеть некоторые трудности, имеющие своим источником классификацию, была сделана для территории Британских островов [250]. Подразделения в ранге яруса определялись с помощью стратотипа их нижней границы, т.е. используя граничный стратотип, хотя это и не было четко сформулировано. К сожалению, использовались два критерия для границ, хотя можно было бы всюду использовать единые критерии. Межледниковые ярусы определялись по биостратиграфическим (пыльцевым) данным, а для ледниковых использовались литологические критерии – например, граница проводилась по подошве основной морены. Таким образом, почти по определению возникают крупные пробелы несмотря на то, что на таблицах и климатических кривых последовательность представлена как непрерывная.

Так, основание хокснийского яруса проводится по нижней границе пыльцевой биозоны HI, основание последующего уолстонского

яруса – по нижней границе галечников багинтон – лиллингтон и основание следующего, ипсуичского яруса – по нижней границе биозоны II. При этом вполне возможно, что между верхней границей хоксния (не определенной должным образом) и основанием уолстонской литологической единицы существует перерыв, то же самое возможно между верхней границей самой верхней пачки уолстона (галечником дансмор) и основанием ипсуичской единицы.

Гораздо лучше, если дается определение и нижней, и верхней границы межледниковий; уолстон тогда может относиться к промежутку между концом хоксния и началом ипсуича. Это позволило бы исключить перерывы.

Последнее межледниковье, последнее оледенение и голоцен

Некоторые термины настолько обычны, что приобрели широкое распространение и использование, хотя надлежащего определения им так и не было дано. Среди них самыми употребительными являются три термина, перечисленные в заголовке раздела.

Голоцен. Понятие послеледникового времени (межледниковья наших дней) известно каждому. Но где провести его нижнюю границу? Давая обзор разнообразных критериев, предлагавшихся и принятых в различных районах, Моррисон [258] показал, что оценка возраста нижней границы голоцена колеблется от 20 000 до 4000 лет. Некоторые из этих оценок с теоретической точки зрения представляются достаточно обоснованными (рис. 4.7, *в, е*).

Одно время исследователи, работавшие в районе дельты Миссисипи, считали, что эта граница должна соответствовать гляциоэвстатическому снижению уровня моря в максимум висконсинского оледенения, т.е. около 20 000 лет назад. Другие были заняты поисками повсеместно распространенного маркирующего горизонта, такого, как ископаемая почва. Такую роль могла бы играть также подошва или кровля отложений аллерёда. Границу проводили и по кровле основной морены валдерс (около 11 500 – 11 000 лет назад) в пределах ледниковой лопасти озера Мичиган или по контакту морены кочрейн и отложений джеймс-бэй в Канаде, возраст которых около 7000 лет. Выбирались и другие границы (см. рис. 4.7, *в, е*), включая пик послеледниковой морской трансгрессии (около 5500 – 5000 лет назад) или термический оптимум ("альтитермал") атлантического потепления в Европе (8000 – 5000 лет назад).

Для этого случая Комиссия по голоцену ИНКВА приняла решение, согласно которому граница должна проводиться на уровне 10 000 лет назад (по радиоуглеродным датировкам), т.е. приблизительно посередине между похолоданием последнего оледенения и послеледниковым термическим оптимумом. В этом решении отражается тенденция принимать данные пыльцевого анали-

за отложений в Европе за норму, распространяя их за пределы Европы и считая их наиболее важным свидетельством о климате.

Определив таким образом начало голоцена, комиссия опередила открытие соответствующего стратотипа. Может ли такое геохронологическое подразделение существовать, не имея хроностратиграфического стандарта? Совершенно ясно, что нет. Тем не менее соображения практического удобства оказались важнее, и до сих пор существует критическая ситуация, при которой поиски стратотипа все еще продолжаются. Стратотип, предложенный Мёрнером [253], не был принят, однако он может послужить примером того, насколько обоснованным должно быть подобное предложение. Фэрбридж [127] рассматривает районы, в которых может быть найден стратотип, и некоторые трудности, связанные с природной обстановкой таких районов. В настоящее время с этой точки зрения изучаются разрезы вдоль шведского побережья.

Проблема выделения яруса (века) без стратотипа отвечает интересам тех, кто считает, что такая стратиграфическая процедура является излишней, а временами просто мешает. В конечном итоге, что можно считать критерием для сравнения, если нет стандарта? Для Северной Америки переломным моментом представляется дата около 13 000 лет назад, в северной Канаде – около 6000 лет назад, в низких широтах – между 11 000 и 9000 лет назад. В свете всего этого принятое компромиссное решение – проводить границу на уровне 10 000 лет – представляется не лишенным основания.

Граница между последним межледниковьем и последним оледенением. В вопросе о продолжительности последнего оледенения существуют две системы взглядов. Одна помещает окончание последнего межледниковья на уровень 116 000, другая – 70 000 лет назад. Таким образом, продолжительность последнего оледенения согласно одним представлениям составляет 106 000 лет, согласно другим – только 60 000 лет.

Решающим доводом является статус температурных максимумов и минимумов, которые можно видеть на кривой изотопов кислорода, построенной Эмилиани [113], в пределах стадии 5 (рис. 4.8), а также выявленных другими исследователями [316]. Раньше было принято включать всю стадию 5 в последнее межледниковье, помещая его верхнюю границу на уровень 70 000 лет. Эта дата получила подтверждение в виде нескольких радиоуглеродных датировок (полученных с обогащением) для межстадиалов последнего оледенения, например 65 000 – 68 000 лет для межстадиала амерофорт (рис. 2.10) (см. также гл. 5).

Вслед за этим, однако, было показано, что эемское межледниковье Европы, в том смысле, как его понимали Джессен и Милтерс [190] (табл. 4.5), соответствует только стадии 5e изо-

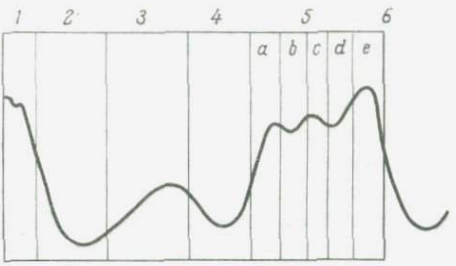


Рис. 4.8. Кривая изотопов кислорода для стадий 1–6 [111].

топной кривой 311 . Оно заканчивалось падением изотопного показателя, соответствующим резкому снижению температур, которое по данным пыльцевого анализа можно установить только в конце эемского межледниковья. Следствием этого является то, что последующие пики в пределах стадии 5, а именно 5c и 5a, представляют межстадиалы (продолжительно амерсфорт и брёруп) вне зависимости от радиоуглеродных датировок этих эпизодов (гл. 5).

Используя уравнения переходных функций в применении к ископаемым сообществам организмов (гл. 6), было показано, что субтропические воды лишь однажды в течение стадии 5 проникали на север до 52° с.ш. вскоре после 125 000 лет назад, т.е. именно этот момент соответствует стадии 5e. Но поверхностные воды переходного типа продвигались на север в двух следующих случаях. В промежутках между этими тремя эпизодами происходило продвижение на юг в Северной Атлантике относительно прохладных субполярных вод (McIntyre, Ruddiman, Jantzen, 1972). В такие периоды похолоданий 110 000 – 92 000 лет назад в глубоководных отложениях фиксируются обломки, занесенные плавучими льдами. В момент 110 000 лет назад похолодание (судя по ходу кривой) составило 2/3 того, которое характеризует полностью ледниковые условия [300]. В Мексиканском заливе вслед за потеплениями 120 000 и 100 000 лет назад отмечается резкое похолодание, датируемое 90 000 лет [197]. 116 000 лет назад снижение уровня моря, отмеченное на острове Барбадос, составило 71 ± 11 м [240].

В континентальных районах этот период фиксируется тремя палеопочвами (соответствующими межледниковьям), разделенными ледниковыми подвижками, которые в Скалистых горах имели такой же масштаб, как последнее оледенение [292]. В Центральной Европе вскоре после 115 000 лет назад начали накапливаться лёссы [207].

Приведенных данных, по-видимому, достаточно, чтобы считать только стадию 5e относящейся к последнему межледниковью. Од-

нако если не считать межледниковьем всю стадию 5 (со всеми климатическими колебаниями), то как можно интерпретировать более ранние межледниковья, фиксирующиеся на изотопной кривой? Возможно, что благодаря близости к современности и, следовательно, большому количеству данных, последнее межледниковье должно интерпретироваться несколько отлично от более ранних; в настоящий момент остается фактом, что из всех стадий, выделенных на изотопной кривой по скважине V 28-238 (рис. 3.4), стадии 19, 13 и 7 значительно уступают значениям последних пиков стадии 5, а стадия 15 едва достигает этих значений. Доказывалось, что для целей глобальных корреляций лучше определять последнее межледниковье, включая стадию 5 целиком [341].

Однако в настоящее время большинство исследователей склонно рассматривать в качестве последнего межледниковья только стадию 5е. Следовательно, последнее оледенение началось 116 000 лет назад [209].

Таким образом, процесс классификации применительно к четвертичному периоду совсем не прост. Многие данные не легко приспособить к требованиям, предъявляемым при выделении надлежащим образом обоснованных стратиграфических (и в особенности хроностратиграфических) единиц. Границы их часто проводятся исходя из соображений удобства и соответствия имеющимся данным. Нередко этот утилитарный подход оказывается единственно возможным, хотя он и является предварительным и может использоваться лишь до получения новых данных. Следует отдавать ясный отчет в существующем положении и избегать неправильного употребления стратиграфических терминов.

Глава 5

ГЕОХРОНОМЕТРИЧЕСКОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Стратиграфические исследования дают *относительную* оценку возраста, т.е. какая единица старше, какая моложе. Однако геохронометрическое датирование основывается на искусственной хронологической шкале (искусственной, поскольку, вообще говоря, она не существует в природе), состоящей из единиц равной продолжительности. С тех пор как началось радиометрическое датирование, за единицу принимается год. Он может быть определен в секундах и основывается или на астрономическом , или на атомном времени (определенном по цезиевым часам). Исходя из требований радиоуглеродного датирования, за нулевой или исходный год принимается 1950.

Термин "геохронометрический" предпочтительнее термина "геохронологический", потому что последний относится как к хроностратиграфическим интервалам (см. гл. 4), так и к интервалам времени, определенным радиометрическими методами. Термин *абсолютное датирование* неудачен, так как он предполагает такую степень совершенства, которая едва ли отвечает реальным возможностям большинства датирующих методов. Эти методы в своем современном состоянии могут быть уподоблены вершине огромного экспериментального айсберга. В основном употребляют две группы методов (см. табл. 5.1). Первая группа объединяет методы, в которых производится измерение возраста образца (например, калий–аргоновое датирование); вторая группа дает так называемую "плавающую" хронологию, которая может быть привязана к точной шкале с помощью радиометрического датирования (например, дендрохронология или диагенез аминокислот). Первая группа методов основывается на естественной скорости распада радиоактивных изотопов. Вторая – главным образом на природных процессах с годовым ритмом.

Радиоуглеродное датирование

В 1960 г. Либби получил Нобелевскую премию по химии за оригинальные работы в области радиоуглеродного датирования по ^{14}C . Основы метода заключаются в следующем. Изотоп углерода ^{14}C образуется в верхних слоях атмосферы Земли, затем окисляется и смешивается с остальной атмосферой, где он непосредственно поглощается зелеными растениями в процессе фотосинтеза или опосредствованно – другими организмами через цепи питания. Усвоенный таким образом радиоактивный углерод находится в том

Таблица 5.1

Методы геохронометрического датирования, применимые к четвертичным отложениям

	Изотоп	Период полураспада, тыс. лет	Что измеряется	Пределы метода, тыс. лет	Датируемый материал
Радиометрические методы	^{14}C	5,7	Распад	50 25	Органический Органогенные карбонаты
	^{230}Th	75	Накопление	0–200	То же
	^{234}U	250	Распад	50–100	Кораллы
	^{4}He		Накопление	Нет предела	Моллюски, кораллы
	^{40}Ar		"	" "	Вулканические породы
	^{39}Ar		"	" "	То же
Методы, использующие "плавающую" хронологическую шкалу	Диагенез аминокислот		Рацемизация	200	Кости, раковины
	Ледниковые ленточные глины		Годичные слои	4	Ледниково-озерные глины
	Органические ленточные отложения		" "	50	Озерные глины
	Дендрохронология		Годовые древесные кольца	Около 9	Древесина
	Палеомагнетизм		Обращения полярности	Нет предела	Вулканические и осадочные породы

Относительно датирования глубоководных красных глин и глобигериновых илов методом распада ^{231}Pa и ^{230}Th см. [47].

же соотношении со стабильным изотопом, которое характерно для всей атмосферы. Однако обмен, обеспечивающий это соотношение, прекращается со смертью организма. С этого момента неустойчивый изотоп ^{14}C подвергается радиоактивному распаду. Измеряя радиоактивность ископаемого образца, сравнивая ее с современным эталоном, а также зная период полураспада изотопа, можно рассчитать время, прошедшее после смерти организма. Таким образом датируются геологические события, современные данному образцу. При этом предполагается, что скорость образования ^{14}C во времени была постоянной, что, однако, не отвечает действительности; эта и некоторые другие трудности будут рассмотрены ниже.

Радиоуглеродное датирование может проводиться по различным материалам, включающим древесину, древесный уголь, торф, органический ил (гиттия), а также по карбонату кальция, содержащемуся в моллюсках, фораминиферах и костях. Можно также датировать некоторые осадки, например известковые туфы. Надежность таких датировок меняется в зависимости от природы образца, его возраста и условий, в которых он находился.

Образование и распад радиоуглерода. Углерод ^{14}C постоянно образуется в верхних слоях атмосферы, где под действием космических лучей возникают нейтроны, представляющие собой незаряженные частицы; они вызывают превращение в ядре любого атома, с которым сталкиваются. Таким образом атомы ^{14}N превращаются в атомы ^{14}C. Затем ^{14}C окисляется до углекислого газа. Основная часть углерода в атмосфере представлена устойчивым изотопом ^{12}C (98, 89%), значительно меньшая часть – устойчивым изотопом ^{13}C (1,11%) и совсем небольшое количество составляет ^{14}C (одна часть на 10^{12}). Таким образом, радиоуглеродное датирование имеет дело с измерениями очень малых количеств радиоактивного изотопа, при этом чем старше образец, тем меньше его остаточная активность и, следовательно, тем труднее ее измерение.

Образование ^{14}C происходит с неодинаковой скоростью в различных местах планеты и изменяется в ходе геологического времени. Последнее будет рассмотрено ниже. Изменение скорости образования ^{14}C связано как с географической широтой, так и с высотой над уровнем моря, Интенсивность космического излучения максимальная около полюсов и минимальная на геомагнитном экваторе. Это обусловлено тем, что космические лучи, падая непараллельно силовым линиям, отклоняются магнитным полем Земли. На внешней границе стратосферы интенсивность образования нейтронов равна нулю, на высоте около 15 км она увеличивается до максимальной, а затем снижается до 3 и 0,3% от максимума соответственно на высоте примерно 3 км (между широтами 50 и 90°) и на уровне моря. Однако эти колебания с высотой и широтой имеют сравнительно небольшое значение вследствие высокой скорости перемешивания газов в атмосфере. Более важны изменения во времени.

Таблица 5.2

Образование и распад ^{14}C [55]

Образование						
$^{14}N_7$	+	n	→	$^{14}C_6$	+	p
Атмосферный азот		Свободный нейтрон		Углерод-14		Протон

Распад				
$^{14}C_6$	→	$^{14}N_7$	+	β
Углерод-14		Азот		Бета-частица

Цифровые индексы вверху показывают общую массу атомов, цифры внизу – число протонов в ядре.

Углекислый газ атмосферы попадает и в океан, и в биосферу. Таким образом, обмен углерода происходит в атмосфере, в верхних слоях и глубинах океана, в биосфере и гумусе на поверхности земли. В каждой из перечисленных областей перемешивание происходит быстро. Однако скорость обмена между атмосферой и океаном не постоянна и определяется системой циркуляции, которая может меняться со временем; например, измерениями устанавливается недостаток ^{14}C в глубоких слоях океана, и некоторые пробы воды, взятые на больших глубинах, дают радиоуглеродный возраст до 2000 лет. Даже в поверхностных слоях океана возраст воды обычно получается около 400 лет. Таким образом, объем, в котором происходит обмен углерода, представляет собой естественный механизм, некоторые черты которого рассмотрены Эткином [2].

Весь углекислый газ, усвоенный растениями в процессе фотосинтеза, содержит очень небольшие количества ^{14}C. Такие карбонаты, как кальцит и арагонит, также содержат этот изотоп. Со смертью организма дальнейшее поглощение углекислого газа прекращается, и с этого момента радиоактивный изотоп подвергается распаду, в результате которого образуется стабильный азот (так называемый бета-распад, табл. 5.2). Первичная структура азота восстанавливается при испускании быстрой бета-частицы. Эти бета-частицы обладают очень малой энергией, максимум около 160 кэВ; испускаются они при распаде атомов радиоуглерода.

Постоянное образование нестабильного изотопа ^{14}C в верхних слоях атмосферы уравновешивается постоянным распадом. Именно таким образом (как это теоретически предсказал Либби) достигается равновесие образующегося и распадающегося углерода. Период полураспада ^{14}C рассчитывается по наблюдаемой скорости превращения известного количества искусственно полученного радиоак-

тивного углерода, причем первоначально Либби и его сотрудники [217] установили, что он равен 5570±30 лет (указанные пределы ошибки представляют одну величину стандартного отклонения). Впоследствии на основе более точных данных период полураспада был определен в 5730±40 лет, что на 3% больше первоначального значения. Однако публикуемые сейчас радиоуглеродные датировки по-прежнему основываются на первой величине [152], что позволяет избежать ошибок, возможных при одновременном использовании обоих значений. В случае необходимости более ранние определения возраста могут быть пересчитаны в соответствии с новыми данными, для этого их достаточно умножить на 1,03.

По истечении времени, равного десяти периодам полураспада, сохраняется только тысячная часть первоначальной активности: теоретически этот срок принимается за возрастной предел метода. Однако практически, поскольку измерения таких ничтожных количеств радиоуглерода невозможны, за предельную принимается продолжительность, равная приблизительно 8,5 периодам полураспада. Расширить диапазон датировок позволяет применение изотопного обогащения.

Опубликованные датировки относятся обычно к некоторому нулевому (исходному) году, за который принимается 1950 г., и сопровождаются пометкой "лет назад" (в зарубежной литературе B.P. или BP). Именно так должен указываться радиоуглеродный возраст в пределах плейстоцена, однако для голоцена иногда оказывается необходимым, особенно если речь идет о работах по доисторической эпохе и археологии, указывать время "до новой эры" или "новой эры"[1]. Редакционная статья журнала "Antiquity," (1972) предлагает ввести дальнейшее усложнение в обозначения, исходя при этом из предположения, что радиоуглеродный возраст можно достоверно выразить в календарных годах (см. ниже). Поэтому предлагается маленькими (строчными) буквами a. d., b.c. и b.p. обозначать неисправленный радиоуглеродный возраст (рассчитанный на основе первого значения периода полураспада), а заглавными буквами A. D., B.C. и B.P. – откорректированные величины, выраженные в календарных годах. Как уже отмечалось, основанием для этого является допущение о том, что радиоуглеродный возраст можно точно перевести в календарный; в действительности же это невозможно, поэтому дополнительные обозначения излишни и могут только привести к путанице. Пока же достаточно сказать, что время, когда мы сможем полностью полагаться на этот метод, еще не настало (хотя, возможно, оно и близко).

Измерения. Количество ^{14}C в образце определяется измерением

[1] В зарубежной литературе соответственно B.C. или A.D. – *Прим. перев.*

активности бета-частиц. Эти измерения выполняются с помощью счетчиков различных систем, действующих длительное время, чтобы добиться статистической достоверности в отсчете числа импульсов на образец. Большая продолжительность измерений необходима в связи с тем, что радиоактивный распад – это самопроизвольный процесс, и, чтобы получить точность ±1%, необходимо отсчитать по крайней мере 10 000 импульсов, на что требуется около 24 ч.

Хотя процесс распада самопроизвольный, наблюдаемая скорость колеблется случайно около некоторой средней величины. Вероятность распада отдельного атома ^{14}C в течение одной минуты равна $1:4 \cdot 10^9$, но вероятность распада в грамме радиоактивного углерода, содержащего $6{,}6 \cdot 10^{10}$ атомов, дает более или менее устойчивую скорость распада. Таким образом, радиоуглеродный возраст приводится с указанием погрешности, выраженной в годах, с пометкой ±. Иногда ее ошибочно принимают за пределы интервала времени, в котором находится истинный возраст. В действительности же это интервал, где истинный возраст находится с определенной вероятностью. Погрешность, приводимая со знаком ±, соответствует одному стандартному отклонению, источником которого являются ошибки счета, измерения фоновой радиации и погрешность эталонного современного образца (стандарта). Все эти ошибки, конечно, являются результатом стохастической природы процесса распада. Определение радиоактивности распределено около некоторой средней величины и подчиняется закону нормального распределения. При этом вероятность того, что истинное значение лежит в пределах одного стандартного отклонения, достигает 68%; в пределах двух стандартных отклонений – 95% и в пределах трех стандартных отклонений – 99,7%.

Первоначально Либби и его сотрудники [217] использовали в измерениях твердый углерод. Образцы сжигались до получения углекислого газа, который затем путем спекания с магнием восстанавливался до элементарного углерода и наносился на внутреннюю стенку видоизмененного счетчика Гейгера. Впоследствии этот способ заменили два других – использование пропорционального газового счетчика и жидкостная сцинтилляция.

В пропорциональных счетчиках используются газы, полученные из органического образца. Они включают углекислый газ (CO_2), окись углерода (CO), ацетилен (C_2H_2), этан (C_2H_6) или метан (CH_4). В настоящее время используются в основном углекислый газ, этан и ацетилен.

Счетчики состоят из цилиндрической металлической трубки, закрытой с обоих концов, через которую проходит тонкая проволока, изолированная от внешней стенки. Когда в газе происходит радиоактивный распад, на проволоке возникает мгновенный импульс напряжения, который улавливается и регистрируется авто-

матически. Эти импульсы пропорциональны количеству энергии, освобожденной в газе в результате радиоактивного распада (отсюда название метода – пропорциональный газовый счетчик). Однако, чтобы использовать пропорциональные счетчики, необходимо их экранировать, вследствие высокой фоновой активности окружающей среды. В качестве экрана, защищающего от внешней радиации, обычно используется несколько тонн свинца, изготовленного до начала атомной технологии, или другого нерадиоактивного материала. В дальнейшем счетчики помещались внутрь ртутного экрана или использовалась серия маленьких счетчиков; таким образом, фоновая активность не превышала 1–2 импульсов в минуту. Эта величина сопоставима со скоростью распада современного углерода – 10–20 импульсов в минуту. Фоновые импульсы должны вычитаться из общего количества полученных импульсов, поэтому их необходимо улавливать очень тщательно, чтобы обеспечить постоянный уровень. Однако гораздо важнее совершенствование самого прибора. Так, используя углекислый газ под давлением 2 атм, хороший счетчик может измерять радиоактивность образца возрастом до 40 000 лет, а очень хороший прибор позволяет определять возраст и до 50 000 лет. Применяя метан под давлением до 4 атм, некоторые лаборатории датируют образцы возрастом до 55 000 лет [320].

В жидкостных сцинтилляционных счетчиках используется органическая жидкость, например бензол, смешанная с органическим разбавителем, например толуолом. Образец помещается в закрытую кювету (объемом 20 мл или меньше) перед экранами двух фотоумножителей, которые могут улавливать вспышки света, невидимые в обычном спектре. Эти "сцинтилляции" вызываются бета-частицами, образующимися при радиоактивном распаде ^{14}C в растворе.

Этот метод имеет определенные преимущества по сравнению с использованием пропорционального газового счетчика. Во-первых, анализируемый углерод содержится в гораздо меньшем объеме, поэтому его легче экранировать. Во-вторых, этим методом значительно проще измерять фоновую активность образца и эталона. Наконец, жидкие образцы удобнее хранить. Сцинтилляционные счетчики были спроектированы для измерения большого количества образцов, обладающих высокой активностью, однако теперь они приспособлены для измерения меньшего количества образцов с более низкой радиоактивностью. (Polach, 1969).

Использовались также и другие методы, хотя по разным причинам они не получили широкого распространения. К ним относятся: 1) трековый метод, в котором бета-частицы устанавливаются по трекам – следам, оставляемым ими на фотопластинке; 2) метод термолюминесцентной дозиметрии, для которого, к сожалению, представляются пока неустранимыми помехи фона; 3) использование масс-спектрометров (Rafter, 1974).

Получить эталон из растущих ныне растений, в котором содержание углерода соответствовало бы современному уровню, оказывается невозможным по двум причинам. Во-первых, сжигание ископаемого топлива снижает естественную концентрацию атмосферного радиоуглерода. Во-вторых, этот эффект более чем компенсируется высвобождением большого количества радиоактивного материала, попадающего в атмосферу при испытаниях ядерного оружия.

Следовательно, необходимо использовать эталон, который не зависел бы от этих двух причин. Поэтому за эталонное принимается значение, полученное для древесины XIX в. с поправкой на радиоактивный распад, который произошел с того времени до наших дней. Международный эталон был синтезирован из щавелевой кислоты (основная масса которой хранится в Национальном бюро стандартов США, Вашингтон, округ Колумбия). Оказалось, что 95% радиоактивности в 1958 г. в этом образце с поправкой на изотопное фракционирование совпадает с современным значением, полученным для дерева, росшего (спиленного) в 1890 г. (Broecker, Olsson, 1959). Таким образом, используя современный синтезированный эталон, лаборатории могут унифицировать свои результаты.

Проблемы радиоуглеродного датирования. В основном это две проблемы: 1) неопределенности, которые возникают в связи с тем, что неизвестно первоначальное отношение $^{14}C/^{12}C$ в образце, и 2) загрязнение привнесенным углеродом, когда образец не остается после смерти организма закрытой системой. Последнее составляет основной источник ошибок для древних образцов, и ошибка эта возрастает с увеличением возраста.

Неопределенности в первоначальном соотношении $^{14}C/^{12}C$. Этот потенциальный источник ошибок характерен для всех радиоуглеродных определений. Изменения скорости образования радиоуглерода во времени (в пределах голоцена) были ясно показаны сопоставлением дендрохронологии с радиоуглеродными данными. До некоторой степени можно внести поправки в эти колебания. Но для плейстоцена эти поправки в большинстве случаев могут быть оценены только приблизительно, хотя иногда достигается высокая степень вероятности.

Это единственный источник ошибок, если мы имеем дело с углеродом, полученным из растений, животных, питающихся растениями, и вообще из элементов цепей питания, которые имеют своим первым звеном растения, получающие углерод непосредственно из атмосферы. Однако необходимо понимать, что даже зеленые растения усваивают ^{14}C не в таком отношении к ^{12}C, какое существует в атмосфере. Когда углекислота ассимилируется в процессе фотосинтеза, происходит изотопное фракционирование, поэтому действительное содержание ^{14}C в растениях приблизительно

на 3 – 4% ниже, чем в атмосфере. Это дает очевидную разницу в возрасте от 240 до 320 лет. Происходит это потому, что в процессе фотосинтеза ^{12}C усваивается быстрее, чем ^{14}C, отсюда относительное обогащение им. Это соотношение меняется также у различных видов растений [267].

Можно, однако, воспользоваться измерениями содержания ^{13}C в образце с помощью масс-спектрометра. Содержание этого стабильного изотопа составляет около 1%, и ожидаемое фракционирование для ^{14}C приблизительно вдвое превосходит ту же величину для ^{13}C. Но поскольку фактические вариации ^{13}C колеблются от –35 до +10 частей на 1000 (относительно стандарта PDB), то поправки иногда должны быть довольно значительными [266]. Обычно используются приведенные величины для значения ^{13}C, равного –2 частям на 1000 (PDB), что представляет собой нормальные значения для древесины. Исследователи нескольких современных образцов [267] пришли к заключению, что такие поправки могут быть только приблизительными, потому что слишком мало сведений о процессе фракционирования, которые позволили бы использовать для различных материалов точные данные о ^{13}C.

Дендрохронология и тарирование радиоуглеродного датирования. Изучая древесные кольца американских и европейских деревьев, де Фриз [362] показал, что в образовании атмосферного ^{14}C отмечаются колебания. В последующих исследованиях использовалась преимущественно хронология, основанная на древесных годичных кольцах остистой сосны (*Pinus aristata*), которая произрастает на высоте 3000 м в горах Уайт-Маунтинс в Калифорнии. Возраст отдельных деревьев может достигать 4000 лет, причем после смерти они, как правило, хорошо сохраняются. В Лаборатории дендрохронологических исследований университета штата Аризоны установлена хронологическая шкала протяженностью 8200 лет, причем имеется возможность для ее продления до 9000 лет [129].

Остистая сосна изучалась тремя университетскими лабораториями: в Ла-Холья (Калифорния), Аризоне и Пенсильвании. Результаты, полученные в Ла-Холья [338], были представлены на графике в виде отдельных точек, которые можно объединить кривой, описывающей серию колебаний (рис. 5.1). Достоверность этих колебаний кривой впоследствии ставилась под сомнение [378], поскольку они вносят серьезные осложнения в датировку археологических образцов, так как более древний образец может дать меньший возраст, чем молодой, хотя это до некоторой степени маскируется стандартными отклонениями расчетных величин. В общем расхождение между данными по древесным кольцам и радиоуглеродными определениями не существенно для образцов, которые по возрасту моложе 3500 лет, однако с удревнением оно прогрессивно возрастает и для возраста 4500 лет достигает 700 лет. Причины

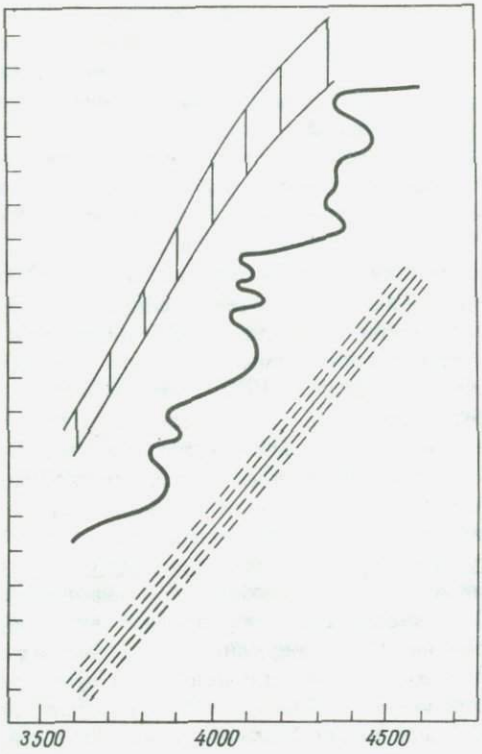


Рис. 5.1. Соотношение между радиоуглеродным возрастом (по горизонтали – лет назад) и возрастом, определенным по древесным кольцам (по вертикали – одно деление равно 100 годам плавающей хронологической шкалы).
Верхний график – исторические даты (McKerrell, 1975); средний – зависимость, полученная для остистой сосны (Suess, 1970); нижний – зависимость, полученная для дубов на севере Ирландии [275].

этих колебаний определенно не установлены, но вполне вероятно, что они связаны с изменениями интенсивности магнитного поля Земли.

Было сделано несколько попыток калибровки. Одна из самых последних предпринята Деймоном и его коллегами [86] по 549 датированным образцам, а также Мак-Керреллом, который сравнивал возраст по древесным кольцам (остистая сосна) с историческими данными по материалам из Египта (рис. 5.1). Поскольку в последнем случае выявилось значительное разногласие, Мак-Керрелл пришел в выводу, что существует систематическая ошибка и что хронология, основанная на годичных кольцах остистой сосны, неприменима в Европе. В настоящее время нет обще-

принятой калибровки, хотя общая тенденция совершенно ясна. Статистики построили сглаженные варианты калибровочной кривой. Например, кривая, приведенная в вышеупомянутой работе [86], соответствует полиному 3-го порядка.

Коллектив исследователей из Белфастского университета [275] изучал потенциальные ошибки в радиоуглеродных датировках на примере отрезка времени в 1200 лет из шкалы общим объемом 2990 лет, не привязанной к определенным календарным датам (так называемой "плавающей хронологии"). Датировки выполнялись по древесине дуба. Сплошное опробование и большая величина годичных колец позволили получить образцы, каждый из которых весил 180 – 200 г и соответствовал 20 годам (для сравнения укажем, что образцы древесины остистой сосны весили около 20 г и соответствовали 10 годам каждый). Измерения производились жидкостно-сцинтилляционным методом. Были установлены следующие источники ошибок: 1) изменения атмосферного давления, которые, если не ввести поправки, могут дать ошибку до 100 лет; 2) колебания фона в зависимости от потери веса; 3) колебания фона в зависимости от чистоты образца; 4) колебания интенсивности излучения в зависимости от потери веса; 5) дифференцированная потеря образца из смеси и поправка на нормализованный вес (включая ошибки взвешивания; например, большая ошибка может быть результатом воздействия пластиковых оболочек на влажность и температуру); 6) колебания интенсивности в зависимости от чистоты образца; 7) масс-спектрометрическая поправка; 8) различия интенсивности для отдельных кювет; 9) различия фона для отдельных кювет. Результаты этих продолжительных исследований представлены на рис. 5.1. Авторы пришли к выводу, что в принятых в радиоуглеродном датировании методах измерений заложены значительные ошибки. Но их можно уменьшить, так что принятая повсеместно точность – до одного стандартного отклонения – может быть доведена до 25 лет и менее. Увеличивая продолжительность отсчета, эту величину можно снизить до 12 лет на 1000. Расхождение между графиком уравнения регрессии (рис. 5.1), полученным этими авторами, и графиком, построенным Деймоном и др. [86], составляет около 1%, но первый не обнаруживает изломов, предсказанных Зюссом.

Проблемы, связанные с водными растениями и карбонатами. Радиоуглеродный возраст, полученный по водным растениям и карбонатным образованиям (например, раковинам моллюсков), отражает состояние именно того водоема, откуда они получают свой углерод. В силу этого может быть определен только неоткорректированный, "видимый" (apparent) возраст, и прежде, чем в него могут быть внесены поправки, требуются дополнительные исследования. Это справедливо не только для континентальных условий,

где главным источником колебания содержания углерода являются реки и грунтовые воды, но также и для морских условий. В реках отношение ^{14}C к ^{12}C может быть на 40% ниже, чем в атмосфере, благодаря тому "старому" углероду, который поступает из известняков и других карбонатных пород. В океанах отмечаются пространственные колебания этого отношения. При переходе углерода из углекислого газа в осажденные в океанах карбонаты происходит также изотопное фракционирование – обогащение ^{14}C на 5%, что отчасти компенсирует его недостаток, связанный с различными скоростями перемешивания в океанах. Радиоуглеродные определения, выполненные по раковинам, которые были собраны до начала испытаний ядерного оружия, дали "видимый" возраст для норвежского побережья 440 лет, для Шпицбергена – 510 лет, для острова Элсмир – 750 лет. Было показано, что если ввести поправку на изотопное фракционирование, исходя из содержания ^{13}C, равного –25‰, то для получения истинного возраста нужно вычесть всю цифру измеренного "видимого" возраста. Но если ввести поправку, приведя к величине, соответствующей содержанию ^{13}C, равному 0‰ (среднее для морских раковин), то для получения истинного возраста следует вычесть около 410 лет [236].

Изменения отношения $^{14}C/^{12}C$ в океанах могут быть довольно точно предсказаны, чего нельзя сказать о континентальных водных системах, где эти изменения нередко являются следствием целого ряда причин. Углерод, поступающий в континентальные водные системы, может иметь своим источником атмосферу, гумусовые вещества, растворенные известняки и другие карбонатные породы. На его содержание влияет также характер и густота покрова растительности, количество карбонатов в почве, осадки и температура. Если не вводится специальная поправка, то все полученные значения должны рассматриваться только как максимальные. При введении поправок необходимо учитывать отношение ^{14}C к ^{12}C, измеренное в репрезентативном образце воды, и/или оценку того, как это отношение могло меняться во времени. Иными словами, прежде чем считать возраст более или менее надежным, необходмимо детально восстановить гидрохимическую и гидрологическую историю. В некоторых случаях удается оценить влияние этих факторов на радиоуглеродные определения, в других же возникают определенные трудности. Ниже приводятся примеры, показывающие сложность некоторых проблем, связанных с этими определениями. Следует также иметь в виду, что некоторыми исследователями такие неточности вообще не учитываются; пользуясь результатами датирования, они принимают эти значения за истинные.

В северо-восточной Финляндии радиоуглеродные данные не всегда совпадали с возрастом, который предполагался на основе пыльцевого анализа. Данные из одного разреза (Сяйнялампи) неизмен-

Таблица 5.3

Пыльцевые зоны и радиоуглеродные датировки для северо-восточной Финляндии [98]

Пыльцевые зоны	Местоположения разрезов и радиоуглеродные датировки			
	Манселька	Мескусярви	Манселянсуо	Сяйнялампи
Hl_4a			1900 ± 130	3450 ± 170
Hl_3b			6500 ± 180	
Hl_3a				
Hl_2b	8433 ± 300	9153 ± 300		10210 ± 150
Hl_2			9150 ± 220	
Hl_1b	8435 ± 300		9100 ± 220	11790 ± 150

но оказывались на 1000 – 3000 лет старше значений, полученных по пыльцевым зонам других разрезов (табл. 5.3). Измерения радиоактивности ^{14}C, выполненные по озерным растениям и озерному илу, были сопоставлены с измерениями радиоактивности произраставших поблизости берез; оказалось, что воды этого озера были обогащены карбонатом кальция по сравнению с другими реками и озерами. Был сделан вывод, что аномальные датировки могут отражать влияние жесткости воды [98].

Рассматривая озерные отложения и радиоуглеродные датировки на юго-западе Нью-Брансуика (Канада), Карроу и Андерсон [194] использовали пыльцевые зоны для стратиграфического контроля; они пришли к выводу, что в некоторых случаях ошибка в датировках достигает нескольких тысяч лет. В одном случае возраст был удревнен на 4000 лет. Эти аномалии были связаны с изменениями химизма окружающей среды для малых озерных бассейнов после дегляциации. Поверхность, только что освобожденная от ледников, как доказывают авторы, должна слагаться невыветрелыми образованиями, и размыв карбонатных пород или обогащенных карбонатами ледниковых отложений должен привести к накоплению озерных осадков, богатых карбонатами. Позднее, по мере того как развивается растительный покров и идут процессы почвообразования, в малые озера поступает больше органического материала. Именно так все и происходило в рассматриваемых озерах. Подтверждается это тем, что базальные горизонты в разрезах состоят из мергелей или мергелеподобных отложений, которые перекрываются органогенными илами (гиттии) и торфом. Пыльцевой анализ показывает, что содержание карбонатов в отложениях резко падает по мере того, как распространяется древесная растительность, в которой доминирует ель. В результате такой смены на ранних стадиях развития озера в отложениях будет содержаться большее коли-

чество древнего углерода. Поэтому радиоуглеродные определения из этих отложений аномально древнее по сравнению с определениями из других районов.

Аномальные датировки такого рода иногда просто не учитываются, но в некоторых случаях они используются как основа для реконструкции событий плейстоцена, например на острове Мэн, Великобритания. Для базальных горизонтов отложений в западинах в районе Глен-Баллайр по мхам были получены радиоуглеродные датировки от 18 900±330 до 18 400±500 лет. На основании этих данных было сделано предположение о том, что к этому времени позднедевенсийский ледниковый покров в Ирландском море уже исчез [347].

При этом совершенно не рассматривалась возможность того, что эти датировки дают только "видимый" возраст, хотя Шоттон [326] допускал существование такой возможности, особенно если учесть, что во мхах, по которым производилось определение (*Drepanocladus revolvens*), процессы фотосинтеза происходили под водой.

Случаи, аналогичные приведенному выше примеру, встречаются достаточно часто. С такими датировками нередко бывают связаны заключения о необъяснимых перерывах в осадконакоплении или аномальных скоростях отложения. Например, в районе Глен-Баллайр для темно-коричневых илов, обогащенных растительным детритом, установлен возраст 12 150 лет, причем залегают они только на 88 см выше слоя мха, возраст которого 18 900 лет; отсюда можно заключить, что почти за 7000 лет отложилось всего 88 см осадка, и это в то время, когда, как известно, на Британских островах шли интенсивные перигляциальные процессы. В Пенсильвании, около Корри, базальные мергели, возраст которых определяется между 14 00 ± 350 и 13 000 ± 300 лет, перекрываются непосредственно торфом, нижние прослои которого имеют возраст 9430±300 лет. Это различие в возрасте между верхними слоями мергелей и нижними слоями торфа можно объяснить перерывом в осадконакоплении продолжительностью около 4000 лет или загрязнением торфа отложениями вышележащих горизонтов [105]. Однако более вероятно, что датировки, полученные по мергелям, были слишком удревнены из-за различий в содержании углерода в водоеме, где они отлагались, и в атмосфере.

Наконец, приведем еще один пример. На полуострове Ютландия Шоттон [323] показал стратиграфическую последовательность радиоуглеродных датировок, содержащих постоянную систематическую ошибку за счет жесткости воды, равную 1700 лет (рис. 5.2). Ему удалось также показать, что в зависимости от природы образца возраст каждого отдельного горизонта систематически изменялся вверх по разрезу. Данные, полученные по мелким прутикам и

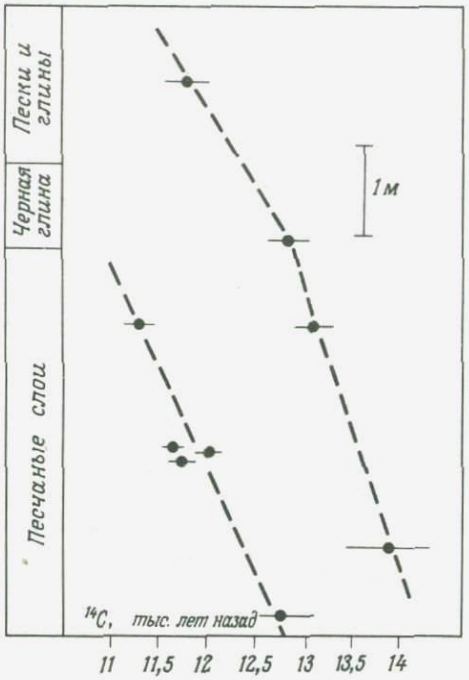


Рис. 5.2. Два комплекса радиоуглеродных датировок для Ютландии, иллюстрирующие ошибку за счет жесткости воды [323].

обломкам древесины, нанесены на график в левой части рис. 5.2. Другая серия определений возраста стратиграфически сопоставимых уровней была получена по черным илам и мху (нижний образец). Эти определения не соответствуют не только первой серии, но и палинологическим данным по этому разрезу. Различия в возрасте относятся за счет ошибки, явившейся результатом жесткости воды. Степень надежности этих двух серий радиоуглеродных датировок связана с типом материала, по которому производились определения; более того, можно количественно определить величину ошибки.

В рассмотренных случаях имелась возможность некоторого стратиграфического контроля датировок как по локальным, так и по региональным данным, который позволил предположить, что полученные значения возраста являются аномально древними. И это сверх того, что их следовало рассматривать как удревненные, исходя только из одной природы образца. Однако в других случаях контроля не было, и тот факт, что полученные данные показали хорошее соответствие как между собой, так и с другими определениями, свидетельствует о настоящем успехе исследований истории

развития, базирующихся на изучении геохимии и гидрологии. Замечательным примером такого применения могут служить радиоуглеродные датировки, полученные для высоких озерных уровней плювиальных озер на западе США.

В гл. 9 рассматриваются стратиграфические и морфологические доказательства высокого стояния плювиальных озер [256]. Здесь же мы остановимся на радиоуглеродных датировках. Древние плювиальные озера встречаются в районах внутреннего стока, где реки впадают в замкнутые бассейны. Уровни озер колеблются в соответствии с изменениями климата, и последовательность событий оказывается надежно задокументированной в стратиграфии. Высокие уровни озер были определены Брекером и его сотрудниками в интервале между 22 000 и 8000 лет назад, причем высокие уровни отмечаются 17 000, 15 000, 12 000 и 9000 лет назад (Broecker, Orr, 1958; [47]). Были проведены систематические исследования факторов, влияющих на датировки, сделанные по различным материалам, и получены многочисленные данные, касающиеся относительной надежности различных материалов для датирования. При определении возраста озер Лахонтан и Бонвилл Брекер и его сотрудники принимали концентрацию ^{14}C, равную 0,94 от его содержания в атмосфере. Эта цифра включает поправки на геохимический баланс озер и впадающих в них рек, на содержание ^{14}C в озерах и на соотношение между радиоактивным углеродом, поступающим в озеро, распадающимся в озере и тем, который распадается до поступления в озеро.

В своем обзоре проблем, связанных с датированием древних озерных уровней, Тербер [350] приходит к выводу, что каждый озерный бассейн представляет собой особый случай. Не существует раз навсегда установленных параметров, которые могли бы применяться повсюду. Но точный радиоуглеродный возраст может быть получен только в том случае, если будут тщательно исследованы окружающие условия. В противном случае полученные данные имеют ограниченное местное значение и представляют собой лишь "видимый", т.е. приближенный, возраст.

Загрязнение. Органические материалы представляют собой более благоприятные объекты для датирования, чем карбонаты, поскольку последние в большей степени подвержены загрязнению. По существу загрязнение образца означает, что после смерти организма он не представлял собой закрытой системы и в него попадал чуждый углерод. Это может происходить тремя способами: 1) путем привноса углерода непосредственно из атмосферы или грунтовыми водами; 2) в результате смешивания материалов различного возраста и 3) в результате постоянного развития образца, например почвы, или многостадийного развития, что имеет место при формировании некоторых химических осадков, или в результате перекрис-

таллизации образца, например при замещении первичного арагонита кальцитом.

Загрязнение путем прямого углеродного обмена с атмосферой или грунтовыми водами особенно легко может произойти при обмене поверхностных молекул карбонатов. Оно может явиться результатом небрежной обработки образца, в частности при его промывке (Olsson, Erikson, 1965). Чтобы уменьшить ошибку, обусловленную загрязнением, датирование по раковинам обычно выполняется на серии последовательных фракций, начиная от внешних слоев раковины к внутренним ее частям. Андерсон (Anderson, 1969) показал, что такое загрязнение происходит очень быстро и следует допускать, что все карбонаты имеют современное загрязнение, причем величина его равна отношению числа поверхностных молекул к общему числу молекул в образце. Таким образом может быть оценена количественно величина загрязнения, поэтому радиоуглеродные датировки, полученные по карбонатам и превосходящие 25 000 лет, следует рассматривать как минимальные [350]. Сложной проблемой представляется также загрязнение костного материала путем обмена [266].

Особенно серьезным источником загрязнения является привнос гумусовых веществ корнями растений или просачивающимися грунтовыми водами. Предварительная обработка с целью удаления гумусовых веществ не всегда дает положительные результаты, и то, насколько важна данная проблема, можно видеть на рис. 5.3 и в табл. 5.4. Привнос даже относительно небольших количеств гумуса может дать совершенно ошибочный радиоуглеродный возраст. Пейдж

Таблица 5.4

Влияние загрязнения образца современным органическим материалом на определение возраста радиоуглеродным методом [320, 350]

Истинный возраст	Приближенный возраст, полученный по загрязненному образцу (величина загрязнения в %)					
	0,1	0,2	1,0	2,0	5,0	10,0
10 000	10 000	9 960	9800	9 630	9 100	8 000
20 000	19 900	19 800	19 000	18 300	16 400	13 000
30 000	29 700	29 300	28 000	25 300	21 270	16 000
40 000	39 000	38 110	32 000	29 900	23 800	18 000
50 000	47 000	45 000	34 000	31 650	24 300	18 000
60 000	52 000	49 000	34 000	32 100	24 650	18 000
Запредельный	57 000	51 000	38 000	32 500	24 800	

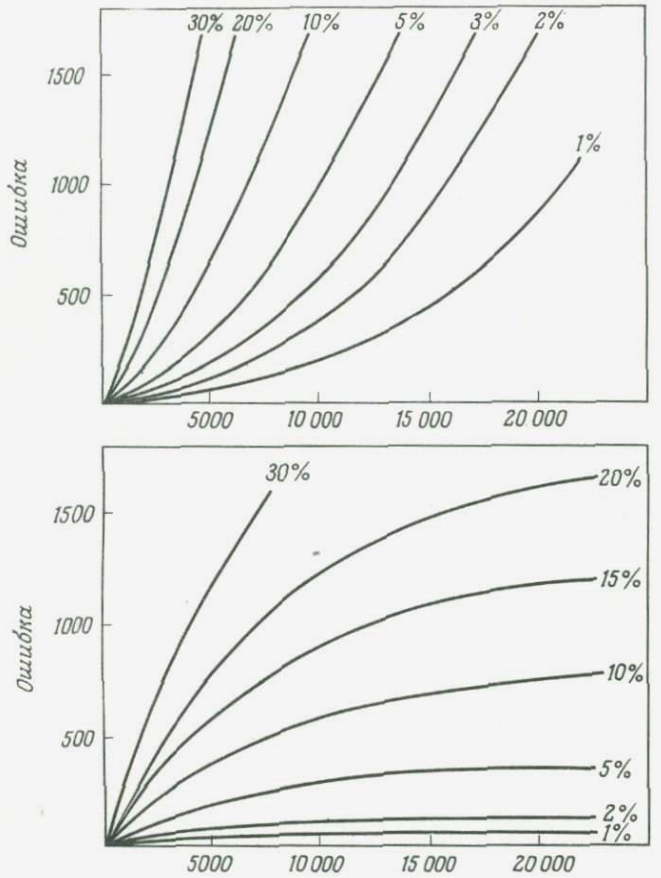


Рис. 5.3. Влияние на радиоуглеродный возраст образца загрязнения (в %) старым углеродом (вверху) и молодым углеродом (внизу) [266].

[270] отобрал серию образцов органического материала и неорганических карбонатов, характерных для межледниковых отложений Англии и Уэльса, и получил ряд радиоуглеродных датировок, которые представляют лишь часть плейстоценовой хронологической шкалы. Например, для кромерского межледниковья получены значения от 44 000 до 25 800 лет, а для ипсуичского – последнего межледниковья – 19 500 – 18 000 лет. Однако Шоттон (Shotton. 1973) показал, что все эти определения являются результатом загрязнения, более того, они были получены для таких образцов, где загрязнение было неизбежным. К тому же они противоречат всем имеющимся геологическим данным о возрасте.

Существует большое количество образцов, по которым были получены данные о высоком стоянии уровня моря между 30 000 и 40 000 лет назад (см., например, [247]). Предполагалось, что уровень моря в это время достигал по крайней мере современного. Особенно горячо этот вопрос обсуждался в Австралии [212]. В своем обширном обзоре [348] Том обобщил все имеющиеся данные, однако не пришел к какому-либо конкретному заключению.

Характерно, что почти все анализируемые образцы были карбонатные и ни один из них не был подвергнут достаточно тщательному геохимическому анализу, чтобы доказать возможность или невозможность их использования для получения надежных данных. В то же время хорошо обоснованные определения возраста по изотопам уранового ряда и радиоуглеродные датировки, особенно в Новой Гвинее (гл. 7), показали, что уровень Мирового океана не достигал предполагаемых значений между 30 000 и 40 000 лет назад. Можно считать установленным, что образцы, на которых основывалась эта гипотеза, были загрязнены молодым ^{14}C.

При датировании постоянно развивающихся образцов также возникают проблемы, связанные с тенденцией карбонатов постоянно восстанавливать свое равновесие с окружающей средой. Таким образом, почвы, содержащие карбонатные обломки, дадут сомнительные радиоуглеродные датировки, в особенности влажные почвы, так как будет происходить обмен углерода, привнесенного грунтовыми водами. Более надежны данные, полученные по карбонатам аридных районов, поскольку по крайней мере некоторые из них дают возраст, соответствующий возрасту, полученному по органическим материалам.

Труднее всего обработка образца, подвергшегося перекристаллизации. Для коралловых образцов Новой Гвинеи проводилось специальное лабораторное исследование, чтобы определить, был ли замещен первичный арагонит кальцитом [66]. Исследования отдельных слоев известковых туфов из озера Пирамид, Невада [47], ясно иллюстрируют возможности получения ошибочных данных. Радиоуглеродные датировки свидетельствуют сами за себя (табл. 5.5).

Четвертичные отложения в районах распространения каменноугольных пород часто содержат частицы древнего углерода или споры. Такой инертный, или "мертвый", углерод вызывает удревнение радиоуглеродных определений. Однако это не столь серьезный источник ошибок, как тот, который показан на рис. 5.3 (внизу). Если, например, образец содержит около 1% древнего материала, то радиоуглеродный возраст будет завышен на 80 лет; если загрязнение достигает 10%, то возраст будет завышен на 850 лет, и если 50%, то удревнение составит величину периода полураспада. Доннер и Юнгнер [99] описали интересный случай на юго-за-

Таблица 5.5

Радиоуглеродные датировки конкреции известкового туфа из озера Пирамид, Невада, США [47]

Массивный известковый туф	8500	Внешние слои (наиболее молодые)
Тонкий прослой трещиноватого известкового туфа	12 150	
	12 300	
Дендритовый известковый туф	14 500	
	15 500	
	15 350	
Мелкие кристаллы тинолита	11 000	
Грубые кристаллы тинолита	11 400	
Мелкие кристаллы тинолита	13 450	Внутренние слои (древнейшие)

паде Финляндии, где включение в образец переотложенного органического материала эемского возраста дало удревненные радиоуглеродные датировки. По другим данным датируемый материал должен был иметь поздневислинский и голоценовый возраст. В этом случае источник загрязнения был установлен по присутствию пыльцевых зерен и диатомей типичного межледникового облика.

Методы датирования по неравновесному урану

Существует два долгоживущих урановых изотопа – ^{238}U и ^{235}U, которые, распадаясь, дают серию короткоживущих изотопов и переходят в стабильный свинец. Большую часть промежуточных членов рядов распада нельзя использовать для датирования плейстоценовых событий, потому что их период полураспада слишком короток. Но у некоторых он имеет достаточную продолжительность. В ряду ^{238}U к таким изотопам относятся ^{234}U (период полураспада 250 000 лет) и ^{230}Th (75 000 лет); в ряду ^{235}U – это ^{231}Pa (32 000 лет). Радиоактивные ряды показаны в табл. 5.6. Уран переходит в дочерний изотоп при испускании атомным ядром альфа-частицы. В свою очередь дочерний изотоп распадается, испуская электрон, с образованием ряда изотопов, каждый из которых в свою очередь подвергается распаду, пока не получится стабильный свинец.

Некоторые методы использования этих изотопов для датирования рассмотрены Брекером [46]. Основу этих методов можно понять

Таблица 5.6

Ряды радиоактивного распада ^{234}U и ^{235}U

Изотоп	Период полураспада	Изотоп	Период полураспада
Уран-238	$4{,}51 \cdot 10^9$ лет	Уран-235	$0{,}713 \cdot 10^9$ лет
1α, 2β		1α, 1β	
Уран-234	$250 \cdot 10^3$ лет	Протактиний-231	$32{,}4 \cdot 10^3$ лет
1α		2α, 1β	
Торий-230	$75{,}2 \cdot 10^3$ лет		
(*ионий*)			
1β			
Радий-226	1620 лет	Радий-223	11,1 дня
1α		1α	
Радон-222	3,83 дня	Радон -219	3,9 с
		(*актинон*)	
3α, 2β		1α	
		Полоний-215	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$ с
Свинец-210	22 года		
2β		2α, 2β	
Полоний-210	138 дней		
Свинец-206	Стабильный	Свинец-207	Стабильный

с помощью аналогии с развитием леса, как это изложено в работе Брекера и Бендера (Broecker, Bender, 1972):

"В лесу, достигшем "зрелости", деревья отмирают и заменяются новыми. Общее число взрослых деревьев будет более или менее постоянно. При внешнем вмешательстве, нарушающем равновесное состояние леса, он в конце концов вернется к первоначальным условиям. Например, если лес уничтожен пожаром, на его месте будут расти новые деревья с определенной скоростью. Ботаник может определить возраст леса по тому, насколько он близок к зрелому состоянию. Если в лесу слишком много деревьев, число их будет постепенно уменьшаться до количества, которое характерно для "зрелого" состояния".

Порода, которую Брекер и Бендер называют "зрелой" (возраст ее более 1 млн. лет), находится в условиях динамического равновесия, при которых десятки изотопов образуются в результате радиоактивного распада и распадаются с такой же (или близкой к ней) скоростью, с которой они образуются из исходных изотопов. Если равновесие нарушается, например в результате удаления химическим путем продуктов распада, начинается процесс, стремящийся восстановить это равновесие. В случае торий-уранового и производных от него методов датирование базируется на отношении интенсивности распада дочерних изотопов в образце к

интенсивности, характеризующей "зрелую", или равновесную, систему.

Дочерние изотопы урана фактически отсутствуют в воде. Это означает, что все карбонаты, как органического, так и неорганического происхождения, будут содержать уран, но не будут содержать его дочерних изотопов. Если данная порода после образования оставалась закрытой системой, то содержание вновь возникших дочерних изотопов может быть мерой ее возраста.

Эти методы применимы к изучению глубоководных отложений, кораллов, а также кальцит- и арагонитсодержащих моллюсков. Все они получают из воды уран, но не получают дочерних изотопов. Содержание ^{230}Th или ^{231}Pa, образовавшихся в ископаемом образце, может служить для измерения возраста этого образца. Таким образом, этот метод основывается на двух важных допущениях: 1) первоначальное отношение $^{230}Th/^{238}U$ в образце известно и 2) система оставалась закрытой. Главным источником ошибок, относящихся ко второму допущению, являются диагенетические процессы, особенно характерные для древних образцов. Если их не выявить, могут быть получены ошибочные данные (подробнее об этом см. ниже). Следовательно, необходим строгий отбор материала для анализа как в поле, так и в лаборатории.

Датирование ископаемых кораллов. Попытки датирования ископаемых кораллов оказались в высшей степени успешными. Этот факт имеет очень большое значение для определения изменений уровня моря в четвертичном периоде (гл. 7) и для корреляции континентальных и морских событий, установленных по данным глубоководного бурения. Полученные датировки можно считать надежными при условии контроля следующих факторов [351]:

1. Для датирования использовался арагонит, в котором не происходило перекристаллизации с образованием кальцита.

2. Содержание урана в кораллах было таким же, как в их современных аналогах, т.е. около 3 млн$^{-1}$.

3. Отношение $^{234}U/^{238}U$ было 1,15 (с учетом распада), т.е. такое же, как в современных кораллах и морской воде. Высокое значение этого отношения в морской воде объясняется привносом ^{234}U реками [50].

4. Возраст, полученный по отношению $^{226}Ra/^{230}Th$, не противоречит возрасту, определенному по отношению $^{230}Th/^{234}U$.

5. ^{232}Th в образце отсутствует или отмечается в очень малом количестве.

6. Возраст, установленный по отношению $^{230}Th/^{234}U$, совпадает с возрастом, определенным радиоуглеродным методом (при условии, что он находится в пределах возможностей радиоуглеродного метода) (гл. 7).

7. Возраст, определенный по отношению $^{230}Th/^{234}U$, соответ-

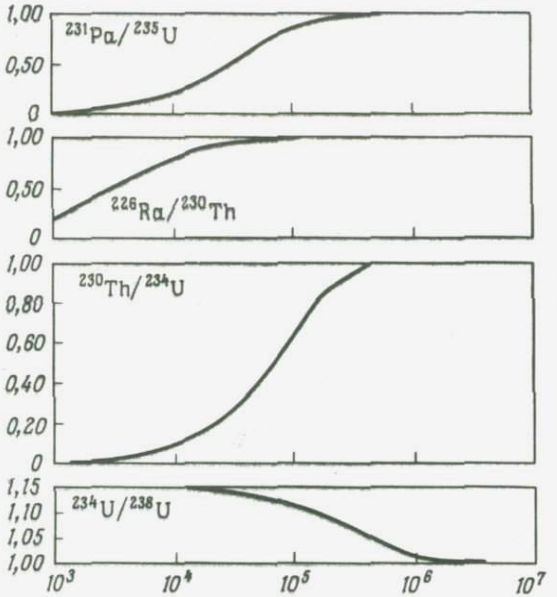


Рис. 5.4. Изменения во времени соотношения изотопов уранового ряда [50].

ствует оценке, полученной по стратиграфическим и другим данным.

Изменения различных показателей радиоактивности во времени показаны на рис. 5.4. Например, для отношения $^{234}U/^{238}U$ начальное значение составляет 1,15, что соответствует содержанию этих элементов в морской воде, и уменьшается до 1,00, что отвечает равновесному значению, установленному в древних породах. Другие отношения возрастают от нуля до единицы, которая представляет величину, характерную для равновесного состояния. Таким образом, возраст образца может быть прочитан по графику, который основывается на экспериментальных данных. Например, возраст образца, в котором отношение $^{230}Th/^{234}U$ равно 0,70, составляет 125 000 лет (рис. 5.4). Очень интересные данные были получены для коралловых рифов острова Барбадос [243] и полуострова Хьюон на Новой Гвинее [65, 29]. Эти данные рассматриваются в гл. 7.

Ископаемые кораллы могут быть также датированы гелий-урановым методом, который основывается на трех допущениях:

1) изменения происходят только вследствие радиоактивного распада;

2) весь гелий образуется в результате распада урана и его дочерних изотопов;

3) все другие продукты распада, кроме гелия, уничтожаются в ходе известного процесса, называемого альфа-замедлением [50],

а весь образовавшийся гелий остается в системе. Некоторые значения возраста, полученные для арагонитсодержащих моллюсков и кораллов по гелий-урановому отношению, как оказалось, соответствуют определениям, полученным по ^{230}Th, и хорошо согласуются со стратиграфическими данными.

Датирование ископаемых моллюсков. Хотя некоторые опыты использования ископаемых моллюсков для датирования были как будто удачными, в целом определение возраста по этому материалу, к сожалению, не достигло успеха. И это неудивительно, если рассмотреть геохимические основы метода.

Например, содержание урана в моллюсках составляет только 1/50 его содержания в кораллах. Более того, эта система не остается закрытой, так как во время диагенеза происходит дальнейшее поглощение урана: содержание ^{238}U за первые 10 000 лет после смерти организма увеличивается в 25 раз и в течение следующих 100 000 лет еще на 50%. Известно также, что в течение многих сотен тысяч лет продолжает действовать процесс, который увеличивает количество ^{234}U относительно ^{238}U. При сопоставлении с определениями, полученными с помощью независимых методов для многих моллюсков, возраст, установленный торий-урановым и протактиний-урановым методами, оказывается различным и не совпадает с данными стратиграфических исследований.

Кауфман и др. [195] опубликовали работу, которая ставила целью показать, что данные, полученные этим методом для моллюсков, ненадежны. Они представили результаты 400 анализов, из которых, как они считают, не более 60 дали правильный возраст. Для всех других имеются различные доказательства того, что образцы, по которым проводилось датирование, были открытыми системами. Авторы подвергли также критике модель открытой системы [343], которую они считают основанной на маловероятном типе миграции изотопов и на неправдоподобных допущениях. Представляется, что дальнейший прогресс едва ли будет возможен, если не удастся объяснить типы миграции изотопов уранового ряда в открытых системах; эта миграция очень сложна и, вероятно, протекает в несколько стадий [195]. Однако некоторые определения, безусловно, правдоподобны и часто совпадают с возрастом, установленным по другим данным. Например, в одной из самых ранних попыток датирования для поднятых пляжей Средиземноморья по моллюскам и пляжевым песчаникам были получены значения, которые не только хорошо согласуются между собой, но также соответствуют ранее полученным данным из других мест, в основном по кораллам. Эти значения попадают в три интервала времени: 75 000 – 95 000, 110 000 – 140 000 и более 200 000 лет [332]. В одной из более поздних работ Брекер и Бендер [50]

предположили, что такие удачные датировки получились благодаря тому, что моллюски внутри сцементированной карбонатной породы оказались изолированными от внешних воздействий, другими словами, система оставалась относительно закрытой.

Методы датирования, использующие отношение K/Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$

Этот метод применим к вулканическим породам, таким, как лавы и туфы, и, следовательно, может использоваться только в районах четвертичного вулканизма. Эти районы обычно связаны с зонами кайнозойских поднятий или границами литосферных плит, такими, как Восточная Африка, Скалистые горы, или районами локальной вулканической активности, как, например, территория ФРГ. Содержание калия в вулканических породах достигает 10%. Он включает стабильный изотоп ^{39}K, стабильный изотоп ^{41}K и небольшое количество (0,012%) нестабильного изотопа ^{40}K, который распадается с образованием ^{40}Ar и ^{40}Ca. Поскольку ^{40}Ca достаточно широко распространен в большинстве пород, для целей датирования можно использовать только образовавшийся ^{40}Ar. Период полураспада ^{40}K известен ($1{,}3 \cdot 10^9$ лет), поэтому отношение $^{40}K/^{40}Ar$ в породе может использоваться как показатель ее возраста. Если образец облучается нейтронами, ^{39}K переходит в ^{39}Ar, и отношение $^{40}Ar/^{39}Ar$ дает второй способ определения возраста породы. Еще один метод – спектральный метод определения возраста по отношению $^{40}Ar/^{39}Ar$ – заключается в измерении отношения изотопов при различных температурах [131]. Это оказывается полезным в некоторых случаях, так как позволяет оценить эффект наложенных изменений (происходящих в результате каких-либо событий после образования породы) и внести поправки, учитывающие этот эффект.

Как и радиоуглеродное датирование, этот метод основывается на некоторых допущениях. Допускается, например, что первоначально в породе присутствует ничтожно малое количество радиогенного аргона. Проверить это допущение не удается. Кроме того, принимается, что образец остается закрытой системой.

Если в породу мог поступать и поглощаться ею атмосферный аргон, возникают неточности. Особенно это характерно для молодых образцов. К счастью, в некоторых случаях может быть введена поправка путем сопоставления отношения $^{40}Ar/^{36}Ar$, которое для атмосферы известно. Иногда в вулканическую породу включается более древний материал, следовательно, в ней может присутствовать некоторое количество "унаследованного" аргона. Далее может иметь место вторичное изменение, обусловленное процессами метасоматоза или выветривания. В очень молодых породах количество ^{40}Ar настолько мало, что его крайне

трудно измерить. Например, в породе, возраст которой 10 000 лет и которая содержит 2% калия, количество аргона составляет только 10^{-12} [2], поэтому требуются высокочувствительные приборы. Пределы возможностей K/Ar -метода оцениваются по-разному: одни исследователи считают, что он может использоваться только для пород, возраст которых более 250 000 лет [325], другие допускают возможность его применения к породам древнее 100 000 лет [246], но в некоторых случаях были получены значения между 6000 и 10 000 лет (Dalrymple, 1968). В общем, однако, чем старше образец, тем более вероятно получение надежного возраста.

Так же как и для других радиометрических методов датирования, желательна проверка путем независимого определения возраста. В этом случае рекомендуется проверить воспроизводимость результатов для того же самого геологического горизонта тем же, а если возможно, то и другим методом. Потенциальным источником ошибок здесь может быть то, что для данного места все образцы одинаково подвергались воздействию последующих событий. Однако частично этот эффект "наложения" может быть исследован методом спектрального анализа $^{40}Ar/^{39}Ar$ [130].

Для результатов метода характерно получение как аномально молодых, так и аномально древних датировок. Первые обусловлены потерей системой радиогенного аргона и являются более обычными. Это происходит под влиянием диффузии, химических реакций, изменения состояния, растворения или перекристаллизации. При тщательном анализе такие неточности могут быть количественно оценены и устранены. Аномально древние датировки являются следствием поступления внешнего радиоактивного аргона, например, при особом способе образования породы или минерала [130]. Избыточный аргон поступает в минералы путем диффузии или захватывается в виде включений, но, к счастью, его присутствие может быть установлено спектральным анализом.

Калий-аргоновый метод оказывается наиболее полезным для датирования событий раннего и среднего плейстоцена. Для районов кайнозойской вулканической активности этим методом удалось датировать наступание ледников в Скалистых горах [408] и Южной Америке (Mercer, 1974) в плейстоцене и плиоцене. Хорошо известно его значение для датирования археологических находок, например остатков гоминид на озере Рудольф, ассоциирующих с вулканическими породами, возраст которых 2,42 млн. лет [132] (гл. 6). Но особую важность приобретает использование метода для датирования обращений магнитного поля Земли, которые выявляются в стратиграфической колонке и служат важнейшим средством корреляции (см. ниже).

Трековый метод датирования

Следы ^{238}U встречаются в минералах вулканических пород и в вулканических стеклах. Он самопроизвольно распадается (происходит взрывное разделение его на две части) со скоростью 10^{-16} в год и вызывает значительное повреждение кристаллической решетки образовавшимися частицами. После того как следы этих нарушений решетки протравлены, например кислотой, они становятся легко видимыми под оптическим микроскопом. Количество треков (следов) определяет меру возраста образца; они представляют собой узкие, но хорошо выраженные каналы длиной от 5 до 20 мкм. Абсолютная скорость образования треков пропорциональна содержанию ^{238}U в породе [133].

Этот метод особенно полезен там, где встречаются вулканические породы, что дает возможность проверить его результаты другими методами; например, возраст туфов KBS в районе озера Рудольф определяется в 2,42 млн. лет [178], что довольно точно совпадает с K/Ar-возрастом (см. выше). Установлена большая ценность этого метода для тарирования тефрохронологической шкалы, например в Новой Зеландии, и для определения возраста горных оледенений.

Магнитостратиграфия

Магнитостратиграфия – относительно молодая ветвь стратиграфии: например, Комиссия по хронологической шкале полярности Международного геологического союза была основана только в 1972 г. При быстром расширении области исследования это было необходимо уже для того, чтобы определить соответствующие границы применения метода и попытаться избежать ошибок, которые в высшей степени свойственны хронологической шкале [369, 370]. Следует четко представлять себе отличия магнитостратиграфии от более ранних исследований магнитного поля Земли, которые выполнялись по весьма разрозненным данным, объединенным искусственно в хронологическую шкалу. Магнитостратиграфия же основана на стратиграфических разрезах.

Уже давно было установлено, что магнитное поле Земли непостоянно и подвержено обращениям. Магнитное поле для каждой местности в любое данное время определяют три параметра: 1) склонение (D), или измеренный по компасу угол между магнитным севером и географическим (истинным) севером; 2) наклонение (I) – угол, который образует с горизонтальной плоскостью свободно подвешенная стрелка и который может меняться от нуля на магнитном экваторе до 90° на магнитном полюсе; 3) интен-

сивность (F), или сила магнитного поля, которая на экваторе составляет половину соответствующей величины на полюсах. Магнитные минералы в породах показывают, что ориентировка и интенсивность магнитного поля Земли изменялись. Эти минералы приобретают остаточную намагниченность, соответствующую преобладающему магнитному полю (естественная остаточная намагниченность).

Вулканические породы, например лавы, отвердевают прежде, чем температура падает ниже точки Кюри для магнитных минералов. При этом приобретается так называемая термоостаточная намагниченность. Такие вулканические породы имеют особенно большую ценность для исследований, потому что обращения магнитного поля Земли могут быть датированы K/Ar-методом, и это прежде всего послужило основанием для построения хронологической шкалы полярности [79]. Осадочные породы могут также сохранять следы намагниченности, и ориентировка зерен, осаждающихся в воде, которая обусловлена ориентировкой магнитного поля Земли во время образования осадка, известна как детритовая остаточная намагниченность. Магнитостратиграфия может также успешно применяться для изучения глубоководных отложений [268].

Ошибки. Основные проблемы связаны с тем, насколько надежна палеомагнитная характеристика вулканических пород. После своего образования породы подвергаются воздействию меняющегося магнитного поля, в ходе которого некоторые из компонентов породы могут быть изменены. Разработаны лабораторные методы для уменьшения этого эффекта, включающие обработку образцов с помощью размагничивания, что позволяет выделить нестабильные компоненты и вторичные остаточные компоненты. В некоторых магматических породах обращенная намагниченность зависит от минерального (химического) состава; некоторые их них, как было показано, имеют независимый механизм обращения. Таким образом, обычная процедура заключается в том, что исследуется возможность наложения этих вторичных влияний на первичную полярность. Рекомендуется также получить несколько K/Ar-определений, по крайней мере для ряда образцов, географическая ориентировка которых известна, для того чтобы избежать ошибок в определении возраста пород.

В осадочных породах возможности ошибок еще больше, так как исходная палеомагнитная характеристика может быть не полностью зафиксирована в породе, благодаря динамическим нарушениям в процессе осадконакопления. Лучше всего для этих целей подходят, как представляется, такие осадки, которые отлагаются в спокойной среде, например озерные глины. Далее, последующие процессы, особенно химические, могут привести к наложению на первичный магнетизм других характеристик. Комиссия по хронологической

шкале полярности рекомендует, чтобы определенные магнитостратиграфические единицы выделялись только после того, как будет проведено многократное опробование и лабораторная обработка, позволяющая устранить нестабильные компоненты и эффект наложения. Более того, единицы должны выделяться для отложений, характеризующихся различными скоростями осадконакопления и различной литологией, образовавшихся в различных условиях и находившихся в различных условиях после отложения [371]. Для океанических донных отложений трудность возникает благодаря эффекту перемешивания, в результате которого не могут быть прослежены кратковременные обращения. Более крупные события устанавливаются, хотя границы их могут быть неопределенными.

Хронологическая шкала полярности. Табл. 5.7 показывает основные подразделения хронологической шкалы в пределах четвертичного времени. Брюнес при изучении лав на территории Франции впервые установил, что магнитное поле (диполь) Земли подвергалось обращениям. Позднее Матуяма, исследуя лавы Кореи и Японии, пришел к выводу, что обращение поля произошло в раннем плейстоцене. В пятидесятые годы измерения, выполнявшиеся с помощью все более сложных инструментов, привели в конце концов к построению первой хронологической шкалы [79], основанной на 9 отдельных пунктах измерений (историю вопроса см. в работах [370 и 83]).

Таблица 5.7

Палеомагнитная геохронологическая шкала для четвертичного периода

Палеомагнитные эпохи	Палеомагнитные эпизоды	Возраст, тыс. лет	Кратковременные эпизоды (экскурсии)
Брюнес, нормальная		13,75–12,35	Готенбург
		20–8,73	Лашамп
		30	Лейк-Мунго
		110	Блейк
		700 (0,7 млн. лет)	
Матуяма, обратная	Харамильо	890–950	
	Олдуваи	1620–1830	
		(2,41–2,84 млн лет)	
Гаусс, нормальная			

Эпизод (событие) полярности (polarity event) – хронологическая единица, характеризующаяся неизменной геомагнитной полярностью и имеющая продолжительность от 10^4 до 10^5 лет. Названия им даются по той местности, где они были впервые установлены.

Эпоха полярности (polarity epoch) – хронологическая единица большей, чем эпизод, продолжительности. Эпохи могут длиться 10^5 – 10^6 лет, названия они получили по именам первых исследователей в этой области.

Более краткие эпизоды, продолжающиеся, вероятно, 10^2 – 10^3 лет, назывались: *короткий эпизод (событие), экскурсия, отклонение или отскок* (short event, excursion, departure, flip). Сейчас рекомендуется их называть *экскурсиями полярности* (polarity excursion) и давать им собственные имена по названиям местностей. Экскурсия полярности определяется как "изменение положения истинных геомагнитных полюсов, которые могут на короткое время смещаться в средние широты и отдаляться от полюса более чем на 135° широты, а затем возвращаться к исходному положению" [371].

Это определение до некоторой степени двусмысленно, так как оно не дает ответа на вопрос, представляют ли они собой глобальные события, имеющие причиной обращение земного диполя.

Таблица 5.7. показывает, что четвертичный период включает эпоху полярности Брюнес (от 700 000 лет до настоящего времени), большую часть эпохи обратной полярности Матуяма и в зависимости от того, где проводится нижняя граница плейстоцена (гл. 10), возможно также, и часть эпохи нормальной полярности Гаусс. Основные эпизоды – это эпизоды нормальной полярности Харамильо, названный по местности в кальдере Валлес в Нью-Мексико, и Олдувай (по ущелью в Восточной Африке). Прежде в эпохе Матуяма выделялся еще эпизод Гильса, но позднее было установлено, что эпизод Олдувай в его стратотипическом местонахождении включает эпизод Гильса, и, следовательно, это одно и то же (Gromme, Hay, 1971). В табл. 5.7 показаны также некоторые экскурсии полярности, хотя еще не доказано, что они имеют глобальное распространение.

При датировании и корреляции единиц геомагнитной хронологической шкалы возникают различные проблемы. Есть мнение (Olausson, Svenonius, 1975), что существующая шкала может рассматриваться лишь как предварительная, так как не исключена возможность открытия новых эпизодов. Например, мы располагаем лишь скудной информацией для интервала между 300 000 и 400 000 лет, а данные для эпохи древнее 1,5 млн. лет крайне неоднозначны. Теоретически было показано, что ориентировка магнитного поля Земли могла изменяться во время каждой ледниковой стадии.

К вышесказанному следует добавить, что магнитостратиграфия основывается на методе "отсчета сверху" [210], и это может явиться источником значительных ошибок. Так, например, и случилось, когда был открыт в 1966 г. эпизод Харамильо; это означало, что первый эпизод нормальной полярности ниже границы Брюнес – Матуяма больше не мог называться эпизодом Гильса или Олдуваи. Остается фактом, что в колонках глубоководных отложений такие границы, включая и границу Брюнес – Матуяма, не датированы. По мнению некоторых исследователей, верхние горизонты раннеплейстоценовых осадков в разрезе на реке Сантерно в Италии следует сопоставлять с эпизодом Олдуваи, но другие помещают их в пределы эпохи Брюнес [210]. Желательно использовать все доступные данные для уточнения этих магнитных границ. Поэтому, чем дальше, тем большее значение для палеомагнитной стратиграфии приобретают другие стратиграфические данные, используемые для контроля. В районе Уонгануи, Новая Зеландия, граница эпох Брюнес – Матуяма сопоставляется с датировкой, полученной для пемзы трековым методом (Seward, 1974), в то время как несколько подобных датировок в интервале от 3,10 до 0,38 млн. лет позволяют достаточно точно проконтролировать магнитостратиграфию морских отложений в этом же районе. Особенно хорошим примером использования различных взаимоконтролирующих данных является исследование района Кинки в Японии, где морские и пресноводные осадки переслаиваются с пеплами. Разрез охватывает интервал времени от середины эпохи Брюнес до эпохи Гилберт и включает пять датировок, полученных трековым методом; по этому же разрезу имеются данные об изменениях уровня моря, климатических колебаниях и смене растительности [234].

Представляется сомнительным, чтобы в будущем удалось доказать глобальный характер проявления кратковременных колебаний, установленных при исследовании позднеплейстоценовых и голоценовых отложений. Но они могут иметь значение для корреляции как в локальных масштабах, так и в масштабах провинции. С такой целью проводились исследования ледниковых глин в Канаде и Швеции [254], озерных отложений преимущественно голоценового возраста в озерах Уиндермир и Мичиган [81] и ледниковых отложений в штате Вашингтон [108].

Диагенез аминокислот

Аминокислоты присутствуют в организме и составляют основу протеина. В течение жизни организма они находятся в связанном виде в протеине, но после смерти эти связи разрушаются и аминокислоты высвобождаются. Помимо высвобождения аминокислот в

них происходит изменение, называемое рацемизацией, которое заключается в превращении левосимметричных стереоизомеров в правосимметричные. Скорость распада и высвобождения аминокислот, так же как и скорость рацемизации, зависит от температуры, поэтому для использования этого процесса в геохронологических целях необходимо, чтобы температура не менялась во времени. При выполнении этого условия колебания в соотношении отдельных аминокислот использовались для измерений относительного возраста [161]. При условии калибровки радиоуглеродным или другими методами отношение аминокислот может служить в некоторых случаях довольно важным способом датирования (Schroeder, Bada, 1976). Отметим, однако, что ошибка в оценке температур, составляющая ±1%, может привести к ошибке в возрасте, достигающей 20%.

Примером обстановки, где температурные колебания во времени остаются, по-видимому, более или менее постоянными, могут служить глубокие пещеры. С этой целью исследовалась пещера Мулета на острове Майорка, где для костных образцов были получены отношения аминокислот. Эти данные хорошо согласуются с радиоуглеродными и торий-урановыми датировками [353]. Ряд исследований позволяет предполагать возможность получения этим методом возраста приблизительно до 200 000 лет. Эндрюсу и Миллеру (Andrews, Miller, 1976) удалось использовать отношение аминокислот для стратиграфической корреляции, применяя раковины двустворчатых моллюсков из плейстоценовых отложений вдоль побережья Клайд-Клифс, Баффинова Земля.

Однако основное ограничение на этот метод накладывает требование постоянства температурных условий, но вполне вероятно, что исследования в будущем позволят ввести поправки на температуру, особенно если для рассматриваемого района можно будет получить надежные данные о климате. В противном случае метод следует использовать только для местных корреляций, иногда в сочетании с радиометрическими данными, хотя Эндрюс и Миллер (Andrews, Miller, 1976) считают, что его можно применять для корреляций в пределах всего восточного побережья Баффиновой Земли на протяжении 1200 км.

Ледниковые ленточные глины

Де Геер начал свою основополагающую работу по изучению ленточных глин в Швеции в 1878 г. Ленточные глины образуются там, где талые ледниковые воды вливаются в водоемы со спокойной водой, обычно в приледниковые озера. Летом талые воды несут взвешенный песчано-глинистый материал, и в ходе осадконакопления происходит сначала осаждение более крупных частиц, а

позднее более мелких. В результате получается закономерное и отчетливо различимое чередование годовых отложений, так как переход от грубозернистого материала к тонкозернистому заметен по смене цвета (от светлого к темному). Мощности слоев меняются от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров и в основном обусловлены климатическими колебаниями, т.е. при более жарком лете происходит более обильное таяние, и поэтому отлагаются более мощные слои. Сопоставляя верхние слои из одного разреза с нижними из другого, можно построить единую хронологическую последовательность. Де Геер разработал хронологию отступания последнего ледникового покрова в Швеции от сконских морен на юге до озера Рагунда на севере. За исходную точку он принял момент разделения ледникового покрова на две части вблизи озера Рагунда, который датируется 6923 г. до н.э. Однако в настоящее время за исходную (нулевую) дату принимается момент спуска Балтийского ледникового озера после отступания подпрудившего его ледника; уровень озера после этого понизился, и последующие ленточные слои стали толще и темнее. Время этого события оценивается по-разному; Мёрнер [252] определил его как 10 163 года назад по ленточным глинам и от 10 000 до 9950 лет назад по радиоуглеродному методу. В понимании де Геера оно соответствует стадии окончательного отступания ледника от морен, датируемых поздним дриасом (гл. 2)- финигляциальной стадии, которой предшествовала готигляцильная стадия (отступания ледника от сконских морен) и еще более ранняя данигляциальная, когда ледник отступал с полуострова Ютландия. Отступление продолжалось 3600 лет [147] и было привязано к календарному возрасту путем прослеживания связи ледниковых и эстуарных ленточных глин; самые поздние из эстуарных глин датируются 900 г. н.э. (1050 лет назад), что в свою очередь позволяет датировать начало отступания 10 500 г. до н.э. (11 450 лет назад), а конец его – 6900 г. до н.э. (8850 лет назад). Позднее для самых молодых речных ленточных глин была получена датировка 770 г. н.э. (1250 лет назад).

Хронологическая шкала де Геера сопоставлялась с календарной шкалой несколькими исследователями [188], но в обзоре возможных ошибок Фромм (Fromm, 1970) указал, что на уровне 12 000 лет точность ее составляет от +200 до $^{+475}_{-300}$ лет, а для более молодых отложений она еще ниже. Эта хронологическая шкала коррелировалась также со спорово-пыльцевыми зонами и радиоуглеродными датировками, выверенными по дендрохронологии [345] (по остистой сосне), но Лундквист [224] показал, что делать такие сопоставления для Центральной Швеции преждевременно, и пришел к выводу, что логическая шкала де Геера даже менее надежна, чем это считалось в последние годы. Требуется больше

полевых наблюдений для ключевых районов, особенно для балтийского побережья Швеции между Евле и Сундсваллем. Данные по территории южнее Евле еще не привязывались к хронологической шкале, так что максимальная ошибка может быть более 675 лет.

Менее успешным было применение хронологии по ленточным глинам в Северной Америке, где оно осложняется перерывами в осадконакоплении и различиями в скоростях продвижения и отступания отдельных ледниковых лопастей [7]. Более того, отмечается несоответствие между хронологией, установленной по ленточным глинам, и радиоуглеродными датировками [137]. В своем интересном исследовании ленточных глин озера Клаудс, Миннесота, Стувер [337] получил радиоуглеродные датировки для колонки из 9950 слоев. Результаты, однако, показали, что для уровня 9950 лет назад радиоуглеродный возраст превышал возраст, полученный по слоям, почти на 10%. С данными по Скандинавии они также плохо согласуются [345].

Неледниковые осадки с годичным ритмом осадконакопления

Наряду с давно установленными осадками, образовавшимися в неледниковой обстановке доплейстоценового времени, но имеющими годичные ритмы [405], известны также осадки с годовым ритмом в межледниковых и голоценовых озерах Европы. Они имеют определенное значение, потому что при отсутствии радиометрического датирования позволяют оценить продолжительность межледниковий. Тернер [355] в обзоре данных по Европе пришел к выводу, что их образованию особенно способствуют следующие 5 условий: 1) наличие глубоких озер небольшого размера с крутыми бортами; 2) хорошая защищенность озер от ветра, который мог бы вызвать волнение и нарушить последовательность наслоения; 3) наличие небольших притоков у озер; 4) резкие контрасты между зимой и летом, как это наблюдается в наиболее континентальных условиях; 5) высокая органическая продуктивность поверхностных вод.

Рассмотренная в деталях, каждая пара слоев состоит из более темного прослоя, особенно обогащенного органическим материалом, и более бледного, состоящего иногда из карбоната кальция. Их мощность колеблется от 1 до 2 мм, а может быть и меньше. Седиментологические исследования подтвердили, что это сезонные отложения, причем в одном случае в разрезе голоценовых отложений Шлейнзее более темный слой содержал пыльцу растений, цветущих осенью и ранней весной, а более светлый – пыльцу летнецветущих растений (Muller, 1971). Таким образом, очевидно, что более темные слои представляют зимнюю половину года, а более светлые, обогащенные карбонатами – летнюю.

Таблица 5.8

Пыльцевые зоны и их продолжительность по данным подсчета ленточных слоев для разреза межледниковья руме (эемского) в Бильсхаузене (Müller, 1965)

Зона *Picea – Betula – Pinus*	Около 2200 лет
Зона *Picea*	Около 1000 лет
Зона *Quercus – Abies – Carpinus*	Около 9300 лет (из-за нарушений залегания может быть 6000 – 14000 лет)
Зона *Abies – Carpinus – Quercetum mixtum*	Около 1200 лет
Зона *Quercetum mixtum*	Около 1800 лет
Возрастание доли *Betula – Pinus*	Около 400 лет
Зона *Picea – Abies – Quercetum mixtum*	Около 4000 лет
Зона *Ulmus – Picea – Pinus*, поздняя	Около 6000 лет
Зона *Ulmus – Picea – Pinus*, ранняя	Около 4500 лет

Отложения с годовыми ритмами известны также в нескольких разрезах межледниковых отложений Европы. В разрезе Бильсхаузен Мюллеру удалось проследить связь некоторых прослоев с пыльцевыми зонами межледниковья руме (табл. 5.8). Приняв также во внимание, что некоторые слои могли отсутствовать из-за неполноты разреза или были слишком тонкими и их нельзя было сосчитать, он предположил, что продолжительность этого межледниковья составляла 28 000 – 36 000 лет. Для гольштейнского межледниковья слоистые осадки исследовались в ФРГ Мюллером (разрезы Гетендорф и Монстер-Брелох) и в Англии в районе Маркс-Ти [354] (Shackleton, Turner, 1967). В последнем случае точно сосчитать прослои по всему разрезу оказалось невозможным и пришлось сделать приближенные оценки. Однако можно предполагать, что хокснийское межледниковье, представленное здесь, продолжалось от 30 000 до 50 000 лет. Впоследствии эта оценка была снижена до 20 000 лет, самое большее – 25 000 лет [355]. Наконец, диатомиты эемского межледниковья в Биспингене исследовались Мюллером, оценившим продолжительность этого межледниковья приблизительно в 10 000±1000 лет.

Дендрохронология

Принципы составления хронологической шкалы по древесным кольцам хорошо известны [145]. Кольца годичного прироста состоят из клеток древесины, причем весной образуются более крупные клетки, а летом и осенью – более мелкие. Влажное лето

способствует образованию более толстых колец, но в критических условиях (например, засухи) кольцо может полностью отсутствовать. Поэтому необходимо сопоставление современных критических условий и соответствующих им характеристик древесных колец с данными об условиях в прошлом. Совершенно ясно, что местные условия предопределяют строение древесных колец, так что выполняющиеся по ним корреляции возможны лишь в масштабах провинций. Сопоставляя древесные кольца более молодых и более древних деревьев для запада Америки, удалось получить хронологическую шкалу, которая охватывает почти весь голоцен. Хотя калибровка с помощью радиоуглеродного метода показала некоторые отклонения (см. выше), тем не менее в пределах исторического периода этот метод остается очень полезным.

Современные исследования позволили разработать способы получения по характеристикам годичных колец точных климатических параметров, таких, как количество осадков, колебания температур, а также данных по климатологии воздушных масс (в том числе о периодичности штормов [24]).

Глава 6

ЛЕТОПИСЬ ИСКОПАЕМЫХ ОСТАТКОВ

В предыдущих главах (гл. 1, 2, 4) мы уже упоминали или более подробно говорили о некоторых ограничениях, которые налагаются на использование палеонтологических данных при подразделении четвертичного периода. В основном эти ограничения являются следствием краткости периода, обусловившей отсутствие сколько-нибудь заметной эволюции в большинстве ископаемых групп; исключение составляют высшие позвоночные и в особенности человек. Кроме того, при повторяющихся чередованиях похолоданий и потеплений на одной и той же территории обнаруживалась тенденция к повторяющемуся чередованию в основном очень сходных друг с другом комплексов видов, особенно во время межледниковий. Эти фаунистические и флористические сообщества, в которых иногда происходило вымирание или, наоборот, появление каких-либо таксонов, мигрировали, причем скорости этих миграций зависели от условий внешней среды.

Располагая новыми данными о климатических изменениях, которые могут быть получены при изучении глубоководных осадков (гл. 3), необходимо пересмотреть многие из традиционных биогеографических догм, относящихся к четвертичному периоду. Например, биогеографы традиционно стремятся рассматривать оледенения и межледниковья как промежутки времени приблизительно одинаковой продолжительности. Сейчас мы знаем, что межледниковья, по крайней мере в средних широтах, составляли всего около 10% времени. Отсюда следует, что нормальной для четвертичного периода должна считаться ледниковая растительность, конечно, с некоторыми вариациями. Требует пересмотра и традиционное представление о существовании стабильных зон растительности, смещавшихся то к югу, то к северу в соответствии с климатическими изменениями. Согласно этой модели, Средиземноморье, например, представляло собой во время ледниковых эпох область лесных ландшафтов с лиственными деревьями. Однако данные спорово-пыльцевого анализа убедительно опровергают это и, напротив, указывают на широкое распространение аридных условий. Дальнейшая трудность возникает в связи с часто отмечающейся ограниченностью метода актуализма, так как ископаемые сообщества доказывают существование в прошлом условий среды, не имеющих аналогов в современности. Основные биогеографические закономерности современности никоим образом не являются чем-то извечно существующим.

Возникающие трудности тем больше, чем более отдаленная эпоха исследуется. В то время как использование биологических данных для целей корреляции и датирования оказалось не столь эффективным, как это когда-то считалось, поистине могущественные средства для палеоэкологических реконструкций дала мощная волна современных исследований.

Флора

Ископаемая флора позволяет реконструировать условия среды (табл. 6.1), на основании которых могут быть сделаны выводы о климате. Обоснованность выводов и реконструкций во многом зависит от того, насколько известны современные экосистемы, тафономия ископаемых сообществ и их таксономия. Макроостатки растений обычно состоят из обломков древесины, семян, листьев, плодов и если они получены из автохтонных отложений, то характеризуют местную обстановку. Но в аллохтонных отложениях встречаются смешанные сообщества, и их интерпретация будет различна в зависимости от условий переноса. Микроостатки, с другой стороны, свидетельствуют как о локальной, так и о региональной растительности, так как они транспортируются по воздуху и могут быть перенесены на большие расстояния.

Спорово-пыльцевой анализ

Метод и представление результатов. Определение пыльцы на основе ее морфологии, выделение пыльцевых зерен из различных осадков, сохранность ископаемой пыльцы и другие вопросы рассматриваются в различных работах [121, 381]. В настоящее время пыльцевые зерна накапливаются главным образом в условиях влажных торфяников или озер. Но пыльцевые зерна были получены также из разнообразных отложений, в том числе из пещерных образований, почв и даже глубоководных осадков [171]. Данные пыльцевых аналитических исследований представляются в табличной форме или чаще в виде спорово-пыльцевой диаграммы (рис. 6.1). Существует три типа таких диаграмм. Во-первых, можно показывать для каждого горизонта отложений процентное содержание каждого таксона, имеющегося в образце, по отношению ко всей пыльце или только к пыльце древесной растительности. Таким образом получается график изменения содержания таксона во времени (рис. 6.1). Во-вторых, можно строить обобщенную диаграмму, которая суммирует историю или представляет изменения растительности за данный период (рис. 6.2). В-третьих, может быть построена абсолютная пыльцевая диаграмма при условии, что существуют соответствующие датировки, позволяющие тарировать хронологичес-

Таблица 6.1

Сопоставление некоторых климатических показателей для гольштейнского межледниковья с современностью [143]

	Средние температуры, °С			Годовое количество осадков, мм
	января	июля	годовые	
Британские острова				
Vitis sylvestris	=	+2	+1	=
Azolla filiculoides	=	+2	=	?
Дания				
Vitis sylvesris	+1 до +2	+3	+2 до +3	=
Buxus sempervirens	+1 до +2	+1	+1 до +2	=
Trapa natans	?	+2	?	?
Северо-запад ФРГ и Нидерланды				
Vitis sylvestris	=	+2	+1	=
Staphylea pinnata	=	+2	=	=
Польша				
Vitis sylvestris	+2	=	+1 до +2	=
Azolla filiculoides	+3	=	+1	?
Fagus silvatica	+3	=	=	=
Tilia platyphyllos	+1 до +2	=	+1	+50
Ilex aquifolium	+3 до +4	=	=	=
Южная Литва				
Tilia platyphyllos	+5 до +6	+3	+4	=
T. tomentosa	+6	+5	+7	=
Carya sp.	=	+3	+1	+150
Центр Европейской части СССР				
Azolla filiculoides	+8	=	+5	?
Ilex aquifolium	+9 до +10	=	+3	=
Tilia platyphyllos	+6 до +9	+2	+4 до +6	+100
Fagus silvatica	+10	=	+5 до +6	=
Trapa natans	?	=	?	?
Taxux baccata	+3 до +4	=	+3	=
Среднее течение Волги				
Azolla filiculoides	+11	=	+3 до +4	=
Ilex aquifolium	+14	=	+6 ?	+300
Нижнее течение Иртыша				
Azolla filiculoides	+24	+1	+12	?
Томск				
Azolla filiculoides	+20 до +22	+1	+11	?

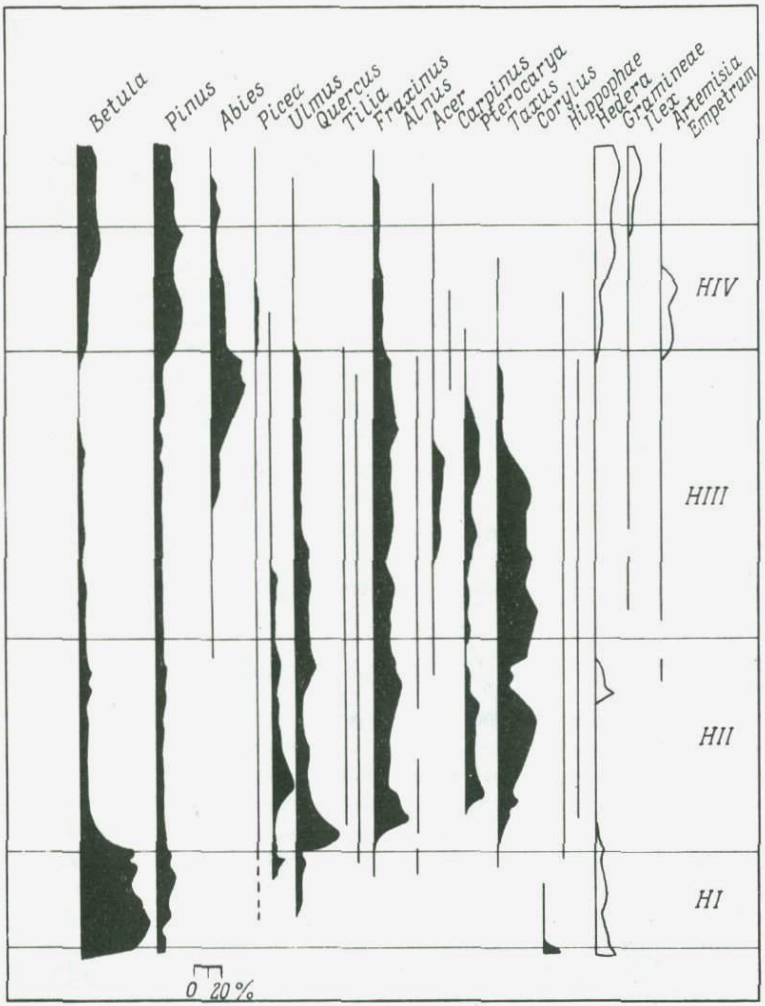


Рис. 6.1. Пыльцевая диаграмма отложений хокснийского межледниковья, разрез Маркс-Ти, Эссекс, Великобритания [354].

кую шкалу для этой диаграммы. Этот тип диаграмм показывает количество пыльцевых зерен данного таксона, которое отлагается на данной площади поверхности в год [91, 93] (Pennington, Bonny, 1971). Этот метод имеет определенные преимущества перед диаграммой, показывающей частоту встречаемости каждого таксона в процентах, так как последняя, что совершенно ясно, может не выявить существенных изменений растительности во времени. Абсо-

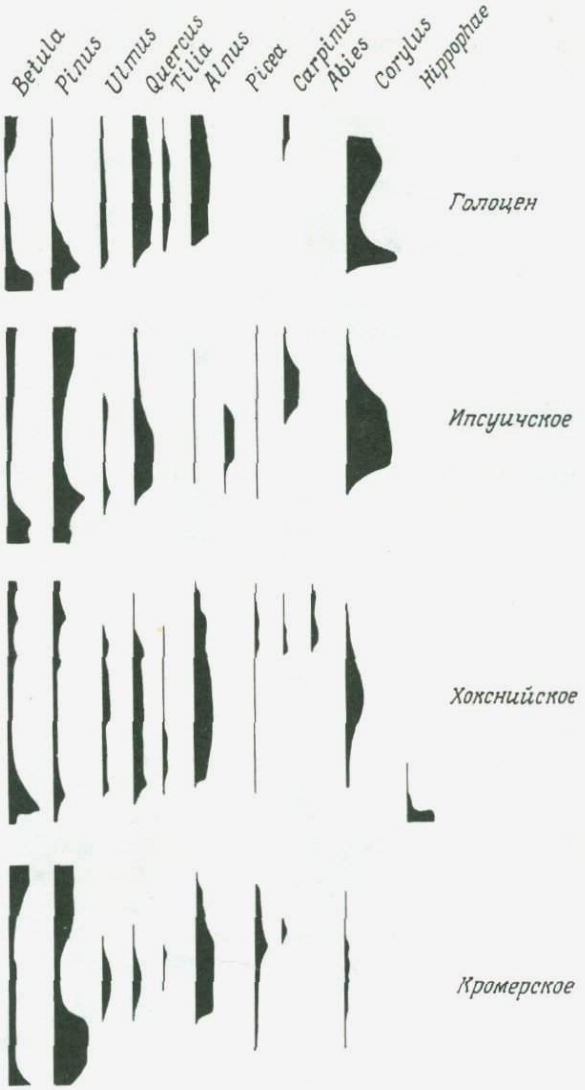


Рис. 6.2. Обобщенные пыльцевые диаграммы отложений четырех межледниковий Британских островов.

Межледниковья отличаются одно от другого по различиям в соотношении отдельных таксонов [151].

лотная же диаграмма отражает изменения поступления пыльцы, и поэтому каждый таксон в ней показывается независимо от относительной частоты других таксонов. Рис. 6.3 иллюстрирует различия между процентными и абсолютными пыльцевыми диаграммами, построенными по одним и тем же данным из разреза Роджерс-Лейк, Коннектикут, Новая Англия [91]. Данные охватывают интервал около 14 000 лет, от деградации последнего ледникового покрова до настоящего времени. Различие между двумя диаграммами особенно характерно для первых 6000 лет, когда происходили резкие изменения в продуктивности пыльцы. Таким образом, абсолютная диаграмма не только более информативна, но она также в большей степени предохраняет от ошибочных выводов.

Источники ошибок. Ошибки, как правило, являются следствием недостаточного знания современных обстановок и способов переноса пыльцы. Связь между современной растительностью и осаждением пыльцы с исчерпывающей полнотой была исследована для восточной части Северной Америки, где естественный растительный покров менее нарушен, чем в Европе [94]. Отмечаются некоторые аномалии. Например, нет современных аналогов для позднеледниковой зоны пыльцы ели на Среднем Западе, отсутствуют также современные аналоги многих других ископаемых сообществ.

В настоящее время имеются некоторые данные о различиях в продуктивности пыльцы для различных таксонов. Так, Иверсен выделяет таксоны высокопродуктивные (*Pinus, Betula, Alnus, Corylus*), среднепродуктивные (*Picea, Quercus, Fagus, Tilia*) и низкопродуктивные (*Ilex, Viscum, Lonicera*). Общее количество продуцируемой пыльцы зависит также от числа особей, частоты цветения и свойств пыльцевых зерен. Каждый вид отложений, содержащих пыльцу, накапливается обычно в строго определенных условиях, которые должны учитываться. Водный перенос пыльцы зависит от местных гидрологических условий. Перенос морскими течениями способствует повышению содержания пыльцы сосны, потому что ее крылатые зерна легко плавают. При переносе по воздуху в составе пыльцы присутствуют локальные компоненты (дальность переноса менее 50 км), региональные (50 – 100 км) и компоненты, переносящиеся на большие расстояния (более 100 км) [381]. В Арктике преобладают компоненты, подвергавшиеся дальнему переносу, в тундре – преимущественно локальные и региональные, хотя содержание далеко переносящейся пыльцы там также высоко; в лесных районах встречаются главным образом региональные компоненты. Некоторая дифференциация происходит также и при накоплении пыльцы, благодаря различию свойств зерен, переотложению и участию в переносе пыльцы животных (Davis et al., 1971).

Межледниковья. Выше уже давалось определение межледниковий с палеоботанической точки зрения (гл. 4). В Северной Америке

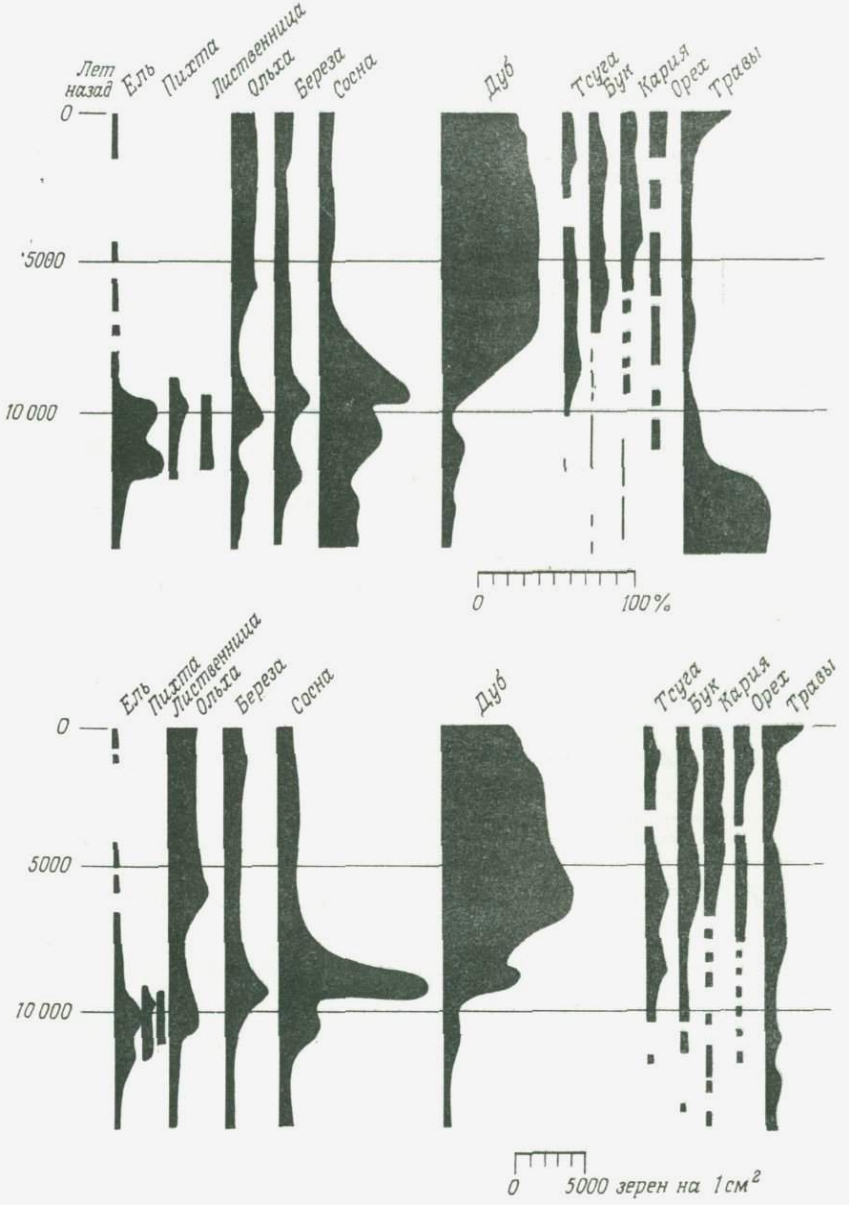


Рис. 6.3. Пыльцевые диаграммы разреза Роджерс-Лейк, Коннектикут, США [91].

Вверху — содержание пыльцы в %, внизу — в абсолютных значениях.

межледниковая флора относительно мало известна, однако в исследованиях четвертичного периода Северной Европы изучение ее занимало центральное место. Основываясь на сильно выраженном сходстве эволюции растительности (несмотря на некоторые локальные различия), Иверсен [183] пришел к выводу, что оно отражает столь же сильное сходство в эволюции климатов на большей части Северной Европы. Эти тенденции развития рассматривались также Андерсеном [5]. Представления обоих исследователей показаны в графической форме на рис. 6.4, где можно видеть последовательные изменения растительности в течение межледниковой эпохи, контролирующиеся главным образом климатом; на поздних стадиях, однако, существенную роль играет прогрессирующее выщелачивание почв, приводящее к оподзоливанию и способствующее увеличению доли хвойных среди древесной растительности за счет лиственных.

Схема отражает установленные смены растительности во время межледниковий в Европе (см. табл. 2.4). Однако каждое межледниковье по-разному подразделяется на зоны различными исследователями, затрудняя таким образом сопоставление. Попытка унифицировать метод и облегчить тем самым сравнение была сделана Тернером и Уэстом [357], которые предложили использовать стандартную схему, основанную на представлениях Иверсена и Андерсена (рис. 6.4). Они выделяют четыре биостратиграфические зоны:

Зона IV – постоптимальная – возвращение к бореальным таксонам в древесной растительности (*Betula, Pinus*). Лес редеет, и развиваются открытые сообщества. Вересковые пустоши сохраняются и позднее, во время последующей ледниковой эпохи.

Зона III – позднеоптимальная (олигократическая) – возрастание

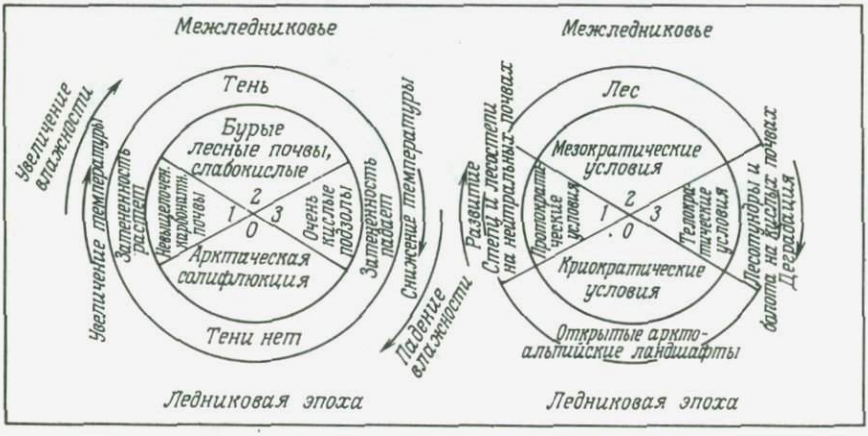


Рис. 6.4. Межледниковый цикл [183, 5].

доли поздних иммигрантов (*Carpinus, Abies, Picea*) при соответствующем уменьшении смешанных дубовых лесов, что частично объясняется ухудшением почвенных условий.

Зона II – раннеоптимальная (мезократическая) – развитие смешанных дубовых лесов с участием *Quercus, Ulmus, Fraxinus* и *Corylus* на богатых почвах.

Зона I – дооптимальная – развитие лесной растительности, завершающей позднеледниковую фазу. Характерны таксоны – *Betula* и *Pinus*, развивающиеся совместно со светолюбивыми травами и кустарниками.

Эта схема дает готовое деление для межледниковых пыльцевых диаграмм (рис. 6.1), а также представляет удобный метод для изучения поведения определенных таксонов по отношению к зональным границам в различные межледниковья (рис. 6.5) и способ корреляции. Однако в ней имеются определенные недостатки. Прежде всего можно отметить, что этим подразделениям не следует давать климатические названия, так как в действительности это всего лишь биозоны, выделенные по комплексам пыльцы. Дальнейшие трудности возникают в связи с тем, что эти подразделения основываются на флористических фациях и, следовательно, не являются

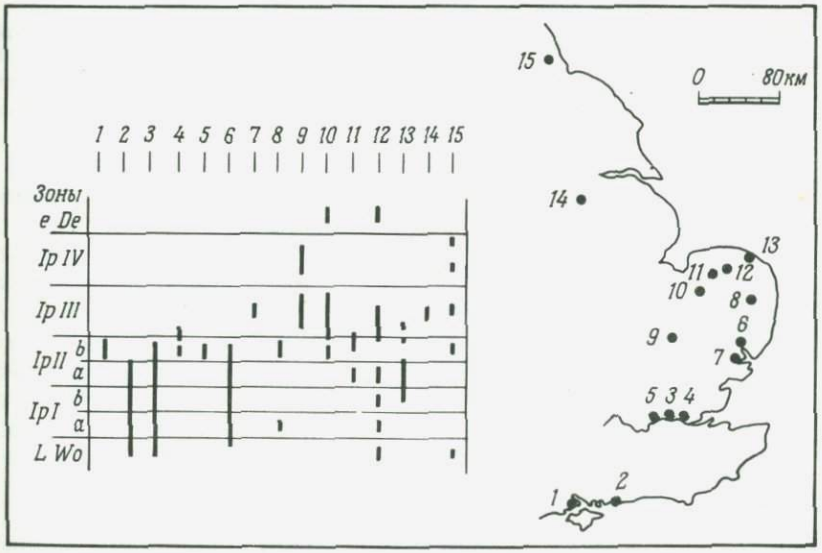


Рис. 6.5. Биозоны ипсуичского межледниковья.

1 – Стоун; 2 – Селси; 3 – Илфорд; 4 – Эйвли; 5 – Трафальгар-Сквер, 6 – Боббитсхоул, Ипсуич (стратотип); 7 – Статтон; 8 – Уортуэлл; 9 – Кембридж; 10 – Реттон; 11 – Битли; 12 – Суонтон-Морли; 13 – Мандсли; 14 – Аустерфилд; 15 – Хаттон-Хенри [280].

изохронными и не могут быть использованы для корреляции отдаленных регионов. Не следует также пренебрегать опасностью возведения этой схемы в ранг абсолютного стандарта, как это произошло с классическими моделями плейстоцена. Например, схема основывается на концепции однонаправленных климатических изменений, в то время как данные по северной Атлантике позволяют предполагать, что по крайней мере в последнее межледниковье климат испытывал неоднократные колебания. Не исключено, что разрозненные данные будут подгоняться к подразделениям этой шкалы, представляющимся такими надежными, и начнет действовать так называемый "синдром подкрепления"[369]. Например, для ипсуичского межледниковья Англии (рис. 6.6) неизвестно ни одного разреза, где бы все четыре зоны были представлены в непрерывной последовательности. Разрозненные местные данные могут быть подогнаны к этой схеме, однако в действительности они принадлежат различным межледниковьям. Такое предположение высказывалось относительно юго-востока Англии, и весьма возможно, что так называемое ипсуичское межледниковье в действительности представляет собой три различные межледниковые эпохи (см. ниже).

Установить действительные хронозоны, основанные непосредственно на выделенных по биологическим сообществам биозонах для какого-либо межледниковья, можно только в пределах, доступных радиометрическому датированию. Однако только некоторое количест-

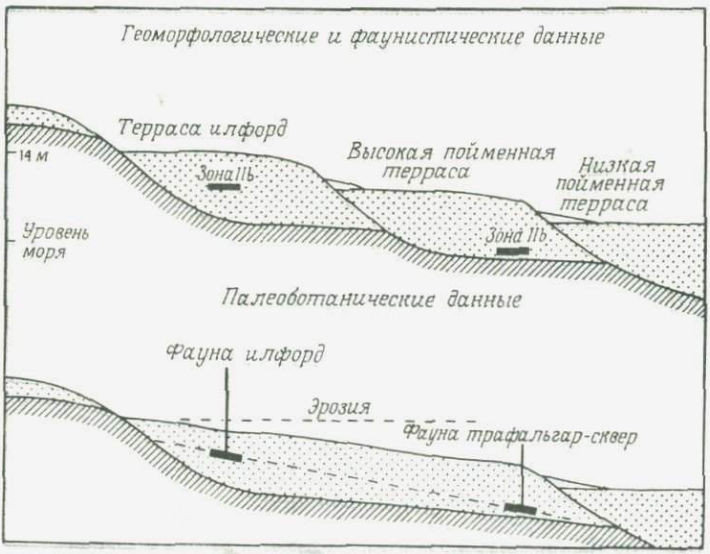


Рис. 6.6. Интерпретация террас Темзы (Sutcliffe, Bowen, 1973).

Таблица 6.2

Хронозоны фландрского времени [235]

Хронозоны	Подразделения	Радиоуглеродный возраст, лет назад
	Поздняя	1 000
Субатлантическая	Средняя	2 000
	Ранняя	2 500
	Поздняя	3 000
Суббореальная	Средняя	4 000
	Ранняя	5 000
	Поздняя	6 000
Атлантическая	Средняя	7 000
	Ранняя	8 000
Бореальная	Поздняя	8 500
	Ранняя	9 000
	Поздняя	9 500
Предбореальная	Ранняя	10 000

во хронозон, установленных по данным радиоуглеродного метода, было предложено для Северной Европы [235]. Они основывались на классической схеме Блитта–Сернандера, подразделениям которой, к сожалению, разными исследователями придавалось различное значение. Это новое предложение допускает, однако, сопоставление со стандартными подразделениями (табл. 6.2). Например, Пеннингтон [277] сравнил две пыльцевые диаграммы, составленные по процентному и абсолютному содержанию пыльцы, из разреза Бленхем-Бог, северо-западная Англия, и Кам-Лох, северо-западная Шотландия, со схемами Мангеруда [235]. Это сопоставление показало, что границы хронозон совпадают с границами биозон, выделенных по спорово-пыльцевым сообществам, но что различия в растительности между западом Британских островов и Скандинавией несомненны. Таким образом, корреляция не может выполняться путем непосредственного сравнения истории растительности, она возможна только путем сопоставления хронозон.

Давая обзор данных по межледниковьям, установленным на территории Европы на основании спорово-пыльцевых исследований, Тернер выделяет шесть межледниковий, более поздних, чем менапское похолодание, известное в Нидерландах [355]. Три из них доэльстерские (гл. 2), так называемый "кромерский комплекс", однако корреляция их, например между Британскими островами и материковой Европой, невозможна. В промежутке между гольштейн-

ским и эемским межледниковьями, но до главного наступания ледников заале, отмечается демницкое межледниковье, установленное на севере ГДР и ФРГ. Существенно, что граница Брюнес – Матуяма проводится между первым межледниковьем и частью второго межледниковья "кромерского комплекса" [404]. Кукла [207], однако, выделяет восемь межледниковий в пределах эпохи Брюнес – три "кромерских", гольштейнское, демницкое и еще три, которые в прошлом неправильно именовались эемским (см. также гл. 9).

Межстадиалы. Межстадиалы – это эпизоды потепления климата во время ледниковых эпох или похолоданий. В некоторых случаях для них имеется точное палеоботаническое определение (гл. 4). Для межстадиалов, предшествующих последнему межледниковью, обычна некоторая неопределенность в выделении, так как они не могут быть точно датированы, но для межстадиалов последнего оледенения совместное применение стратиграфических и радиоуглеродного методов допускает довольно надежное датирование (рис. 2.10), хотя датировки древнее 50 тыс. лет вызывают определенные сомнения и их следует рассматривать лишь как минимальные.

По данным исследований межстадиалов порт-толбот и плам-пойнт (гл. 2), выделенных в разрезах озерных отложений в бассейнах Эри и Онтарио, было показано, что порт-толбот I был теплым и сухим, со среднеиюльскими температурами 15–21°С и присутствием в растительном покрове сосны и дуба. Однако порт-толбот II и плам-пойнт были более прохладными и влажными, с лесотундровой растительностью и средними температурами июля 10–15°С [16]. Уоттс (Watts, 1973), кроме того, описывает межстадийные отложения фармдейлского возраста (гл. 2) на северо-западе Джорджии, которые при отсутствии радиоуглеродных датировок могли интерпретироваться как сангамонские.

Межстадиалы северо-западной Европы могут рассматриваться как классические. Уже в начале последней ледниковой эпохи (рис. 2.10) они выделяются по возрастанию температуры и появлению бореальных элементов во флоре (межстадиалы амерсфорт и оддерade), но еще в большей степени потепление климата выражено в межстадиале брёруп, самом теплом для позднего плейстоцена. Этот межстадиал может сопоставляться с межстадиалом челфорд Британских островов (см. ниже), так как в соответствующих им отложениях содержится пыльца *Picea omorikoides*, отсутствующая в эемских отложениях [159]. Разделяющие их стадиалы характеризовались появлением тундры или лесотундры с широким распространением травянистой растительности. На смену очень холодной полярной пустыне раннего пленигляциала, характеризовавшейся почти полным отсутствием растительности, пришли межстадиальные условия среднего пленигляциала, более влажные и менее холодные, чем существовавшие в более ранние межстадиалы. Преобладали тундро-

видные ландшафты; среди растительных остатков обнаружены листья *Salix polaris*, *S. herbacea* и *Saxifraga oppostifolia*. Наиболее поздние датировки, однако, или близки тем, которые обычно считаются пределом датирования радиоуглеродным методом, или превышают эту величину (в тыс. лет): для межстадиала денекамп – около 30, хенгело – 36–40,5, моерсхофд – 43 – 50, оддераде – 58, брёруп – 58,75 – 63, амерсфорт – 63–68. Последние три датировки могут рассматриваться только как минимальные, так же как датировки, полученные для канадских межстадиалов и превышающие 50 000 лет.

Фауна млекопитающих

Данные по фаунистическим остаткам показывают, что климаты раннего плейстоцена оказали сравнительно малое влияние на фауну низких широт; для Африки отмечается большая стабильность фауны [74]. Но в более высоких широтах происходит постепенное исчезновение архаических лесных видов и появляются виды, более приспособленные к холодным условиям (табл. 6.3). Плио-плейстоценовые фауны Северной Америки, относящиеся к переходному типу (бланкский век млекопитающих), как и соответствующие (виллафранкские) фауны Европы, обычно характеризуются наличием холодолюбивых форм. В Европе, например, появляются бык (*Leptobos*), лошадь (*Equus*), слон [211], но в то же время сохраняются архаические формы, такие, как тапир и архидискодон.

В течение среднего и позднего плейстоцена в более высоких широтах произошло значительное приближение к современным формам, а также приспособление животного мира к быстро изменяющимся климатам. Однако в низких широтах имели место лишь небольшие и постепенные сдвиги в сторону современных форм. В Европе от 20 до 30% среднеплейстоценовых млекопитающих принадлежат к ныне живущим видам [211]. В Северной Америке наиболее полные разрезы получены в центральной части Великих равнин [173]. Граница бланкского и ирвингтонского фаунистических комплексов в этих разрезах знаменуется вымиранием нескольких бланкских форм, например трехпалой лошади (*Nannipus*) и гиеновидной собаки (*Borophagus*), а также появлением новых форм, в том числе мамонта и зайца (*Lepus*). В ледниковые эпохи северные формы распространялись на юг до Техаса, а межледниковые условия характеризуются фаунистическими комплексами, включающими саламандр и черепах. Во время оледенений, когда уровень моря снижался и образовывался Берингов мост суши, в Америку проникали азиатские виды. Например, начало ранчолабрейского века (иллинойс) отмечено появлением бизона.

Проблемы палеоэкологической интерпретации ископаемых фаунис-

Таблица 6.3

Изменения фауны Центральной Европы [143]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Equus stenonis	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Archidiskodon planifrons	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cervus falconeri	+	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Anacus avernesis	+	+	–	–	+?	–	–	–	–	–
Dicerorhinus etruscus	+?	+	+?	–	+	–	–	–	–	–
Equus robustus	+	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Leptobos elatus	+?	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Ursus etruscus	+?	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Crocuta perrieri	+?	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Sus strocci	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Cervus dicranius	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
C. rhenanus	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Eucladoceros tegulensis	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Pannonictis pliocaenica	–	+	–	–	–	–	–	–	–	–
Dicerorhinus kirchbergensis	–	+	+?	–	+	–	+	–	+	–
Trogontherium biosvilletti	–	+	+?	–	+	–	–	–	–	–
Macaca sp.	–	+	+?	–	+	–	+	–	–	–
Hippopotamus cf. *amphibius*	–	+	–	–	+	–	+	–	+	–
Archidiskodon meridionalis	–	+	+?	–	+	–	–	–	–	–
Equus caballus	–	–	+?	–	–	+	+	–	–	+
E. süssenbornensis	–	–	–	–	+	+	–	–	–	–
Cervus elaphus	–	–	–	–	+	+?	+	+	+	+
Palaeoloxodon antiquus	–	–	–	–	+	–	+	–	+	–
Mammontheus trogontherii	–	–	–	–	+?	+	+	+	+?	+?
Sus scrofa	–	–	–	–	+?	–	+	–	+	+
Bos primigenius	–	–	–	–	–	–	+	+	–	+
Ursus spelaeus	–	–	–	–	–	–	–	+	+	+
Alces alces	–	–	–	–	–	–	–	–	+	+
Cervus (Megaceros) giganteus	–	–	–	–	–	–	+	+?	+	+
Rangifer tarandus	–	–	–	–	–	+	–	+	–	+
Lemmus sp.	–	–	–	+	–	+?	–	+	–	+
Coelodonta antiquitatis	–	–	–	–	–	+	–	+	–	+
Mammontheus primigenius	–	–	–	–	–	–	–	+	(+)	+
Bison priscus	–	–	–	–	–	–	–	+	+	+
Saiga tatarica	–	–	–	–	–	–	–	+	–	+
Dicrostonyx sp.	–	–	–	+	–	+?	–	+	–	+
Alopex lagopus	–	–	–	–	–	–	–	+?	–	+
Lepus timidus	–	–	–	–	–	–	–	+?	–	+
Microtus gregalis	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+

Продолжение табл. 6.3

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
M. nivalis	–	–	–	–	–	–	–	–	–	+
Equus hydruntinus	–	–	–	–	–	–	–	+	–	+

Эпохи: 1 – претегеленская (холодная); 2 – тегеленская (теплая); 3 – эбуронская (холодная) и ваальская (теплая); 4 – менапская (холодная); 5 – кромерская (теплая); 6 – эльстерская (холодная); 7 – гольштейнская (теплая); 8 – заальская (холодная); 9 – эемская (теплая); 10 – вислинская (холодная).

тических комплексов рассматриваются рядом авторов [173, 223, 211]. Несомненно, происходили значительные изменения в выносливости видов и функциональная адаптация. Хотя Цёйнер [406] установил основные типичные формы для подразделений плейстоцена Европы, иногда наблюдаются смешанные сообщества. На большинстве континентов встречаются виды, ареалы которых в настоящее время разобщены (аллопатрические виды). Такие сообщества не имеют современных аналогов, что затрудняет применение принципов актуализма.

Существует возможность для датирования и корреляции в широких пределах. К сожалению, нам известны эволюционные линии лишь для нескольких групп. Среди них выделяются европейские медведи и мамонты [211]; заметны эволюционные изменения также в фауне грызунов (Sutcliffe, Kowalski, 1976). Однако попытки более детальной корреляции и датирования основываются главным образом на фаунистических комплексах, характеризующих очень ограниченные площади. Так, для Британских островов комплексы млекопитающих привязываются к спорово-пыльцевым зонам межледниковий [335, 336]; однако правильность такого сопоставления зависит от того, насколько правомерно выделены эти зоны и насколько обоснована их принадлежность к определенному межледниковью.

В долине нижней Темзы традиционно выделяются два межледниковья, хокснийское и ипсуичское (гл. 2), которые Сатклифф [342] различает на основе комплексов млекопитающих. Хокснийская фауна содержит многочисленные остатки лошадей, крупных ланей; гиппопотамы и гиены отсутствуют, а среди носорогов *Dicerorhinus kirkbergensis* (*merki*) преобладает над *D. hemitoechus*. Ипсуичская фауна характеризуется обилием гиппопотамов, гиен, *D. hemitoechus* (при отсутствии *D. kirkbergensis*) и малой лани. Однако илфордская терраса (рис. 6.6), находящаяся между высокой пойменной террасой (ипсуичской) и террасой бойн-хилл (хокснийской), содер-

жит отличающийся комплекс фауны, включающий раннюю форму мамонта, *Mammuthus trogontherii*. На основе этого было сделано предположение о существовании еще одного межледниковья (? илфордского) и об ошибочном истолковании разрозненных пыльцевых данных, на основе которых и верхний уровень поймы, и илфордские террасы относились к ипсуичу (рис. 6.6, 6.5). Слои сток-таннел, около Ипсуича [356], и терраса барлинг в Эссексе [158], предположительно имеют тот же возраст. Датировка 174 тыс. лет, полученная по неравновесному урану для кости из брандонских межледниковых отложений, возможно, свидетельствует о существовании еще одного межледниковья [344].

Фауна жесткокрылых (жуки)

Установлено, что жуки, в изобилии встречающиеся в пресноводных и континентальных осадках, являются превосходным индикатором климата, а их большая подвижность делает их незаменимыми для определения моментов коренных изменений климата [76, 77]. Их прочные скелеты хорошо сохраняются и легко определяются на видовом уровне. По морфологии они сходны со своими современными аналогами, а допущение о неизменности физиологических потребностей полностью оправдывается постоянным составом сообществ и фаунистических комплексов, с которыми они встречаются совместно. Четко выраженное предпочтение, которое определенные виды жуков оказывают определенным климатическим условиям, позволило установить, что во время последнего межледниковья и последнего оледенения происходила миграция жуков на Британские острова из высоких арктических широт, с Дальнего Востока и из Южной Европы. Если к этому добавить радиоуглеродное датирование, мы получим мощное средство для палеогеографических реконструкций.

29% фауны жуков, свойственных отложениям последнего межледниковья на Британских островах, в настоящее время здесь не обитает, но встречается в Южной Европе. Это показывает, что летние температуры в Южной Англии были тогда приблизительно на 3°С выше современных. Фауны межстадиальных отложений челфордского возраста (брёруп) подтверждают сделанные на основании анализа флоры выводы о более холодном, чем современный, умеренно-континентальном климате.

Однако так называемый "межстадиальный комплекс аптон-уоррен", датируемый временем между 45 000 и 25 000 лет назад, обнаруживает противоречия в составе органического мира, так как, судя по фауне жуков, летние температуры 43 000 лет назад были теплее современных (осредненных за 1000 лет), в то же время древесная растительность отсутствовала. Единственным логичным объяснением этого противоречия представляется то, что улучшение климата про-

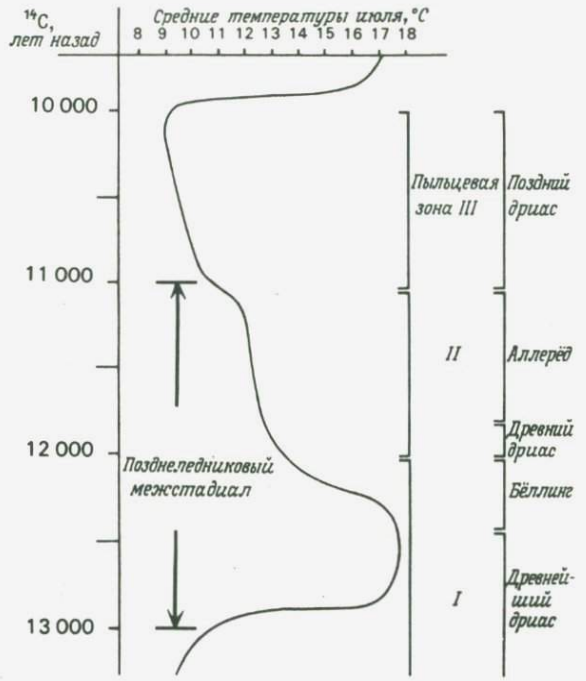


Рис. 6.7. Температуры позднеледникового времени, реконструированные по фауне жуков [77].

изошло резко и продолжительность межстадиала была слишком мала для иммиграции древесной растительности. Подобное неравновесное состояние органического мира ясно выражено и в девенсийском позднеледниковье. Согласно принятому расчленению этого времени по данным спорово-пыльцевого анализа (рис. 6.7) аллерёд (биозона II) выделяется как термический оптимум. С другой стороны, фауна жуков свидетельствует о том, что термический максимум отмечается почти сразу же после резкого повышения температуры около 13 000 лет назад, что по данным о растительности соответствует ландшафтам тундры с исключительно травянистой растительностью (рис. 6.7). Около 12 000 лет назад произошло снижение температуры; последовавшая эпоха прохладного умеренного климата, продолжавшаяся около 1000 лет, соответствует аллерёду. Таким образом, миграция деревьев отставала от повышения температур настолько, что когда в конце концов появились деревья, температура была уже приблизительно на 3°С ниже.

Во время заключительной стадии лох-ломонд (11 000 – 10 000 лет назад) на возвышенностях Шотландии возродился лед-

никовый покров и в ряде других мест возникли небольшие ледниковые шапки и каровые ледники. В то же время арктическая фауна продвинулась на юг до Корнуэлла.

Подобная последовательность событий для позднеледниковья была установлена по ряду разрезов на юго-западе Шотландии [22], на острове Мэн, в северном Уэльсе и Шропшире [77]. Период улучшения климата был назван межстадиалом уиндермир, а его стратотип определен и описан в Озерном округе Англии [78].

Гоминиды

Одно время остатки древнего человека и его орудия использовались для датировки отложений и событий четвертичного периода; сейчас наблюдается обратное явление (т.е. обычно возраст остатков человека определяется по результатам изучения отложений, в которых эти остатки заключены). Тем не менее представляется не лишним дать хотя бы краткий очерк развития в четвертичном периоде ветви гоминид, эволюция которых наиболее четко выражена и имеет для нас наибольшее значение. С одной стороны, исследования касались таксономии и основных тенденций эволюции, характеризовавшихся развитием передвижения на двух конечностях, увеличением черепной коробки, уменьшением клыков и возрастанием способности к изготовлению орудий и социальной организации [237, 59]. С другой стороны, все большую важность приобретают палеоэкологические реконструкции, использующие данные палеонтологии, седиментологии и радиометрического датирования, в особенности калий-аргонового метода [21]. Весьма сомнительным кажется отнесение к гоминидам рамапитека, остатки которого обнаружены в Индии, Пакистане, Китае, Греции и Кении и датированы в Восточной Африке 14, 5 млн. лет; этот возраст представляется слишком древним. Однако несомненно, что австралопитеки были гоминидами. Они появились в конце миоцена, около 5,5 млн. лет назад, и большая часть их эволюции связана с Африкой; в других местах они появились не ранее позднего плиоцена – раннего плейстоцена, около 1,9 – 1,5 млн. лет назад. Вероятно, существовало несколько таксономических подразделений: *A. africanus*, *A. robustus* и *A. boisei*, но около 1–1,5 млн. лет назад они исчезают. В ущелье Олдувай были совместно найдены остатки *A. robustus* и ранняя форма Homo (habilis), возраст которых определен приблизительно 1,8 млн. лет. Но последующие находки на востоке озера Рудольф отодвинули начало эволюционной линии *Homo* еще дальше, до 2,6 млн. лет – возраст знаменитого ископаемого черепа KNM ER-1470, найденного в Кооби-Фора. У этих ранних ископаемых представителей рода *Homo* размер мозга был больше, чем у австралопитеков, а кости нижних конечностей более близки к костям современного человека.

Около 1,5 млн. лет назад эволюция привела к появлению таксона *Homo erectus*; его ископаемые остатки были найдены на Яве, в Китае, Европе, а также в Северной, Восточной и Южной Африке. Черепные коробки у этого вида были больше, а лицевой отдел и зубы – меньше, что свидетельствует о его сближении с людьми современного вида. В среднем плейстоцене, около 200 000 – 300 000 лет назад, *Homo erectus* развился в *Homo sapiens*. Ископаемые остатки показывают дальнейшую редукцию лицевого отдела и зубов и увеличение мозга. Гоминиды, анатомически аналогичные современным, появились около 35 000 – 40 000 лет назад.

Наиболее ярким проявлением эволюции в среднем плейстоцене является возникновение ашельской культуры, включающей каменные орудия – двусторонние ручные рубила и скребки. Такой была материальная культура гоминид, живших в ущелье Олдуваи 1,5 млн. лет назад и на большей части Старого Света 500 000 лет назад. На территории Африки, прилегающей к Сахаре, эта культура исчезает около 200 000 лет назад, но в Европе она продолжается приблизительно до 100 000 лет назад в виде ашельской традиции мустье.

Около 35 000 лет назад неандертальцы – носители мустьерской культуры – были вытеснены в Европе кроманьонцами, приходившими с востока и обладавшими более развитыми техническими навыками и социальной структурой; кульминацией их развития явилось искусство "ледниковой эпохи", расцвет которого приходится приблизительно на 16 000 лет назад (мадлен) (*Bulter, 1977*).

О быстром возрастании способностей *Homo sapiens* свидетельствует его расселение (рис. 6.8). До сих пор остается дискуссионным вопрос о точном времени проникновения человека в Америку

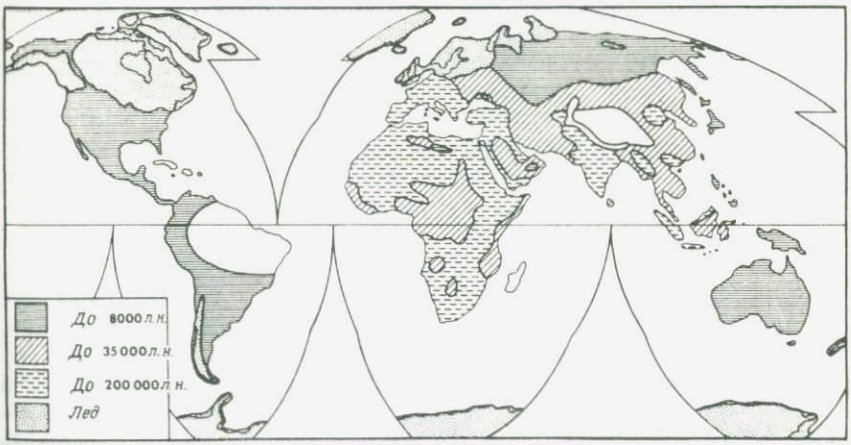


Рис. 6.8. Распространение человека в плейстоцене [59].

через Берингов мост во время существования арктических условий и низкого уровня моря и дальнейшей миграции к югу. Вполне возможно, что заселение современной территории США могло завершиться уже 25000 лет назад [56], однако Мартин [238, 239] указывает на неоднозначность данных об этом. По мнению этого исследователя, гораздо более вероятно, что поразительное исчезновение крупной фауны в Северной Америке около 11 000 лет назад связано с первым появлением там человека, который сумел осуществить истребление этих животных в огромных масштабах. Построенная этим автором модель (рис. 6.9) основана на учете биомассы, скорости миграции и радиоуглеродных данных. Фронт расселения продвинулся от Канады до Мексиканского залива за 350 лет и до Огненной Земли приблизительно за 1000 лет [239].

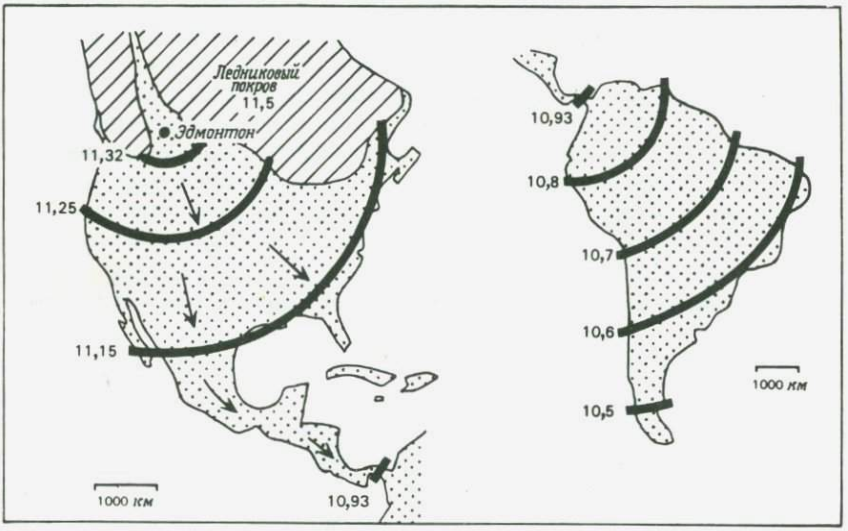


Рис. 6.9. Ход заселения человеком и вымирания крупной фауны в Северной и Южной Америке.

Цифрами указано время в тыс. лет назад [*239*].

Биостратиграфия глубоководных отложений

Первые исследования Шотта [303] показали, что обилие *Globorotalia menardii* в океанических отложениях свидетельствует о потеплении климата. Это подтверждается работами Эриксона и его коллег (Ericson et al., 1964 [118]), которые использовали относительное обилие комплекса *G. menardii* для выявления в пределах

всего плейстоцена фаунистических зон, которые они коррелируют с оледенениями и межледниковьями Северной Америки. Плио–плейстоценовая граница устанавливается по исчезновению дискоастерид; возраст ее путем экстраполяции данных по ^{14}C и неравновесному урану устанавливается в 1,5 млн. лет. Впоследствии эта цифра была пересмотрена и заменена 2 млн. лет, а граница смещена на уровень, где впервые обильно встречаются *G. truncatilinoides*. Эта оценка возраста плио–плейстоценовой границы не соответствует данным Эмилиани [111], который доказывал, что плейстоцен, характеризующийся сменой ледниковых и межледниковых эпох, начался около 400 000 лет назад. Это несогласие существовало довольно долго. Однако, если более молодые стадии, выделенные Эриксоном и Уоллином, соответствуют данным кислородно–изотопного анализа, то более древние существенно расходятся, в особенности ниже стадии "W"[179].

Основанием для проведения плио–плейстоценовой границы служит отчасти исчезновение некоторых фаунистических таксонов (гл. 10). Однако в других случаях можно выделить уровни, на которых происходит исчезновение таксонов внутри самого плейстоцена, и сопоставить их с кислородно–изотопными стадиями. Например, вымирание кокколита *Pseudoemiliania lacunosa* произошло на уровне стадии 13 как в Тихом океане, так и в Карибском море.

Лидз [218] показал, что если климатические кривые строить, основываясь на соотношении групп видов, а не на каком–либо одном виде, то эти кривые гораздо лучше согласуются с кислородно–изотопными кривыми. Этот подход получил количественное выражение в работах Имбри и Киппа [179], которые установили значения ряда параметров по сообществам фораминифер из образцов, отобранных из верхней части колонки, т.е. предположительно соответствующих современным условиям. Определенные по ним параметры включали значения зимних и летних температур и солености (рис. 6.10). С помощью так называемых переходных функций они рассчитали эти параметры для сообществ, полученных из колонок донных отложений на различных глубинах от поверхности дна. Таким образом удалось установить две важные тенденции: 1) изменение климата вниз по колонке отложений и 2) пространственные перемещения поверхностных водных масс океанов (рис. 6.12, 6.13).

Этот метод был успешно применен в Северной Атлантике, где залегают мощные толщи карбонатного ила, не подвергавшегося растворению. Периодически происходит также привнос льдинами обломочного материала, причем высокая скорость осадконакопления позволяет охарактеризовать интервалы продолжительностью первые тысячи лет. Выделяются экологические водные массы, т.е. характеризующиеся определенными пределами температур и солености и имеющие точные современные аналоги. Основываясь на этом, Руд–

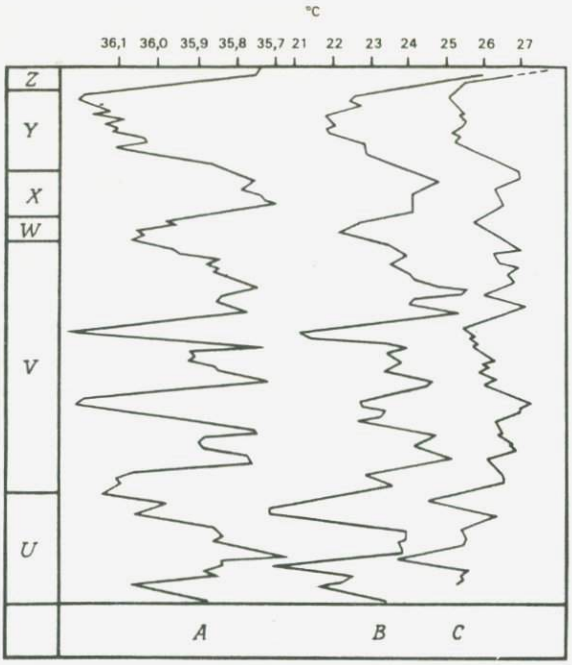


Рис. 6.10. Значения средней солености, ‰ (A), зимних (B) и летних (C) температур для поверхностных вод Карибского моря, рассчитанные по колонке V12-122 [179].

U – Z – фаунистические зоны [118].

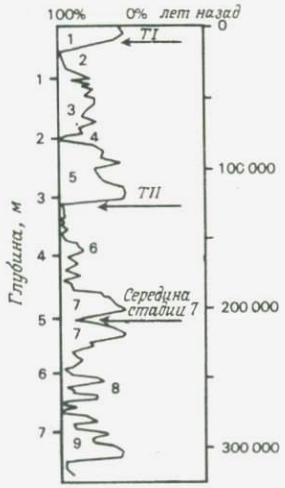


Рис. 6.11. Содержание полярной фауны (*G. pachyderma*) в % от общего состава планктона [297].

1–9 – изотопные стадии; T – терминации.

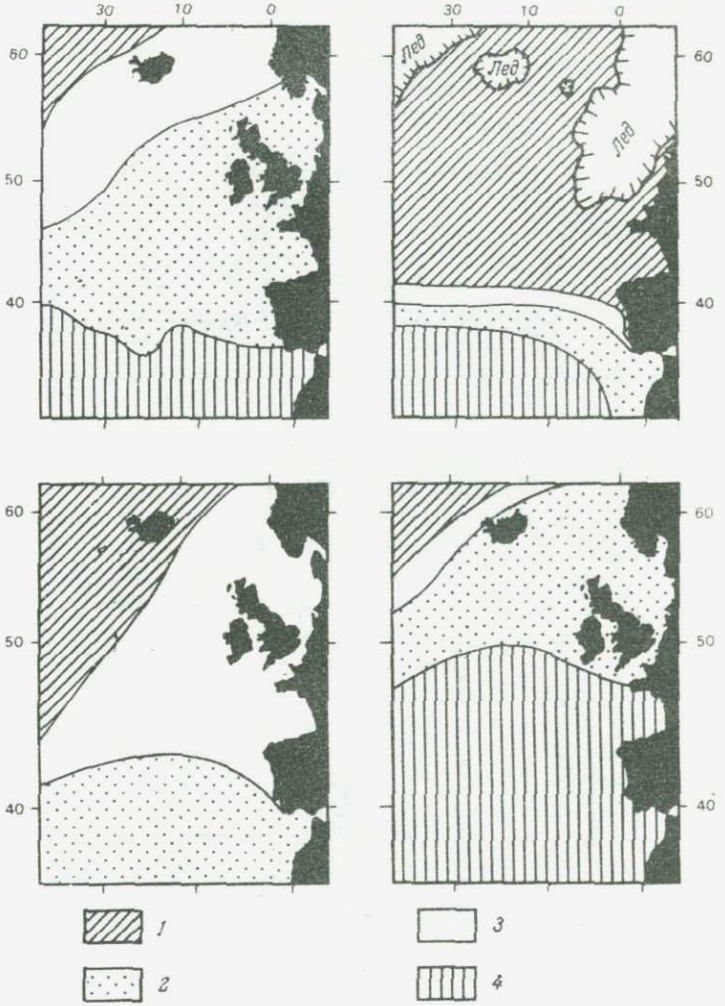


Рис. 6.12. Карта Северной Атлантики, показывающая экологическое разделение водных масс для четырех хронологических срезов верхнего плейстоцена.

Вверху слева – современность. Вверху справа – максимальное распространение последнего оледенения, около 18 000 лет назад. Внизу слева – около 9300 лет назад. Внизу справа – последнее межледниковье, около 120 000 лет назад (Ruddiman and McIntyre, 1976).

1 – полярные; 2 – переходные; 3 – субполярные; 4 – субтропические.

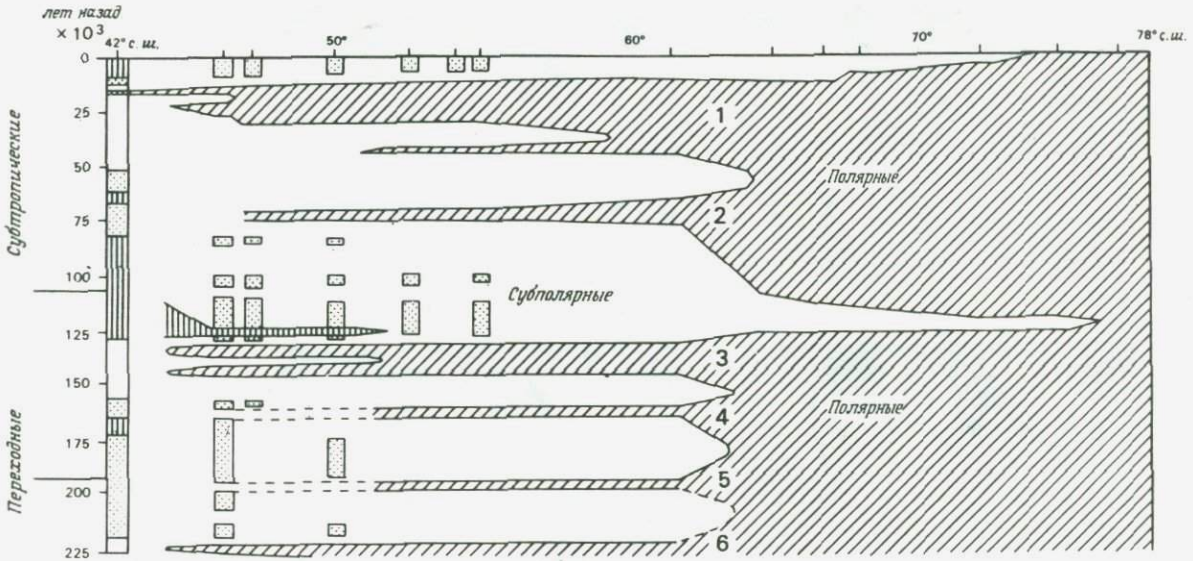


Рис. 6.13. Смещения поверхностных водных масс океана в Северной Атлантике за последние 225 000 лет.
Места отбора колонок донных отложений показаны штрихами между 42° и 78° с.ш. (Ruddiman, McIntyre, 1976; Kellog, 1976).

диман и Мак-Интайр (Ruddiman, McIntyre, 1976) показали, что за последние 600 000 лет 11 раз происходило значительное продвижение к югу полярных водных масс, причем для каждого ледникового максимума, который может быть сопоставлен с независимо построенными кривыми изотопов кислорода, устанавливается привнос материала плавучими льдами.

Единственный полярный вид – *Globigerinoides pachyderma* – (рис. 6.11) оказался особенно чувствительным к изменениям климата. Он использовался в качестве индикатора климатических изменений при изучении трех эпизодов быстрой смены климатических условий [297]: 1) похолодания во время кислородно-изотопной стадии 7, 2) дегляциации на границе стадий 6 и 5 и 3) дегляциации на границе стадий 2 и 1, включая похолодание в позднем дриасе. Высокое процентное содержание *G. pachyderma* указывает на низкие температуры и соленость, в то время как низкое содержание этого вида свидетельствует о высоких температурах и большой солености. Колонку осадков удалось продатировать с помощью радиоуглеродного метода, интерполяции дат, полученных по неравновесному урану, и выявленного в разрезе горизонта вулканического пепла, который был выброшен 9300 лет назад (рис. 6.11). Эти данные показывают, что холодный эпизод стадии 7 включает переход от межледниковых климатических условий к ледниковым и затем снова к межледниковым, причем продолжительность его менее 15 000 лет. За это время ледники на континентах достигли 80% своей максимальной величины и затем растаяли. Потепление (переход от ледниковых к межледниковым условиям) на границе стадий 6 – 5 было еще более быстрым, заняв (от одной экстремальной точки до другой) в среднем 7000 лет, причем первые 75% этого потепления произошли за 1700 лет, что соответствует скорости изменения температуры около 5,2 °C за 1000 лет. Однако потепление и переход от ледниковых условий к межледниковым на границе стадий 2 – 1 были менее резкими, причем заслуживает внимания тот факт, что общая последовательность событий подтверждает данные, полученные для суши по энтомофауне (жукам) [77]; в ней выделяется: 1) первичное потепление около 13 500 лет назад; 2) похолодание, начавшееся 11 500 лет назад и закончившееся 10 200 лет назад; 3) потепление, в основном происшедшее до 9300 лет назад.

Другие виды ископаемых остатков

Подробный обзор остатков плейстоценовых животных, найденных в озерных и болотных отложениях, дан Фреем [144]. Большая часть их имеет ограниченное применение для целей датирования, но многие оказываются полезными для палеонтологических реконструкций и получения выводов о климате.

Особое место занимают моллюски, потому что они встречаются во всех природных обстановках – на суше, в пресных и морских водах. Двустворчатые моллюски обитают в воде, но гастроподы распространены всюду, от тропиков до Арктики и альпийского пояса. Поэтому они являются мощным индикатором климата и использовались в качестве такового в США (Taylor, 1965; Leonard, 1953); в Центральной Европе по ним было получено важное подтверждение данных изучения лёссово-почвенных серий [221] (гл. 9). На Британских островах различные межледниковья характеризуются сходным набором видов, но с некоторыми различиями. Во время быстрых смен климата отмечается тенденция к возникновению смешанных фаун [199].

Морские моллюски, несмотря на их повсеместное распространение, не используются так широко, как другие группы. Причиной этого является отчасти недостаточное знание их современной экологии. Некоторые из них использовались для районирования небольших участков, другие дают информацию о глубине моря и климате. Например, *Hydrobia* – солоноватоводный вид, указывающий на условия, приближающиеся к морским, может использоваться для выводов о морской трансгрессии [175].

Глава 7

УРОВЕНЬ МОРЯ

Береговая линия – зона взаимодействия континентов и океанов – является связующим звеном между стратиграфической последовательностью глубоководных отложений и нередко весьма неполными разрезами суши. Связь между морскими и континентальными отложениями признавалась давно, еще со времени выхода в свет работы Депере по береговым линиям Средиземного моря. В то время считалось, что колебания уровня моря можно датировать с помощью континентальных разрезов. Сейчас, однако, следует ставить противоположную цель. Уровень моря зависит от многих переменных, поэтому необходимо отказаться от некоторых упрощенных допущений, например подобных тем, которые делал Цёйнер [406], пытавшийся коррелировать береговые линии только по высотным отметкам. К сожалению, число примеров, позволяющих отнестись к результатам датирования и корреляции с большой долей уверенности, удручающе мало. Положительные результаты относятся в основном к голоцену, последнему оледенению и последнему межледниковью. Кроме того, с увеличением возраста количество неточностей возрастает.

Факторы, определяющие уровень моря

На положение уровня моря и его колебания во времени влияют пять основных факторов: 1) продолжительные тектонические движения; 2) гляциоизостазия; 3) гидроизостазия; 4) изменения формы Земли и 5) гляциоэвстатические колебания уровня моря, вызванные чередованием оледенений и межледниковий.

Менардом [241] была составлена карта, на которой показана площадь молодой океанической коры, созданной за счет расширения дна морей и океанов за последние 10 млн. лет. Поздний кайнозой был временем столкновений континентов и сокращения общей протяженности береговой линии, иными словами, это время характеризовалось общей регрессией. Фэрбридж [122] принял это во внимание при описании тенденции поведения уровня моря в плейстоцене, а Блум [28] подсчитал, что если океанические бассейны расширяются со скоростью 16 см в год, то начиная с последнего межледниковья океаны приняли 6% возвратившейся в них талой воды, несмотря на то что голоценовые береговые линии находятся примерно на 8 м ниже, чем 125 000 лет назад.

Взаимодействие длительных тектонических движений разного знака рассматривалось Флеммингом и Робертсом [134], которые рассчитали несколько моделей, учитывающих движения плит, опускания земной коры, поднятия срединно-океанических хребтов и увеличение или уменьшение их протяженности. За исключением некоторых районов, например Новой Гвинеи (см. ниже), этот фактор трудно выразить в цифрах.

Об изменениях уровня моря под влиянием оледенений и деглянциаций было известно давно. В наши дни эти изменения находят независимое подтверждение в кривых изотопов кислорода, так как последние непосредственно отражают изменения объема льда на континентах; следовательно, они являются важнейшим показателем гляциоэвстатических изменений в океанах. Установлено, что уровень моря в течение последнего межледниковья (стадия 5е) был выше, чем в любое предыдущее и последующее время [316]. Поэтому береговые линии, располагающиеся выше отметки линии берега в последнее межледниковье, заняли свое современное положение, вероятно, благодаря тектоническим поднятиям [313]. Являясь вполне реальным для таких территорий, как Калифорния и Новая Гвинея, это предположение вызывает удивление в случае, например, хокснийских морских отложений в Англии, где они наблюдаются на высоте приблизительно 30 м. Однако объяснить их нахождение на этой высоте поднятием уровня Мирового океана до этой отметки было бы еще труднее.

Модель колебаний уровня моря, построенная на материале колонки V 28-238 (гл. 3), почти точно согласуется с серией датировок по изотопам уранового ряда, полученных для поднятых коралловых террас острова Барбадос [243]. Пики в течение стадии 5 соответствуют коралловым террасам, образовавшимся 124 000, 100 000 и 80 000 лет назад [316]. Отмечается также согласие с поднятыми береговыми линиями на острове Мальорка, и, вероятно, мнение Бутцера [57] о том, что береговые линии, располагающиеся выше 50 м, по возрасту относятся к эпохе Матуяма, справедлива. Однако кривые, даже с поправкой на поднятие (см. ниже), соответствовавшие таким данным, являются только современными аппроксимациями; так, Стернс [331] пересмотрел данные по острову Барбадос и доказал, что уровень моря 124 000 лет назад отличался от уровней моря 103 000 и 82 000 лет назад меньше, чем предполагалось по первоначальной модели.

Гляциоизостазия рассматривается позднее, но, если чередующиеся нагрузка и разгрузка земной коры льдом учитывались давно, действие на днища океанов изменяющейся водной массы игнорировалось с тех пор, как Дэли [84, 85] впервые обратил внимание на это явление. Оно было названо *гидроизостазией* и, кроме как в

чисто теоретическом плане, не оценивалось. Проведенные расчеты позволяют предположить, что деформация Земли крупного масштаба произошла в течение последней дегляциации, когда воды вернулись в океаны [64]. Подсчитано, что за последние 7000 лет впадины океанов погрузились в среднем на 8 мм, а континенты поднялись примерно на 16 м относительно центра Земли. Более важным является вывод о бесконечном разнообразии этого процесса, поскольку континентальные шельфы имеют различные очертания: например, с помощью этой модели получили объяснение различные отметки, на которых находились древние затопленные морские уровни 17 000 лет назад (от −130 до −170 м в Австралии и от −90 до −130 м на северо-востоке Америки).

Современная поверхность океанов не является горизонтальной плоскостью, она неровная, так как средний уровень моря (эквипотенциальная поверхность геоида) характеризуется неровностями поверхности с амплитудой в несколько метров. Изменениями формы геоида в прошлом можно объяснить аномальные уровни моря, например, во время голоценовой трансгрессии [122]; этот вопрос вызывает много споров.

Форма геоида есть функция силы тяжести Земли, на которую в свою очередь влияет несколько других переменных, некоторые из них – внеземного происхождения. На картах, изображающих геоид, видно, что разница между "высоким" уровнем моря в Новой Гвинее и "низким" уровнем моря на Мальдивских островах составляет 180 м [253]. В весьма интересном обзоре, посвященном рассмотрению связи между древними уровнями моря и вероятными изменениями формы геоида, Мёрнер [253] показывает, что геоид мог меняться в зависимости от очертаний площадей, занятых льдом в периоды оледенений и межледниковий. Отсюда следует, что кривые изменений уровня моря "глобального масштаба" имеют ограниченное значение, и если происходили существенные изменения формы геоида, что представляется весьма вероятным, то возможно, что в отдельных районах высокие уровни моря приходятся на оледенения, а низкие связаны с межледниковьями. Модель Мёрнера объясняет изменения уровня моря в голоцене, но действуют, вероятно, и другие факторы (см. ниже).

Уровень моря в плейстоцене

В соответствии с моделью изменения уровня моря, построенной на основе кривых изотопов кислорода, уровень моря возвращается почти к одному и тому же положению в течение последовательных межледниковий. При этом, однако, не учитывается влияние тектонического фактора, которое, по-видимому, возрастает по мере уда-

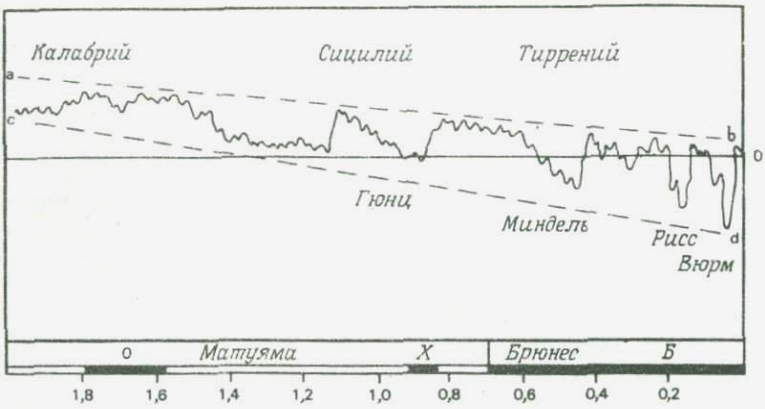


Рис. 7.1. Изменения уровня моря в четвертичном периоде [124].
О – Олдувай; Х – Харамильо; Б – Блейк.

ления в прошлое, хотя Олт и Брукс [3], исследуя морские террасы Флориды, пришли к выводу, что уровень моря в течение четвертичного периода никогда заметно не превышал своего современного положения. Фэрбридж [122, 124] представил модель, в которой показано снижение уровня моря с высоких отметок в раннем плейстоцене, причем серия гляциоэвстатических осцилляций накладывается на общее длительное опускание (рис. 7.1). Эта модель построена в основном на материале по Средиземному морю, собранном впервые де Ламотом и Депере [172]. Здесь использовалась биостратиграфическая терминология, которая еще до сих пор не соотнесена с литостратиграфической терминологией. Кроме того, очевидно, что каждым термином обозначено несколько колебаний уровня моря, отражающих изменения климата. Корреляция уровней по высоте имеет смысл только на небольших пространствах. Так, калабрийские отложения встречаются до высоты 1400 м в юго-западной Калабрии – зоне активной субдукции литосферных плит. Напротив, сицилийские отложения на юго-западе Сицилии образуют обширные ровные поверхности на высоте от 100 до 300 м над уровнем моря, перекрытые регрессивными пляжными известковистыми песчаниками, и большей частью имеют обратную намагниченность (Матуяма). Милацкие (позднесицилийские) отложения встречаются примерно на 50 м выше уровня моря в северо-восточной Сицилии, тогда как тирренские отложения с характерной фауной иммигрантов из Сенегала (*Strombus bubonius*) поддаются расчленению в тектонически более стабильных районах. Фэрбридж [126] выделяет в них тиррений I на высоте 18 – 25 м (175 000 – 230 000 лет), тиррений II – на высоте 10 – 15 м (120 000 –

135 000 лет) и тиррений III – на высоте 2–3 м (65 000 – 95 000 лет). Однако выделяются они единственно для удобства представления материала и различны в разных районах.

Одной из особенностей графика Фэрбриджа [124] является совпадение низких "ледниковых" уровней моря более древних оледенений с положением современной береговой линии. Так, он доказал, что низкие уровни моря, соответствующие холодному климату, оставили экзотические эрратические валуны на берегах Британских островов, и, кроме того, предположил, что широкие абразионные платформы этих и других берегов в средних широтах сформировались в условиях холодных климатов.

Два примера современного подхода к проблемам колебания уровня моря дают исследования островов Мальорка и Новая Гвинея. Бутцер и Куэрда [61] описали толщу переслаивающихся морских и континентальных отложений на Мальорке; выяснилось, что строение толщи циклично: она состоит из трансгрессивных отложений, разделенных регрессивными слоями, когда континентальные образования аккумулировались на уровне современной береговой линии или несколько ниже. Они представлены коллювием (limon rouges), переотложенным красноцветным материалом (терра-росса), угловатым обломочным материалом и эолианитами, ко-

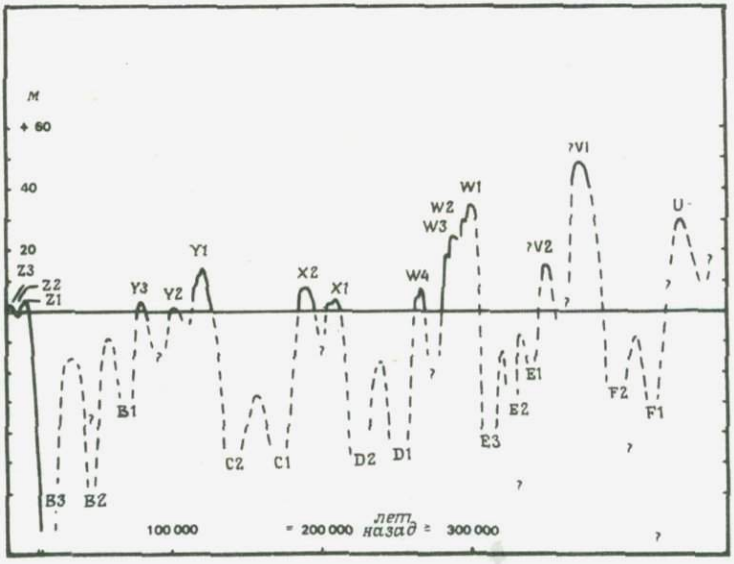


Рис. 7.2. Относительные колебания уровня моря на острове Мальорка [57].
U – Z – морские полуциклы; F – B – континентальные полуциклы.

Таблица 7.1

Литоральные осадочные циклы, построенные на основании данных по острову Мальорка [57] (ср. с рис. 7.5)

Морской цикл	Наблюдаемый уровень моря	Фауна	Датировка, тыс. лет назад
Z 3	2		
Z 2	2		
Z 1	4		
3 эолианиты		ПОЛУЦИКЛ B	
Y 3	0,5–3		80 ± 5
Y 2	1,5–2	Частичный *Strombus*	110 ± 5
Y 1	9–15	Частичный *Strombus*	125 ± 10
2 эолианиты		ПОЛУЦИКЛ C	
X2	6,5–8,5	Обедненная сенегальская	190 ± 10
X1	2–4,5	Полный *Strombus*	210±10
2 эолианиты		ПОЛУЦИКЛ D	
W 4	4–8		> 250
W 3	15–18	*Patella*	
W 2	22–24	*Patella*	
W 1	30–35	?	
3 эолианиты		ПОЛУЦИКЛ E	
V 2 ?	≈15		
V 1 ?	45–50		
2 эолианиты		ПОЛУЦИКЛ F	
U	30	*Patella*	
	60–65		
	75–80		
	100–105		

торые прослеживаются ниже уровня моря и далеко в глубь суши. Эти регрессивные слои свидетельствуют о существовании периодов денудации и плоскостного смыва в семиаридных условиях.

В дальнейшем Бутцер [57] отказался от традиционной средиземноморской терминологии и ввел название "литоральные осадочные циклы" (рис. 7.2, табл. 7.1). Уточнить последовательность колебаний уровня моря, усложненную неоднократным его стоянием на одних и тех же высотах, помогли датировки по торию. Был сделан вывод, что этот метод больше способствует выяснению истинной картины событий, нежели тот, который основывался на изучении высотного положения береговых линий с использованием традиционной терминологии. Поскольку данные хорошо согласуются между собой, было высказано предположение, что затвердевший

пляжный известковистый песчаник имел сходные геохимические свойства с кораллом; эти свойства обеспечивают хорошую сохранность образца, допускающую надежное радиометрическое датирование (см. гл. 5).

Полуостров Хьюон в Новой Гвинее расположен близ границы между западной Тихоокеанской и Австралийской плитами и испыты-

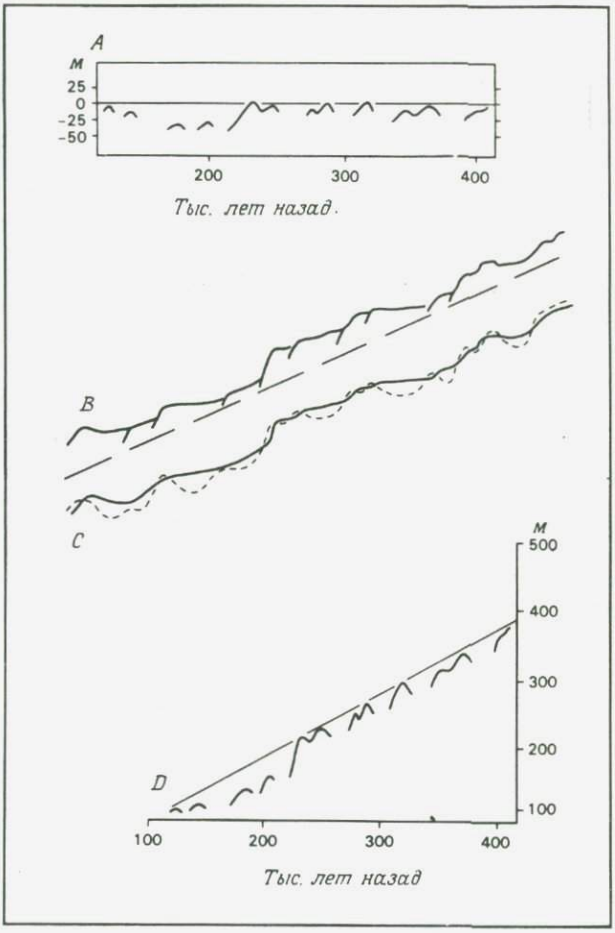


Рис. 7.3. Поднятые коралловые террасы и реконструированные уровни моря на полуострове Хьюон, Новая Гвинея [65].

A – исправленная кривая уровней моря 100 000 – 400 000 лет назад; B – соотношение террас; C – реконструированный ход изменений уровня моря; D – график соотношения высоты террас, их возраста и "корректировочной кривой поднятий".

вает поднятие вдоль линии главного сбросового уступа. В этом районе располагается ряд четко выраженных береговых террас, состоящих в основном из коралловых рифов и дельт. Стратиграфическое соотношение рифов характеризует соотношение последовательных отступаний; исходя из этого можно построить и схему колебаний уровня моря для каждого из них (рис. 7.3). Она подтверждается данными о палеоэкологии рифового комплекса, который сравнивается с моделями, построенными на основе современных коралловых сообществ [65].

Высоту и возраст каждой рифовой террасы можно нанести на график (рис. 7.3). Определения возраста ведутся по ^{14}C и Th, причем образцы подвергаются тщательному полевому и лабораторному изучению в целях выявления возможной перекристаллизации арагонита в кальцит (гл. 5). Тектонический и эвстатический компоненты разделяются с помощью "корректировочной кривой поднятий" (рис. 7.4), которая строится по трем фиксированным точкам, когда положение уровня моря может быть установлено с достаточной степенью надежности. Эти точки таковы: 120 000 лет (2 – 10 м над современным уровнем моря), 80 000 лет (–13 м ниже уровня моря) и 6500 лет (–7,5 м ниже уровня моря). Уровень стояния 120 000 лет назад известен и датируется по всему миру: на острове Барбадос, в Калифорнии, Флориде, на Багамских островах, на островах Рюкю и на Средиземном море. После внесения поправки за счет разности между этими древними стояниями моря и его современным уровнем "корректировочная кривая поднятий" сравнивается с террасами по любому профилю на полуострове Хьюон (рис. 7.3). Разница в высоте террасы и "кор-

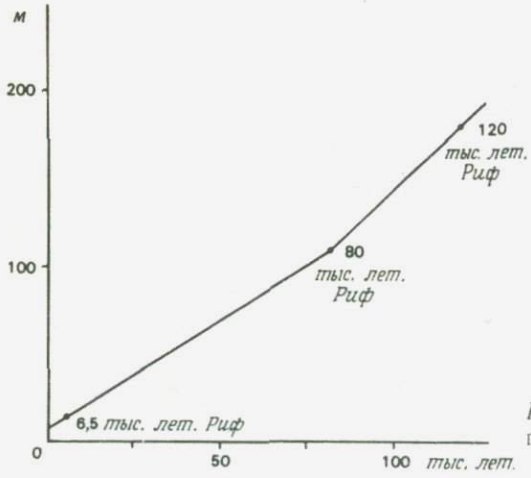


Рис. 7.4. Корректировочная кривая поднятий для террас Новой Гвинеи [65].

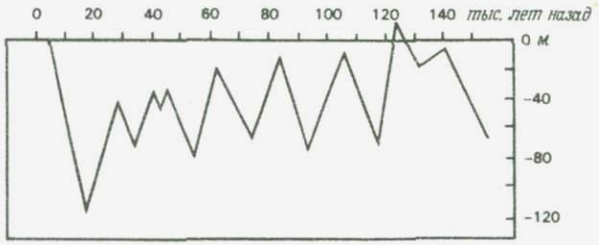


Рис. 7.5. Изменения уровня моря за последние 150 000 лет для полуострова Хьюон, Новая Гвинея [29].

ректировочной кривой поднятий" представляет собой высоту по отношению к современному уровню моря, на которой образовалась данная терраса. После статистической обработки нескольких профилей методом наименьших квадратов составляется общая кривая уровня моря (рис. 7.3). На ней показано положение уровня моря в интервале 100 000 – 400 000 лет назад, а на рис. 7.5 отражены результаты более детального исследования низких террас, в основном относящихся к последнему оледенению ([29], см. также рис. 10.1).

Позднеледниковый и голоценовый уровни моря

Основные воздействия мощного ледникового покрова на земную кору показаны на рис. 7.6: высота ледяного щита составляет 1,8 км, радиус его равен 450 км, а предполагаемый прогиб литосферы оценивается в 150 км [364]. Его поперечный профиль можно представить по данным Виртмана [377], а участок максимальных

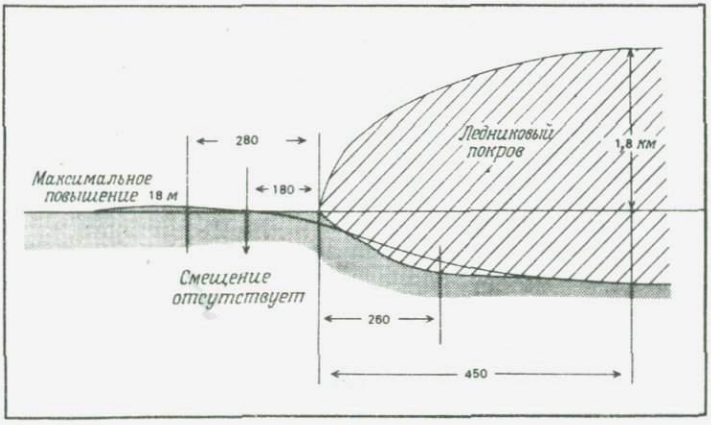


Рис. 7.6. Гляциоизостатические зависимости [364].

напряжений в литосфере предположительно находится на расстоянии приблизительно 260 км от края ледника. Заслуживают внимания три момента: 1) бассейнообразное проседание земной коры под ледяным щитом, которое распространяется и за пределы щита, захватывая 2) приледниковую область, так как напряжения по литосфере расходятся далеко от участка, испытывающего непосредственную нагрузку, и 3) упругое воздымание земной коры (передовой выступ) за пределами зоны приледниковой депрессии.

При дегляциации происходит изостатическое восстановление поверхности, причем просевшее прогляциальное пространство возвращается к своему прежнему состоянию, а передовой выступ оседает. Об изостатическом восстановлении ясно свидетельствуют поднятые и наклоненные береговые линии Северной Америки и Европы (рис. 7.7). Подтверждением погружения приледниковой области являются верхние береговые линии прогляциального озера Алгонкин, расположенного на территории, которая никогда не покрывалась ледником [364]. Наконец, на оседание передового выступа указывают быстрый подъем уровня моря на северо-востоке США (где высота поднятия превышала 80 м) и геодезические данные в районе Великих озер. Поднятие территории, подвергавшейся оледенению происходит в основном благодаря направленным вверх упругим движениям земной коры, однако этим едва ли можно объяснить образование передового выступа; весьма вероятно участие подкоровых течений в этом процессе. Эти факторы вместе с поднимающимся уровнем моря и отступающим краем ледника необходимо принимать во внимание при рассмотрении деформаций береговых линий, связанных с изменением нагрузки.

Чрезвычайно детальные, если учесть размер территории, исследования были проведены в центральной части Шотландии. Доннер

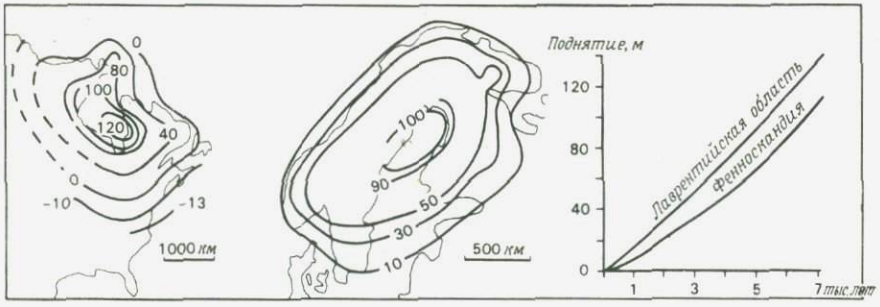


Рис. 7.7. Гляциоизостатический эффект ледниковой разгрузки [366].
Слева – береговая линия Северной Америки 6000 лет назад; в центре – береговая линия Фенноскандии 7000 лет назад (Литториновое море); справа – послеледниковое поднятие.

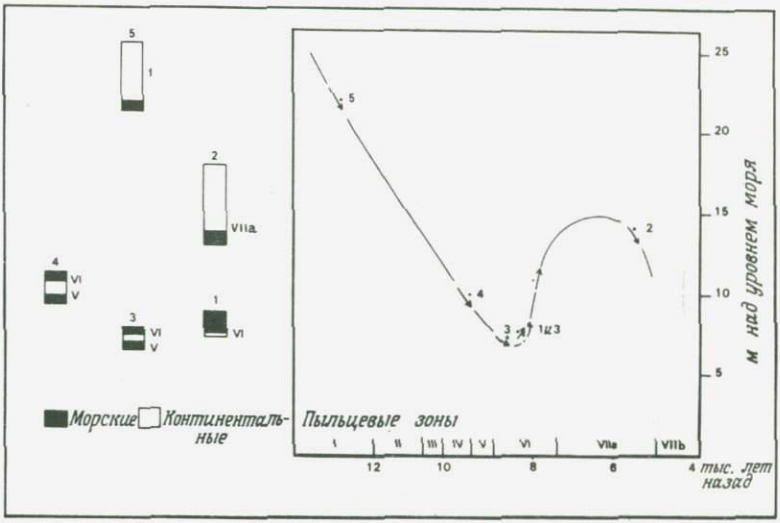


Рис. 7.8. Относительные изменения уровней суши и моря в Центральной Шотландии [97].

[97] использовал характер контакта между трансгрессивными морскими отложениями и регрессивными торфяниками, которые были датированы по пыльцевым биозонам и по ^{14}C, для разработки схемы относительных движений уровня поверхности раздела суша – море (рис. 7.8). Падение кривой вплоть до 8000 лет назад отражает период упругого поднятия земной коры. В интервале между 8000 и 6000 лет назад главная голоценовая трансгрессия превысила скорость поднятия. Поднятие продолжается и в настоящее время, но с меньшей скоростью, что обусловлено, вероятно, и процессами релаксации в земной коре. В крупном масштабе картина примерно одинакова как для Фенноскандии, так и для Северной Америки (рис. 7.7).

Однако характер рельефа поднятых береговых линий более сложен, чем это показано на графике Доннера. В долинах Форт и Тей круто наклоненные восточно-файфские (1,26) и пертские (0,3) береговые линии связываются с отступаниями края ледника, который образовался в течение начальных стадий позднеледниковья [330] В период стабильности, последовавший за столь быстрым поднятием, оформировалась "главная" позднеледниковая береговая линия в долине Форт (рис. 7.9). Эта обширная поверхность выравнивания коррелируется [329] с "главной абразионной платформой" Западной Шотландии [157], возникновение которой раньше связывалось с межледниковьем или голоценом, благодаря четкой морфологической выраженности. Однако межледниковое происхожде-

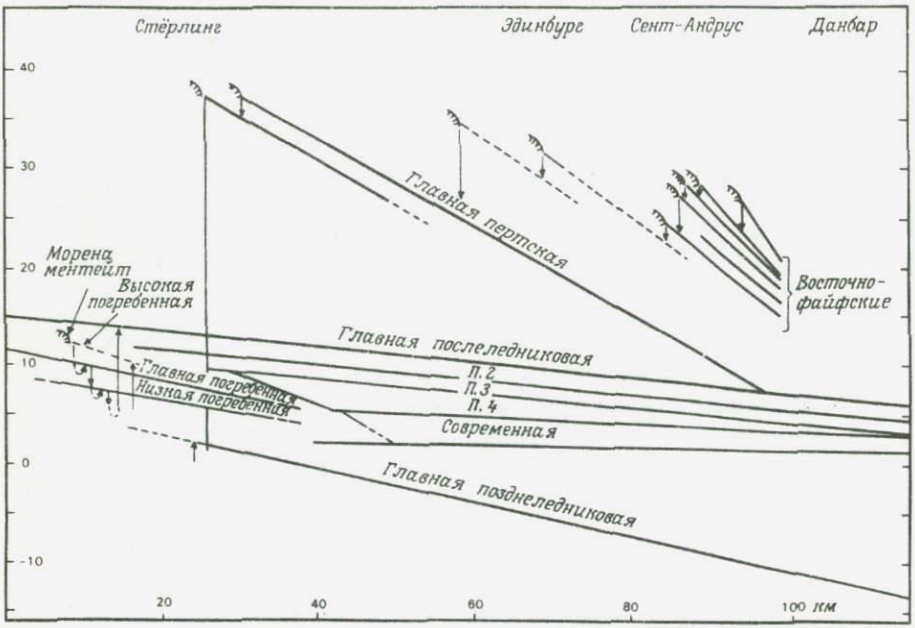


Рис. 7.9. Поднятые и погребенные в результате гляциоизостазии береговые линии на юго-западе Шотландии [330].

П. – послеледниковая.

ние платформы маловероятно для территории со столь интенсивной и глубокой ледниковой эрозией, к тому же наклон поверхности отличается от соседних голоценовых береговых линий. Так как "главная" позднеледниковая береговая линия была сформирована в течение позднего дриаса, выводы из этой корреляции особенно важны (гл. 10). Высокий погребенный пляж вырабатывался, когда ледник стадии лох-ломонд стоял у ментейтской морены 10 000 лет назад. В дальнейшем относительный уровень моря падал до наступления послеледниковой трансгрессии, которая погребла большую часть следов позднеледниковья в долине Форт (рис. 7.9).

С тех пор как Фэрбридж [122] предложил кривую стояния уровня моря в голоцене, на которой видны явно выраженные колебания (рис. 7.10), началось обсуждение ее достоинств по сравнению с плавно поднимающейся кривой Керри (Curray, 1964). Кривая Фэрбриджа – обобщенная, в ней отражены данные по многим районам, но она подтверждается и другими работами [252, 352]. С большими трудностями сопряжено изучение эстуариевых отложений: здесь нужно учитывать целый ряд факторов, таких, например, как уплот-

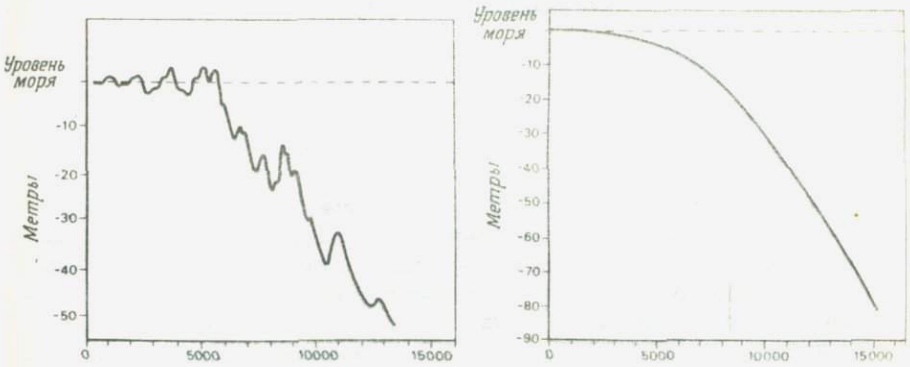


Рис. 7.10. Позднеледниковая и голоценовая трансгрессии.
Слева – по Фэрбриджу [122], справа – по Шепарду и Керри (Shephard, Curray, 1967). Время в тыс. лет.

нение торфяников [203]. Некоторые исследователи рассматривают каждый прослой торфа и морских глин как свидетельство соответственно регрессии и трансгрессии; другие считают, что эти прослои отражают изменения относительной скорости подъема уровня моря и седиментации [202].

Очевидно, однако, что ни одна кривая не является универсальной. Возможно, наиболее близкие к идеалу кривые могут быть получены на океанических островах – этих "мерных рейках" плейстоценовых уровней моря [26, 27], но наблюдаемые различия могут объясняться и несходством в тектоническом развитии, а возможно, и изменениями формы геоида. Интересно отметить, что территории, на которых наблюдается подъем уровня моря в течение последних 6000 лет, находятся в основном в Северном полушарии, а районы, характеризующиеся падением уровня моря, располагаются в Южном полушарии. Если в Нидерландах уровень моря поднялся на 8 м (Jelgersma, 1961), то в Новой Зеландии он опустился на 2 м [305]. Уэлкотт [365] связывает это явление с деформацией земного шара вследствие изменения внутреннего состояния астеносферы, не привлекая, таким образом, для объяснения изменения уровня моря. В США и Европе наблюдается погружение периферических участков зоны разгрузки, тогда как в других регионах отмечается относительный подъем берегов. С другой стороны, Мёрнер [253] объясняет эти различия изменением формы геоида. Регрессия или трансгрессия в каком-либо районе вызывается не тектоническим поднятием или опусканием, а перемещением "выступов" или "впадин" на поверхности геоида относительно данного района. Гипотетическими изменениями формы геоида Мёрнер объяснил различия в изменении уровня моря в голоцене между Америкой и Европой, с одной стороны, и между Австралазией и Средиземноморьем – с другой.

Глава 8

ОЛЕДЕНЕНИЕ

Рассмотрим характерные черты, присущие ледникам и ледниковым покровам, о которых шла речь в предыдущих главах. В качестве моделей плейстоценовых ледниковых щитов служат современные ледники, поскольку они содержат информацию об изменениях климата. Полная аналогия между ними, конечно, невозможна, хотя бы потому, что в настоящее время нет ледника, который можно было бы сравнить с Лаврентийским ледяным щитом Северной Америки. Кроме того, ледниковые покровы и ледники средних широт, вероятно, отличались от современных по своей динамике, мощности и термическому режиму.

Особую важность имеют крупные ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды, так как слагающие их спрессованные толщи полярного льда дают сведения об изменении его изотопного состава (который зависит от температуры его образования) в период последнего оледенения. На рис. 8.1 возрастающие изотопные значения указывают на потепление климата, а убывающие – на похолодание. На этом рисунке изображены непрерывные изотопные кривые, полученные для двух ледниковых покровов – в Кемп-Сенчери, северо-западная часть Гренландии [89], и на станции Берд, в западной части Антарктиды [117]. Для датирования изотопных кривых используется модель соотношения возраста и глубины, построенная на основе характеристик течения льда. Из-за сложности гляциологической обстановки на станции Берд возникла необходимость моделировать взаимоотношение возраста и глубины в соответствии с четырьмя различными допущениями. Несмотря на это, данные рис. 8.1 в общих чертах сравнимы для каждого из них [191].

Следует отметить, что на кривых устанавливаются все значительные колебания климата, известные для Северной Америки и Европы. На станции Кемп-Сенчери керн из скважины, которая достигла коренной породы, подстилающей толщу льда на глубине 1390 м, характеризует последовательность событий вплоть до последнего межледниковья, в то время как на станции Берд колонка включает большую часть отложений, соответствующих стадии 5, установленной в колонке океанического разреза по изотопно-кислородной кривой. Обе колонки выявляют максимальное континентальное оледенение примерно 18 тыс. лет назад, а также похоло-

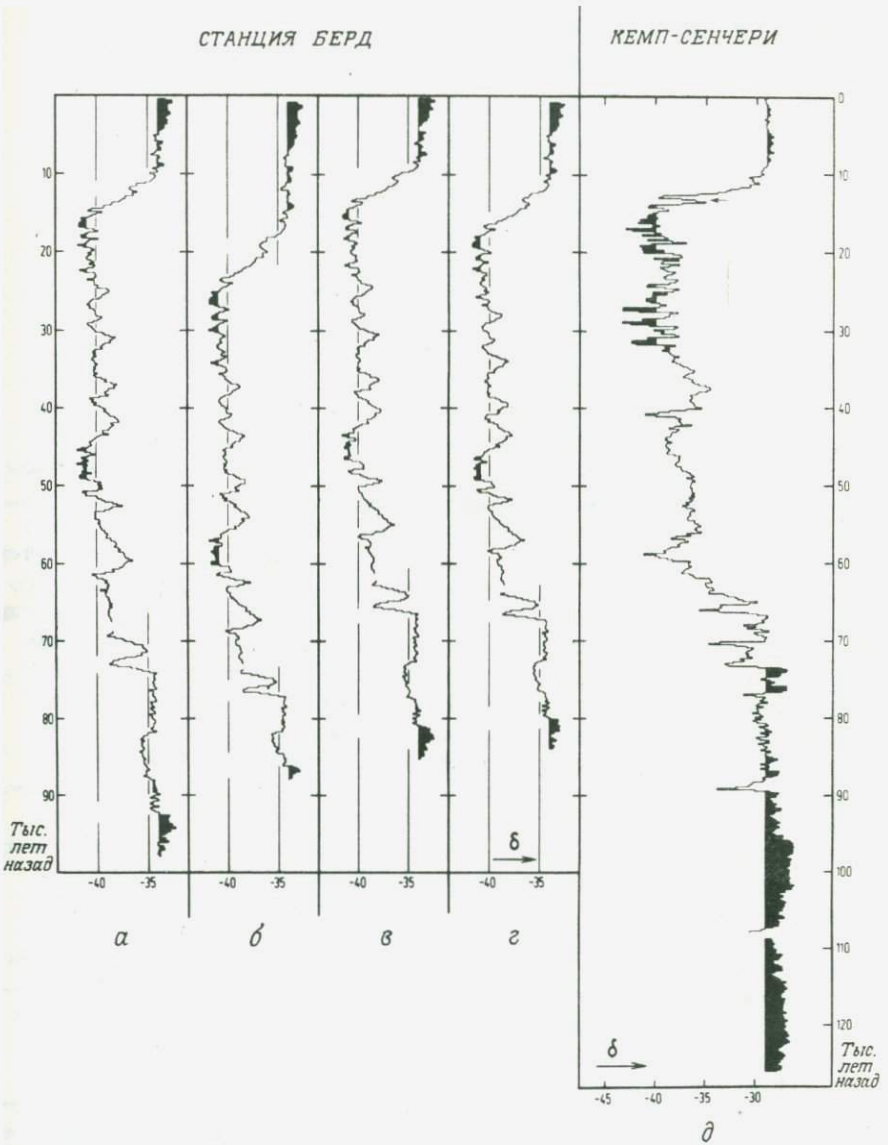


Рис. 8.1. Непрерывные изотопные кривые для Гренландского ледяного щита, Кемп-Сенчери, и станции Берд, Антарктида, построенные на основе 4 различных допущений о характере течения льда ([191], с изменениями).

дание в течение стадии поздний дриас в конце последнего оледенения. Колебания климата в историческую эпоху изображаются на более детальных графиках, построенных по данным Кемп-Сенчери [90], и подтверждаются документальными материалами.

Модели оледенения и дегляциации

Традиционные представления о скорости и направлении роста ледникового покрова были обобщены Флинтом [137]; их можно назвать гипотезами "образования на возвышенностях и роста с наветренной стороны". Эти представления все еще имеют широкое распространение. Именно так происходит возникновение и начальное развитие ледниковых покровов на территориях, где ледники встречаются и сегодня, или в высокогорных районах. Постепенно ледник разрастается в сторону наветренного склона, что обусловлено осаждением влаги из морских воздушных масс (рис. 8.2). В случае Лаврентийского ледяного щита его ледораздел в конечном счете мигрировал к западу в район Гудзонова залива, так что направление течения льда изменилось, и ледник перекрыл горы прибрежной части полуострова Лабрадор. Наконец, происходит дегляциация путем сокращения мощности ледяной толщи, при этом фрагменты бывшего покрова сохраняются, как правило, там, где весь процесс начинался.

Сведения, полученные по ранее не исследованным территориям полуострова Унгава (Лабрадор) и острова Баффинова Земля [184], а также хронологические данные изучения глубоководных кернов вызвали необходимость пересмотра упомянутой модели. Согласно другой точке зрения, основанной на материалах восточной части канадской Арктики и Субарктики, "мгновенное оледенение" происходит благодаря быстрому росту ледника в начальной стадии за счет слияния снежников на обширных пространствах (рис. 8.3). По мнению некоторых исследователей, причину "как первоначального роста ледника, так и его распада нужно искать в чрезвычайно быстрых, даже катастрофических событиях" [184]. Будучи сопоставлена с трехмерной моделью течения льда с учетом хронологического контроля, обеспеченного зафиксированным на острове Барбадос снижением уровня моря с -20 до -70 м 115 000 лет назад [333], модель показывает, что мощные ледниковые покровы могут образоваться приблизительно за 10 000 лет [6].

На основе геологических свидетельств распространения оледенения, оценок режима и температуры были смоделированы профили древних плейстоценовых ледниковых покровов, их динамический и термический режим [377]. Подобное моделирование имеет два основных ограничения: во-первых, качество геологических данных для установления распространения ледника (см. ниже) и, во-вторых,

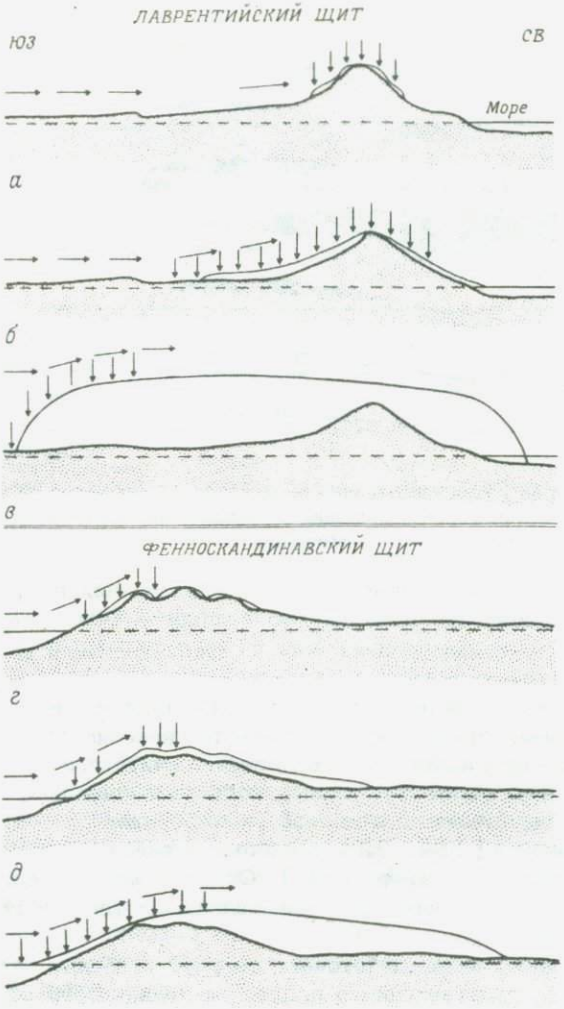


Рис. 8.2. Модели развития Лаврентийского и Фенноскандинавского ледниковых покровов, образующихся на возвышенностях и растущих в сторону наветренного склона [135].

недостаточность наших знаний о физике ледников [273]. Согласно модели позднедевенсийского ледникового покрова на Британских островах максимальная высота его над современным уровнем моря составляла 1800 м; подсчитано, что для его формирования потребовалось около 15 000 лет [37]. Последняя цифра

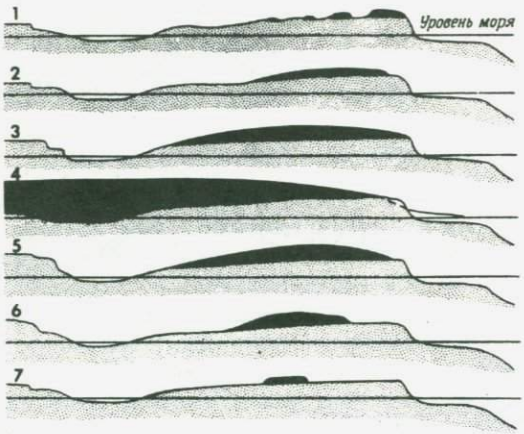


Рис. 8.3. Профиль Гудзонова залива и полуострова Лабрадор до залива Унгава, показывающий стадии "мгновенного" образования ледника и его сокращения [184].

несколько превышает расчетное время образования гораздо более крупного Лаврентийского ледникового покрова (см. выше).

Рассмотрим модель ледникового осадконакопления на примере современных ледников. Большое число приводившихся ранее примеров (гл. 2) свидетельствует о том, что отложения, оставленные ледниковыми покровами, нередко интерпретируются неверно. Одно время ледниковые отложения любого типа однозначно считались подледниковыми. В действительности же они формируются различными путями; их генезис с исчерпывающей полнотой рассматривается в трудах двух симпозиумов [154, 32], в работах Прайса [286] и в серии статей Боултона (например, [34]). Стратиграфия моренных отложений и связанных с ними флювиогляциальных толщ обсуждается в данной работе.

Укоренившиеся методы "отсчета сверху" особенно способствовали упрощению представления о процессах ледникового осадкообразования. Традиционно признаются два типа ледниковых отложений: скопления валунного суглинка на ложе ледника и абляционные морены, образующиеся при абляции (вытаивании) наносов, находившихся внутри толщи ледника и на его поверхности [135]. Однако работы, проведенные на современных ледниках, показывают, что разрезы осадков бесконечно разнообразны [33]; это открытие привело к созданию более сложной классификации ледниковых отложений (например, [141]).

Используя арктические ледники, особенно шпицбергенские, в качестве моделей для плейстоценовых ледниковых покровов, Боултон [33] доказал, что современные ледниковые отложения даже

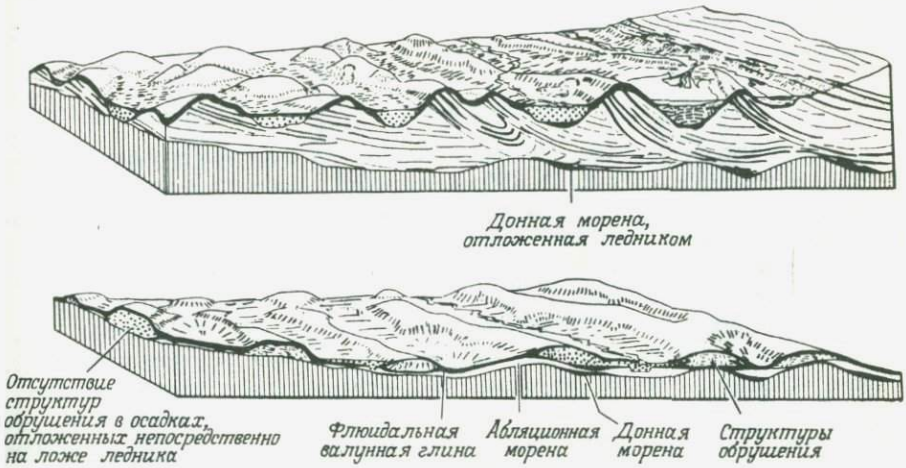


Рис. 8.4. Осадконакопление на поверхности и внутри ледника, под ледником, в реках и озерах [33].

в деталях аналогичны отложениям, оставленным древними ледяными щитами. Он показал также, что при распаде ледника, содержащего большое количество внутриледникового материала, происходит образование надледниковых отложений по мере вытаивания обломочного материала. Так формируется холмистая и равнинная поверхность основной морены. Модель Боултона представлена на рис. 8.4: морены с ледяным ядром контролируют процессы речного и озерного осадкообразования в основном в пределах линейно-вытянутых бассейнов при таянии массы льда, которая находится в краевой зоне ледника. Морена с флюидальной текстурой, вытаивающая на гребне, смещается в понижения, где она переслаивается с водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми отложениями, или перекрывает их. Моренный материал высвобождается также при таянии у днища ледника и из самой толщи льда.

Стратиграфическая последовательность образовавшихся при дегляциации отложений, особенно тех из них, которые четко разделяются на три горизонта: основная морена – зандровые отложения – основная морена (трехчленный разрез), – послужила основанием для признания двух самостоятельных наступлений ледника, разделенных его отступанием, в плейстоцене. Рельеф, существовавший ранее, стал обращенным, а древние водно- и озерно-ледниковые отложения, слагающие теперь узкие линейно-вытянутые гряды, при воссоздании истории плейстоценового оледенения могли быть ошибочно приняты за конечные морены.

Сложность осадочного разреза и образование форм рельефа не-

ясного происхождения характерны для краевых частей современных ледников. Однако, как бы осторожны мы ни были, элементы униформизма очевидны.

Характер осадконакопления и формы рельефа в плейстоцене

Британские острова. Равнины Чешира – Шропшира и прилегающие к ним территории (рис. 8.5) подвергались вторжению ледникового покрова с севера (из района Ирландского моря), который пришел в соприкосновение с Уэльским ледяным щитом на западе. Этот пример представляет особый интерес [395, 396] в связи с тем, что данная территория является типовой областью для девенсийского яруса. В последнем оледенении традиционно [320] выделялось два наступания ледника: раннее – около 40 000 лет назад и позднее – около 28 000 лет назад. Они установлены с учетом разнообразных данных, в особенности геоморфологических. Зандровые отложения, образующие "главную" террасу на реке Северн, очевидно, одновозрастны с отложениями террасы на одном из его притоков, реке Салуорп; здесь, в Аптон-Уоррене, установлено, что прослои органического вещества в разрезе террасы образовались 42 000 лет назад (рис. 8.5). Это возраст раннедевенсийского оледенения. Граница последнего наступания обозначена моренным комплексом, который тянется от Рексема через Элсмир к Уитчерчу и Бархиллу (на рис. 8.6 показано как повторное наступание У). Его позднедевенсийский возраст был подтвержден датировкой по ^{14}C переотложенной морской фауны (28 000 лет назад), отобранной из ледниковых отложений к северу от моренного комплекса. Таким образом, геоморфологические особенности строения этой территории – терраса и конечная морена – послужили главным основанием для выделения двух наступаний ледника.

В дальнейшем обнаружение под толщей ледниковых отложений в Ирландском море галечников фор-эшс (возраст от раннего девенсия до 30 000 лет назад) показало, что в действительности имело место только одно оледенение [321]. Это означает, что "главная" терраса реки Северн и терраса реки Салуорп стратиграфически разновозрастны; датировка по ^{14}C указывает лишь на раннюю аккумуляцию в Аптон-Уоррене, а все коррелятные отложения в долине реки Северн были, вероятно, уничтожены талыми водами, изливающимися из прогляциального озера Лапуэрт через ущелье Айронбридж [396]. Разрезы морены в Уитчерче свидетельствуют о том, что она может представлять собой флювиально-озерную толщу (рис. 8.4). Боултон же [33] предположил, что она, возможно, является озом. Кроме того, и другие краевые ледниковые образования, сложенные слоистым материалом и подобные известным грядам Салпаусселькя в Финляндии, по-видимому,

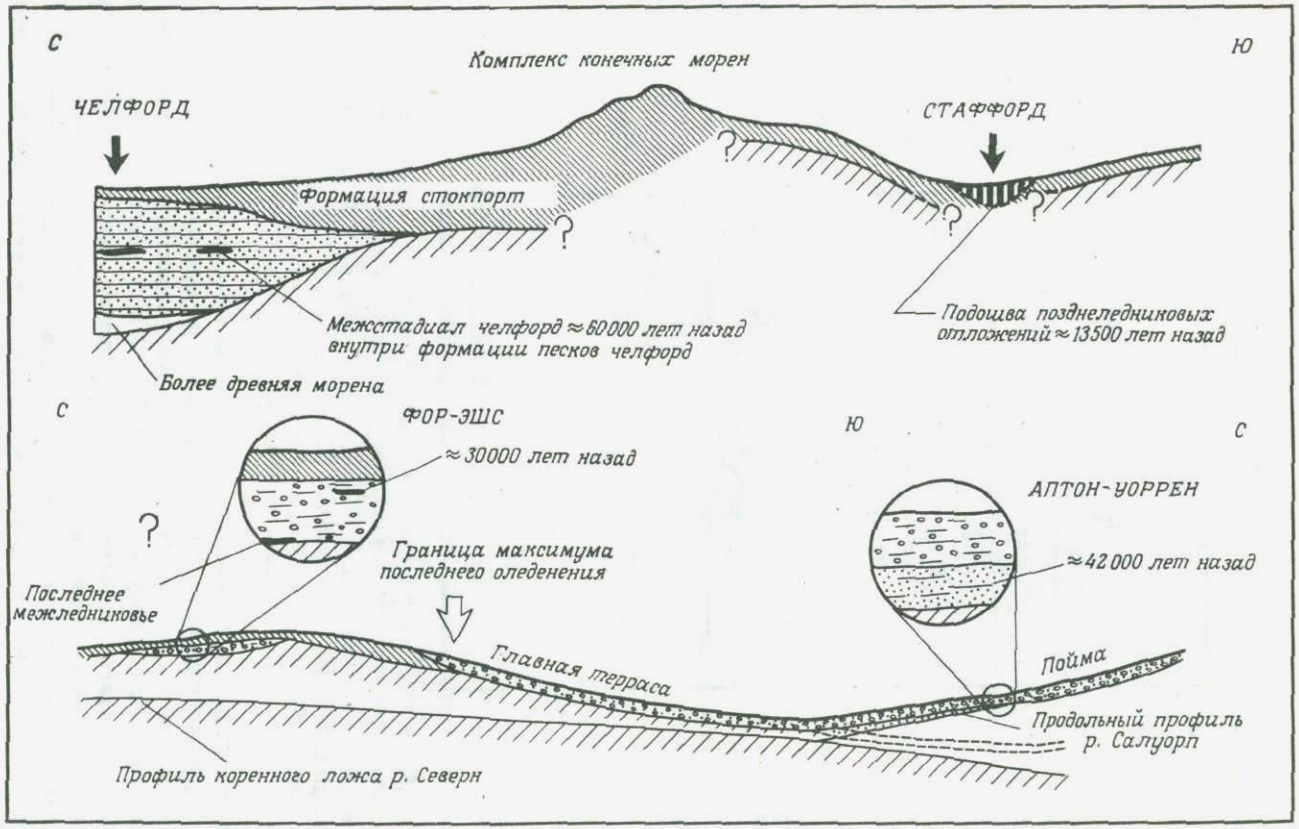


Рис. 8.5. Стратиграфия и геоморфологическое строение равнин Чешира – Шропшира, Великобритания [396].

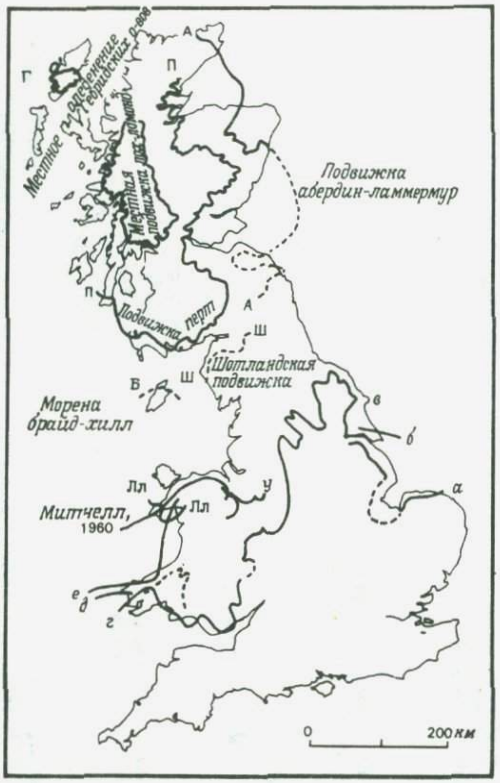


Рис. 8.6. Пределы распространения позднедевенсийского оледенения по данным различных авторов и предполагаемые фазы подвижек ледника. *Восточная Великобритания; а – Suggate, West, 1959; б – Valentin, 1958; в – Farrington, Mitchell, 1951. Западная Великобритания: г – [40]; д и пунктирная линия – Charlesworth, 1929; е – Wirtz, 1953; Лл – подвижка ллайн [40]; У – подвижка рексем – уитчерч и уэльс.*

имеют сходное происхождение. Сказанное относится и к параллельным флювиогляциальным грядам Дании и северной части ГДР и ФРГ, которые в настоящее время рассматриваются в качестве морен напора или автохтонных морен (гл. 2).

Реконструкции границ древнего оледенения, несущие в себе возможность ошибки, особенно рискованны, так как основываются на весьма проблематичных осадочных разрезах, вводящих нередко в заблуждение, и на формах рельефа неясного происхождения. Вопрос о границах последнего оледенения долгое время был предметом оживленной дискуссии. Ориентируясь на "свежие" формы рельефа в качестве свидетельства максимального

распространения оледенения, границу последовательно проводили у Холдернесса и Фламборо-Хед в Восточной Англии (рис. 8.6). Однако в дальнейшем стратиграфические исследования показали, что ледник доходил до северной части графства Норфолк.

Аналогичным образом границу оледенения на западе последовательно проводили в северном Пембрукшире (Дифед) и на полуострове Ллайн, основываясь главным образом на "свежем" облике форм рельефа и некоторых признаках перигляциальной обстановки (гл. 9). Однако стратиграфический анализ показал, что ледник продвигался гораздо южнее. Поэтому внешний вид форм рельефа не является надежным критерием при оценке распространения оледенения, и необходимые доказательства следует искать в стратиграфии.

Несколько раз пересматривались также границы ледникового покрова в позднем девенсии (рис. 8.6). Все они, за исключением границы стадии лох-ломонд в позднем дриасе, оказались неверными. Правда, некоторые разногласия относительно самого факта существования наступания лох-ломонд все еще сохраняются, причем возникают они главным образом из-за отсутствия несомненных стратиграфических доказательств [330, 339].

В графстве Линкольншир повторное наступание ледника было признано на основании четкой выраженности моренных отложений в рельефе [334], однако изучение текстуры и минерального состава этих отложений не выявило различий с предположительно более древней мореной [233]. Аналогичными работами было доказано, что морена хесл в Восточном Йоркшире представляет собой всего лишь выветрелые фации подстилающих ее моренных толщ драб и перпл. Наступания ледника в Камбрии, Шотландия, и в Гуинедде, северо-западная часть Уэльса, выявлены на основании трехчленных разрезов. Разрез в Гуинедде был изучен Боултоном [35], который пришел к выводу, что в нем представлено только одно наступание ледника.

Было установлено, что так называемые конечные морены ламмермур из гряды Ламмермур – Странрар в Шотландии в действительности представляют собой флювиогляциальные формы рельефа [327]. Далее к северу, в Абердине, Клаппертон и Сагден [69] доказали несостоятельность представления о якобы существовавшей здесь ледниковой подвижке; они установили, что флювиогляциальный характер рельефа этого района опровергает нахождение здесь ледника. Наступание перт, отмечавшееся в литературе до недавнего времени, выделялось по разрезам эандровых отложений, перекрывающих поднятые морские отложения на этой территории. Однако не лишено вероятности, что оба типа этих отложений формировались одновременно: галечники отлагались в дельтах, выходящих в позднеледниковое море [272].

Таким образом, ряд признаков, использованных для установления возможных подвижек девенсийского ледника, оказался истолкованным ошибочно. Прежде чем говорить о его повторных наступаниях, необходимо доказать существование дегляциации – бесспорных признаков его ухода; предпочтительнее всего это делать на органическом материале. Примером выполнения столь строгих требований служит провинция Великих озер в Северной Америке.

Соединенные Штаты Америки. Моренные гряды, расположенные в штате Иллинойс (рис. 8.7), были кратко рассмотрены в гл. 2. Уиллман и Фрай [390] закартировали серии морен, имеющих в плане дугообразные очертания, и идентифицировали по крайней мере 32 различных эпизода образования морен, обусловленных осцилляциями края ледника. Все они были сформированы всего лишь за 6000 лет, следовательно, движение ледника происходило со скоростью около 0,5 км в год (рис. 8.8). Последовательное образование моренных гряд было обусловлено, по-видимому, колебаниями климата, носившими пульсационный характер. С другой стороны, Райт [398, 399] показывал, что они возникли при пульсации ледникового покрова и что наличие подледниковой талой воды, служившей в качестве смазочного материала ложа ледяного щита, не противоречит этим взглядам.

Однако исследования последних лет, посвященные изучению литологии и стратиграфии моренных отложений формации уэдрон, в процессе которых неоднократно использовались модели осадко-



Рис. 8.7. Моренные гряды в Иллинойсе, США (Frye, Willman, 1973). Обозначения те же, что и на рис. 8.8.

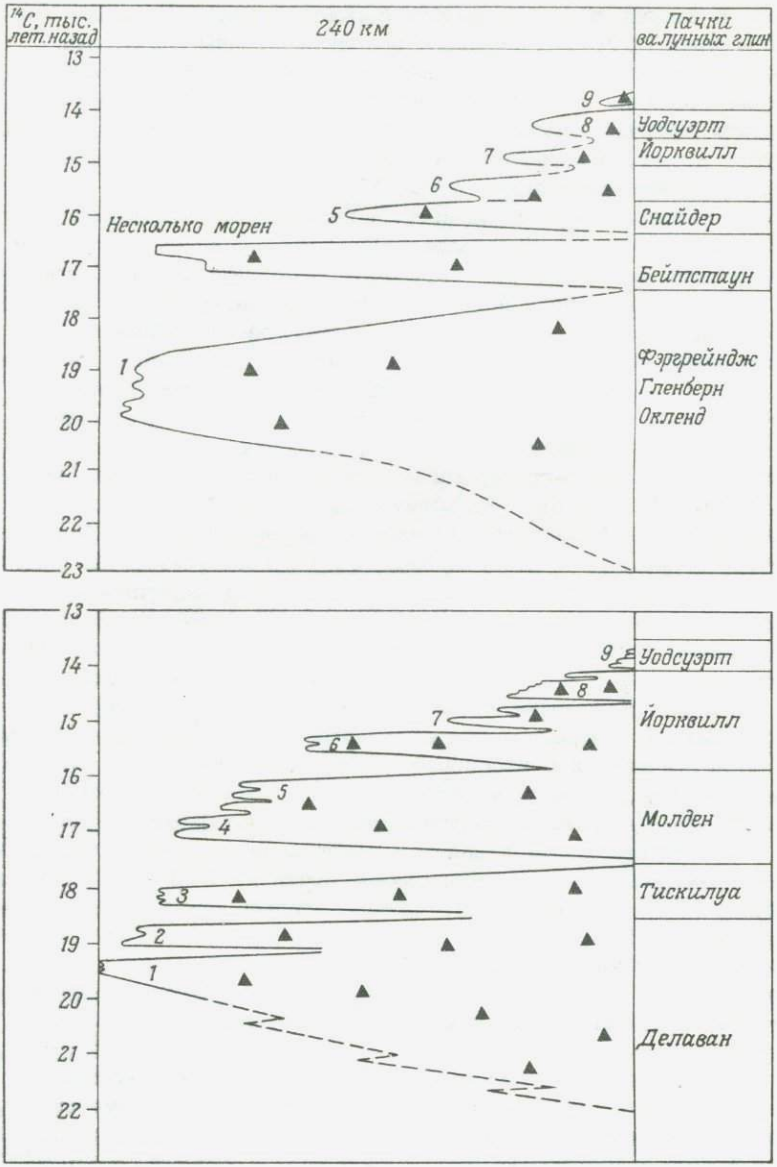


Рис. 8.8. Две интерпретации моренных гряд и отложений на северо-востоке Иллинойса.

Внизу – по Фраю и Уиллману (Frye, Willman, 1973), вверху – по Джонсону [192]; 1 – 9 – морены (см. рис. 8.7).

образования на поверхности ледника (например,[219, 25, 176]), привели к выводу о необходимости серьезной ревизии модели Уилмана и Фрая [390]. Корреляция основной морены существенно отличается от корреляции моренных гряд. На рис. 8.8 показаны основные различия в интерпретации морен (рис. 8.7); моренные комплексы пронумерованы для удобства сравнения их между собой. Следует, однако, оговориться, что эта новая гипотеза пока еще не подтверждена датированием по ^{14}C.

Итак, необходимость пересмотра региональной стратиграфии, а также характера и последовательности предполагаемых событий в плейстоцене очевидна. Это возможно в результате новых открытий и тщательного сбора первичных полевых материалов. Например, полевое картирование и сейсмическое зондирование отложений, подстилающих днище озера Мичиган, привели к серьезным изменениям представлений о позднеледниковой истории этого региона. Новые данные показали, что основная дегляциация происходила не во время межстадиала ту-крикс, а несколько раньше, в межстадиал кэри - порт-гурон, когда ледник отошел почти на 400 км (рис. 8.9). Об этом свидетельствует бриофитовый пласт в округе Шебойган, который состоит из маломощных прослоев мхов и листьев *Dryas integrifolia*, датированных 13 000 лет назад [128]. За этой дегляциацией последовало новое крупное наступание ледника, распространившееся к югу до границы стадии порт-гурон (рис. 2.22), когда ледник устремился в воды ледникового озера Чикаго и поднял его уровень до отметки 195 м над уровнем моря (гленвудский уровень). Красноцветная шорвудская морена, оставленная этой подвижкой, коррелируется с затопленной конечной мореной на дне озера Мичиган и с красноцветными моренными отложениями в районе Милуоки, которые прежде считались послету-крикскими - валдерскими. Ту-крикская дегляциация оказалась менее значительной, чем предполагалось раньше, и наступание ледника, оставившее морену ту-риверс (послету-крикскую), почти на 175 км не достигло границы, которая первоначально предполагалась для подвижки подстадии валдерс [120].

В настоящее время установлено, что морена валдерс в своем типовом районе является вудфордской, поэтому возникла необходимость переименовать послету-крикское наступание: оно получило название грейт-лейкского [120]. Если вспомнить дискуссию прошлого десятилетия о движениях края ледника в послевисконсинское время, то при такой интерпретации нет необходимости предполагать существенное ухудшение климата в период послету-крикского наступания; это положение согласуется с выводами о климате, сделанными при изучении растительности данного района на основании пыльцевых диаграмм [82, 91]. Однако этим не устраняется полностью возможность резкого наступания (пульсации) ледника. Дей-

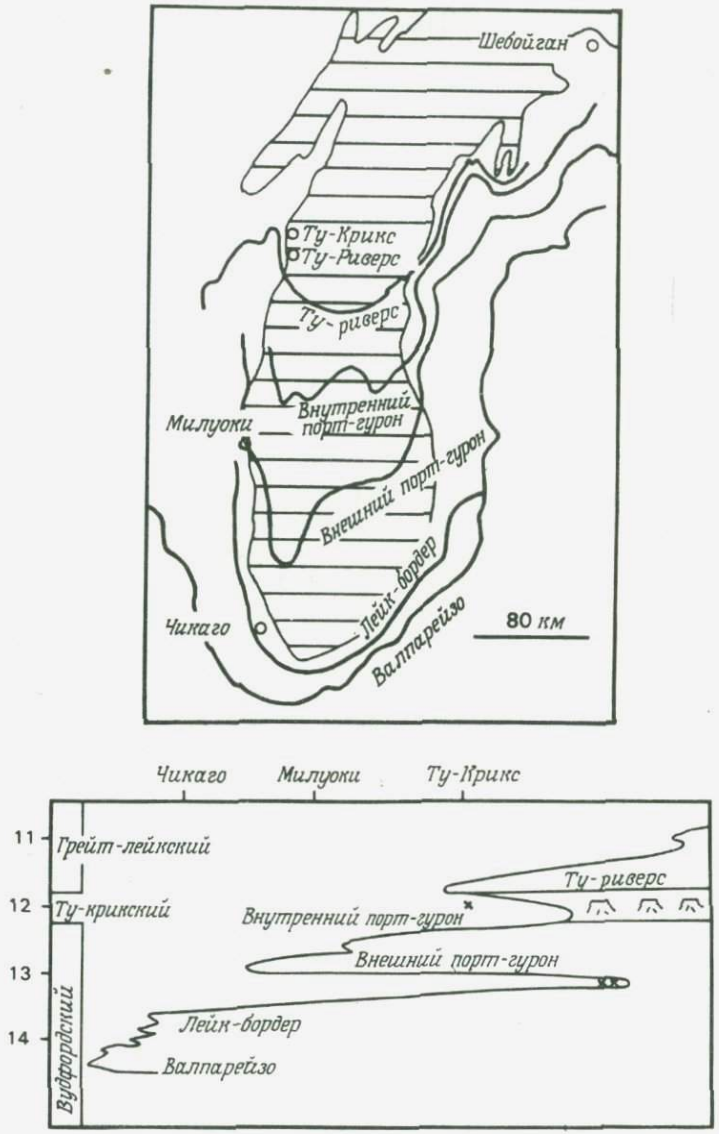


Рис. 8.9. Положение края ледника (вверху) и пространственно-временная диаграмма для бассейна озера Мичиган [120].

x – слой ту-крикс-форест; xx – слой шебойган с мхами.

ствительно, можно было бы привести доводы, что проблемы, связанные с интенсивной дегляциацией, за которой последовало столь же обширное новое наступание ледника, просто отодвигаются во времени к позднему вудфорду, если признать, что значительное отступание ледника произошло в течение межстадиала кэри–портгурон.

Глава 9

НЕЛЕДНИКОВЫЕ ОБСТАНОВКИ

Территории, не покрывавшиеся ледником, составляют большую часть поверхности земного шара, однако сведения об их четвертичной истории, за немногими исключениями гораздо более скудны, чем для ледниковых районов. Под заголовком "неледниковые обстановки" приведены данные о палеопочвах и перигляциальных явлениях, которые могут встречаться как в областях, подвергавшихся оледенению, так и за их пределами.

Тефрохронология

Торариисон [349] предложил термин tephra – тефра, обозначающий пирокластический материал, переносящийся по воздуху. Однако в Новой Зеландии содержание этого термина было расширено, и им обозначают также пепловые потоки и брекчии, образующиеся при извержениях типа "раскаленного облака" и представляющие собой постепенный переход к собственно пепловым отложениям. Пепловые слои не имеют себе равных как маркирующие горизонты, так как они отмечают определенный момент геологического времени. Корреляция их осуществляется с помощью датирования связанного с ними углеродсодержащего материала или путем датирования самих пеплов калий-аргоновым или трековым методом, а также посредством изучения отличительных свойств данного пеплового горизонта, которые могут служить диагностическими признаками.

Корреляция на основе отличительных свойств пепла включает ряд методов, например: изучение химического или минерального состава, оптических свойств, содержания темноцветных минералов; спектроскопические исследования для определения химических элементов, входящих в состав пепла, и количества связанной воды, а также активационный анализ частиц вулканического стекла. Таким образом подтвердилось широкое распространение некоторых пеплов. Было доказано, что пепел мазама, имеющий источником Каскадные горы, встречается в Орегоне, Вашингтоне, Альберте и в колонках донных отложений Тихого океана (Borchardt,1971). Существует описание методики полевых исследований [229], которые в ряде случаев позволяют дать формальное литостратиграфическое определение пепла. Маркирующие горизонты особенно успешно использовались в Новой Зеландии [363]. Остаются, однако, некоторые трудности, связанные с определением слоев пепла различного возраста, но имеющих общий источник (центр извержения).

На западе США интенсивно изучались вулканы Скалистых и Каскадных гор. Так, в районе западнее Йеллоустонского национального парка три крупные кальдеры и их туфы связаны со знаменитой серией пеплов перлетт: пепел хаклберри-ридж (перлетт B) имеет возраст около 2 млн. лет, меса-фоллс (перлетт S) – 1,2 млн. лет и лава-крик (перлетт 0) – 0,6 млн. лет. Эти пеплы позволяют датировать горное оледенение данного района (Richmond, 1976); они показаны на корреляционной схеме (гл. 10). В других районах США удалось датировать трековым методом пеплы гуахе на горе Бланко [186]; возраст их определен в 1,4 млн. лет. В обзоре [186] пеплов перлетт указано, что слой перлетт S имеет, очевидно, обратную намагниченность, перлетт 0 – нормальную намагниченность и возраст его постканзасский – раннеярмутский (ирвингтонский). Другим важным маркирующим горизонтом являются пеплы бишоп, встречающиеся в различных районах от Калифорнии до Небраски и датированные 0,7 млн. лет [185].

В Новой Зеландии более древний пепловый комплекс встречается главным образом между Оклендом и Уойкато, причем самые древние пеплы связаны с извержениями игнимбритов. Датирование этих пеплов осуществлено с помощью магнитостратиграфии (по сопоставлению с колонками донных отложений прилежащих морей) и трековым методом; возраст пеплов горы Керл определен, например, в 230 000 лет [245]. Более поздний комплекс пеплов датирован 42 000 лет и меньше, причем наиболее широко распространенные из них происходят из центра Муроа, озеро Таупо, как, например, пепел аокаутере (возраст около 20 000 лет), который предположительно распространялся вплоть до северной части низменности Кантербери [229].

Пеплы Рейнской области, к сожалению, не могут служить прямыми индикаторами возраста или непосредственно использоваться для корреляции. Бруннакер [51] утверждает, что или неверны калий-аргоновые датировки, или ошибочно сопоставление извержений со стратиграфией террас.

Тефрохронология представляет собой ключевой метод датирования и корреляции ледниковых подвижек (Richmond, 1976), изменений уровня моря, например в Японии [230], а также датирования аллювиальных конусов выноса и определения скорости смещения береговой линии [229].

Палеопочвы

Палеопочва – это почва, которая сформировалась на поверхности, существовавшей в прошлом [298]. Она может быть погребена под отложениями или оставаться на поверхности (как реликтовая). Поскольку этот термин употреблялся в широком смысле, возникло

много путаницы. Например, он применялся как к почвам in situ, так и к переотложенным почвам (коллювию), в которых часто сохраняется структура почвы. Он применялся также и к профилям выветривания, и к собственно почвенным профилям, что неверно, так как настоящая почва представляет собой конечный продукт выветривания, формирующийся в течение длительного времени при совместном воздействии климата, организмов, рельефа и включает горизонты, выделяющиеся благодаря различной интенсивности химических процессов и перемещению продуктов этих процессов, – все это в корне отличается от результатов обычного выветривания породы. Более того, выветривание часто происходит на контакте водоупорного и водопроницаемого слоев и не означает, что эти слои находились в субаэральных условиях.

Захоронение и диагенез могут значительно изменить почву. В сущности, у почвы очень мало специфически почвенных свойств, отличающих ее от осадка; даже глинистые оболочки (кутаны) присущи и почве, и осадку [359]. Таким образом, само распознавание палеопочв наталкивается на трудности.

Палеопочвы используются для палеогеографических реконструкций (см. раздел "Лёссы"), а также для корреляции и датирования. Для использования почв в целях корреляции необходимо располагать исчерпывающими сведениями о пространственных изменениях почв, так как без этого весьма вероятно ошибочное сопоставление генетически сходных, но принадлежащих к различным стратиграфическим уровням почв. Поэтому было предложено выделять почвенно-стратиграфическую единицу на основании не только стратотипического разреза, но и стратотипического профиля (type transect) [44]. На практике, однако, как правило, принимается, что глобальные синхронно происходящие климатические изменения оказывают на почвообразование такое воздействие, которое допускает сопоставление разобщенных территорий. Например, Моррисон и Фрай [259] сопоставили почву кокун в Большом Бассейне, Невада, с сангамонской почвой Среднего Запада США, опираясь в основном на ее хорошую выраженность в обоих районах.

Ключевое значение для расчленения последовательности осадков имеет выделение палеопочв в разрезах лёссов, террасового аллювия и отложений древних плювиальных озер. Следует отметить пример использования палеопочв для расчленения мощного разреза ледниковых отложений в горах Ла-Сал [291] как одну из немногих попыток оценить влияние рельефа поверхности на изменение типов почв по горизонтали и вертикали. Этот район расположен выше плато Колорадо (2100 м) до отметок 4170 м, причем с высотой происходит следующее изменение растительности: полынь – дуб – горная сосна – пихта – альпийский пояс; почвы также изменяются от сероземов на нижних уровнях через бурые лесные и бурые до

бурых подзолистых в наиболее высоких участках. Обычно почвы делятся по степени развития почвенного профиля на слабо, умеренно и полно развитые. Затем эта последовательность сопоставляется с последовательностью, разработанной для другого района, с которым предполагается провести корреляцию. При этом за основу корреляции обычно принимается наиболее развитая почва, чаще всего сангамонская.

Общий обзор почвенно-стратиграфических корреляций на западе США дан Бирклендом [17], который рассмотрел некоторые возникающие при этом трудности. Как и в других случаях, когда мы имеем дело с явлениями, повторявшимися время от времени в течение четвертичного периода, особенно велика опасность ошибки, связанной с гомотаксисом. Рассматривая уже пройденный путь в ретроспективе, можно видеть, что использование палеопочв для расчленения классических разрезов центральной части США опережало существовавший тогда уровень науки о почвах. Постоянно увеличивающийся объем наших знаний о современных почвообразующихся процессах подчеркивает необоснованность многих корреляций, сделанных ранее.

Перигляциальные обстановки

Термин "перигляциальный" относится к таким обстановкам, где ведущим процессом является действие мороза. Сейчас такие обстановки встречаются в высоких широтах или на больших высотах как в пределах, так и за пределами зоны вечной мерзлоты. Совершенно ясно, что в течение большей части плейстоцена нормой для умеренных широт Европы был перигляциальный климат; из этого следует большое значение обусловленных этим климатом процессов[1]. К ним относятся склоновые, аллювиальные, эоловые процессы, а также образование разнообразных структур, связанных с ростом грунтовых льдов. Хотя современные перигляциальные обстановки до некоторой степени могут считаться аналогичными плейстоценовым, для умеренных широт это едва ли справедливо. Здесь высота солнца в плейстоцене никогда не могла быть такой, как на современном Крайнем Севере, а это обусловливает различия в скорости процессов. Остается фактом, что в современных перигляциальных условиях не может быть найдено аналогов плейстоценовым перигляциальным условиям умеренных широт.

На склоновые отложения [12] в сильной степени влияют местные факторы, в том числе литология коренных пород; сказывается также возможность перераспределения поверхностного материала у подножия склона. Часто, однако, трудно отличить перигляциаль-

[1] Полный обзор перигляциальных процессов, отложений и структур дан в работах Уошберна [368] и Френча [142].

ные склоновые отложения от морены. В сомнительных случаях следует пользоваться термином "диамиктон" (diamicton). Смешение этих двух типов отложений неудивительно, поскольку оба они не сортированы, нередко слоисты, а в некоторых случаях более древние ледниковые отложения могут быть включены в состав более молодых перигляциальных образований. В Эссексе отличить перигляциальные диамиктитовые образования от основной морены "чолки баулдер клей" удалось, только проведя тщательный анализ структуры и крупности зерен [10].

Проблематичность происхождения некоторых диамиктонов непосредственно связана с последовательностью плейстоценовых событий в определенных районах. Диамиктон, который интерпретируется как основная морена, перекрывает некоторые перигляциальные пляжевые образования на юго-западе Великобритании и свидетельствует о том, что последующее оледенение происходило здесь после эпизода высокого стояния уровня моря. Существует и противоположная интерпретация диамиктитовых отложений, согласно которой эти отложения включают переотложенный материал более древней морены, и таким образом последнее оледенение в этом районе предшествовало эпизоду поднятия уровня моря [38, 39]. Основываясь на диамиктитовых отложениях, которые интерпретировались исключительно как перигляциальные образования, различные исследования показали, что остров Мэн [347] и центральный Уэльс [373] не были покрыты ледником в позднедевенсийское время. Однако очертания девенсийского ледника, реконструированного с учетом этого вывода, представляются маловероятными, а в свете новых данных стратиграфических исследований и радиоуглеродного датирования эти представления были полностью оставлены. Приверженцы альтернативной точки зрения считают диамиктон состоящим в основном, хотя и не исключительно, из ледникового материала, переотлагавшегося во время оледенения и после него, в особенности в поздний дриас [285, 39, 40, 41], подчеркивая таким образом исключительную скорость перигляциальных процессов.

Псевдоморфозы по ледяным клиньям и следы ("шрамы") гидролакколитов указывают на существование в прошлом вечной мерзлоты, но и только. Несмотря на это, они ошибочно использовались для восстановления границ ледников. Предполагалось [274], что псевдоморфозы встречаются только за границами последнего продвижения льдов в Шотландии, хотя в действительности эти формы известны и внутри этих границ [330]. Подобные же критерии, а также наличие следов ("шрамов") гидролакколитов использовались в Уэльсе для выявления территорий, не покрывавшихся ледниками [372]; при этом не учитывались данные пыльцевого анализа и радиоуглеродные датировки, свидетельствующие о том, что рост гидролакколитов происходил в позднем дриасе [160].

Эти вопросы обсуждались в течение довольно долгого времени, так как серьезные сомнения вызывала скорость процесса. Сейчас, однако, это подтверждено радиоуглеродными датировками. Было выявлено много ярких примеров большой скорости перигляциальных процессов. Например, в течение только позднего дриаса нивально-флювиальные процессы выработали широкие сухие долины в меловом уступе [200]; в Спрафтоне, Эссекс, произошло врезание русел рек на 7 м и последующее полное заполнение врезов галечниками [401]; в Лонгминде, Шропшир, накопились аллювиальные конусы выноса [269], а около Глазго происходила интенсивная солифлюкция на склонах друмлинов [187]. Все эти и многие другие факты указывают на интенсивное протаивание и плоскостную денудацию на лишенных растительности склонах.

Таким образом, перигляциальные явления, хотя и являются важным показателем условий среды, требуют осторожности в выводах. Односторонне интерпретируя отложения, происхождение которых неясно, исследователь может прийти к ошибочным выводам; при этом скорости процессов, действовавших в перигляциальных условиях прошлого, несравнимы, по-видимому, с какими-либо современными.

Лёссы [1]

Лёсс – это карбонатный алеврит, который отлагается ветром и достигает в древней перигляциальной зоне значительных мощностей. Наибольшие мощности лёсса отмечены в Китае и на Украине [360], однако на больших пространствах США и Европы он также образует мощные покровы. Название "лёсс" применимо к любым тонкообломочным отложениям эолового происхождения, за исключением, например, дюнных песков или пеплов Новой Зеландии, где их источником является дефляция пойменного аллювия и осушенных частей шельфа [229]. Но всюду в других местах основным источником лёссового материала оказывается дефляция обнаженных зандровых равнин и аллювиальных отложений в крупных долинах, что подтверждается содержанием в лёссах фауны гастропод (см., например, [221]). Эти палеонтологические данные особенно ценны, потому что современных аналогов среды, в которой происходила аккумуляция лёсса, не существует.

Для целей стратиграфии особенно велико значение лёссов в тех районах, где встречаются непрерывные их разрезы. Однако в других местах распространение лёссов стратиграфически ограничено. в Великобритании они относятся в основном к началу позднедевенсийского времени, а на юге страны в результате криотурбаций

[1] Литофации "покровных песков" (cover sands) рассмотрены ван дер Хамменом (van der Hammen, 1951) для территории Нидерландов и Каттом [62] для Великобритании.

нередко смешивались с другими осадками [62]. Более древние лёссы встречаются спорадически, главным образом на юго-востоке Англии. Проводившееся на Новой Зеландии геохронометрическое датирование показало, что лёссы накапливались во время извержения, при котором были выброшены пеплы маунт-керл (230 000 лет назад); позднее в плейстоцене происходило отложение других слоев пепла, что позволяет составить геохронологическую шкалу лёссонакопления. Радиоуглеродные датировки показывают, что на полуострове Банкс между 30 000 и 12 000 лет назад [299] не происходило накопления лёссов, зато значительное количество их было отложено между 12 000 и 10 000 лет назад, во время отступания ледника. В США хорошо известны лёссовые стратиграфические единицы и их соотношение с покровами основной морены и палеопочвенными горизонтами (гл. 2) [298]. Но наибольшее значение для стратиграфии приобрели лёссы Центральной Европы – в Чехословакии, Австрии и прилегающих районах. Здесь, очевидно, имеются непрерывные разрезы лёссов, в некоторых случаях прослеживающиеся во времени до эпизода Олдувай.

Разрез лёссов Центральной Европы: поистине замечательная картина плейстоценовой истории в Центральной Европе была получена по лёссовым разрезам путем изучения самих лёссов, переслаивающихся с ними палеопочв, фауны моллюсков из тех и других, а также в результате применения радиоуглеродного датирования и магнитостратиграфии [206, 207].

С лёссами связаны и две другие осадочные единицы, имеющие палеоклиматическое значение: "пеллетовые пески" (pellet sands) и "маркирующие горизонты". Пеллетовые пески представляют собой зерна илистого или глинистого материала, имеющие размерность песчаных частиц и образующиеся при выпадении проливных дождей после жаркого и засушливого сезона. Во многих случаях они оказываются синхронными эпохам накопления галечного аллювия террас. "Маркирующие горизонты" – это тонкие светлоокрашенные прослои, отлагающиеся при сильных пылевых бурях.

Почвы, которые представляют собой надежный индикатор современного им растительного покрова, в основном принадлежат к двум типам: биологически переработанные почвы прерий, в которых происходит накопление органического вещества; и выщелоченные почвы типа бурых лесных (Braunerde). В лёссах встречается два климатообусловленных типа почв: чернозем (приуроченный к зоне лёссонакопления) и так называемая почва Parabraunerde, выщелоченная и декальцифицированная почва, подобная бурой лесной, но с аккумуляцией глинистого материала в горизонте В (в южной части лёссовой зоны). Собственно ледниковым эпохам свойственны мерзло-глеевые и псевдоглеевые почвы, развивающиеся на мерзлом субстрате. В голоценовых разрезах отсутствуют бурые суглинки (Braunlehms)

[205], пространственно связанные со Средиземноморьем, и мерзло-глеевые почвы.

Лёсс и связанные с ним отложения содержат богатую фауну гастропод. Значение их для реконструкций климата было установлено Ложеком [220, 222], который выделил три основные группы. Встречающаяся в лёссах фауна *Pupilla*, бедная как по количеству видов, так и по числу особей, свидетельствует о холодных условиях; еще более холодные условия представляет фауна *Columella*, включающая вид *Vertigo pseudosubstriata*, который сейчас обитает в альпийском поясе Тянь-Шаня в крайне холодных и континентальных условиях. С другой стороны, фауна *Striata* представляет современные условия Центральной Европы.

Повторяющиеся сочетания осадочных тел в окрестностях Праги и Брно позволили Кукле (Kukla, 1961) выделить циклы осадконакопления 1-го и 2-го порядков, а позднее – и формальные литостратиграфические единицы [206]. Циклы 1-го порядка соответствуют ледниковым эпохам и разделяются границами 1-го порядка (marklines), а циклы 2-го порядка соответствуют стадиям, разделяющимся границами 2-го порядка. Каждый цикл и подцикл, включающий различные фазы, начинается тонким слоем делювиальных отложений и образует следующую последовательность: 1) тонкий делювиальный суглинок, 2) лесную почву типа Braunerde, 3) чернозем, 4) маркирующий горизонт – тонкие отложения пыльных бурь, 5) пеллетовый песок, 6) лёсс. Некоторые из этих единиц (фаз) могут отсутствовать в отдельных разрезах, но встречаются репрезентативные разрезы, где полностью представлены три последних ледниковых цикла. Стратиграфическую основу дают границы раздела между мощным лёссом и перекрывающей его почвой типа Parabraunerde или Braunerde. Каждая единица или ледниковый цикл обозначается заглавными буквами: цикл А включает голоцен, цикл Б – последний плейстоценовый цикл и т.д. Отсюда следует, что термический оптимум приходится на начало каждого цикла, а самая холодная часть отмечается непосредственно перед концом цикла. Граница 2-го порядка отделяет лёссы от почв Braunerde, Parabraunerde или черноземов. Стратиграфические единицы, ограниченные границами 2-го порядка, называются стадиальными циклами и обозначаются той же буквой, что и ледниковые циклы, с добавлением арабской цифры, например Б3.

Эта система, хотя и имеет известную практическую ценность как первое приближение, не исключает опасности того, что, поскольку фазы, выделяемые внутри цикла, систематически различаются по выраженности, всегда остается возможность гомотаксиальной ошибки. Следует отметить, например, что никаких стратотипов для различных циклов не предложено.

Хронологическая основа включает датировки, полученные по

древесному углю и почвенному гумусу (до 30 000 лет назад), и магнитостратиграфические данные, в том числе положение границы Брюнес – Матуяма, эпизод Олдувай, а также выделенный около Брно эпизод Блейк (гл. 5). Кроме этого, границы разделов коррелировались с терминациями океанической изотопной кривой [206].

Из всех изученных разрезов выделяется разрез Червены–Копец (Красный холм) вблизи Брно, Чехословакия (рис. 9.1). На пяти террасах реки Свратка залегают отложения и почвы, принадлежащие десяти полным ледниковым циклам [207], и стратиграфическое положение этих единиц относительно аллювия позволяет установить возрастные соотношения. Граница Брюнес – Матуяма проходит по кровле аллювия террасы IV.

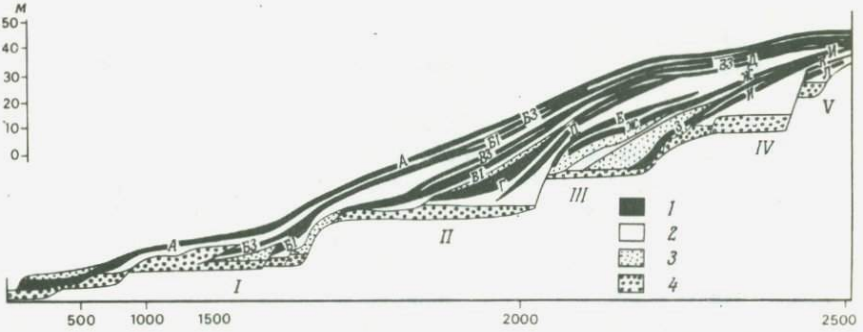


Рис. 9.1. Разрез Червены-Копец (Красный холм), Брно, Чехословакия ([207], с упрощениями).

Внизу указано расстояние от реки Свратка, м. А – Л – подошвы отложений отдельных ледниковых циклов. I – V *– террасы.*
1 – почвенный комплекс; 2 – лёсс; 3 – пеллетовые пески и делювий; 4 – галечник, песок, ил.

Аллювиальные террасы. В прошлом изучению речных террас мешало использование чрезмерно упрощенных моделей. Одно время террасы связывались с древними уровнями моря [406], сейчас известно, что высота террасы над поймой не может служить показателем ни возраста террасы, ни положения уровня моря в прошлом [72]. Равным образом не соответствует истине и представление о том, что в теплые эпохи происходит врезание реки, а в холодные, напротив, – аккумуляция. Накопление аллювия наблюдается в самых разнообразных климатических условиях. Дальнейшее осложнение состоит в том, что террасовый аллювий особенно подвержен переотложению. Гранулометрический состав аллювия все больше используется для выводов о палеогидрологии (например, [306, 11]). Однако стратиграфическое значение аллювиальных

террас заключается в том, что они являются индикаторами климатических изменений. На примере центральной части США Фрай [146] построил модель речной аккумуляции, врезания и стабильного состояния, основываясь на стратиграфических соотношениях аллювия, покровов основной морены и палеопочв. Он показал, что эрозия проявляется преимущественно на начальных стадиях ледникового ритма, а осадконакопление (частично за счет выноса материала талыми ледниковыми водами) – на более поздних стадиях. Эпизоды почвообразования в основном соответствовали периодам стабильности, хотя некоторая аккумуляция все же происходила. Во многом сходная последовательность событий устанавливается в долине реки Эйвон, Великобритания. Ранее последовательность террас в этой долине связывалась с колебаниями уровня моря [100], причем террасы № 3 и 2 относились к ипсуичскому времени. Сейчас, однако, хотя и допускается некоторое проявление аккумуляции в межледниковья, террасы датируются раннедевенсийским временем [322] и не связываются с колебаниями уровня моря.

Аллювиальные отложения Рейна: особенно интересны террасы Рейна около Кёльна и во впадине у Нёйвид, ниже Кобленца. Выше по течению террасы Рейна испытали поднятие, а ниже они были опущены в результате прогибаний всей южной части бассейна Северного моря. Однако в зоне сочленения поднимающихся областей с прогибающимися выделяются перекрывающие друг друга аллювиальные свиты (рис. 9.2). По традиции верхняя и средняя террасы среднего комплекса относились к эльстеру, нижняя терраса среднего комплекса – к оледенению заале, и низкая терраса – к вислинскому оледенению. Однако после детальных исследований аллювия, в особенности изучения относительного содержания кварца, тяжелых минералов, моллюсков, данных магнитостратиграфии, исследований лёссового чехла и тефрохронологии, Бруннакер [51] показал, что последовательность была более сложной (рис. 9.2). Схема корреляции в гл. 10 показывает стратиграфическое положение аллювиального комплекса в региональной схеме. Между прочим, можно отметить следующее: 1) главная терраса ГТ1 имеет обратную намагниченность отложений (рис. 9.2); 2) главная терраса ГТ3 включает древнейшие из известных псевдоморфоз по ледяным клиньям, а следовательно, к этому времени относится первое установление крайне холодных условий и вечной мерзлоты; 3) средний террасовый комплекс включает 4, а не 2 террасы; терраса СТIIа имеет нормальную намагниченность отложений и включает псевдоморфозы по ледяным клиньям; 4) образование нижней террасы связано с очень быстрым врезанием во время позднего дриаса.

Глиняный карьер Керлих во впадине Нёйвид (рис. 9.3 и корреляционная схема в гл. 10): изучение его позволяет сопоставить

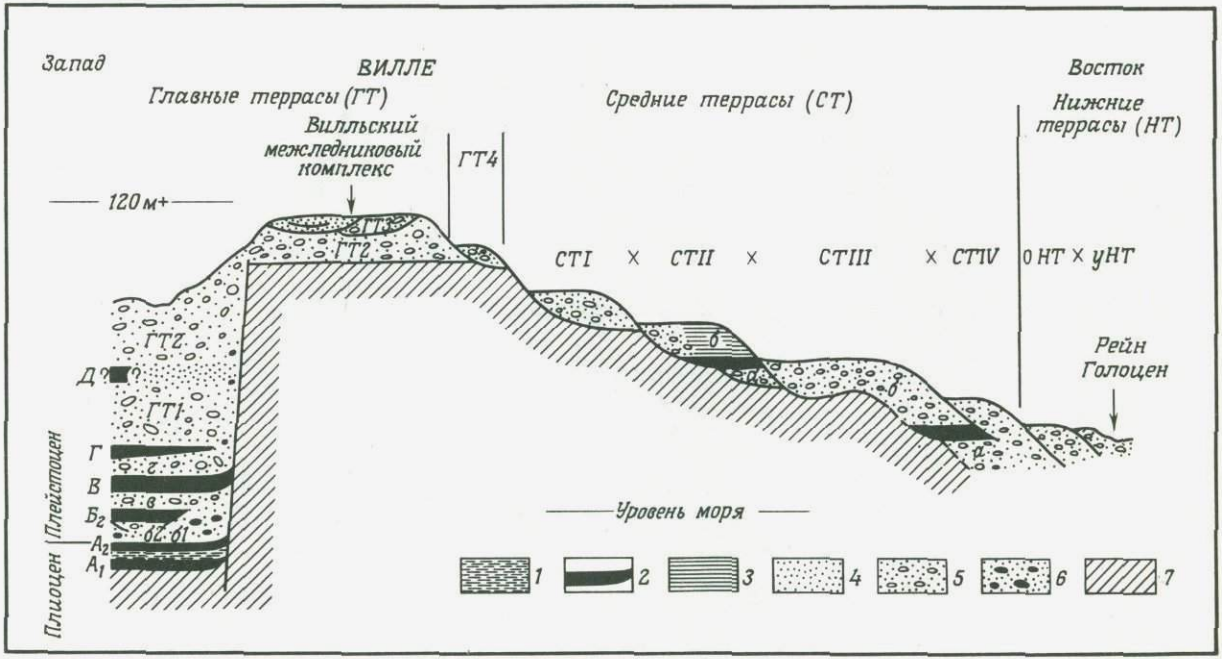


Рис. 9.2. Террасы Рейна у Кёльна [52].

1 – торф; 2 – глина; 3 – ил; 4 – песок; 5 – четвертичные галечники; 6 – третичные галечники; 7 – третичные коренные породы.

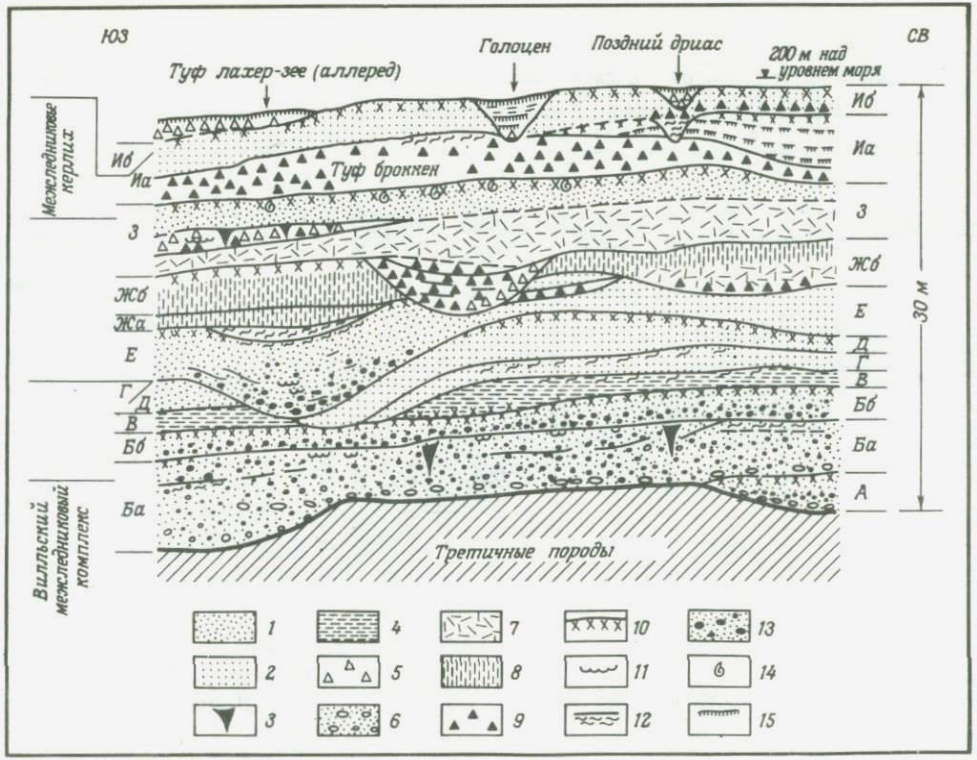


Рис. 9.3. Разрез плейстоценовых отложений во впадинах Керлих и Нёйвид [52].

1 – песок; 2 – лёсс; 3 – ледяной клин; 4 – пойменный ил; 5 – пемзовый туф; 6 – рейнский галечник; 7 – оползневой материал; 8 – лёссовидный суглинок; 9 – базальтовый туф; 10 – межледниковая почва; 11 – криотурбации; 12 - Naßboden; 13 – мозельский и местный галечник; 14 – межледниковые моллюски; 15 – гумусовый горизонт бурой лесной почвы (Braunerde).

эпизоды аккумуляции террасового аллювия, лёссонакопления и вулканической деятельности. Датирование и корреляция приведены в гл. 10. Но в общей последовательности отложений, которая в основном представляется непрерывной, можно выделить следующие маркирующие горизонты: единицы от А до В представляют собой аллювиальные отложения, но начиная с Г и выше они покрыты лёссом. Нижняя часть "кромерского комплекса" представлена так называемым "вилльским межледниковым комплексом", включающим единицы от Ба до Г. Самые ранние из зафиксированных в Европе псевдоморфоз по ледяным клиньям принадлежат нижним галечникам (единица Ба). Граница Брюнес – Матуяма устанавливается в мозельских галечниках единицы Бб (Brunnacker et al., 1976). На вулканическую деятельность указывает присутствие эгирин-авгита в единице Бб, в то время как начиная с единицы Жб вверх встречается бурая роговая обманка. Состав фауны моллюсков полностью соответствует данным о составе осадков. Возраст, определенный интерполяцией калий-аргоновых и радиоуглеродных датировок и палеомагнитных определений, показан в корреляционной схеме (гл. 10).

Природные обстановки низких широт и плювиальные озера

Летопись событий раннего и среднего плейстоцена для низких широт в целом отрывочна и не поддается анализу и реконструкции в сколько-нибудь значительных масштабах. За исключением отдельных местных разрезов, имеющих локальное значение (например, в ущелье Олдуваи и на озере Рудольф), где оказывается удачной калибровка при помощи калий-аргонового метода и палеомагнитных горизонтов, данные редки и неточны. Например, для Африки не известно ни одного непрерывного разреза среднего плейстоцена, не существует колонок, содержащих органические отложения, а что касается фауны, то даже сейчас в ее составе много плиоценовых элементов [57]. Однако фаунистические сообщества здесь смешанные, а эволюционные линии известны для очень немногих таксонов, поэтому наиболее важны палеоэкологические реконструкции, которые в основном делаются по седиментологическим данным [57, 59].

Подобная же скудность данных характерна для Южной Америки, за исключением отдельных районов, например Боготы (van der Hammen, 1971) и Патагонии [242]. Даже изучение последней ледниковой эпохи только начато (Damuth, Fairbridge, 1968). Однако в других местах – в Австралии и Северной Африке [294] –эпоха последнего оледенения известна довольно хорошо. Но самые полные данные получены на основе изучения плювиальных озер, которые зафиксировали изменения климата в смене высоких и низких уровней. В Африке, однако, большая часть данных может быть интерпре-

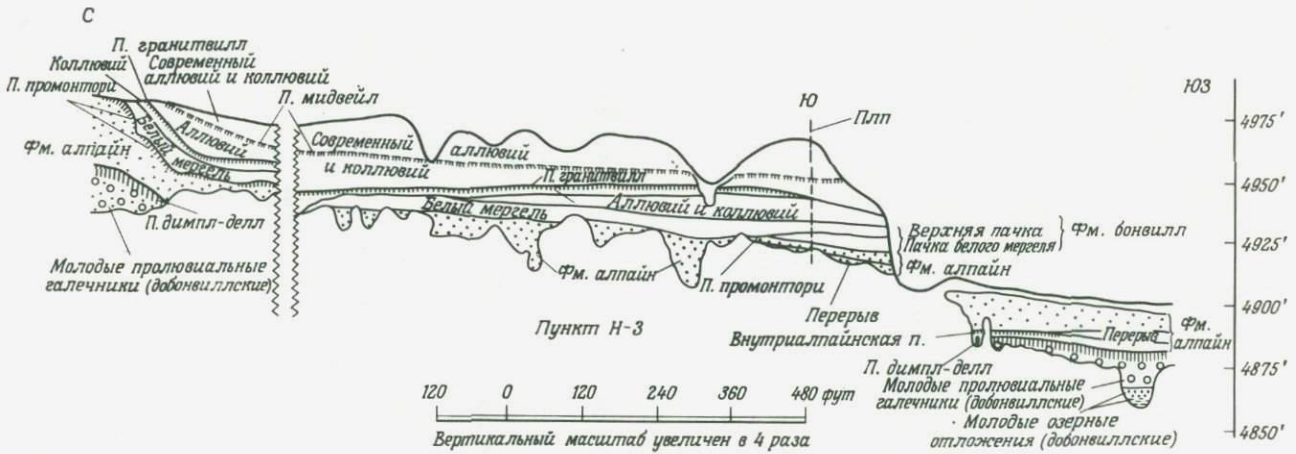


Рис. 9.4. Разрез плейстоценовых отложений озера Бонвилл в Литл-Валли, Промонтори-Пойнт, шт. Юта [257].

П – почва; Фм – формация; Плп – перегиб линии профиля.

тирована неоднозначно, и межрегиональные корреляции дают противоречивые результаты [58]. Бутцер [57] показал, насколько неустойчив современный экологический баланс и климат; но насколько менее устойчивы должны были быть климаты и экология в быстро изменяющихся условиях позднего плейстоцена, особенно если учесть наложение эффекта местных факторов?

Плювиальные озера. Плювиальные озера существовали в Азии, Австралии и Африке, но наиболее изучены озера запада США [255, 256]. Современное изучение плювиальных озер использует детальные стратиграфические исследования и картирование, позволяющие воссоздать трехмерную картину. Это вызвано тем, что исследования, базирующиеся только на формах рельефа – террасах, дельтах и береговых валах, – как оказалось, не могут установить изменчивость условий в деталях. Моррисон [257] сравнивает стратиграфию озерных отложений со стопкой блюдец различного диаметра, высоты и толщины, каждая из которых представляет цикл озерного осадконакопления. На основании исследований озер Лахонтан и Бонвилл он разработал систему литостратиграфической классификации, где выделяются озерные и субаэральные единицы (рис. 9.4). Наивысшие уровни озер определялись по максимальной высоте залегания озерных отложений, а минимальные – по поверхностям несогласия, почвам, склоновым отложениям и лёссам. Такой подход позволил выявить колебания озерных уровней, до сих пор не установленные.

Более древние плейстоценовые отложения в озерах Бонвилл и Лахонтан глубоко погребены, но в первом (Бонвилл) имеются данные об отложениях, относящихся к канзасскому и иллинойсскому озерным циклам. Данные о колебаниях уровня в висконсинское время, однако, допускают детальные реконструкции (рис. 9.4, корреляционная схема в гл. 10).

Разрезы отложений плювиальных озер весьма полезны, поскольку позволяют распространить данные, полученные в районах континентального оледенения, на другие территории, а также установить стратиграфические опорные точки в районах, для которых другие данные очень скудны.

Глава 10

ОБЗОР

Не подлежит сомнению, что хронологическая шкала четвертичного периода подвергалась значительным изменениям, которые можно сравнить с коренной перестройкой геологии в целом в результате разработки теории тектоники плит. Вместо прежнего плейстоцена, включающего четыре, пять, самое большее шесть основных ледниковых эпох, в пределах одной только палеомагнитной эпохи Брюнес фактически установлено восемь ледниковых и восемь межледниковых эпох, а весь четвертичный период включает 17 оледенений. Существующие системы расчленения не соответствуют объективной реальности, и употребляемые в них термины в лучшем случае должны быть определены заново, а в худшем являются целиком и полностью ошибочными и дезинформирующими. Должны быть пересмотрены имеющиеся данные по континентам. Например, как уже было показано [207, 208], четыре классических яруса альпийского региона охватывают интервал времени около 0,8 млн. лет; более того, они обязаны своим существованием не климатическим циклам, а фазам ускоренного поднятия земной коры.

Существование в четвертичном периоде (продолжающемся около 1,6 млн. лет) 17 циклов оледенений обусловило более высокую скорость всех природных процессов, чем предполагалось. Это стало достаточно очевидным, когда с помощью радиоуглеродного датирования была установлена скорость поднятия уровня моря в голоцене [153]. Позднее было показано, что образование крупных ледниковых покровов может занимать всего около 10 000 лет [6], что полностью подтверждается данными глубоководного бурения. Примерами других быстро развивающихся событий могут служить установление ярко выраженных перигляциальных условий на возвышенностях Британских островов в позднем дриасе (гл. 9) и крупномасштабные смещения поверхностных водных масс Северной Атлантики (Ruddiman, McIntyre, 1976), которым соответствовали не менее значительные сдвиги в фауне жуков [77]. Такие же быстрые изменения органического мира устанавливаются и в разрезах глубоких впадин, в которых накапливались осадки, например Гран-Пиль, Франция [391], торфяник Тенаги-Филиппон в Македонии (van der Hammen et al., 1972), озеро Бива в Японии [177], Сабана-де-Богота в Колумбии (van der Hammen et al., 1964) и Квинсленд, Австралия [201].

Во многих дисциплинах началась переоценка данных. После долгого сопротивления археологи наконец осознали, что датирование и классификация на основе технологии изготовления, например, каменных орудий, в большинстве случаев уже не может применяться. Ашельские каменные орудия в Африке, возможно, имеют возраст 1,4 млн. лет, но в приатлантических и средиземноморских районах они редко бывают старше середины эпохи Брюнес [181]. Пересматриваются и традиционные биогеографические концепции (гл. 6). По аналогии с развитием растительности Северной Америки в голоцене было высказано предположение о том, что состояние растительного покрова в межледниковья не достигало равновесия, главным образом вследствие краткости этих интервалов [92]. Из этого следует значительная региональная дифференциация флористического состава, что в свою очередь снижает ценность корреляций на основе биозон. Например, гортийский межледниковый интервал Ирландии, ранее сопоставлявшийся с хокснием Восточной Англии [248], сейчас по стратиграфическим данным отсен к последнему межледниковью.

Давно уже известны примеры очень быстрого, даже катастрофического, изменения рельефа, например, осушение озера Мизула или перестройка рельефа расчлененного лавового плато в штате Вашингтон [43]. Менее четки свидетельства повторявшихся относительно коротких интервалов углубления долин в центральной части Северной Америки, установленные по стратиграфическим данным [146]. Предполагается, что выработка береговой платформы и абразионного уступа в западной Шотландии произошла в позднем дриасе в течение менее чем 1000 лет [329]. Таким же образом Фэрбридж [124] предположил, что береговые платформы умеренных широт были выработаны не во время межледниковья, а раньше, когда уровень моря был ниже, а морские льды ускорили процесс формирования платформ.

Во многих случаях эпизоды исключительно высокой активности процессов приурочены к моментам крупных изменений климата. Резкий характер этих изменений зафиксирован в ледяном керне скважины Кемп-Сенчери, где 90 000 лет назад переход от полностью умеренного к типично ледниковому климату произошел в течение менее 100 лет [90], и в колонках глубоководных отложений Карибского моря (в то же время) [198]. Анализ причин таких быстрых изменений климата не входит в задачи книги, однако можно отметить, что из десятков теорий, существовавших в 50-х годах, огромное большинство было оставлено [137]. Те же, которые существуют сейчас, должны учитывать не только повторяющийся характер климатических изменений в плейстоцене, но также резкость перехода климата из одного состояния в другое: например, разработанная Холлином [174, 175] концепция

Корреляционная схема, использующая в качестве стратиграфической кривой (разрез V28-238). Корреляция с Северной Америкой дана предразрезы морены, пеплов и озерных отложений, охватывающие весь (Richmond, 1976). Корреляция событий истории дна океанов с историей нентальной модели и требует

ГОЛОЦЕН	Полярность	Стадии V28-238	Тыс. лет назад	Циклы К708-7	Терминации	Граничные линии	Циклы лёссонакопления
		1	13	A	I		
ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН	Блейк	2		B			B
		3					
		4					
		5a					
		5b					
		5c					
		5d	118				
		5e	128		II	II	
СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН БРЮНЕС		6		C			C
		7a					
		7b					
		7c	250		III	III	
		8		D			D
		9	350		IV	IV	
		10		E			E
		11	440		V	V	
		12		F			F
		13	500		VI	VI	
		14		G			G
		15	590		VII	VII	
		16		H			H
		17	640		VIII	VIII	
		18					I
		19	700		IX	IX	
РАННИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН МАТУЯМА		20					J
		21	780		X	X	
		22					K
	Харамильо	23	900		XI	XI	
		24					
Олдувай			1,610				

Таблица 10.1

основы подразделения геомагнитной шкалы полярности и изотопной положительно, однако в Йеллоустонском национальном парке имеются плейстоцен и датированные калий-аргоновым и трековым методами Северной Америки (Berggren, van Couvering, 1974) основана на контисрочного пересмотра.

Брно, террасы, рис. 9.1	Террасы Рейна, рис. 9.2	Керлих, рис. 9.3	Северная Европа	Британские острова	Македония
ЧК I	НТ	И	Висла	Девенсий	
			Брёруп	Челфорд	
			Амерсфорт	*Реттон*	
			Зем	Ипсуич Трафальгар-сквер	Пангейон
ЧК II	СТ IV	Иа	Варта	*Ипсуич Брандон ?*	Символон
			Зем		
		З	Заале	*Уолстон Ипсуич*	
			Зем	*Илфорд*	
	СТ III		Заале	*Англий*	Комплекс
			Гольштейн	*Хоксний*	леканис
		Ж	Эльстер	*Англий*	
			Гольштейн	*Хоксний*	
ЧК III	СТ II	Е		*Кромер*	Комплекс боз-даг
	СТ I		Эльстер	*Бистон*	Фалакрон
			Кромер	*Пастон*	
		Бб В Г D	Кромер		
ЧК IV	ГТ	Ба	Кромер		
ЧК V			Менап	*Бавентий ?*	
			Ваал	*Антий*	
			Эбурон	*Турний*	
				Ладжем	
				Бавентий ?	

резких пульсаций антарктического ледника, вызывающих глобальное похолодание, метеорологическая модель которого была построена Флоном [139]. Крупным достижением явилось подтверждение существования механизма, предложенного Миланковичем, полученное группой КЛИМАП [165]. Располагая реконструкциями состояния земной поверхности в различные моменты плейстоцена, например для эпохи 18 000 лет назад [73], можно перейти к метеорологическому моделированию [389].

Стандартная хроностратиграфическая шкала

Поскольку все континентальные разрезы содержат установленные или предполагаемые перерывы в осадконакоплении, в качестве стандарта должны использоваться колонки глубоководных отложений. Все они доступны для обозрения и хранятся в различных учреждениях, например, керны V28-238, V16-205 (гл. 3) и K708-7 находятся в Геологической обсерватории Ламонт-Догерти, Нью-Йорк. Возможно, удастся найти стратотипы и на суше, но пока это время не пришло. Колонка V28-238 охватывает всю эпоху Брюнес и часть эпохи Матуяма. Она была предложена как эталон для поздней части плейстоцена [316] и использована как стратиграфическая основа табл. 10.1. Хотя колонка V16-205 охватывает весь плейстоцен и выходит за его пределы [96], для раннего плейстоцена эталон пока не разработан.

Определение нижней границы четвертичного периода в течение долгого времени оставалось спорным вопросом и дискутируется до сих пор. В 1948 г. Международный геологический конгресс в Лондоне рекомендовал проводить границу по подошве морского калабрийского яруса в Италии, стратотип которого находится в Санта-Мария-ди-Катандзаро, Калабрия. Предлагалось несколько критериев для определения границы, в том числе появление *Globorotalia truncatilinoides*, но недавний пересмотр данных показал, что этот критерий явно недостаточен. В настоящее время на основе данных об известковистых планктонных организмах и "множественных перекрывающихся критериев" граница проводится немного выше магнитного эпизода Олдуваи [166]. Однако, оставляя в стороне детальные микропалеонтологические обоснования, мы показываем нижнюю границу плейстоцена в табл. 10.1 совпадающей с верхней границей эпизода Олдуваи. Проведенная таким образом граница может быть легко установлена в любом районе земного шара и потому представляется наиболее удобной с практической точки зрения.

Такие же доводы приводились на симпозиуме в Уэннер-Грен по среднему плейстоцену в пользу проведения его нижней границы по границе эпох Брюнес – Матуяма ([60], приложение 2). На том

же симпозиуме предлагалось, чтобы конец среднего плейстоцена, а следовательно нижняя граница позднего плейстоцена, проводился на уровне начала морской трансгрессии последнего межледниковья. В табл. 10.1 нижняя граница среднего плейстоцена указана в соответствии с этими рекомендациями. Однако, поскольку точное датирование начала трансгрессии представляется затруднительным, в то время как для кульминации трансгрессии существуют многочисленные радиометрические датировки (около 125 000 лет назад), нижняя граница позднего плейстоцена проводится на уровне 128 000 лет (табл. 10.1), представляющем собой среднюю датировку терминации II океанических колонок (гл. 3). Все три границы основываются на радиометрических или радиометрических в сочетании с палеомагнитными данных, которые не зависят от случайностей эволюции органического мира и сдвигов, вызванных изменениями климата. Более того, все три границы могут быть установлены в глобальных масштабах как в океанах, так и на континентах.

Корреляция океанов с континентами

Датирование радиоуглеродным методом создало твердую основу для корреляции событий позднего плейстоцена. Хотя некоторая неопределенность при попытках датирования событий за пределами этого метода все еще существует, недавнее "растягивание" хронологической шкалы с использованием в качестве репера датировки 125 000 лет назад для последнего межледниковья позволяет соответствующим образом разрешить это затруднение (рис. 10.1). Представляется твердо установленной корреляция с изотопными данными океанов (стадии 2 – 5d). Однако остается неясным, насколько эти закономерности могут рассматриваться в качестве модели для более ранних оледенений.

Корреляции в пределах среднего плейстоцена, не говоря уже о раннем, чреваты различными ошибками [282, 402]. Отсутствие единой повсеместно принятой методики радиометрического датирования делает корреляцию континентальных и океанических событий крайне ненадежной. Частично трудности (хотя и второстепенные) возникают в связи с тем, что представляется маловероятным, чтобы границы, установленные в глубоководных колонках (экстремальные или промежуточные значения изотопных величин), нашли четкое отражение в физических условиях осадконакопления или изменениях органического мира на суше. Если границы ледниковых и межледниковых эпох проводить в "средних точках" кислородно-изотопных стадий, это будет означать, что климатические изменения, с которыми они связаны, уже достаточно хорошо проявились в эти моменты и нашли отражение на суше в бесконечном разнообразии литофаций и биофаций. Напротив, если границы проводить по

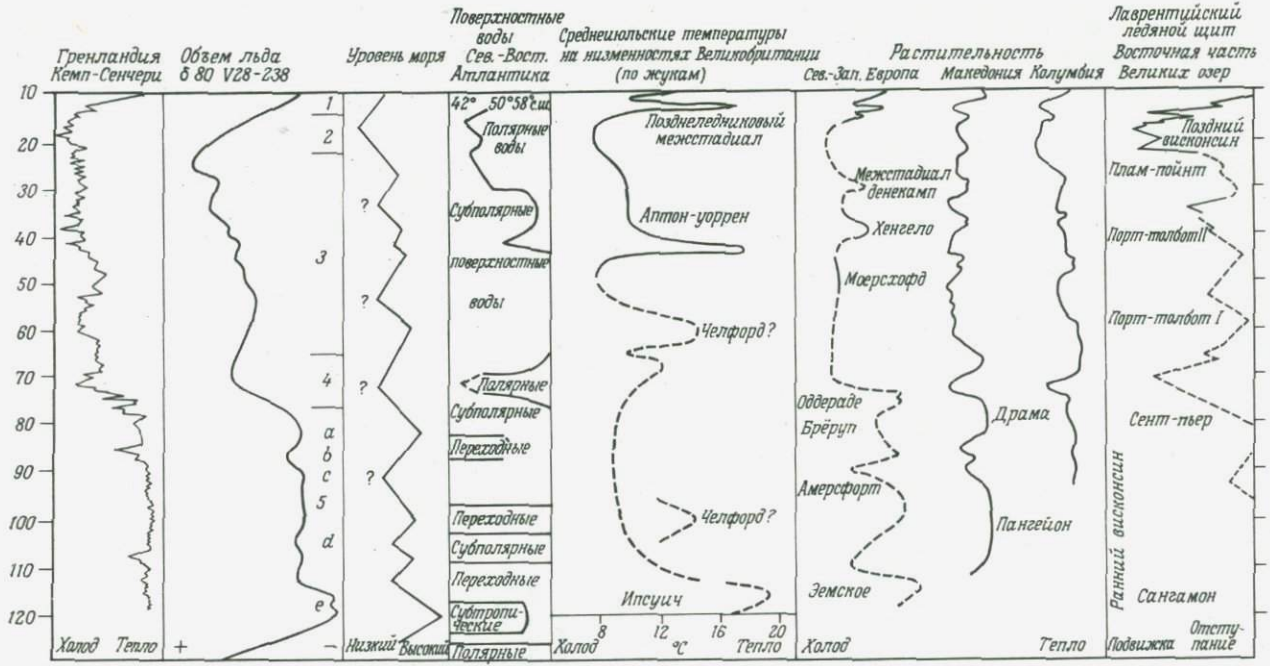


Рис. 10.1. Корреляционные схемы событий последнего оледенения (по различным источникам). Уровни моря даны для Новой Гвинеи.

терминациям (гл. 3), то нет уверенности в том, что именно этим точкам кривой соответствуют изменения климата. Эти трудности непреодолимы, потому что классификация основана на климате – выделении климато-стратиграфических единиц. Затруднение заключается в выборе критериев, по которым можно было бы различать литостратиграфические единицы и увязывать их с выделенными по косвенным данным климатическими подразделениями, причем эти критерии должны быть пригодными для сопоставления континентальных и океанических разрезов.

Логически рассуждая, лучше всего было бы проводить границы в точках максимумов и минимумов глубоководных колонок, т.е. так, чтобы они соответствовали максимуму оледенения или термическому оптимуму межледниковья. Эти моменты лучше всего фиксируются и легче интерпретируются в разрезах на суше; например, климатический оптимум может быть установлен по развитию органического мира, палеопочвам или кульминации морской трансгрессии [256]. Однако принятая сейчас методика слишком глубоко укоренилась, и вряд ли стоит ее менять; кроме того, охарактеризованные выше способы представляют собой достаточно надежную основу корреляции. В то же время границы продолжают проводить произвольно, можно сказать, по определению, совершенно игнорируя те климатические эпизоды, которые предполагается установить. Исходя из соображений практического удобства, в качестве наиболее важных границ сейчас используют терминации (термин не стратиграфический) из глубоководных колонок, которые Кукла [207, 208] сопоставляет с маркирующими горизонтами в лёссах. Они опережают термические оптимумы межледниковья приблизительно на 5000 лет, а для более ранних межледниковий эта разница еще больше.

Термины "цикл лёссонакопления", "ледниково-морские циклы", "морские полуциклы" (гл. 7) в некоторых случаях могут оказаться дезинформирующими, как это было с терминами Цёйнера (гл. 4), если только использующие эти термины специалисты не будут ясно сознавать, что они относятся к отдельным единицам в определенном стратотипе (который является основой для корреляции), как, например, колонка K708-7 (Ruddiman, McIntyre, 1976) для ледниковых циклов. Однако отсутствие охарактеризованных соответствующим образом стратотипов для лёссовых толщ является серьезным препятствием, поскольку они не представляют собой непрерывных разрезов. Это не так важно для исследователей, непосредственно занимающихся этими проблемами, но "потребители", использующие их данные для корреляции с другими районами, легко могут впасть в ошибку в связи с гомотаксисом.

Пересмотр определений в будущем может еще увеличить количество формально установленных межледниковий и оледенений.

Сейчас проблему представляет интерпретация стадии 7 из глубоководных колонок, которую Нинкович и Шеклтон (Ninkovitch, Shackleton, 1977) подразделили на подстадии 7a, 7b и 7c, причем во время подстадии 7b континентальные ледниковые покровы достигали 80% своей максимальной величины (гл. 6). Не следует ли на этом основании рассматривать 7a и 7c как отдельные межледниковья? Весьма вероятно, что высокая степень детальности, возможная для последних стадий, соответствующих последнему межледниковью и оледенению, никогда не будет достигнута для более ранних стадий. Поэтому могут применяться различные критерии. Однако несомненно, что первоначальное подразделение, данное Эмилиани [111], слишком сильно повлияло на дальнейшую классификацию и может потребовать пересмотра.

Следует также отметить, что для проблемы последнего межледниковья еще не найдено решение, которое удовлетворило бы всех. Многие рассматривают стадию 5e как последнее межледниковье, за которым следуют межстадиалы около 100 и 80 000 лет назад. В таком виде это межледниковье близко соответствует современным глобальным характеристикам [104]. Однако другие рассматривают стадии 5a и 5c как вторичные минимумы (похолодания) в пределах последнего межледниковья [58].

Способы корреляции

Традиционные методы датирования и корреляции на континентах безнадежно устарели, и новые проблемы большей частью находятся за пределами их разрешающей способности. В силу этого вся тяжесть датирования и корреляции ложится почти исключительно на радиометрические и геомагнитные методы. Однако во многих районах применение их оказывается невозможным. За исключением районов вулканической деятельности, почти всюду имеются огромные пробелы в данных для среднего и раннего плейстоцена. В обозримом будущем такие районы еще долго будут представлять собой проблему. Однако применяемые методики должны следовать принятым в стратиграфии нормам [169], и не в последнюю очередь для того, чтобы концепции и факты были поняты всеми. Единицы должны быть определены (или переопределены) с позиций литостратиграфии, биостратиграфии или хроностратиграфии, начиная с локального уровня к провинциальному, и, наконец, на уровне стандартной шкалы. В таких районах желательно употребление "плавающей" хронологии (табл. 10.1), в которой единицы не зафиксированы жестко на абсолютной временной шкале и легко могут быть перемещены в результате новых открытий или при изменившейся интерпретации. Многие существенные проблемы в таких районах могут быть решены в короткое время путем деталь-

ной крупномасштабной съемки, дополненной изучением разрезов и бурением.

Рекомендуемый подход с использованием "фиксированных точек" или фиксированных событий не отличается существенно от разработанного Киттсом [204] – фиксированные точки означают конец одного периода (или события) и начало другого. По мере получения все большего количества данных "плавающие" подразделения могут быть помещены на соответствующее место внутри более крупных единиц.

В табл. 10.1 курсивом обозначены проблематичные подразделения. В Северной Европе одни и те же названия ярусов употребляются иногда для различных стратиграфических горизонтов.

Список литературы

1. *Aarseth I., Mangerud J.* Younger Dryas end moraines between Hardangerfjorden and Sogefjorden, Western Norway, Boreas, 3, 3–22, 1974.
2. *Aitken M.J.* Physics and Archaeology, Oxford, 1974.
3. *Alt D., Brooks H.K.* Age of the Florida marine terraces. J. Geol., 73, 406–411, 1965.
4. American Commission on Stratigraphic Nomenclature. 1961 Code of Stratigraphic nomenclature, Bull. Am. Ass. Pet. Geol., 45, 646–665 (previous edition, 1933).
5. *Anderson S.T.* Interglacial succession and lake development in Denmark, The Palaeobotanist, 15, 117–127, 1966.
6. *Andrews J.T., Mahaffy M.A.W.* Growth rate of the Laurentide Ice Sheet and sea level lowering, Quat. Res., 6, 167–184, 1976.
7. *Antevs E.* Varve and radiocarbon chronologies appraised by pollen data, J. Geol., 63, 495–499, 1955.
8. *Arrhenius G.* Pelagic sediments, in: The Sea (3) (ed. *M.N. Hill*), 655–727, London, 1963.
9. *Averdieck F.R.* Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Früh-würm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein, Fundamenta B/2, 101–125. 1967.
10. *Baker C.A.* Late Devensian periglacial phenomena in the upper Cam Valley, north Essex, Proc. Geol. Ass., 87, 285–306, 1976.
11. *Baker V.R.* Paleohydraulic interpretation of Quaternary alluvium near Golden, Colorado, Quat. Res., 4, 94–112, 1974.
12. *Benedict J.B.* Frost creep and gelifuction features: a review, Quat. Res., 6, 55–76, 1976.
13. *Berger W.H.* Planktonic foraminifera: selective solution and palaeoclimatic interpretation, Deep Sea Research, 15,31–43, 1968.
14. *Berger W.H.* Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline, Marine Geol., 8, 111–138, 1970a.
15. *Berger W.H.* Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep sea circulation, Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1385 –1402, 1970b.
16. *Berti A.A.* Palaeobotany of Wisconsinan Interstadials, Eastern Great Lakes Region, North America, Quat. Res., 5, 591–620, 1975.
17. *Birkeland P.* Pedology, Weathering and Geomorphological Research, Oxford, 1974.
18. *Bishop M.J.* Earliest record of man's presence in Britain, Nature, Lond., 253, 95–97, 1975.
19. *Bishop W.W.* Pleistocene chronology in East Africa, Adv. Sc., 18, 491–494, 1962.

20. *Bishop W.W.*, Discussion, Proc. Geol. Soc. Lond., 1660, 380–382, 1970.
21. *Bishop W.W., Miller J.A.* Calibration of Hominoid Evolution, Edinburgh, 1972.
22. *Bishop W.W., Coope G.R.* The environmental history of Late glacial and early Postglacial times in south west Scotland. In: Studies in the Scottish Late glacial environment (ed. *J.M. Gray. J.J. Lowe*), London, 1977.
23. *Black R.F.* Quaternary Geology of Wisconsin and Contiguous Upper Michigan. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), 93–117, Stroudsburg, Penn., 1976.
24. *Blasing T.J., Fritts H.C.* Reconstructing past climatic anomalies in the North Pacific and Western North America from Tree ring data, Quat. Res., 6, 563–580, 1976.
25. *Bleur N.K.* Buried till ridges in the Fort Wayne area, Indiana, and their regional significance, Bull. Geol. Soc. Am., 85, 917–920, 1974.
26. *Bloom A.L.* Pleistocene shorelines: a new test of isostasy, Bull. Geol. Soc. Am., 78, 1477–1494, 1967.
27. *Bloom A.L.* Paludal stratigraphy of Truk, Ponape and Kusaie, Eastern Caroline Islands, Bull. Geol. Soc. Am., 81, 1895–1904, 1970.
28. *Bloom A.L.* Glacial-eustatic and isostatic controls of sea level since the Last Glaciation. In: The Late Cenozoic Glacial Ages (ed. *K.K Turekian*), 355–379, New Haven, 1971.
29. *Bloom A.L., Broecker W.S., Chappell J.S., Matthews R.K., Mesolella, K.J.* Quaternary sea-level fluctuations on a tectonic coast: New Th^{230}/U^{234} dates from the Huon Peninsula, New Guinea, Quat. Res., 4, 185–205, 1974.
30. *Boellstorff J.* Correlating and dating some older "Pleistocene" tills in the midcontinent, Geol. Soc. Am. Abs., 5 (4), 301, 1973.
31. *Borchardt G.A., Harward M.E., Schmitt R.A.* Correlation of Volcanic Ash Deposits by Activation Analysis of Glass Separates, Quat. Res., 1, 247–260, 1971.
32. Boreas 1977, Symposium on till genesis, Boreas, 6 (2), 71–228, 1977.
33. *Boulton G.S.* Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets, J. geol. Soc. Lond., 182, 361–393, 1972.
34. *Boulton G.S.* Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach. In: Ice Ages: Ancient and Modern (eds. *A.E. Wright, F. Moseley*), 7–42, Geol. J. Spec. Issue No. 6, Liverpool, 1975.
35. *Boulton G.S.* A multiple till sequence formed by a late Devensian Welsh ice-cap, Glanllynnau, Gwynedd, Cambria, 4, 10–31, 1977.
36. *Boulton G.S., Worsley P.W.* Late Weichselian glaciation of the Cheshire–Shropshire Basin, Nature, London, 207, 704–706, 1965.
37. *Boulton G.S., Jones A.S., Clayton K.M., Kenning M.J.* A British Ice Sheet Model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain. In: British Quaternary Studies (ed. *F.W. Shotton*), 231–246, Oxford, 1977.
38. *Bowen D.Q.* A new interpretation of the Pleistocene succession in the Bristol Channel, Proc. Ussher Soc., 2, 89, 1969.

39. *Bowen D.Q.* The Pleistocene history of Wales and the borderland, Geol. J., 8, 207–224, 1973a.
40. *Bowen D.Q.* The Pleistocene succession of the Irish Sea, Proc. Geol. Ass., 84, 249–272, 1973b.
41. *Bowen D.Q.* The Quaternary of Wales. In: The Upper Palaeozoic and post Palaeozoic rocks of Wales (*ed. T.R. Owen*), 373–426, Cardiff, 1974.
42. *Bowen D.Q.* The coast of Wales. In: The Quaternary History of the Irish Sea, Spec. No. Geol., No. 7, 223–256, 1977.
43. *Bretz J.H., Smith H.T.U., Neff G.E.* Channeled Scabland of Washington; New Data and Interpretations, Bull. Geol. Soc. Am., 67, 957–1050, 1956.
44. *Brewer R., Crook K.A.W., Speight J.G.* Proposal for soil stratigraphic units in the Australian stratigraphic code, J. Geol. Soc. Aust., 17, 103–111, 1970.
45. *Bristow C.R., Cox F.C.* The Gipping Till; a reappraisal of East Anglian glacial stratigraphy, J. geol. Soc. Lond., 129, 1–37, 1973.
46. *Broecker W.S.* Isotope geochemistry and the Pleistocene climate record. In: The Quaternary of the United States (eds. *H.E. Wright, D.G. Frey*), 737–753, 1965.
47. *Broecker W.S., Kaufman A.* Radiocarbon chronology of Lake Lahontan and Lake Bonneville, Bull. Geol. Soc. Am., 76, 537–566, 1965.
48. *Broecker W.S., Thurber D.L., Goddard J., Ku T.L., Matthew R.K., Mseollela K.J.* Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments, Science, 159, 297–300.
49. *Broecker W.S., van Donk J.* Insolation changes, ice volumes, and the O^{18} record in deep sea cores. Rev. Geophysics and Space Phys., 168–198, 1970.
50. *Broecker W.S., Bender M.L.* Age determinations on marine strandlines. In: Calibration of Hominoid Evolution (eds. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 19–38, Edinburgh, 1972.
51. *Brunnacker K.* The Mid-Pleistocene of the Rhine Basin. In: After the Australopithecines (eds. *K.W. Butzer and G.Ll. Isaac*), 189–224, The Hague, 1975.
52. *Brunnacker K.* In Excursion Guidebook C17: Southern Shores of the North Sea (ed. *D.Q. Bowen*), X INQUA Congress, 1977.
53. *Brunnacker M., Brunnacker B.* Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München, Eisz. und Gegen, 13, 129–137, 1962.
54. *Büdel J.* Die räumliche und zeitliche Gliederung Eiszeitklima, Die Naturwissenschaften, 36, 105–112, 133–139, 1949.
55. *Burleigh R.* Carbon-14 Dating, Studies in Speleology, 2, 176–190, 1972.
56. *Butzer K.W.* Environment and archeology – an ecological approach to prehistory, London, 1971.
57. *Butzer K.W.* Geological and ecological perspectives on the Middle Pleistocene. In: *Butzer K.W. and Isaac G.L.*, After the Australopithecines, 857–874, The Hague, 1975.
58. *Butzer K.W.* Pleistocene Climates. In: Ecology of the Pleistocene, Geoscience and Man, 13, 27–44, 1976.

59. *Butzer K. W.* Environment, Culture and Human Evolution, American Scientist, 65, 572–584, 1977.
60. *Butzer K.W., Isaac G.Ll.* (eds.) After the Australopithecines, The Hague, 1975.
61. *Butzer K.W., Cuerda J.* Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implication for the Pleistocene chronology of the Mediterranean Sea, J. Geol., 70, 398–416, 1962.
62. *Catt J.A.* Loess and Coversands. In: British Quaternary Studies, (ed. *F.W. Shotton*), 221–230, Oxford, 1977.
63. *Chamberlain T.C.* Glacial phenomena of North America. In: The Great Ice Age, James Geikie, 724–755, New York, 1895.
64. *Chappell J.M.A.* Late Quaternary Glacio- and Hydro-isostasy on a layered earth, Quat. Res., 4, 405–428, 1974a.
65. *Chappell J.M.A.* Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes, Bull. Geol. Soc. Am., 85, 553–570, 1974b.
66. *Chappell J.M.A., Polach H.A.* Some effects of partial recrystallisation on ^{14}C dating Late Pleistocene, Corals and Molluscs, Quat. Res., 2, 244–252, 1972.
67. *Charlesworth J.K.* The Quaternary Era (2 vols), London, 1957.
68. *Chorley R.J., Dunn A.J., Beckinsale R.P.* The history of the study of landforms, or the development of Geomorphology, London, 1964.
69. *Clapperton C.M., Sugden D.* The Aberdeen and Dinnet glacial limits reconsidered. In: North-east Scotland Geographical Essays (ed. *C.M. Clapperton*), 5–11, Aberdeen, 1972.
70. *Clark J.D.* 3rd Pan African Congress on Prehistory, London, 1957.
71. *Clark J.D.* The later Pleistocene cultures of Africa, Science, 150, 833–847, 1965.
72. *Clayton K.M.* River Terraces. In: British Quaternary Studies (ed. *F.W. Shotton*), 153–168, Oxford, 1977.
73. CLIMAP. The surface of ice age earth, Science, 191 (4232), 1976.
74. *Cooke H.B.S.* Evolution of mammals on southern continents, 2, the fossil mammal fauna of Africa, Q.Rev. Biol., 43, 234–264, 1972.
75. *Coope G.R.* A Late Pleistocene insect fauna from Chelford, Cheshire, Proc. R. Soc. Lond., B 151, 70–86, 1959.
76. *Coope G.R.* Climatic fluctuations in north-west Europe since the Last Interglacial, indicated by fossil assemblages of Coleoptera. In: Ice Ages ancient and modern (ed. *A.E. Wright and F. Moseley*), 153–168, Geol. J. Spec. Issue, 6, Liverpool, 1975.
77. *Coope G.R.* Fossil coleopteran assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (Last) cold stage, Phil. Trans. R. Soc. Lond., B 280, 313–340, 1977.
78. *Coope G.R., Pennington W.* The Windermere Interstadial of the Late Devensian, Phil. Trans. R. Soc., B 208, 1977.

79. *Cox A., Doell R.R., Dalrymple G.B.* Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry, Nature. London, 198, 1049–1051, 1963.
80. *Craig H.* Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, Science, 133, 1833, 1961.
81. *Creer K,M., Gross D.L., Lineback J.A.* Origin of regional geomagnetic variations recorded by Wisconsinan and Holocene sediments from Lake Michigan, U.S.A., and Lake Windermere, England. Bull. Geol. Soc. Am., 87, 531–540, 1976.
82. *Cushing E.J.* Late-Wisconsin Pollen Stratigraphy and the Glacial Sequence in Minnesota. In: Quaternary Palaeoecology (eds. *Cushing E.J. and Wright H.E.*), 59–88, New Haven, 1967.
83. *Dalrymple G.B.* Potassium-argon dating of geomagnetic reversals and North American glaciations. In: Calibration of Hominoid Evolution (eds. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 107–134, Edinburgh, 1972.
84. *Daly R.A.* Pleistocene changes of level, Am. J. Sci., 10, 281–313, 1925.
85. *Daly R.A.* The Changing World of the Ice Age, Yale, 1934.
86. *Damon P.E., Long A., Wallick E.I.* Dendrochronologic calibration of the carbon-14 time scale. Proc. 8th Int. Conf. Radiocarbon Dating (New Zealand), 18–25, 1973.
87. *Damuth J.E., Fairbridge R.W.* Arkosic sands of the Last Glacial stage in the tropical Atlantic off Brazil, Bull. Geol. Soc. Am., 81, 189–206, 1970.
88. *Dansgaard W.S., Tauber H.* Glacial oxygen-18 content and Pleistocene ocean temperatures, Science, 166, 499–502, 1969.
89. *Dansgaard W.S., Johnsen S.J., Møller J., Langway C.C.* One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet, Science, 166, 377, 1969.
90. *Dansgaard W.S., Johnsen S.J., Clausen H.B., Langway C.C.* Climatic record revealed by the Camp Century Ice Core. In: The Late Cenozoic glacial ages (ed. *K.K. Turekian*), 37–56, New Haven, 1971.
91. *Davis M.B.* Climatic changes in Connecticut recorded by pollen deposition at Rogers Lake, Ecology, 50, 409, 1969.
92. *Davis M.B.* Pleistocene biogeography of temperate deciduous forests. In: Ecology of the Pleistocene, Geoscience and Man, 13, 13–26, 1976.
93. *Davis M.B., Deevey E.S.* Pollen accumulation rates: estimates from Late-glacial sediment of Rogers Lake, Science, 145, 1293–1295, 1964.
94. *Davis R.B., Webb T.* The contemporary distribution of pollen in eastern North America: a comparison with vegetation, Quat. Res., 5, 395–434, 1975.
95. *Deevey E.S.* Pleistocene Nonmarine Environments. In: The Quaternary of the United States (eds. H.E. Wright and D.G. Grey), 643–654, Princeton, 1965.
96. *Donk J. van.* An ^{18}O record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene. In: Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology (eds. *R.M. Cline and J.D. Hays*), 147–164, Mem. geol. Soc. Am., 145, 1976.

97. *Donner J.J.* Land/sea-level changes in Scotland. In: Studies in the vegetational history of the British Isles (eds. *D. Walker and R.G. West*), 23–39, Cambridge, 1970.
98. *Donner J.J, Junger H., Vasari Y.* The hard-water effect on radiocarbon measurements of samples from Saynajalampi, north-east Finland, Comm. Physico-Math., 41, 307–310, 1971.
99. *Donner J.J., Junger H.* The effect of re-deposited organic material on radiocarbon measurements of clay samples from Somero, southwestern Finland, Geol. Foren. Stockh. Forh., 95, 267–268, 1973.
100. *Donovan D.T.* Sea levels of the Last Glaciation, Bull. Geol. Soc. Am., 73, 1297–1298, 1962.
101. *Dort W., Jr.* Stadial subdivisions of early Pleistocene glaciations in central United States – a developing chronology, Boreas, 1, 55–62, 1972.
102. *Dreimanis A. (Terasmae J. and Dreimanis A.),* Quaternary Stratigraphy of Southern Ontario. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), 51–64, Stroundsburg, Penn, 1976.
103. *Dreimanis A., Goldthwait R.P.* Wisconsin glaciation in the Huron, Erie and Ontario Lobes, Mem. geol. Soc. Am., 136, 71–106, 1973.
104. *Dreimanis A., Raukas A.* Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian and Their Equivalents Represent an Interglacial or an Interstadial Complex in the Northern Hemisphere? In: Quaternary Studies (eds. *R.P. Suggate and M.M. Cresswell*), Wellington, N.Z., 1973.
105. *Droste J.B., Rubin M., White G.W.* Age of marginal drift at Corry, northwestern Pennsylvania, Science, 130, 1760, 1959.
106. *Duphorn K., Grube F., Meyer K.D., Streif H., Vinken R.* Pleistocene and Holocene, Eisz. u. Gegenw., 23/24, 222–250, 1973.
107. *Duplessy J.C., Lalou C., Vinot A.C.* Differential isotopic fractionation in benthic foraminifera and palaeotemperatures reassessed, Science, 168, 250–251, 1970.
108. *Easterbrook D.J., Othberg K.* Palaeomagnetism of Pleistocene sediments in the Puget Lowland, Washington. In: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere (eds. *D.J. Easterbrook and V. Sibrava*), 189–207, Prague, 1976.
109. *Eberl B.* Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande, Augsburg, 1930.
110. *Emiliani C.* Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios, Am. J. Sci., 252, 149, 1954.
111. *Emiliani C.* Pleistocene temperatures, J. Geol., 63, 538–578, 1955.
112. *Emiliani C.* Palaeotemperature analysis of Carribbian cores and a generalized temperature curve for the last 425 000 years, J. Geol., 74, 109–126, 1966.
113. *Emiliani C.* The amplitude of Pleistocene climatic cycles at low latitudes and the isotopic composition of glacial ice. In: The Late Cenozoic Glacial Ages (ed. *K.K. Turekian*), 183–197, Yale, 1971.
114. *Emiliani C., Flint R.F.* The Pleistocene record. In: The Sea (vol. 3) (ed. *M.N. Hill*), Wiley, New York, 1963.

115. *Emiliani C., Shackleton N.J.* The Brunhes Epoch: Palaeotemperatures and geochronology, Science, 183, 511–514, 1974.
116. *Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C.* Revised carbonate-water isotopic temperature scale, Bull. Geol. Soc. Am., 64, 1315–1326, 1953.
117. *Epstein S., Sharp R.P., Gow A.J.* Antarctic ice sheet isotope analysis of Byrd Station cores and interhemispheric climatic implications, Science, 168, 1570–1572, 1970.
118. *Ericson D.B., Wollin G.* Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments, Science, 162, 1227–1234, 1968.
119. *Evans P.* The Phanerozoic time-scale. A supplement. Part 2. Towards a time-scale, Geol. Soc. Lond. Spec. Pub., 5, 1971.
120. *Evenson E.B., Farrand W.R., Eschman D.F., Mickleson D.M., Maher L.J.* Greatlakean Substage: A Replacement for Valderan Substage in the Lake Michigan Basin, Quat. Res., 6, 411–424, 1976.
121. *Faegri K., Iversen J.* Textbook of pollen analysis (1st ed. 1964), Copenhagen, 1975.
122. *Fairbridge R.W.* Eustatic changes in sea-level, Physics and Chemistry of The Earth, 4, 99–185, 1961.
123. *Fairbridge R.W.* Quaternary Period. In: The Encyclopedia of Geomorphology (ed. *R.W. Fairbridge*), 912–928, New York, 1968.
124. *Fairbridge R.W.* Quaternary shoreline problems at INQUA, Quaternaria, 15, 1–17, 1971.
125. *Fairbridge R.W.* Climatology of a glacial cycle, Quat. Res., 2, 283–302, 1972.
126. *Fairbridge R.W.* Friends of the Mediterranean Quaternary visit type sections, Geotimes, 24–26 (Nov), 1973.
127. *Fairbridge R.W.* Effects of Holocene climatic change on some tropical geomorphic processes, Quat. Res., 6, 529–556, 1976.
128. *Farrand W.R., Zahner R., Benninghof W.S.* Cary-Port Huron Interstade: evidence from a buried Bryophyte bed, Cheboygan County, Michigan, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 123, 249–262, 1969.
129. *Ferguson C.W.* Dendrochronology of bristlecone pine prior to 4000 B.C. Proc. 8th Int. Conf. on Radiocarbon dating (eds. *T.A. Rafter and T. Grant-Taylor*), 17–26, Wellington, N.Z., 1972.
130. *Fitch J.F.* Selection of suitable material for dating and the assessment of geological error in potassium-argon age determination. In: Calibration of Hominoid Evolution (ed. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 77–91, Edinburgh, 1972.
131. *Fitch J.F., Miller J.A.* Radioisotopic age determination of Lake Rudolf artefact site, Nature London, 226, 226–228, 1970.
132. *Fitch J.F., Hooker P.J., Miller J.A.* Argon-40/argon-39 dating of the KBS tuff in Koobi Fora Formation East Rudolf Kenya, Nature London, 263, 740–744, 1976.
133. *Fleischer R.L., Hart H.R.* Fission track dating techniques ana problems.

In: Calibration of Hominoid Evolution (ed. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 138–170, 1972.
134. *Flemming N.C., Roberts D.G.* Tectono-eustatic changes in sea level and seafloor spreading, Nature London, 243, 19–22, 1973.
135. *Flint R.F.* Glacial and Pleistocene Geology, New York, 1957.
136. *Flint R.F.* On the basis of Pleistocene correlation in East Africa, Geol. Mag. 96, 265–284, 1959.
137. *Flint R.F.* Glacial and Quaternary Geology, New York, 1971.
138. *Flint R.F.* Three theories in Time, Quat. Res., 4, 1–8, 1974.
139. *Flohn H.* Background of a geophysical model of the initiation of the next glaciation, Quat. Res., 4, 385–404, 1974.
140. *Forbes E.* On the connection between the distribution of the existing fauna and flora of the British Isles..., Geol. Surv. Gt. Brit. Mem., 1, 336–342, 1846.
141. *Francis E.A.* Glacial sediments: a selective review. In: Ice Ages: Ancient and Modern (eds. *A.E. Wright and F. Moseley*), Geol. J. Spec. Issue No. 6, Liverpool, 1975.
142. *French H.M.* The Periglacial Environment, London, 1976.
143. *Frenzel B.* Climatic fluctuations of the Ice Age, Cleveland, 1973.
144. *Frey D.G.* Remains of animals in Quaternary lake and bog sediments and their interpretation, Arch. Hydrol., suppl. Ergebn. der Limnol, 2, 1–114, 1964.
145. *Fritts H.C.* Dendrochronology. In: The Quaternary of the United States (eds. *H.E. Wright and Frey D.G.*), 871–879, Princeton, 1965.
146. *Frye J.C.* Pleistocene succession of the central interior United States, Quat. Res., 3, 275–283, 1973.
147. *Geer de G.* Geochronologia Sueccia principles, K. Svenska Vetensk-Akad. Handl. Ser. 3, 18 (6), 1940.
148. *George T.N.* Discussion, Proc. Geol. Soc. Lond., 1660, 378–380, 1970.
149. *George T.N.* Charles Lyell: The Present is the Key to the Past, Philosoph. Jl., 13, 3–24, 1976.
150. *Gignoux M.* Stratigraphic Geology, Paris, 1950.
151. *Godwin H.* The history of the British flora, Cambridge, 1956.
152. *Godwin H.* Half-life of radiocarbon, Nature London, 195, 984, 1962.
153. *Godwin H., Willis E.H.* Radiocarbon dating of the Eustatic Rise in Ocean Level, Nature London, 181, 1518, 1958.
154. *Goldthwait R.P.* (ed.). Till: a symposium, Columbus, Ohio, 1971.
155. *Gordon A.L.* General ocean circulation. In: Numerical models of ocean circulation (Nat. Acad. Sci.), 39–53, Washington, 1975.
156. *Graul H.* Foreland of the Alps: lithostratigraphy, palaeopedology and Geomorphology, Eisz. u. Gegnw., 23/24, 268–280, 1973.
157. *Gray J.M.* The main rock platform of the Firth of Lorne, Western Scotland, Trans. Inst. Br. Geogr., 61, 81–99, 1974.
158. *Gruhn R., Bryan A.L., Moss A.J.* A contribution of the Pleistocene chronology in southeast Essex, England, Quat. Res., 4, 53–75, 1974.

159. *Hammen T. Van Der, Wijmstra T.A., Zagwijn W.H.* The floral record of the Late Cenozoic of Europe. In: The Late Cenozoic glacial ages (ed. *K.K. Turekian*), 391–424, 1971.
160. *Handa S., Moore P.D.* Studies in the vegetational history of mid-Wales IV, New Phytol., 77, 203–233, 1976.
161. *Hare P.E., Taylor R.E.* Amino acid ages: comparison with radiometric determinations and potential applications to archaeological materials, AMQUA abstracts, Bozeman meeting, 1970.
162. *Hay R.L.* Lithofacies and environments of Bed I, Olduvai Gorge, Tanzania, Quat. Res., 3, 541–560, 1973.
163. *Hays J.D., Saito T., Opdyke N.D., Burckle L.H.* Pliocene-Pleistocene sediments of the Equatorial Pacific: their palaeomagnetic, biostratigraphic and climatic record, Bull. Geol. Soc. Am., 80, 1481–1514, 1969.
164. *Hays J.D., Moore T.C.* CLIMAP Program, Quat. Res., 3, 1–2, 1973.
165. *Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J.* Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages, Science, N.Y., 194, 1121–1132, 1976.
166. *Haq B.U., Berggren W.A., Couvering J.A. van.* Corrected age of the Pliocene boundary, Nature London, 269, 483–488, 1977.
167. *Hecht A.D.* Faunal and Oxygen Isotopic Palaeotemperatures and the amplitude of Glacial/Interglacial Temperature changes in the Equatorial Atlantic, Caribbean Sea and Gulf of Mexico, Quat. Res., 3, 671–690, 1973.
168. *Hecht A.* The oxygen isotope record of Foraminifera in deep sea sediments, Foraminifera, 2, 1–43, 1976.
169. *Hedberg H.D.* (ed.). International Stratigraphic Guide, New York, 1976.
170. *Heinselman M.L.* Fire in the Virgin Forests of the Boundary Waters Cance Area, Minnesota, Quat. Res., 3, 329–382, 1973.
171. *Heusser L., Balsam W.L.* Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean, Quat. Res., 7, 45–62, 1977.
172. *Hey R.W.* Quaternary shorelines of the Mediterranean and Black Seas, Quaternaria, 15, 273–284, 1971.
173. *Hibbard C.W., Ray D.E., Savage D.E., Taylor D.W., Guilday J.E.* Quaternary Mammals of North America. In: The Quaternary of the U.S.A. (ed. *H.E. Wright and D.G. Frey*), 509–525, Princeton, 1965.
174. *Hollin J.T.* Wilson's theory of ice ages, Nature London, 208, 12–16, 1965.
175. *Hollin J.T.* Thames interglacial sites, Ipswichian sea levels and Antarctic ice surges, Boreas, 6, 33–52, 1976.
176. *Hooten J.E.*, 1972, cited by Johnson W.H. Quaternary stratigraphy in Illinois. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), Stroudsburg, Penn., 1976.
177. *Horrie S.* Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, vol. 4, 836 pp., 1976.
178. *Hurford A.J., Gleadow A.J.W., Naeser C.W.* Fission track dating from the KBS tuff, East Rudolf, Kenya, Nature London, 263, 738–740, 1976.
179. *Imbrie J.C., Kipp N.G.* A new micropalaeontological method for Quantitative palaeoclimatology: application to a Late Pleistocene, Caribbean Core.

In: The Late Cenozoic Glacial Ages (ed. *K.K. Turekian*), 71–182, New Haven, 1971.

180. *Imbrie J., van Donk J., Kipp N.G.* Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean Deep-Sea Core: Comparison of Isotopic and Faunal Methods, Quat. Res., 3, 10–38, 1973.
181. *Isaac G.Ll.* Sorting out the Muddle in the Middle: An Anthropologist's Post-Conference Appraisal. In: After the Australopithecines (eds. *K.W. Butzer and G.Ll. Isaac*), 875–888, The Hague, 1975.
182. *Iversen J.* Plantevaekst, Dyreliv og klima i det senglaciale Danmark, Geol. Foren. Stockholm Forh., 69, 1947.
183. *Iversen J.* The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa, Uppsala Univ. Arsskrift, 210, 1958.
184. *Ives J.D., Andrews J.T., Barry R.G.* Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparisons with Fenno-Scandinavia, Die Naturwissenschaften, 62, 118–125, 1975.
185. *Izett G.A., Wilcox R.E., Powers H.A., Desborough G.A.* The Bishop Ash Bed, a Pleistocene marker bed in the Western United States, Quat. Res., 1, 121–132, 1970.
186. *Izett G.A., Wilcox R.E., Borchardt G.A.* Correlation of a volcanic ash bed in Pleistocene Deposits near Mount Blanco, Texas, with the Guaje Pumice Bed of the Jemez Mountains, New Mexico, Quat. Res., 2, 554–578, 1972.
187. *Jardine W.G., Dickson J.H., and Price R.J.* Three late-Devensian sites in West-central Scotland, Nature London, 262, 43–44, 1976.
188. *Järnefors B.* Lervarvskronologien och isrecession i östra Mellansverige, Sver. geo. unders. C 594, 67 pp., 1963.
189. *Jelgersma S.* Sea level changes in the last 10,000 years. In: Royal Meteorological Soc. Intern. Symposium on World Climate From 8000–0 B.C., 54–69, 1966.
190. *Jessen K., Milthers V.* Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jutland and nort-west Germany, Danm. Geol. Unders., II Raekke, No. 48, 1928.
191. *Johnsen S.J., Dansgaard W., Clausen H.B., Langway C.C.* Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets, Nature London, 235, 429–434, 1972.
192. *Johnson W.H.* Quaternary Stratigraphy in Illinois: Status and Current Problems. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), 161–198, Stroudsburg, Penn., 1976.
193. *de Jong J.D.* The Quaternary of the Netherlands. In: The Quaternary, 2 (ed. *K. Rankama*), New York, 1967.
194. *Karrow P.F., Anderson T.W.* Palynological Study of Lake Sediment Profiles from Southwestern New Brunswick: Discussion, Canadian J. Earth Sc., 12, 1808–1812, 1975.
195. *Kaufman A., Broecker W.S., Ku T.L., Thurber D.L.* The status of U-series methods of mollusk dating, Geochimica et Cosmochimica Acta, 35, 1155–1183, 1971.

196. *Keihlack K.* Das Quartär. In: Grundzüge der Geologie, Vol. 2 (ed. *Salmon*), Stuttgart, 1926.
197. *Kennett J.P., Huddleston P.* Late Pleistocene palaeoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western Gulf of Mexico, Quat. Res., 2, 38–69, 1972.
198. *Kennett J.P., Shackleton N.J.* Laurentide ice sheet meltwater recorded in Gulf of Mexico deep sea cores, Science, N.Y., 188, 147–150, 1975.
199. *Kerney M.P.* British Quaternary Nonmarine Mollusca: a brief review, In: British Quaternary Studies (ed. *F.W. Shotton*), 31–42, Oxford, 1977.
200. *Kerney M.P., Brown E.H., Chandler T.J.* The Late-glacial and Postglacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent, Phil. Trans. R.Soc., B 248, 135–204, 1964.
201. *Kershaw A.P.* A long continuous pollen sequence from north-eastern Australia, Nature, 251, 222, 1974.
202. *Kidson C.* The coast of south west England. In: The Quaternary History of the Irish Sea (eds. *C. Kidson and M.J. Tooley*), 257–298, 1977.
203. *Kidson C., Heyworth A.* The Quaternary deposits of the Somerset Levels, Q. Jl. Eng. Geol., 9, 217–235, 1976.
204. *Kitts D.B.* Geologic Time, J. Geol., 74, 127–146, 1966.
205. *Kubiena W.K.* Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lössboden, Eisz. u. Gegenw., 7, 102–112, 1956.
206. *Kukla G.J.* Correlation between loesses and deep-sea sediments, Geol. Foren Stockholm Förh., 92, 148–180, 1970.
207. *Kukla G.J.* Loess stratigraphy of Central Europe. In: After the Australopithecines (ed. *K.W. Butzer and G.Ll. Isaac*), 99–188, The Hague, 1975.
208. *Kukla G.J.* Pleistocene Land-Sea Correlations. I. Europe, Earth Sc. Rev., 13, 307–374, 1977.
209. *Kukla G.J., Mathews R.K., Mitchell J.M.* The end of the present interglacial, Quat. Res., 2, 261–269, 1972.
210. *Kukla G.J., Nakagawa H.* Late Cenozoic Magnetostratigraphy, Comparisons with Bio-Climato and Lithozones, Quat. Res., 7, 283–293, 1977.
211. *Kurten B.* Pleistocene mammals of Europe, London, 1968.
212. *Langford-Smith T., Thom B.G.* New South Wales Coastal Morphology, J. geol. Soc. Aust., 16, 572–580, 1969.
213. *Leakey L.S.B.* (ed.). 1st Pan-African Congress on Prehistory, Oxford, 1952.
214. *Leonard A.B. et al.* Illinoian and Kansan molluscan faunas of Illinois, Ill. Geol. Surv. Circ., 461, 23 pp., 1971.
215. *Leverett F.* The weathered zone (sangamon) between the Iowan loess and Illinoian till sheet, J. Geol., 6, 171–181, 1898.
216. *Leverett F.* The Illinois glacial lobe, U.S. Geol. Surv. Mon., 38, 817 pp., 1899.
217. *Libby W.F.* Radiocarbon dating, 2nd ed., Chicago, 1955,
218. *Lidz L.* Deep sea biostratigraphy, Science, 154, 1448, 1966.
219. *Lineback J.A.* Glacial landforms on Wisconsinan and Illinoian drift in east-

central Illinois mapped from Skylab photographs, Geol. Soc. Am. Abs., 7, 809, 1975.

220. *Lozek V.* Quatarmollusken der Tschecoslowakei, Rozpravy Ustredniho ustau geologickeho, 31, Prague, 1964.
221. *Lozek V.* Paläontohische Charakteristik der Löss-Serien. In: Periglacialzone, Löess und Palaolithikum der Tscechoslowakei (eds. *J. Demek and J. Kukla*), 43–60, Brno, 1969.
222. *Lozek V.* Holocene interglacial in Central Europe and its Land snails, Quat. Res., 2, 327–334, 1972.
223. *Lundelius E.L.* Veterbrate Palaeontology of the Pleistocene; An Overview, in the Ecology of the Pleistocene, Geoscience and Man, 13, 45–59, 1976.
224. *Lundquist J.* Ice recession in central Sweden, and the Swedish Time Scale, Boreas, 4, 47–54, 1975.
225. *Luttig G.* Eiszeit-Stadium-Phase-Staffel Eine nomenklatorische Betrachtung, Geol. Jahrb., 76, 235–268, 1959.
226. *Luttig G., Paepe R., West R.G., Zagwijn W.H.* Key to the interpretation and nomenclature of Quaternary stratigraphy, Hannover, 46 pp., 1969.
227. *Luz B., Shackleton N.J.* $CaCO_3$ solution in the tropical East Pacific during the past 130,000 years, Cushman Foundn. Foram. Res. Spec. Pubn., 13, 142–150, 1975.
228. *Lyell C.* Nouveaux elements de geologie, Paris, 1839.
229. *McGraw J.D.* Quaternary Airfall Deposits of New Zealand. In: Quaternary Studies (eds. *R.P. Suggate and M.M. Cresswell*), Wellington, N.Z., 1975.
230. *Machida H.* Pleistocene Sea-Level changes of South Kanto, Central Japan, Analysed by Tephrochronology. In: Quaternary Studies (eds. *R.P. Suggate and M.M. Cresswell*), Wellington, N. Z., 1975.
231. *McIntyre A., Ruddiman W.F.* Northeast Atlantic Post Eemian Paleooceanography: a Predictive Analog of the Future, Quat. Res., 2, 350–354, 1972.
232. *McIntyre A., Kipp N.G. et al.* Glacial North Atlantic 18,000 years ago: a CLIMAP reconstruction, Geol. Soc. Am. Mem., 143, 43–76, 1976.
233. *Madgett P.A.* Reinterpretation of Devensian till stratigraphy of eastern England, Nature London, 253, 105–107, 1975.
234. *Maenaka K., Yokoyama T., Ishida S.* Paleomagnetic stratigraphy and biostratigraphy of the Plio-Pleistocene in the Kinki District Japan, Quat. Res., 7, 341–362, 1977.
235. *Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification, Boreas, 3, 110–126, 1974.
236. *Mangerud J., Gulliksen S.* Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada, Quat. Res., 5, 263–274, 1975.
237. *Mann A.* Ecology of Early Man in the Old World, in Ecology of the Pleistocene, Geoscience and Man, 14, 61–70, 1976.

238. *Martin P.S.* Prehistoric overkill. In: Pleistocene extinctions (eds. *P.S. Martin and H.D. Wright*), 75–120, New Haven, 1967.
239. *Martin P.S.* The Discovery of America, Science, 179, 969–974, 1973.
240. *Mathews R.K.* Dynamics of the Ocean-Cryosphere System: Barbados data, Quat. Res., 2, 368–373, 1972.
241. *Menard H.W.* The Late Cenozoic History of the Pacific and Indian Ocean Basins. In: The Late Cenozoic Glacial Ages (ed. *K.K. Turekian*), 1–14, 1971.
242. *Mercer J.H.* Glacial history of southernmost South America, Quat. Res., 6, 125–166, 1976.
243. *Mesollela K.J., Mathews R.K., Broecker W.S., Thurber D.L.* The astronomical theory of climatic change: Barbados data, J. Geol., 77, 250–274, 1969.
244. *Milankovitch M.* Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf des Eiszeitproblem, Acad. Roy. Serbe, Spec. Ed., 133, 622 pp., 1941.
245. *Milne J.D.G.* Mount Curl Tephra, a 230,000-year old marker bed in New Zealand, and its implication for Quaternary chronology, N.Z. Jl. Geol. Geoph., 16, 519–532, 1973.
246. *Miller J.A.* Dating Pliocene and Pleistocene strata using the potassium-argon and argon-40/argon-39 methods. In: Calibration of Hominoid Evolution (ed. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 63–73, Edinburgh, 1972.
247. *Milliman J.D., Emery K.O.* Sea-Levels during the past 35,000 years, Science, 162, 1121–1123, 1968.
248. *Mitchell G.F.* The Pleistocene history of the Irish Sea, second approximation, Sc. Proc. R. Dublin Soc., A4 (13), 181–199, 1972.
249. *Mitchell G.F.* INQUA – Its past, its present and its future, Compte Rendu IX INQUA Congress, 19–26, Christchurch, New Zealand, 1973.
250. *Mitchell G.F., Penny L.F., Shotton F.W., West R.G.* A correlation of Quaternary deposits in the British Isles, Geol. Soc. Lond. Spec. Rep., 4, 1973.
251. *Moran S.R.* Glaciotectonic structures in drift. In: Till, a symposium (eds. *R.P. Goldthwait et al.*), 127–148, Columbus, Ohio, 1971.
252. *Mörner N.A.* The Late Quaternary history of the Kattegat Sea and the Swedish West Coast..., Sveriges Geol. Undersökn, C-640, 1–487, 1969.
253. *Mörner N.A.* Eustasy and geoid changes, Journ. of Geol., 84, 123–151, 1976.
254. *Mörner N.A., Lanser J.P.* Gothenburg Magnetic Flip, Nature, 251, 208–409, 1974.
255. *Morrison R.B.* Lake Lahontan: Geology of the southern Carson Desert Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 424–D, 1964.
256. *Morrison R.B.* Means of Time-Stratigraphic Division and Long-Distance Correlation of Quaternary Successions. In: Means of correlation of Quaternary Successions (eds. *R.B. Morrison and H.E. Wright*), Utah, 1965.
257. *Morrison R.B.* Predecessors of Great Salt Lake. In: The Great Lake (ed. *W.L. Stokes*), 77–104, Salt Lake City, 1966.

258. *Morrison R.B.* The Pleistocene-Holocene boundary, Geol. en Mijnb., 48, 363–372, 1969.
259. *Morrison R.B., Frye J.C.* Correlations of the Middle and Late Quaternary Successions of the Lake Lahontan, Lake Bonneville, Rocky Mountain (Wasatch Range), Southern Great Plains and Eastern Mid-West Areas, Nevada Bureau of Mines Rep., 9, 1965.
260. *Nathan H.* Ein interglazier Schotter südlich Moosburg in Oberbayern mit Fagotia acicularis Rerussac, Geol. Bavarica, 19, 315–334, 1953.
261. *Ninkovitch D., Shackleton N.J.* Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L" in the Panama Basin region, Earth Plant. Sci. Lett., 27, 20–35, 1975.
262. *North F.J.* Centenary of the Glacial Theory, Proc. Geol. Ass., 54, 1–28, 1943.
263. *O'Brien T.P.* The prehistory of the Uganda Protectorate, Cambridge, 1939.
264. *Olausson E.* Evidence of climatic changes in deep-sea cores, with remarks on isotopic palaeotemperature analysis, Prog. Oceanogr., 3, 221–252, 1965.
265. *Olausson E., Svenonius B.* The relation between glacial ages and terrestrial magnetism, Boreas, 2, 109–116, 1973.
266. *Olsson I.U.* Some problems in connection with the evaluation of C^{14} dates, Geol. Foren i Stockh. Forh., 96, 311–320, 1974.
267. *Olsson I.U., Osadebe F.A.N.* Carbon isotope variations and fractionation corrections in ^{14}C dating, Boreas, 3, 139–146, 1974.
268. *Opdyke N.D.* Paleomagnetism of deep-sea cores, Rev. Geoph. Space Phys., 10, 213–249, 1972.
269. *Osborne P.J.* Insect faunas of Late Devensian and Flandrian age from Church Stretton, Shropshire, Phil. Trans. R. Soc. B, 263, 327–367, 1972.
270. *Page N.R.* On the age of the Hoxnian Interglacial, Geol. J., 8, 129, 1972.
271. *Pantin C.F.A.* The relations between the sciences, C.U.P., Cambridge, 1968.
272. *Patterson I.B.* The supposed Perth Readvance in the Perth District, Scot. J. Geol., 10, 53–66, 1974.
273. *Patterson W.S.B.* The physics of glaciers, London, 1969.
274. *Peacock D.J. et al.* The geology of the Elgin District, Mem. Geol. Surv. Scotland, 1968.
275. *Pearson G.W., Pilcher J.R., Baillie M.G.L., Hillam J.* Absolute radiocarbon dating using a low altitude European tree-ring calibration, Nature London, 270, 25–28, 1977.
276. *Penck A., Bruckner E.* Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1909.
277. *Pennington W.* A chronostratigraphic comparison of Late-Weichselian and Late-Devensian subdivision, illustrated by two radiocarbon-dated profiles from western Britain, Boreas, 4, 157–171, 1975.
278. *Pennington W., Bonny A.P.* Absolute Pollen Diagram from the British Late-Glacial, Nature London, 226, 871–873, 1970.

279. *Phleger F.B., Parker F.L., Peirson J.F.* North Atlantic core Foraminifera, Repts. Swedish Deep Sea Expd., 7, 1–122, 1953.
280. *Phillips L.* Vegetational History of the Ipswichian/Eemian Interglacial in Britain and continental Europe, New Phytol., 73, 589–604, 1974.
281. *Piggot C.S., Urry W.D.* Time relations in ocean sediments. Bull. Geol. Soc. Am., 53, 1187–1210, 1942.
282. *Poag C.W.* Correlation of Early Quaternary events in the U.S. Gulf Coast, Quat. Res., 2, 447–467, 1972.
283. *Poole E.G., Whiteman A.J.* The glacial drifts of the Southern part of the Shropshire-Cheshire Plain, Q. Jl. geol. Soc., 117, 91–130, 1961.
284. *Porter S.C.* Fluctuations of Late Pleistocene Alpine Glaciers in Western North America. In: The Late Cenozoic Glacial Ages (ed. *K.K. Turekian*), 307–330, 1971.
285. *Potts A.S.* Fossil cryonival features in central Wales, Geogr. Annaler, 53A, 39–51, 1971.
286. *Price R.J.* Glacial and fluvioglacial landforms, Edinburgh, 1973.
287. *Rafter T.A.* Radiometric Dating – Achievements and Prospects in the Quaternary. In: Quaternary Studies (eds. *R.P. Suggate and M.M. Cresswell*), Wellington, N.Z., 1975.
288. *Ramsay A.C.* On the superficial accumulations and surface markings of North Wales, Q. Jl. geol. Soc. Lond., 8, 371–376, 1852.
289. *Reboul H.* Geologie de la Periode Quaternaire..., Paris, 1833.
290. *Richmond G.M.* Report of the Pleistocene Committee, American Commission on stratigraphic nomenclature Am. Ass. Pet. Geol. Bull., 43, 633–675, 1959.
291. *Richmond G.M.* Quaternary stratigraphy of the La Sal Mountains, Utah, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 324, 1962.
292. *Richmond G.M.* Appraisal of the future climate of the Holocene in the Rocky Mountains, Quat. Res., 2, 315–322, 1972.
293. *Richter J.* Aufpressungsosartige Gletscherbruchrucken sudlich Cloppenburg in Oldenburg, Z. Deit. Geol. Ges., 112, 369, 1961.
294. *Rognon P., Williams M.A.J.* Late Quaternary Climatic Changes in Australia and North Afica: A preliminary interpretation, Pal. Pal. Pal., 21, 285–327, 1977.
295. *Rona E., Emiliani C.* Absolute dating of Caribbean cores P6304 and P6304–9, Science, 163, 66–68, 1969.
296. *Rose J., Allen P.* Middle Pleistocene stratigraphy in south east Suffolk, Jl. geol. Soc. Lond., 133, 83–102, 1977.
297. *Ruddiman W.F., Sancetta C.D., McIntyre A.* Glacial/Interglacial response rate of subpolar North Atlantic waters to climatic change: the record in oceanic sediments, Phil. Trans. R. Soc. B, 280, 119–142, 1977.
298. *Ruhe R.V.* Quaternary palaeopedology. In: The Quaternary of the United States (ed. *H.E. Wright and D.G. Frey*), 755–764, Princeton, 1965.
299. *Runge E.C.A., Goh K.M., Rafter T.A.* Radiocarbon chronology and problems

in its interpretation for Quaternary loess deposits – South Canterbury, New Zealand, Proc. Soil Sci. Soc. Am., 37, 472–476, 1973.

300. *Sancetta C., Imbrie J., Kipp N.G., McIntyre A., Ruddiman W.F.* Climatic record in North Atlantic Deep-Sea core V23–82: Comparison of the Last and Present Interglacials Based on Quantitative Time Series, Quat. Res., 2, 363–367, 1972.
301. *Savage D.E., Curtis G.H.* The Villafranchian Age and its radiometric dating, Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 51, 479, 1967.
302. *Savin S., Douglas R.G.* Oxygen isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic Poraminifera from the South Pacific, Bull. geol. Soc. Am., 84, 2327–2342, 1973.
303. *Schott W.* Die Foraminiferen. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Exp. "Meteor", 1925–1927, 3, Berlin, 1935.
304. *Schafer I.* Die donaueiszeitlichen Ablagerungen en Lech und Wertach, Geol. Bavarica, 19, 13–54, 1953.
305. *Schofield J.C.* Sea-level fluctuations during the past four thousand years, Nature, 185, 836, 1960.
306. *Schumm S.A.* Palaeohydrology. In: The Quaternary of the United States (eds. *H.E. Wright and D.G. Frey*), Princeton, 1965.
307. *Schwarzbach M.* Climates of the Past, London, 1963.
308. *Selle W.* Goologische und vegetationskundliche Untersuchungen an eingen wichtigen Vorkommen des latzen Interglazials in Nordwestdeutschland, Geol. Jahrb., 79, 295, 1962.
309. *Shackleton N.J.* Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed, Nature Lond., 215, 15–17, 1967.
310. *Shackleton N. J.* Depth of pelagic Foraminifera and isotope changes in Pleistocene oceans, Nature Lond. 218, 79–80, 1968.
311. *Shackleton N.J.* The last interglacial in the marine and terrestrial record, Proc. R.Soc. Lond. B 174, 135–154, 1969.
312. *Shackleton N.J.* Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus Uvigerina: isotopic changes in the ocean during the last glacial, Colloques Int. Cent. natn. Rech. Scient., 219, 203–210, 1974.
313. *Shackleton N.J.* The Stratigraphic Record of Deep-Sea Cores and its implications for the assessment of Glacials, Interglacials and Interstadials in the Mid-Pleistocene. In: After the Australopithecines, (ed. *K.W. Butzer and G. Ll. Isaac*), 1–24, The Hague, 1975.
314. *Shackleton N.J.* Oxygen isotope stratigraphy of the Middle Pleistocene. In: British Quaternary Studies (ed. *R.W. Shotton*), 1–16, Oxford, 1977a.
315. *Shackleton N.J.* The oxygen isotope record of the Late Pleistocene, Phil. Trans. R. Soc. B 280, 169–182, 1977b.
316. *Shackleton N.J., 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., 3, 39–55, 1973.

317. *Shackleton N.J., Opdyke N.D.* Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28–239, Late Pliocene to Latest Pleistocene. In: Investigation of late Quaternary palaeooceanography and palaeoceanography (ed. *R.M. Cline and J.D. Hays*), Mem. geol. Soc. Am., 145, 449–464, 1976.

318. *Shephard F.P.* Submarine Geology, New York, 1973.

319. *Shotton F.W.* The Pleistocene deposits of the area between Coventry, Rugby and Leamington and their bearing upon the topographical development of the Midlands, Phil. Trans. R.Soc. B, 237, 209–260, 1953.

320. *Shotton F.W.* The problems and contributions of methods of absolute dating within the Pleistocene period, Jb. geol. Soc. Lond., 122, 357–383, 1967a.

321. *Shotton F.W.* Age of the Irish Sea Glaciation of the Midlands, Nature London, 215, 136, 1967b.

322. *Shotton F.W.* The Pleistocene succession around Brandon, Warwickshire, Phil. Trans. R. Soc., 254, 387–400, 1968.

323. *Shotton F.W.* An example of hard water error in radiocarbon dating of vegetable matter, Nature London, 240, 460–461, 1972.

324. *Shotton F.W.* Amplification of the Wolstonian Stage of the British Pleistocene, Geol. Mag., 113, 241–250, 1976.

325. *Shotton F.W.* British dating work with radioactive isotopes. In: British Quaternary Studies (ed. *F.W. Shotton*), 17–29, Oxford, 1977a.

326. *Shotton F.W.* Chronology, Climate and Marine Record, The Devensian Stage..., Phil. Trans. R. Soc. B 280, 107–118, 1977b.

327. *Sissons J.B.* The central and eastern parts of the Lammermuir-Stranraer moraine, Geol. Mag., 98, 380–392, 1961.

328. *Sissons J.B.* Relative sea-level changes between 10,300 and 8300 B.P. in part of the Carse of Stirling, Trans. Inst. Br. Geogr., 48, 39, 19–29, 1966.

329. *Sissons J.B.* Lateglacial marine erosion in Scotland, Boreas, 3, 41–48, 1974.

330. *Sissons J.B.* Scotland: The geomorphology of the British Isles, London, 1976.

331. *Stearns C.E.* Estimates of the position of sea level between 140,000 and 75,000 years ago, Quat. Res., 6, 445–450, 1976.

332. *Stearns C.E., Thurver D.L.* Th^{230}/U^{234} dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals, Quaternaria, 7, 29–42, 1965.

333. *Steinen R.P., Harrison R.S., Mathews R.K.* Eustatic low stand of sea level between 125,000 and 105,000 years BP: evidence from the subsurface of Barbados, West Indies, Bull. Geol. Soc. Am., 84, 63–70, 1973.

334. *Straw A.* Pleistocene events in Lincolnshire: a survey and revised nomenclature, Trans. Lincs. Nat. Union, 17, 85–98, 1969.

335. *Stuart A.J.* Pleistocene history of the British vertebrate fauna, Biol. Rev., 49, 225–266, 1974.

336. *Stuart A.J.* The history of the mammal fauna during the Ipswichian/Last Interglacial in England, Phil. Trans. R. Soc. B 276, 221–250, 1976.
337. *Stuiver M.* Long term ^{14}C variations. In: Radiocarbon variations and Absolute Chronology (ed. *I. Olsson*), 197–214, Stockholm, 1970.
338. *Suess H.E.* Secular variations of the cosmic ray produced carbon-14 in the atmosphere, J. Geophys. Res., 70, 5937–5952, 1965.
339. *Sugden D.E.* Landforms of deglaciation in the Cairngorm Mountains, Trans. Inst. Br. Geogr., 51, 201–219, 1970.
340. *Suggate R.P.* The definition of "Interglacial", J. Geol., 73, 619–626, 1965.
341. *Suggate R.P.* When did the Last Interglacial end? Quat. Res., 4, 246–252, 1974.
342. *Sutcliffe A.J.* Joint Mitnor Cave, Buckfastleigh, Trans. Proc. Torquay nat. hist. Soc., 13, 1–26, 1960.
343. *Szabo B.J., Rosholt J.N.* Uranium-series dating of Pleistocene molluscan shells from Southern California – an open system model, J. Geophys. Res., 74, 3253–3260, 1969.
344. *Szabo B.J., Collins D.* Ages of fossil bones from British interglacial sites, Nature Lond., 254, 680–682, 1975.
345. *Tauber H.* The Scandinavian varve chronology and ^{14}C dating. In: Radiocarbon variations and Absolute Chronology (ed. *I.Olsson*), 173–196, Stockholm, 1970.
346. *Terasmae J.* Contributions to Canadian palynology, Canadian Geol. Surv., 56, 41 pp., 1960.
347. *Thomas G.S.P.* The Quaternary stratigraphy of the Ice of Man, Proc. Geol. Assoc., 87, 1976.
348. *Thom B.G.* The dilemma of high interstadial sea levels during the last glaciation, Prog. in Geogr., 5, 170–245, 1973.
349. *Thorarinsson S.* The tephra-fall from Hekla on March 29th 1947. In: The Eruption of Hekla 1947–1948 (eds. *T.Erinarsson T., Kjartansson G., and Thorarinsson S.*), 1–68 (Part 2). Reykjavik, 1954.
350. *Thurber D.L.* Problems of dating non-woody material from continental environments. In: Calibration of Hominoid Evolution (eds. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 1–18, Edinburgh, 1972.
351. *Thurber D.L., Broecker W.S., Blanchard R.L., Potratz H.A.* Uranium-series ages of Pacific atoll coral, Science, 149, 55–58, 1965.
352. *Tooley M.J.* Sea level changes during the last 9000 years in north west England, Geog. J., 140, 18–42, 1974.
353. *Turekian K.K., Bada J.L.* The dating of fossil bones. In: Calibration of Hominoid Evolution (eds. *W.W. Bishop and J.A. Miller*), 177–186, Edinburgh, 1972.
354. *Turner C.* The Middle Pleistocene deposits at Marks Tey, Essex, Phil. Trans. R. Soc. B 257, 373–440, 1970.

355. *Turner C.* The correlation and duration of Middle Pleistocene interglacial periods in Northwest Europe. In: After the Australopithecines (ed. *K.W. Butzer and G.Ll. Isaac*), 259–308, Mouton, The Hague, 1975.
356. *Turner C.* In Guidebook to Excursion A1/C1 East Anglia, INQUA X CONGRESS (ed. D.Q. Bowen), 1977.
357. *Turner C., West R.G.* The subdivision and zonation of interglacial periods. Eiszeit. u. Gegenw., 19, 93–101, 1968.
358. *Urey H.C.* The thermodynamic properties of isotopic substances, J. Chem. Soc., 562–581, 1947.
359. *Valentine K.W.G., Dalrymple J.B.* Quaternary Buried Palaeosols: A Critical Review, Quat. Res., 6, 209–222, 1976.
360. *Velichko A.* Les traits essentiels de la stratigraphie des loess de la plain d'Europe orientale. In: La Stratigraphie des Loess d'Europe, Bull. Assoc. Fr. Etude Quat. Suppl., 160–164, 1969.
361. *Vita-Finzi C.* Recent earth history (Macmillan), London, 1973.
362. *Vries de H.* Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth, Koninkl. Nederlands Akad. Wetensch. Proc. ser. B, 61, 1–9, 1958.
363. *Vucetich C.G., Pullar W.A.* Stratigraphy and chronology of the late Quaternary volcanic ash in Taupo, Rotorua and Gisborne districts, N.Z. geol. Surv. Bull., 73, 88 pp., 1964.
364. *Walcott R.L.* Isostatic response to loading of the crust in Canada, Canadian Journ. of Earth Science, 7, 716, 1970.
365. *Walcott R.I.* Past sea levels, Eustasy and Deformation of the Earth, Quat. Res., 2, 1–14, 1972.
366. *Walcott R.I.* Structure of the Earth from 10001 Glacio-Isostatic rebound. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 1, 15–37, 1973.
367. *Washburn A.L.* Quaternary Research and Education, Quat. Res., 1, 283–284, 1971.
368. *Washburn A.L.* Periglacial Processes and Environments, London, 1973.
369. *Watkins N.D.* Geomagnetic Polarity Events and the Problem of "The Reinforcement Syndrome", Comments on Earth Sciences – Geophysics, 2, 36–43, 1971.
370. *Watkins N.D.* Review of the development of the Geomagnetic Polarity time scale and discussion of prospects for its finer definition, Bull. Geol. Soc. Am. 83, 551–574, 1972.
371. *Watkins N.D.* Polarity Commission sets up some guidelines, Geotimes, 21 (4), 18–20, 1976.
372. *Watson E.* Pingos of Cardiganshire and the latest ice limit, Nature London, 238, 343–344, 1972.
373. *Watson E.* Mid and North Wales, X INQUA CONGRESS, Excursion guidebook (ed. *D.Q. Bowen*), 1977.
374. *Watts W.A.* The vegetation record of a mid-wisconsin Interstadial in northwest Georgia, Quat. Res., 3, 257–268, 1974.

375. *Wayland E.J.* Rifts, rivers, rains, and early man in Uganda, Roy. Anthropol. Inst. J.. 333–352, 1934.
376. *Weeks A.G.* The stability of natural slopes in south-east England as affected by periglacial activity, Q. Jl. Engng. Geol., 2, 49–61, 1969.
377. *Weertman J.* Stability of ice age ice sheets, J. Geophys. Res., 66, 3788–3792, 1961.
378. *Wendland W.M., Donley D.L.* Radiocarbon Calendar age relationship, Earth Planet. Sci. Lett., 11, 135–139, 1971.
379. *West R.G.* The Quaternary deposits at Hoxne, Suffolk, Phil. Trans. R. Soc. B 239, 265–356 (A), 1956.
380. *West R.G.* Interglacial deposits at Bobbitshole, Ipswich, Phil. Trans. R. Soc. B 241, 1–31, 1957.
381. *West R.G.* Studying the past by pollen analysis, Oxford, 1971.
382. *West R.G.* In discussion with Bristow and Cox op cit. 1973.
383. *West R.G.* Pleistocene geology and biology, London, 1975.
384. *West R.G., Donner J.J.* The glaciations of East Anglia and the East Midlands: a differentiation based on stone orientation measurements of the till, Q. Jl. geol. Soc., 112, 69–91, 1956.
385. *West R.G., Wilson D.G.* Cromer Forest Series, Nature London, 209, 497–498, 1966.
386. *Wiegank K.F.* Okologische Analyse quartarer Foraminiferen, Geologie, 21, 1–111, Berlin, 1972.
387. *Wijmstra T.A.* Palynology of the first 30 metres of a 120 m deep section in northern Greece, Acta Botan. Neerl., 18, 511, 1969.
388. *Wijmstra T.A., Hammen van der T.* The Last Interglacial-Glacial cycle: state of affairs of correlation between data obtained from the land and from the ocean, Geol. en Mijnb., 53, 386–392, 1974.
389. *Williams J.* The influence of snow cover on the atmospheric circulation and its role in climatic change: an analysis based on results from the NCAR global circulation model. J. App. Met., 14, 137–152, 1975.
390. *Willman H.B., Frye J.C.* Pleistocene Stratigraphy of Illinois, Illinois Geol. Surv. Bull., 94, 1970.
391. *Woillard G.* Recherches palynologiques sur le Pleistocene dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines, Acta Geogr. Lovaniensia, 14, 118 pp., 1975.
392. *Woldstedt P.* Das Eizeitalter, Grundlinien einer Geologie des Quarters, Vol. 1 (Vol. 2,1958), Stuttgart, 1951.
393. *Woldstedt P.* The Quaternary of Germany. Un: The Quaternary (ed. *K. Rankama*), 239–300, New York and London, 1967.
394. *Worsley P.* Problems in naming the Pleistocene deposits of the North East Cheshire Plain, Mercian Geol. 2, 51–55, 1967.
395. *Worsley P.* Correlation of the Last Glaciation maximum and the extraglacial fluvial terraces in Britain – a case study. In: Quaternary Glaciations in

the Northern Hemisphere (eds. *D.J. Easterbook and V. Sibrava*), 274–284, Prague, 1976.

396. *Worsley P.* In Wales and the Cheshire – Shropshire Lowland Guidebook for excursion A8/C8 X INQUA CONGRESS (ed. *D.Q. Bowen*), 1977.
397. *Wright H.E.* Quaternary Science and Public Service, Quaternary Research, 3, 515–519, 1973.
398. *Wright H.R.* Pleistocene ecology – some current problems, in Ecology of the Pleistocene, Geoscience and Man, 13, 1–12, 1976a.
399. *Wright H.R.* The dynamic nature of Holocene vegetation. A problem in paleoclimatology, Biogeography and Stratigraphy nomenclature, Quat. Res., 6, 581–596, 1976b.
400. *Wright W.B.* The Quaternary ice age, London, 1937.
401. *Wymer J.J., Jacobi R.M., Rose J.* Late Devensian and Early Pleistocene barbed points from Sproughton, Suffolk. Proc. prehist. Soc., 41, 235–241, 1975.
402. *Zagwijn W.H.* The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe, Boreas, 3, 75–97, 1974.
403. *Zagwijn W.H.* Variations in climate as shown by pollen analysis especially in the Lower Pleistocene of Europe. In: Ice ages: ancient and modern (eds. *A.E. Wright and F. Moseley*), (Seel House, Liverpool), 137–152, 1975.
404. *Zagwijn W.H., Montfrans van H.M., Zandstra J.G.* Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands: pollen analysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology, Geol. en Mijnb., 50, 41–58, 1971.
405. *Zeuner F.E.* Dating the Past, London, 1946.
406. *Zeuner F.E.* The Pleistocene Period: its climate, chronology and faunal successions, 2nd edn., London, 1959.

Дополнительный список литературы

Berggren W.A., Couvering J.A. van. The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and palaeoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences, Pal. Pal. Pal., 16, 1–216, 1974.

Richmond G.M. Pleistocene stratigraphy and chronology in the mountains of Western Wyoming. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), 353–379, Stroudsburg, Penn., 1976.

Rosholt J.N., Emiliani C., Geiss J. Koczy F.F., Wangersky P.J. Absolute dating of deep-sea cores by the Pa^{231}/Th^{230} method, J. Geol., 69, 162–185, 1961.

Ruhe R.V. Stratigraphy of mid-continent loess in U.S.A. In: Quaternary Stratigraphy of North America (ed. *W.C. Mahaney*), 197–212, Stroudsburg, Penn., 1976.

Sutcliffe A.J. A hazard in the interpretation of glacial-interglacial sequences, Quat. News, 17, 1–3, 1975.

Sutcliffe A.J. Reply to R.G. West, Quat. News, 18, 1–7, 1976.

Sutcliffe A.J., Kowalski K. Pleistocene rodents of the British Isles, Bull. Br. Museum, 27(2), 147 pp., 1976.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие к русскому изданию 5

Предисловие 10

Глава 1. Предварительные замечания 12
Основные черты четвертичного периода 12
Четвертичный период, плейстоцен и голоцен 17
Цели исследований 18
Метод исследований 20

Глава 2. Классические модели 24
Альпийская модель 24
Северная Европа 33
Британские острова 43
Центральная часть Северной Америки 55
Восточная Африка 71

Глава 3. Исследования океанических осадков 75
Отложения пелагиали 75
Изотопный анализ кислорода 80
Стратиграфия, основанная на изотопном анализе кислорода 89

Глава 4. Классификация 97
Сопоставление четвертичного периода с дочетвертичными 98
Представление данных – климатические кривые 102
Стратиграфическая классификация 107
Хроностратиграфическая классификация четвертичного периода 123
Последнее межледниковье, последнее оледенение и голоцен 131

Глава 5. Геохронометрическое датирование 135
Радиоуглеродное датирование 135
Методы датирования по неравновесному урану 154
Методы датирования, использующие отношение K/Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ 159
Трековый метод датирования 161
Магнитостратиграфия 161
Диагенез аминокислот 165
Ледниковые ленточные глины 166
Неледниковые осадки с годичным ритмом осадконакопления 168
Дендрохронология 169

Глава 6. Летопись ископаемых остатков 171
Флора 172
Спорово-пыльцевой анализ 172
Фауна млекопитающих 183
Фауна жесткокрылых (жуки) 186

Гоминиды 188
Биостратиграфия глубоководных отложений 190
Другие виды ископаемых остатков 195

Глава 7. Уровень моря 197
Факторы, определяющие уровень моря 197
Уровень моря в плейстоцене 199
Позднеледниковый и голоценовый уровни моря 205

Глава 8. Оледенение 210
Модели оледенения и дегляциации 212
Характер осадконакопления и формы рельефа в плейстоцене 216

Глава 9. Неледниковые обстановки 225
Тефрохронология 225
Палеопочвы 226
Перигляциальные обстановки 228
Лёссы 230
Природные обстановки низких широт и плювиальные озера 237

Глава 10. Обзор 240
Стандартная хроностратиграфическая шкала 244
Корреляция океанов с континентами 245
Способы корреляции 248

Список литературы 250

3527