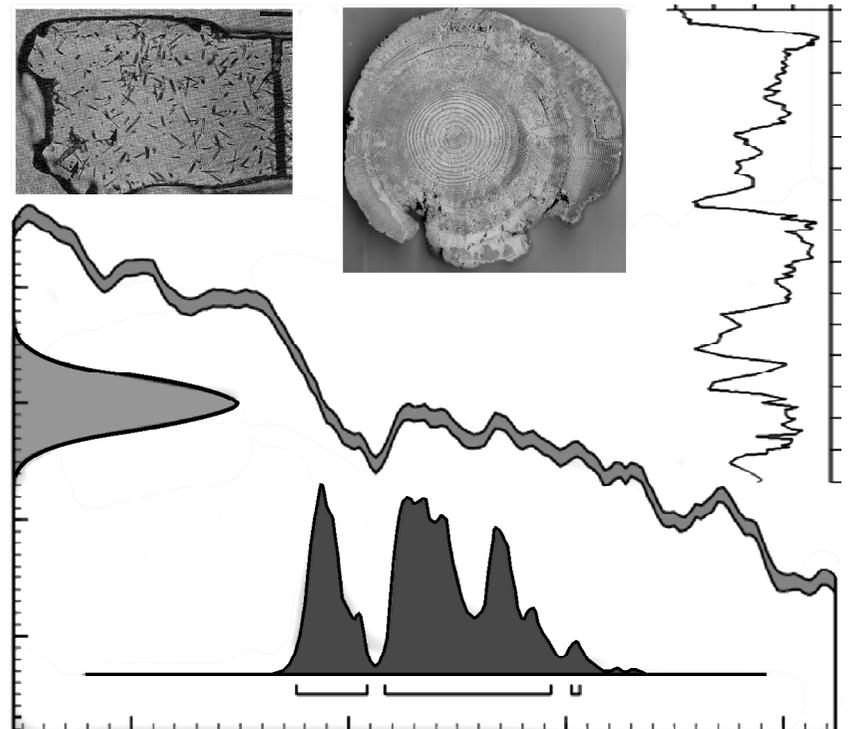


А. В. Панин

МЕТОДЫ  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ:  
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Учебное пособие



Географический факультет МГУ  
2014

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ  
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

**А. В. Панин**

**МЕТОДЫ  
ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ:  
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ**

**Учебное пособие**

Географический факультет МГУ  
2014

УДК 550.93+902.6+551.89

ББК 26.33

П16

*Рецензенты:* д-р геогр. наук Т. А. Янина  
канд геогр. наук В. Р. Беляев

*Печатается по постановлению  
Ученого Совета географического факультета  
Московского государственного университета  
имени М. В. Ломоносова*

**Панин А. В.**

П16 **МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ: ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ.** Учебное пособие. – М.: Географический факультет МГУ, 2014. – 116 с.

Рассматриваются способы количественного определения возраста геологических и геоморфологических образований, палеогеографических и геоморфологических событий за разные отрезки времени прошлого – от сотен до первых миллионов лет. Излагаются принципы действия и основы практического применения методов абсолютной геохронологии – методов, основанных на подсчете записей годовых ритмов, на определении количества радиоизотопов и продуктов их распада, на измерении результатов воздействия природной радиоактивности на вещество горных пород. Описываются методы относительного датирования, допускающие количественное выражение возраста – методы, основанные на величине вторичных преобразований горных пород на поверхности рельефа, методы глобальной и региональной корреляции, дающие привязку к шкале абсолютного времени.

Для студентов старших курсов, аспирантов и действующих специалистов в области геоморфологии, палеогеографии четвертичного периода, четвертичной геологии, археологии, а также представителей смежных дисциплин, заинтересованных в определении возраста событий и материальных образований прошлого.

УДК 550.93+902.6+551.89

ББК 26.33

© А. В. Панин, 2014

© Географический факультет МГУ, 2014

## ПРЕДИСЛОВИЕ

**К**лючевая проблема геоморфологии, палеогеографии и геологии четвертичного периода – определение возраста отложений и форм рельефа. Надежное датирование событий прошлого, запечатленных в геологических и геоморфологических образованиях, часто служит залогом успеха в разработке проблем палеогеографии. Решение задач геологической и палеогеографической корреляции получает серьезную поддержку, если определять абсолютный возраст отложений и/или форм рельефа. Рассмотрению применяемых в настоящее время способов численного определения возраста во временных рамках четвертичного периода (последние 2,6 млн лет) и посвящено настоящее пособие.

Физические основы методов и лабораторные процедуры разбираются в пособии кратко, по возможности не дублируя относительно свежие и доступные для отечественного читателя методические руководства (Вагнер, 2006; Методы ... 1999, 2010). По сравнению с другими методами, более детально изложены принципы радиоуглеродного и люминесцентного датирования ввиду их наибольшей распространенности в международной исследовательской практике. Акцент делается на принципах важных как для практического применения – принятии решения по использованию того или иного метода, стратегии и тактики отбора образцов, так и для «кабинетной» работы – интерпретации результатов датирования, их представления в публикациях, критического восприятия научной и технической (производственные отчеты) литературы. Исходя из этого, в приводимых примерах использования разных методов особое внимание уделяется геоморфологической и палеогеографической интерпретации датировок. Для лучшего усвоения терминологии, а также для возможности использования пособия в качестве мини-справочника, в конце приводится алфавитно-предметный указатель. Для облегчения понимания зарубежных публикаций приводятся англоязычные эквиваленты некоторых терминов.

Автор благодарен рецензентам – д.г.н. Т. А. Яниной и к.г.н. В. Р. Беляеву, чей непредвзятый взгляд позволил улучшить пособие на стадии его подготовки к печати. Содержательные замечания по отдельным разделам были высказаны к.г.-м.н. Н. Е. Зарецкой (раздел 2.1) и д.г.н. С. Д. Николаевым (раздел 2.3). За помощь в корректуре оригинал-макета автор благодарен своим коллегам по кафедре Е. Д. Шеремецкой и к.г.н. Е. А. Еременко. Большая часть рекомендаций рецензентов и коллег была учтена. Однако автор отдает себе отчет, что результат этой работы все равно далек от совершенства. Кроме того, аналитические методы в науках о Земле – отрасль чрезвычайно динамичная, чувствительная к прогрессу в других областях науки, прежде всего физических. Ввиду перспективы периодического обновления данного пособия автор будет благодарен за любые конструктивные замечания по сути и характеру изложения, интересные примеры применения методов датирования в геоморфологии, четвертичной геологии и палеогеографии, археологии.

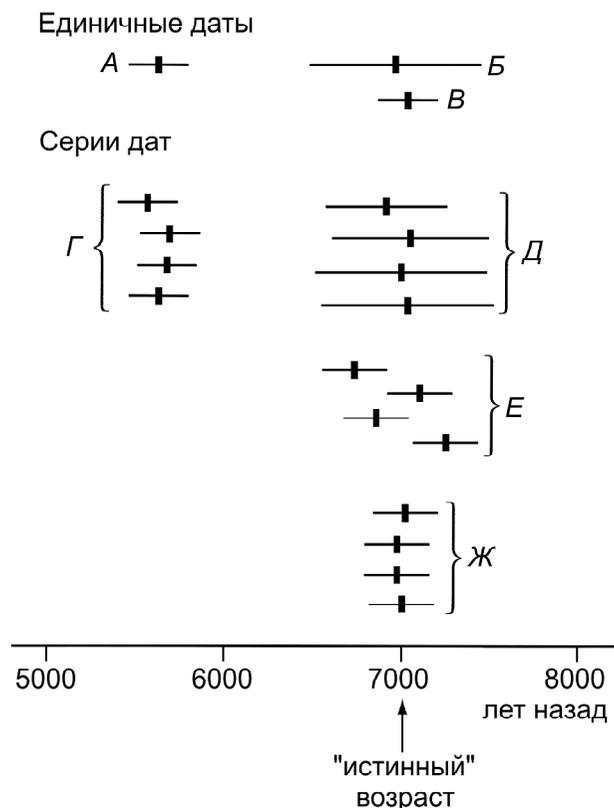
---

## ВВЕДЕНИЕ

Методы абсолютного датирования горных пород начали развиваться еще в конце XIX в. (например, варвометрия). С середины XX в. (появление радиоуглеродного, уран-ториевого методов) прогресс в этой области был связан преимущественно с успехами физико-химических наук, в особенности радиоизотопной геохимии. Интерес к абсолютной хронологии и число публикаций в этой области столь высоки, что существуют специализированные международные журналы, посвященные проблемам геохронологии в целом («*Quaternary Geochronology*», «*Geochronometria*») и даже отдельным методам датирования («*Radiocarbon*» – радиоуглеродное, «*Ancient TL*» – люминесцентное и ЭПР (электронный парамагнитный резонанс)).

Важные понятия для оценки качества любых датировок – точность (*precision*) и достоверность (*accuracy*) (Walker, 2005). *Точность даты* – это величина статистической неопределенности результатов физического или химического анализов или измерений, лежащих в основе определения возраста. *Достоверность даты* – мера ее соответствия истинному возрасту образца. На рис. 1 дата *A* – точная, но недостоверная: она имеет узкий диапазон погрешности, но при этом она недооценивает истинный возраст на 1,5–2 тысячи лет. Дата *B* – достоверная, но неточная, т. к. она близка к истинному возрасту, но имеет широкую планку погрешности. Наконец, дата *B* – и точная, и достоверная.

Если при определении возраста объекта опираться на повторные датировки (а так, по возможности, и следует поступать), то достоверность и точность надо оценивать для всей серии дат. На рис. 1 серия *Г* – точная, но недостоверная, серии *Д* и *Е* – достоверные, но неточные, потому что определенный по ним статистическими методами возраст события будет иметь широкий интервал неопределенности. В серии *Д* причина неопределенности – низкая точность индивидуальных дат. В серии *Е* каждая дата сама



**Рис. 1.** Точность и достоверность датирования (по: Walker, 2005, с изменениями). Единичные даты и серии дат: А, Г – точные, но недостоверные; Б, Д, Е – достоверные, но неточные; В, Ж – и точные, и достоверные. Каждая дата представляет собой случайную величину, распределенную по нормальному закону, и поэтому показана в виде центральной точки и планки стандартного отклонения

по себе точна, но между датами – значительный разброс. Очевидно, что если бы исследователь сэкономил и выполнил одну датировку вместо четырех, достоверность результата могла бы сильно снизиться. Наконец, и точной, и достоверной можно считать серию Ж. В данном случае можно было бы обойтись и одной датой, но узнать об этом заранее невозможно. Кроме того,

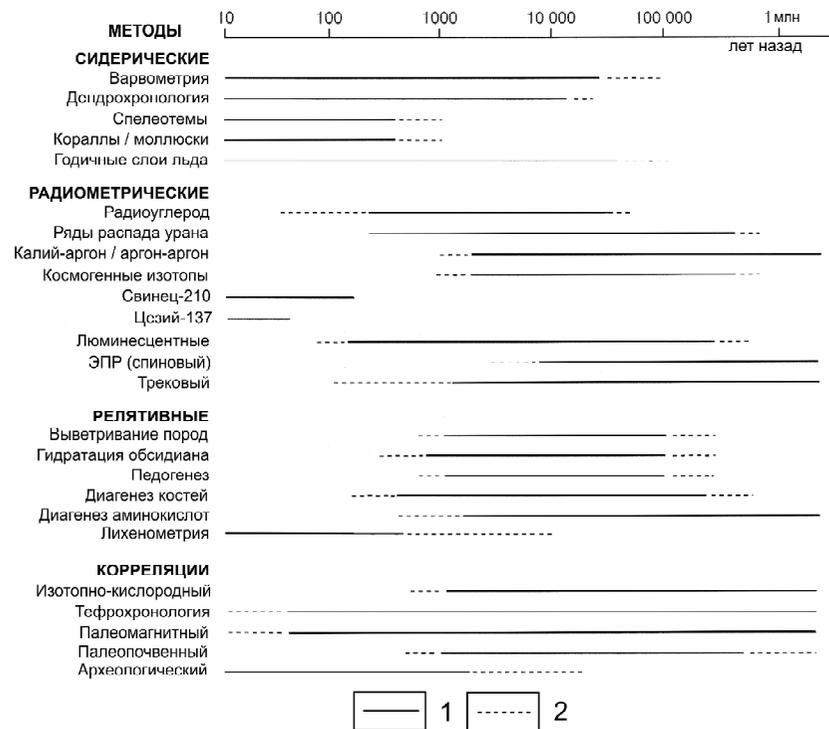
кратное датирование позволяет статистическими средствами улучшить точность – сузить интервал неопределенности в интегральной дате по сравнению с индивидуальными (это следует из теории ошибок).

Причинами недостоверности дат могут быть:

- неучтенные физические и химические изменения датируемого материала в момент его образования или позднее (например, загрязнение более молодым или более древним материалом);
- несоответствие образца датируемому событию (например, за счет переотложения образца изначально в ходе накопления слоя или уже в разрезе вследствие биотурбации);
- технические нарушения в ходе отбора образца или лабораторной обработки.

Неточность дат может быть следствием плохого качества предоставленного в лабораторию материала (образец слишком маленький или слишком низкие концентрации датируемого компонента), проистекать из ограниченных технических возможностей (например, невысокая чувствительность измерительной аппаратуры в лаборатории), а может быть и свойством выбранного метода или модификации метода, например, если временный диапазон метода не покрывает датируемого события.

Классификации методов датирования могут строиться по разным признакам: по используемым материалам, по типу получаемого результата, по охвату времени, доступного для датирования. Последнее особенно важно при подборе методов под конкретную задачу. Возрастные диапазоны широко распространенных методов датирования показаны на рис. 2. В тексте методы сгруппированы по природным процессам, используемым в качестве счетчика времени. Такая систематика облегчает как изложение (есть возможность разделить принципы, общие для всей группы, и особенности индивидуальных методов), так и понимание сути методов, необходимое для их осмысленного применения. Выделены методы сидерические, радиометрические (радиоизотопные и радиогенные), относительного датирования, или релятивные, и корреляционные.



**Рис. 2.** Диапазоны применения разных методов датирования (по: Walker, 2005, с изменениями и дополнениями). 1 – наиболее частое применение, наиболее достоверные результаты, 2 – применение возможно при определенных условиях, достоверность результатов нуждается в дополнительном контроле

## ЧАСТЬ 1

### МЕТОДЫ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

#### Глава 1

#### СИДЕРИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Так иногда кратко называют методы, использующие записи годовичных природных циклов в разнообразных природных телах, образующихся за счет ежегодного прироста массы (лат. *sidus*, родительный падеж *sideris* – звезда, небесное светило). Благодаря комплексной реакции на сезонность, прежде всего, на изменения температуры, образуются годовичные слои древесины, кораллов, раковин моллюсков, натечных минеральных образований в пещерах (спелеотем), осадков на дне водоемов. Прямой подсчет годовичных слоев позволяет с точностью до года определить возраст каждого (если начать с современности). В характеристиках слоев, например в их толщине, отражаются как многолетние климатические колебания, так и экстремальные погодные события. Измерив параметры каждого слоя, можно получить ряд значений в числовом и графическом выражении (например, дендрограмму – ряд толщины годовичных колец деревьев). Такие ряды путем визуального анализа или с использованием статистических методов позволяют решать две задачи: продление ряда в глубь времени путем сопоставления пересекающихся записей, и корреляции рядов, полученных в разных точках территории, для которой постулируется подобие погодно-климатических изменений.

#### 1.1. ВарвOMETрия

ВарвOMETрия – подсчет и измерение толщины годовичных слоев озерных отложений – варв (швед. *varv* – кругооборот, цикл). Для обозначения регулярной годовичной слоистости используется также термин «ленточные отложения» (глины, суглинки и т. п.). Метод разработан шведским геологом Г. де Геером (первая публикация – 1884 г.), который в серии разрезов на юге Швеции сопоставил ва-

риации толщины варв, отлагавшихся на дне приледниковых озер времени последней дегляциации. На этой основе была построена хронология отступления края ледникового щита: его последовательным позициям с юга на север соответствовали разные приледниковые водоемы, отложения которых и были увязаны де Геером. В 1930-х годах его ученик Э. Антевс построил по тем же принципам хронологию дегляциации Североамериканского континента.

Для водоемов с преобладанием минерального осадконакопления за счет поступления вещества с водосбора характерны клас-тические варвы («ленточная слоистость»), образующиеся за счет резких колебаний притока речных вод в течение года. К таким относятся и озерно-ледниковые ленточные глины: весенне-летние песчано-алевритовые и зимние глинистые слои. Различаются и другие типы сезонной слоистости: органокластические (выделяется повышенное накопление органики в теплый сезон), чисто органические (тонкие темные слои зимнего периода малой биопродуктивности и толстые светлые – теплого сезона), карбонатные и железистые (различия в выпадении  $\text{CaCO}_3$  и соединений Fe в зависимости от температуры воды), диатомовые (выделяется летнее цветение диатомовых водорослей). В условиях гляциоизостатически приподнятых территорий Г. де Геер и его последователи имели возможность изучать лимногляциальные варвы в обнажениях. В других случаях изучение геологического разреза приходится выполнять по кернам буровых скважин, и тогда важное место занимает технология бурения – получение недеформированной колонки отложений.

Сезонная слоистость может формироваться и в океанических осадках за счет колебаний притока речных вод (в том числе талых ледниковых – ледниково-морские варвы) с суши или внутри-годовых изменений биопродуктивности (светлые, обогащенные диатомовыми, летние и темные зимние слойки – морские варвы). Годичная ритмика часто проявляется в аллювии фаций прирусловых отмелей и низкой поймы, накапливающихся на пике половодья. Годичный слой начинается светлой песчаной частью фазы подъема половодья, для которой характерны повышенные скорости течения, и завершается более темной суглинистой частью фазы спада половодья, когда уклоны и скорости течения потока падают. Подсчет годичных пар помогает оценить продолжительность на-

копления толщи, что бывает полезным при выработке стратегии дальнейшего исследования разреза. Например, если при мощности в несколько метров вся толща сформировалась лишь за первые десятки лет, не имеет смысла детально опробовать ее для выявления палеоклиматических изменений или пытаться определить различия в возрасте кровли и подошвы слоя радиоуглеродным методом, точность которого будет заведомо меньше общей продолжительности формирования слоя (см. раздел 2.1).

## 1.2. Дендрохронология

Дендрохронология – использование годичных колец деревьев для изучения пространственно-временной динамики природных и социальных процессов. Исследование разбивается на две части: датирование самих годичных колец и извлечение из них содержательного сигнала. Впервые метод был применен для изучения истории солнечной активности астрономом А. Дугласом из университета Аризоны в Тусоне (Tucson), где до сих пор действует созданная им в 1937 г. дендролоборатория. Дуглас постулировал следующую причинно-следственную цепочку: светимость Солнца, выраженная через количество солнечных пятен, → климат → ширина годичных колец. Современное продолжение этого направления – реконструкция изменений светимости Солнца по содержанию в атмосфере радиоизотопа  $^{14}\text{C}$ . В одном из последних обобщений (Solanski et al., 2004) такая реконструкция выполнена для последних 11,4 тыс. лет и показано, что с середины XX в. Солнце вступило в фазу аномально высокой для голоцена активности (рис. 3). По мнению авторов, это частично объясняет тренд повышения глобальной температуры, в том числе до 30% резкого её роста с 1970 г.

Характер годичного прироста сильно различается для разных пород деревьев. В дендрохронологии широко используются разные виды дуба, сосны, в Северной Америке также секвойя и ель Дугласа (псевдотсуга), а в Новой Зеландии – дерево каури. Отдельные экземпляры остистой сосны достигают возраста 4700 лет (некоторые сухостойные экземпляры – до 6000), секвойя – 3500 лет, ель Дугласа и разные виды дуба – обычно не более 500 лет, в исключительных случаях – до 1000 лет. Для продления хронологии

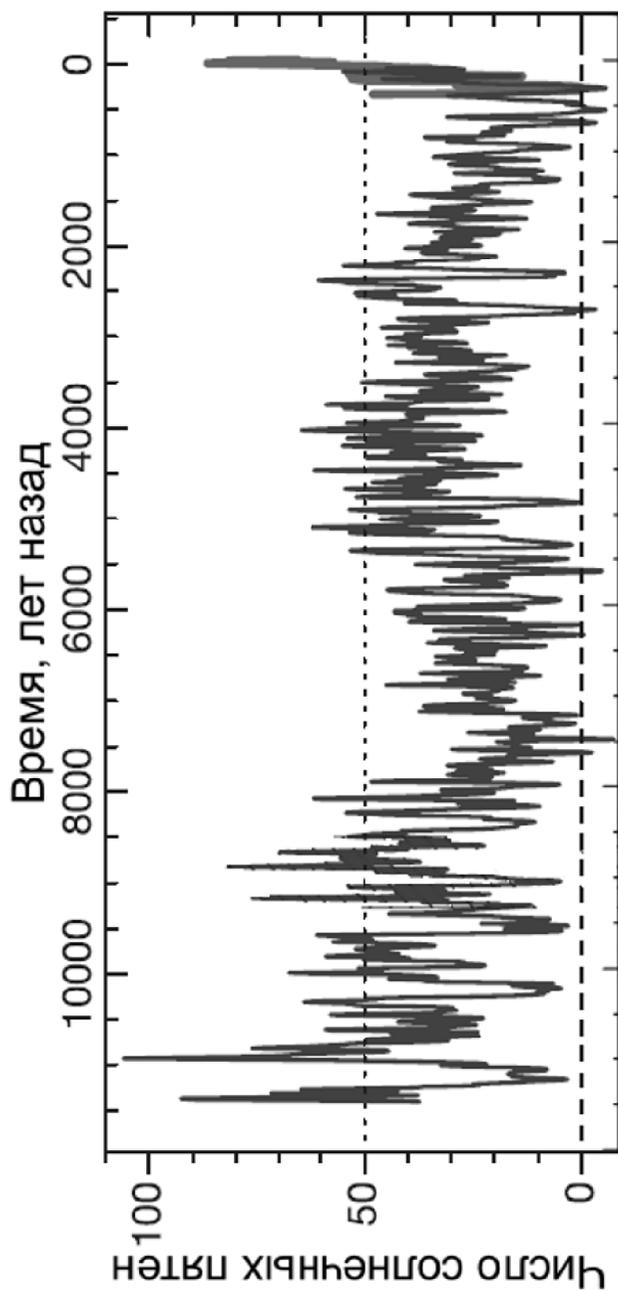


Рис. 3. Реконструкция изменений солнечной активности в голоцене по содержанию  $^{14}\text{C}$  в атмосфере (Solanski et al., 2004). С 1610 г. — данные телескопических наблюдений. Точечным пунктиром показан уровень, выше которого солнечная активность считается аномально высокой

на более продолжительные отрезки времени привлекаются ископаемые стволы, погребенные в речных и озеро-болотных отложениях. При этом используется принцип *перекрестного наложения, или кросс-датирования*, в соответствии с которым ряды ширины или других характеристик колец (например, плотности древесины) обладают сходством внутри ограниченного региона, что позволяет более или менее уверенно состыковать полученные по разновозрастным стволам, но пересекающиеся во времени серии. Чтобы минимизировать влияние индивидуальных особенностей дерева и случайных факторов и усилить полезный сигнал, измерения выполняются по нескольким радиусам для каждого экземпляра и, если возможно, по нескольким деревьям для каждого места и по нескольким местам в пределах региона — *принцип репликации*.

Если нуль-момент хронологии известен точно (если она начинается с живущего дерева или, например, точно известен год постройки деревянного сооружения, из которого взят один из стволов), хронология называется абсолютной. Если нуль-момент определен приблизительно (радиоуглеродным методом или по историческим данным), она называется плавающей. По данным международного архива дендроданных, который поддерживается Национальным управлением океанических и атмосферных исследований США (NOAA), на март 2011 г. на пяти континентах существовало более трёх тысяч дендрошкал, большинство из которых, впрочем, не превышало по охвату нескольких столетий. Наиболее длинные непрерывные дендрошкалы построены по:

- погребенным в аллювии рек южной Германии стволам дуба черешчатого и скального (до 10,5 тыс. л. н.) и сосны обыкновенной (для пребореала и позднеледниковья) — до 12,5 тыс. л. н., и в ближайшее время ожидается их продление до 14 тыс. л. н. с использованием плавающих хронологий по сосне из Швейцарии (Friedrich et al., 2004; Schaub et al., 2008);
- остистой сосне в горах Уайт Маунтин на востоке Калифорнии — 8,7 тыс. лет (Ferguson, Graybill, 1983);
- сосне обыкновенной в Финляндии — 7,5 тыс. лет (Helama et al., 2008);
- дубу черешчатому в Северной Ирландии — 7,4 тыс. лет (Baillie et al., 2000).

Характеристики годовичных колец представляют запись состояния природной среды с годовичным и даже сезонным разрешением (каждое кольцо можно разделить на отдельные части, соответствующие разным сезонам). Полезный сигнал содержится в ширине годовичных колец и их сезонных частей, в плотности древесины, ее изотопно-химическом составе (наиболее информативны изотопы  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ). Для вычленения полезного сигнала величину годового прироста древесины разделяют на отдельные компоненты, связанные с природными и антропогенными факторами роста (*принцип суммирования факторов*), в том числе: естественный тренд уменьшения скорости роста с возрастом, погодные условия данного года, факторы нарушения внутри лесной экосистемы, факторы нарушения извне, а также случайные процессы.

Выбор мест для опробования зависит от цели исследования и производится так, чтобы максимизировать возможный отклик динамики роста деревьев на изучаемый тип изменений природной среды. Например, при реконструкции рядов температуры и/или осадков (*дендроклиматология*) учитывается известный из общей экологии *принцип лимитирующих факторов*. В засушливых условиях или относительно сухих местообитаниях динамика роста деревьев определяется, преимущественно, изменениями увлажнения, а вблизи верхней или северной границы леса, или в относительно холодных местообитаниях (склоны северной экспозиции) – изменениями температуры. Широкое применение находит дендрохронология для выявления и построения хронологии экстремальных явлений – засух, пожаров, наводнений, включая и геоморфологические процессы, проявляющиеся во временно угнетенном развитии ныне растущих деревьев в зоне их поражения – обвалов, оползней, эрозионных явлений (*дендрогеооморфология*).

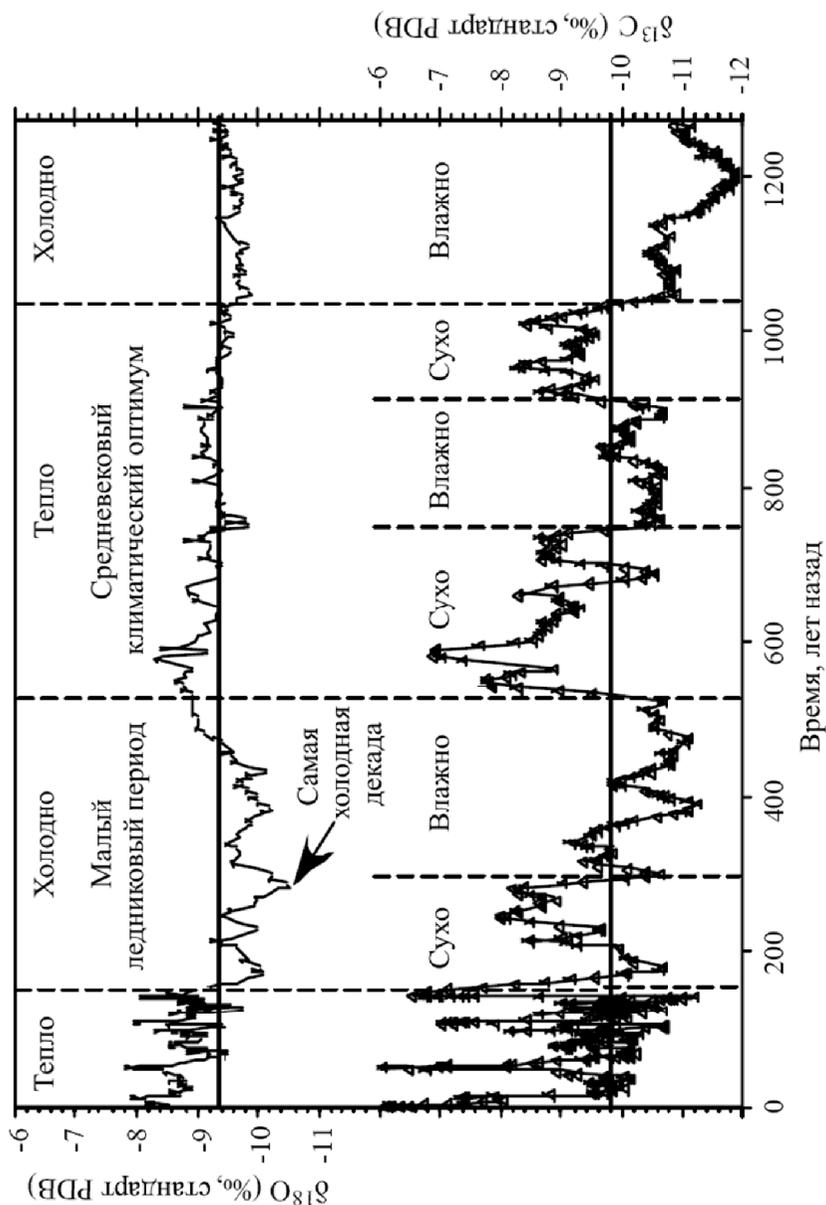
Использование дендрохронологии для датирования древних геологических или археологических объектов возможно лишь при наличии региональной дендрошкалы, с которой можно сопоставить дендросерии по находкам древесины в соответствующих отложениях – аллювии, морене, культурных слоях археологических памятников. К сожалению, в России региональные дендрошкалы созданы для немногих регионов и они относительно коротки, что сильно ограничивает использование этого метода датирования. Существуют шкалы для северо-запада европейской России с общим охва-

том 1200 лет – для Пскова (конец VIII – начало XV вв.), Новгорода (конец IX – конец XVI вв.), Смоленска (конец XI – начало XVII вв.) и др. (Колчин, Черных, 1977). Создание этих дендрошквал – результат огромной работы на археологических памятниках древней и средневековой Руси. В 1990-е годы по ископаемым находкам лиственницы сибирской построены 1500-летняя дендрошкала для Полярного Урала и 7000-летняя дендрошкала для Ямала (Ваганов и др., 1996; Hantemirov, Shiyatov, 2002; Hantemirov et al., 2004). В других районах дендрошкалы либо плавающие, либо построены лишь на данных по ныне живущим деревьям, и их длина редко превышает 500 лет.

Примером датирования катастрофических событий общепланетарного масштаба может служить уточнение хронологии взрыва вулкана Санторин в Эгейском море – одного из наиболее сильных вулканических извержений за всю историю цивилизации. Изначально оно датировалось по археологическим данным серединой XVI в. до н. э. Появившиеся в 1970-е годы радиоуглеродные датировки показали возраст на столетие древнее – между 1630–1600 гг. до н. э. Наконец, в 1980–90-е годы было установлено, что в 1628–29 гг. до н. э. во всех районах Северного полушария, где есть длинные дендроряды – в Калифорнии, Ирландии, Англии, Германии, Швеции, – отмечается резкое падение скоростей прироста деревьев (Lamarche, Hirschboeck, 1984; Hughes, 1988; Baillie, 1989; Grudd et al., 2000). Это связали с глобальным падением температуры вследствие пеплового загрязнения стратосферы, и указанная дата принимается сейчас как наиболее вероятная датировка извержения Санторина.

### 1.3. Склерохронология

Склерохронология (греч. *scleros* – твердый, *chronos* время) – изучение физико-химических свойств годовичных слоев минералов кальцита и арагонита, образующихся в живых (кораллы, раковины моллюсков) и неживых (спелеотемы – натечные пещерные отложения разнообразной морфологии) образованиях. Такие образования используются как записи сигнала о состоянии природной среды, снабженные счетчиком времени – годовичными слоями. Привязка к абсолютной шкале времени осуществляется для современных образований подсчетом годовичных слоев. В отличие от

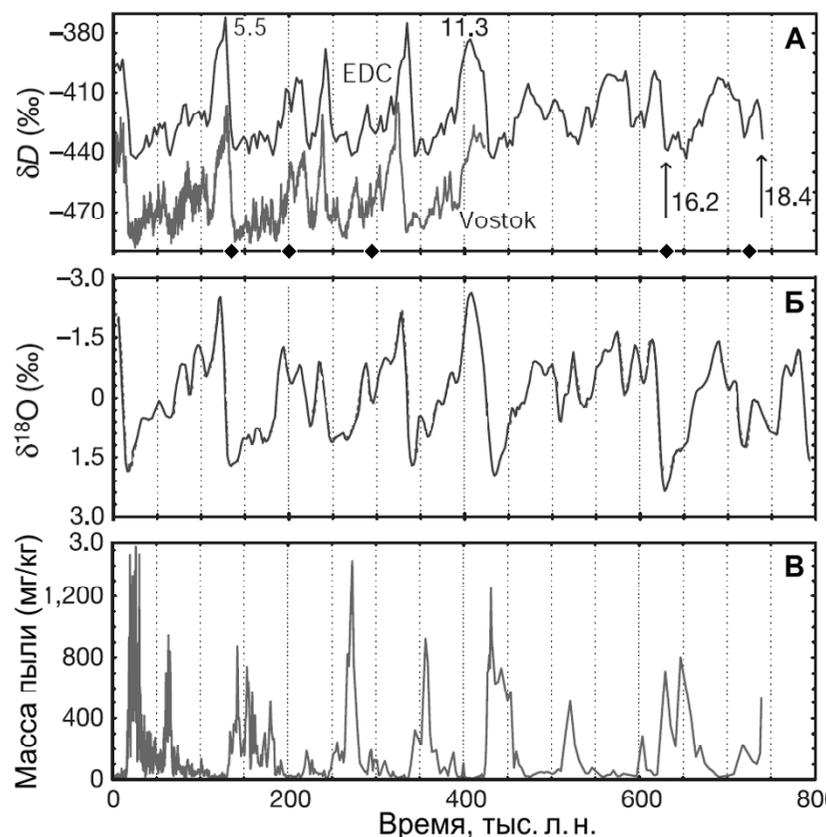


дендрохронологии, в данном случае перекрестное наложение удастся сделать редко, поэтому метод действует в пределах последнего тысячелетия. Для древних образований применяется радиометрическое датирование самих карбонатов U-Th методом либо содержащихся в них органических включений по  $^{14}\text{C}$  (см. ниже). В качестве регистраторов параметров окружающей среды чаще всего используются скорость прироста, содержание стабильных изотопов  $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ . Для пещерных карбонатов скорость прироста и доля  $^{18}\text{O}$  падают при снижении температур и растут при их повышении, а доля  $^{13}\text{C}$  увеличивается с ростом засушливости и падает с ростом увлажнения (рис. 4). В кораллах доля  $^{18}\text{O}$  используется как показатель солености воды, которая интерпретируется далее как результат изменений испарения, осадков и речного стока.

#### 1.4. Изучение годичных слоев в ледниках

Как и карбонатные образования, нарастающие год за годом, ледники представляют собой архивы изотопного состава атмосферных осадков, газового состава и запыленности атмосферы и других характеристик, используемых для палеоклиматических реконструкций с высоким разрешением (рис. 5А, В). Изотопно-кислородные ряды используются, в частности, как инструмент глобальной корреляции (см. раздел 5.1). Для реконструкций палеотемпературы используется также тяжелый водород ( $^2\text{H}$  – водород с атомной массой 2), называемый также дейтерием (D). Наиболее полные данные по изменению изотопного состава льда получены в

**Рис. 4.** Ряды изотопов кислорода и углерода по 1270-летнему сталягмиту из Пещеры Будды, Китай (Paulsen 2003). Стандарт PDB (Pee Dee Belemnite) – отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} = 1.12372\%$ , принимаемое за стандарт при изучении карбонатных образований (для воды и льда  $\delta^{18}\text{O}$  определяется относительно Стандарта Средней Океанической Воды – SMOW). Такое соотношение характерно для ростров белемнитов *Belemnitella americana* из верхнемеловой формации Pee Dee в Ю. Каролине, США, которые долгое время использовались для калибровки измерительных приборов. С 1994 г., когда весь природный материал был израсходован, используется новый, синтетический стандарт, выпускаемый МАГАТЭ, и поэтому называемый «венским» – VPDB



**Рис. 5.** Палеоклиматический сигнал в ледовых ядрах антарктических скважин EDC (EPICA купол С; окно осреднения 3000 лет) и Vostok (станция Восток) (по: EPICA members, 2004). Содержание: А – дейтерия, Б – тяжелого изотопа кислорода, В – пыли. Цифрами указаны некоторые морские изотопно-кислородные ярусы (стадии) и зоны (подстадии) (Marine Isotope Stage – MIS), например: MIS 5.5 (5e) – морской изотопный ярус 5, зона 5 (морская изотопная стадия 5, подстадия е). Ромбы на оси времени – точки, по которым хронология ледяного ядра совмещалась с морской изотопно-кислородной кривой

станции Восток, 3620 м, 420 тыс. лет; 1996–2005: EPICA в 560 км от станции Восток, 3270 м, 800 тыс. лет).

Временная привязка для верхних частей ледовых кернов осуществляется подсчетом годовых слоев льда. В зависимости от условий образования, лед разных сезонов года может диагностироваться по внутренней структуре (тогда для подсчета используют специальные оптические регистраторы), по составу химических примесей (это регистрируется, например, путем измерения электропроводности), по изотопному составу (снег, выпавший в холодный сезон года, содержит меньше тяжелых изотопов кислорода и водорода, чем снег теплого сезона). С глубиной годовые слои утончаются за счет большого давления и растекания льда, что делает их подсчет сначала затруднительным, а затем невозможным. На больших глубинах хронология строится двумя способами. Первый – путем измерения содержания метана или дейтерия, которые несут палеотемпературный сигнал, в сочетании с «орбитальной настройкой» (orbital tuning) их рядов – привязкой к вариациям инсоляции на разных широтах, рассчитанным по колебаниям параметров земной орбиты (современные варианты теории Миланковича). Второй способ строится на основании расчета по гляциологическим моделям аккумуляции и растекания льда, параметры которых подбираются путем все той же орбитальной настройки. Орбитальная настройка ранее применялась для уточнения U-Th дат по колонкам глубоководного бурения, в результате чего была получена принимаемая теперь в качестве стандарта шкала SPECMAP – шкала абсолютного возраста морских изотопно-кислородных стадий (MIS), под которую подстраиваются обычно и хронологии по ледовым ядрам (рис. 5А, Б).

рамках международных проектов ледового бурения в Гренландии (начало 1990-х годов: GRIP, GISP2 – скважины глубиной >3000 м с временным охватом >100 тыс. лет; начало 2000-х годов: NGRIP, 3085 м, 123 тыс. лет) и в Антарктиде (1993–1996: скважина 5G на

---

---

## Глава 2

### РАДИОМЕТРИЯ: РАДИОИЗОТОПНЫЕ МЕТОДЫ

**Р**адиометрические методы датирования вещества начали развиваться после Второй мировой войны благодаря углубленному изучению явления радиоактивности. Они обеспечили мощный рывок вперед в хронологических проблемах всех наук о Земле благодаря широкому распространению материалов, пригодных для датирования, – горных пород и органического вещества. Их можно разделить на две подгруппы – радиоизотопные методы и радиогенные методы.

Общий принцип *радиоизотопных методов* заключается в измерении изменений изотопного состава, связанных с радиоактивным распадом и/или накоплением соответствующих нуклидов. Требуемые в обоих случаях константы распада (или периоды полураспада  $T_{1/2}$ ) для всех имеющих практическое значение радиоизотопов известны с достаточной точностью. В первом случае необходимо знать начальное количество изотопа, которое определяется по продуктам его распада, либо принимается априорно (например, в радиоуглеродном методе), но тогда появляется необходимость учитывать его изменения во времени (проводить калибровку результатов). Важным методологическим основанием, с которым связано большинство погрешностей метода, является допущение закрытости системы (датированного объема вещества), т. е. отсутствия обмена изотопами с окружающей средой. В методах, основанных на накопительном принципе, необходимо знать скорость поступления радионуклида в систему. С оценкой этой скорости, а также с выполнением допущения о прочной фиксации радионуклида в системе также связаны неизбежные погрешности датирования. От практического пользователя требуется четкое понимание указанных допущений как источника возможных погрешностей, часто значительных («отскоков» дат), включая их специфику для каждого метода.

Даже если предположить, что все допущения выполняются и анализируемый образец является носителем некоторой «истинной даты», все равно лабораторные процедуры обладают конечной точностью ввиду стохастической природы процесса радиоактивного распада. Полученная дата представляет собой случайную величину, подчиненную нормальному закону распределения:  $T \pm \sigma$ , где  $T$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – стандартная погрешность измерений. На шкале времени это не точка, а интервал, который с определенной вероятностью содержит «истинную дату». Высокая точность (низкое  $\sigma$ ) лабораторных измерений еще не является гарантией того, что установлен истинный возраст датированного объекта (причина – возможное невыполнение допущения о закрытости системы). Для большей уверенности принято делать множественное и дублирующее датирование – серии дат по разрезу, несколько дат из наиболее важных стратиграфических единиц, выполнять датирование несколькими методами, а также использовать разного рода независимый контроль по стратиграфическим, геоморфологическим, археологическим и другим данным.

Лабораторное определение концентрации радиоизотопов производится двумя способами (Блинов, 1999).

1. По продуктам радиоактивного распада ( $\alpha$ -распад – излучение ядра атома гелия  ${}^4_2\text{He}^{2+}$  ( $\alpha$ -частица);  $\beta$ -распад – излучение электрона ( $\beta^-$  распад) или позитрона ( $\beta^+$  распад); g-распад – излучение фотона с высокой энергией (гамма-кванта)) путем измерения интенсивности излучения на специальных счетчиках. При больших  $T_{1/2}$  или малых концентрациях приходится значительно увеличивать время измерения образца вплоть до практической невозможности получения статистически достоверных результатов.

2. Прямое измерение числа атомов в масс-спектрометрах – приборах, разделяющих в пространстве движущиеся ионы, различающиеся по отношению  $m/q$  ( $m$  – масса атомного ядра,  $q$  – заряд иона). Современное поколение приборов достигает чувствительности  $10^{-10}$  (1 атом примеси на  $10^{10}$  атомов основного нуклида). Для измерения многих природных радиоизотопов такой чувствительности недостаточно. Разработанная в 1980-е годы *ускорительная масс-спектрометрия* (accelerated mass-spectrometry – AMS) позволяет измерять ультранизкие концентрации изотопов (предел

чувствительности  $10^{-14}$ – $10^{-15}$ ), что дало импульс к развитию целого набора методов датирования, основанных на природных космических радионуклидах.

## 2.1. Радиоуглеродный метод

Метод был предложен в 1949 г. профессором университета Чикаго У. Либби, за что в 1960 г. он был удостоен Нобелевской премии по химии. Метод основан на том, что примерно один на  $10^{12}$  атомов углерода в атмосферных газах представлен радиоактивным изотопом  $^{14}\text{C}$  ( $T_{1/2} = 5730 \pm 40$  лет), образующимся за счет воздействия космического излучения на атомы азота  $^{14}\text{N}$ . Как и стабильные изотопы углерода ( $^{12}\text{C}$  – 98,9%, и  $^{13}\text{C}$  – 1,1%), радиоуглерод участвует в глобальном геохимическом цикле углерода, попадая в ходе фотосинтеза в растения, а через растворение  $\text{CO}_2$  в воде – в водные организмы. Пока организмы живы, обмен веществ поддерживает в них изотопное равновесие с атмосферой: соотношение  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  в живых тканях равно атмосферному. После остановки обмена веществ (смерти организма) количество  $^{14}\text{C}$  начинает снижаться за счет распада, в то время как количество стабильных изотопов не меняется. Измерив остаточное количество  $^{14}\text{C}$  в древнем органическом веществе и сопоставив его с некоторым стандартным (начальным) количеством, можно рассчитать возраст (время отмирания) органического вещества.

За время, равное 10 периодам полураспада, концентрация  $^{14}\text{C}$  снижается до значений, близких к фоновым, что и диктует нижний (по шкале времени) предел метода – 50–60 тыс. лет. Применение AMS-технологии позволяет этот предел снизить до 80 тыс. лет (Taylor, Southon, 2007), хотя на практике этот предел не достигается ввиду большой вероятности омоложения древних дат за счет загрязнения молодой органикой. Если содержание  $^{14}\text{C}$  в образце столь мало, что измерение активности остается статистически неопределенным, полученная дата называется *запредельной* и представляется в виде « $>T$ », т. е. образец не моложе  $T$  (например,  $>50$  200 лет). Если содержание  $^{14}\text{C}$  определяется статистически достоверно, вычисляется *конечная дата*, которая представляется в виде случайной величины, распределенной по нормальному закону: « $T \pm \sigma$ », где  $T$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – стандартное отклонение. Следует учитывать, что даже небольшое загрязнение

молодым углеродом (за счет механического его привнесения или изотопного обмена) способно сильно омоложить изотопный состав древней органики вплоть до превращения запредельных дат в конечные. Особенно возрастает вероятность омоложения для дат древнее 40 тыс. лет. В любом случае при интерпретации даты необходимо проанализировать, какой материал датировался, каковы были условия его залегания, не противоречит ли дата стратиграфическому положению и результатам других методов датирования.

В качестве *материала для датирования* используются древесина и другие растительные остатки, торф, дисперсная органика в виде почвенного гумуса или водных органических отложений (сапрпель, гиттия), уголь и копоть (например, на древних керамических изделиях), кость (датирование проводится по белку коллагену), раковины моллюсков, кораллы. Возможно датирование материалов неорганического происхождения, например, почвенных карбонатов, но интерпретация таких дат – отдельная задача. Для достижения удовлетворительной (не грубее 5%) лабораторной точности при традиционном способе измерения по интенсивности  $\beta$ -распада требуется не менее 5 г чистого углерода, а исходного образца – значительно больше (табл. 1). Для AMS способа достаточно 1 мг углерода, что позволяет датировать микрообразцы, вплоть до отдельных пыльцевых зерен. Датирование микроколи-

Таблица 1

Оптимальная масса образцов для радиоуглеродного анализа (по разным источникам)

Материал	Сцинтилляционный и газовый методы	Ускорительная масс-спектрометрия (AMS)
Древесный уголь	50–100 г	50–100 мг
Древесина	100–300 г	100–300 мг
Торф	300–500 г	1–3 г
Раковины и другие карбонаты	200–300 г	30 мг
Кость хорошо/плохо сохранившаяся	500–700 г / 2–3 кг	150–200 мг / 2–3 г
Почва, сапрпель	3–5 кг	1–3 г

честв органики позволяет решать многие задачи, недоступные традиционному способу, однако многократно возрастает опасность загрязнения образца. Чтобы предотвратить загрязнение при пробоотборе, любые образцы на  $^{14}\text{C}$  помещаются в пластиковые пакеты (ни в коем случае не в бумажные или тряпичные мешочки!), желательно (для AMS – обязательно) с использованием пинцета; бумажные этикетки должны быть изолированы от образца.

При отборе образца на датирование важно представлять, как будет интерпретироваться полученная из лаборатории дата, т. е. какое именно явление или событие продатировано. В геоморфологических и палеогеографических исследованиях чаще всего стоит задача продатировать время накопления осадочных тел. Тогда извлекаемый из геологических слоев органический материал должен быть одновозрастным данным слоям. При датировании древесных остатков и углей следует иметь в виду возможность их переотложения (возраст тогда получится древнее возраста вмещающих отложений), а также собственный возраст древесины: щепы или уголь, происходящие из сердцевины будут древнее, чем наружные части ствола. В кернах скважин не всегда можно отличить аллохтонную (принесенную и захороненную) древесину от корней деревьев, спускающихся с более высоких стратиграфических горизонтов или даже современных. Предпочтительнее отбирать образцы на датирование из обнажений, где одновозрастность стратиграфических единиц и включенных в них органических веществ может быть установлена более уверенно (это касается и других случаев опробования: обнажение или шурф предпочтительнее скважины).

Верховой торф – один из лучших материалов для датирования благодаря квазинепрерывному характеру накопления и отсутствию опасности переотложения (в намывных торфах такая опасность присутствует). Источник омоложения дат – корни растений (например, осоки), проникающие вглубь с поверхности (Zaretskaya et al., 2007). Свежие корни удаляются из образца при первичной подготовке, но продукты перегнивания старых корней удалить невозможно, и они могут омолодить дату. Проблема снимается при датировании микроколичеств органики (AMS способ), когда есть возможность выбрать остатки заведомо надземных частей растений.

Аналогичный механизм омоложения характерен для гумусовых горизонтов почв, где к нему добавляется еще постепенное разложение старого гумуса. С другой стороны, за счет перемешивания почвенной фауной старый гумус может перемещаться вверх по разрезу. В результате у самой поверхности присутствует не только современный, но и достаточно древний гумус, а гумус в основании почвенного профиля будет моложе самой почвы. Например, гумус черноземов с глубины 0–5 см от поверхности показывает радиоуглеродный возраст 1–2 тыс. лет (Чичагова, 1985). Это надо учитывать, например, при интерпретации дат по погребенным почвам, которые заведомо древнее, чем время погребения. Кроме того, разные фракции гумуса отличаются по характерному времени пребывания в почве: фульватные фракции обновляются быстрее и в одном и том же образце имеют более молодой возраст, чем более консервативные гуминовые фракции (Чичагова, 1985). Выбор датирующей фракции зависит от целей исследования.

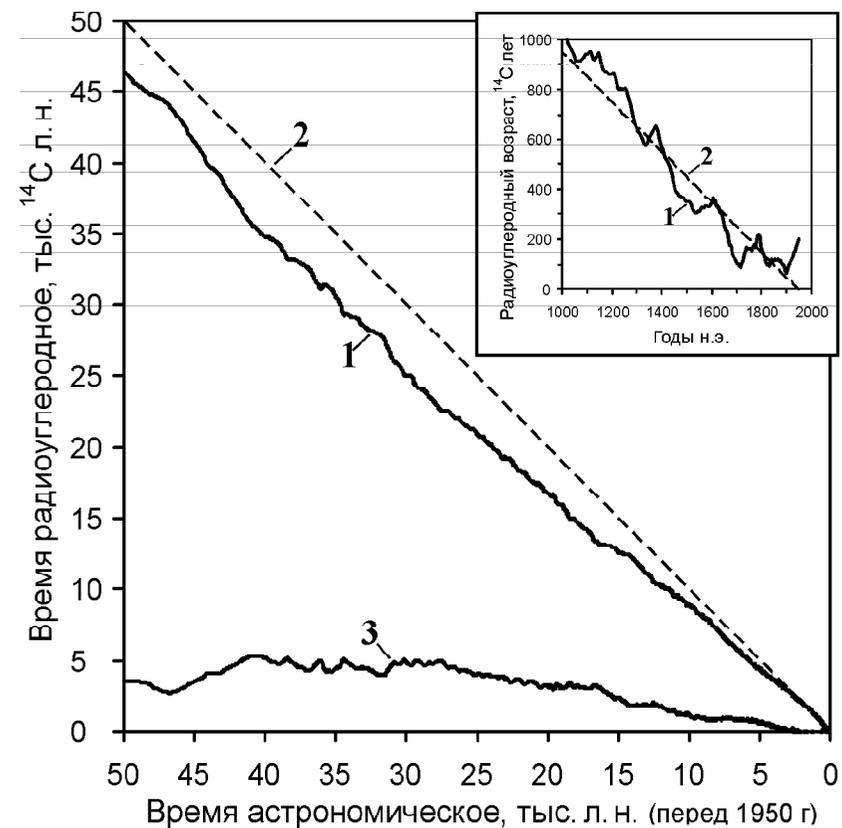
Радиоуглеродный метод используется и для датирования таких сложносоставных материалов, как керамические изделия (в археологических, реже в стратиграфических целях). Керамическое тесто может содержать углерод из самых разных источников – от дисперсной органики произвольного возраста, содержащейся в сырой глине, до компонентов краски и подмешивавшихся в тесто органических примесей. Поэтому появившиеся в последние 5–6 лет публикации о прямом датировании керамики нельзя считать иначе как дискуссионными: трудно оценить, какая доля датированного органического вещества действительно одновозрастна керамическому изделию. Однако датирование отдельных компонентов керамических находок – растительных макроостатков в тесте, нагара (сажи) на поверхности, липидов (жировых остатков) на внутренних частях считается достаточно надежным (Berstan et al., 2008).

**Калибровка радиоуглеродных дат.** Главное основание метода – известное значение первоначальной активности  $^{14}\text{C}$ . На заре метода допускалось, что она постоянна и не зависима от времени и географического положения. Однако сам У. Либби констатировал занижение  $^{14}\text{C}$  датировками возраста некоторых археологических объектов, в частности, артефактов египетского Древнего Царства. В 1955 г. австрийский химик Г. Зюсс обнаружил, что активность  $^{14}\text{C}$  в древесине XX в. примерно на 2% ниже, чем в древесине

XIX в. (*индустриальный эффект*, или *эффект Зюсса*). Причина снижения относительного содержания радиоуглерода – увеличение общего содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере после начала промышленной революции из-за сжигания ископаемого топлива, не содержащего  $^{14}\text{C}$  (т. е.  $^{14}\text{C}$  в атмосфере, а, значит, и в живых организмах, как бы разбавляется). В 1960-е годы датирование годичных колец калифорнийской остистой сосны (см. раздел 1.2) утвердило необходимость разработки специальной процедуры *калибровки* – приведения радиоуглеродного возраста к астрономическому (или календарному).

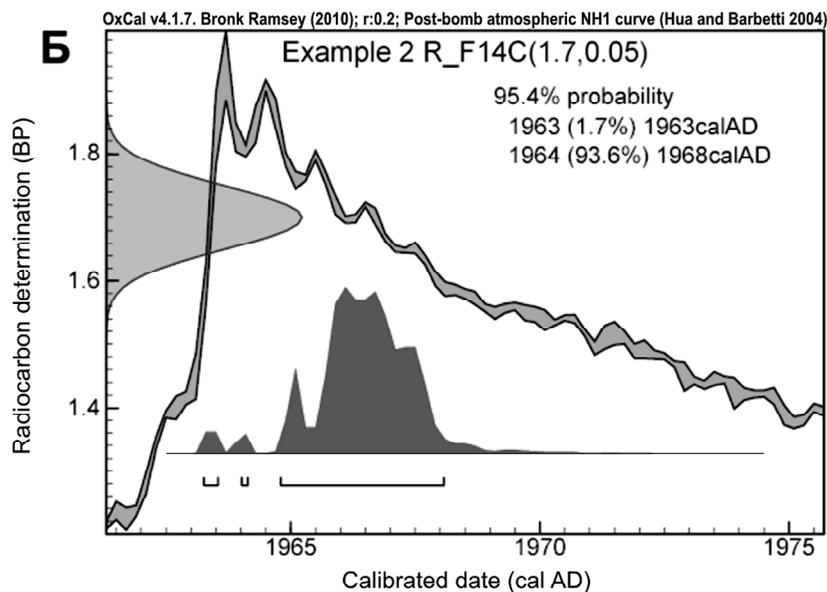
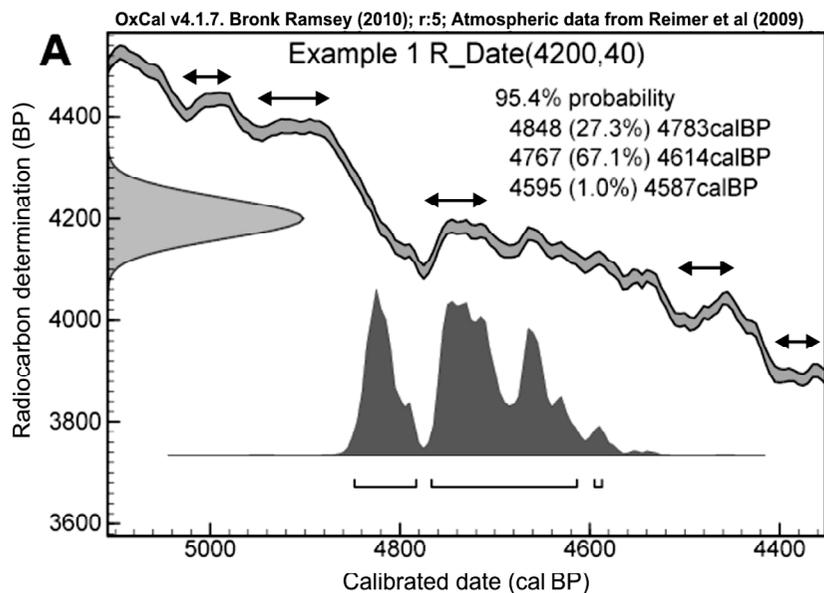
Калибровочные шкалы строятся путем датирования годичных колец (обычно брались кластеры по 5–10 колец), возраст которых точно известен из дендрохронологии. Последовательные версии широко используемой шкалы IntCal выходили в 1993, 1998, 2004 и 2009 годах. В версии IntCal09 шкала доведена до 50 000 астрономических лет назад (Reimer et al., 2009) (рис. 6, линия 1). Дискретность шкалы (временной шаг между точками) с возрастом растет: для интервала времени 0–11 200 лет это 5 лет, 11 200–15 000 лет – 10 лет, 15 000–25 000 лет – 20 лет, 25 000–40 000 лет – 50 лет, 40 000–50 000 лет – 100 лет. До времени 12 600 л. н. шкала базируется на датировании древесных колец в рамках непрерывной центральноевропейской дендрошкалы (см. раздел 1.2). Для более древних времен использовались сведенные вместе независимо датированные (U-Th, варвометрия, корреляция с рядами  $\delta^{18}\text{O}$  из ледяных кернов, с плавающими дендрошкалами) ряды по спелеотемам, кораллам и фораминиферам из донных колонок морских отложений из разных районов мира, органическим включениям в скандинавских ленточных глинах. Если в последние 2,5 тыс. лет (субатлантический период голоцена) различия  $^{14}\text{C}$  и астрономического времени не превышают  $\pm 150$  лет, то далее в глубь времени  $^{14}\text{C}$  возраст систематически отстает от астрономического (линии 1 и 2 на рис. 6). Максимальное отставание характерно для интервала 27–41 тыс. астрономических лет, где оно местами превышает 5 тыс. лет (рис. 6, линия 3). Начало голоцена по радиоуглеродной шкале – 10,2 тыс. л. н., по астрономической – 11,8 тыс. л. н.

С 1990-х годов калибровка радиоуглеродных дат стала стандартной процедурой. При публикации дат теперь следует обязательно указывать, калиброваны они или нет, а в некоторых случаях



**Рис. 6.** Калибровочная кривая IntCal09 для Северного полушария (построено по данным: <http://radiocarbon.org/IntCal09.htm>). 1 – линия  $^{14}\text{C}$  возраста, 2 – линия равенства астрономического и  $^{14}\text{C}$  возраста, 3 – разница астрономического и  $^{14}\text{C}$  возраста. На врезке – калибровочная кривая для последнего тысячелетия

калибровка является обязательной (например, для публикаций в журнале «Radiocarbon»). Калибровка осуществляется в специальных программах, которые можно установить на персональный компьютер либо использовать в режиме онлайн на сайтах разработчиков. Наиболее популярны калибровочные программы OxCal – Оксфордский университет (<http://c14.arch.ox.ac.uk>), CALIB – университет Белфаста (<http://calib.qub.ac.uk>), CalPal – Кельнский университет (<http://www.calpal-online.de/>).



Если датированное событие оставило органосодержащие отложения (например, прослой крупнозернистого аллювия – индикатор мощного паводка), то возраст этого органического вещества (с учетом его возможного переотложения) можно предполагать равным возрасту события. Однако  $^{14}\text{C}$  метод не позволяет точно датировать отдельные события, только с какой-то вероятностью ограничить верхнюю и нижнюю планку возможного возраста. На всех участках калибровочной кривой проявляются так называемые плато – ступени с пологим или даже обратным наклоном. Наличие плато заметно увеличивает неопределенность датировки: при калибровке  $^{14}\text{C}$  дата превращается в несколько интервалов времени, в каждом из которых с определенной вероятностью может лежать истинная дата (рис. 7А). С учетом того, что стандартные отклонения  $^{14}\text{C}$  дат редко бывают меньше 20–25 лет, единичная  $^{14}\text{C}$  дата часто калибруется в интервал календарного возраста шириной 50–100 лет. Точность определения возраста можно повысить, если продатировать серию потенциально одно-возрастных образцов: калибровочные программы предоставляют соответствующий аппарат статистической обработки, в данном случае – суммирования плотностей вероятности дат, что позволяет сузить вероятностные интервалы.

Интервалу  $\pm 2\sigma$ , который содержит истинную дату с вероятностью 95,4%, на оси астрономического времени соответствуют три интервала, содержащие истинную дату с вероятностью 27,3, 67,1 и 1,0% (график распределения плотности вероятности изображен относительно горизонтальной оси). Стрелками показаны «плато» калибровочной кривой продолжительностью более 50 лет. Это оз-

**Это продолжение подписи к рис.7А**

**Рис. 7.** Калибровка радиоуглеродных дат (программа OxCal).

А. Калибровка конвенциональной радиоуглеродной даты. Радиоуглеродная дата  $4200 \pm 40$  BP – случайная величина, подчиняющаяся нормальному распределению с математическим ожиданием 4200 BP и стандартным отклонением  $\sigma = 40$  BP (график распределения плотности вероятности изображен относительно вертикальной оси).

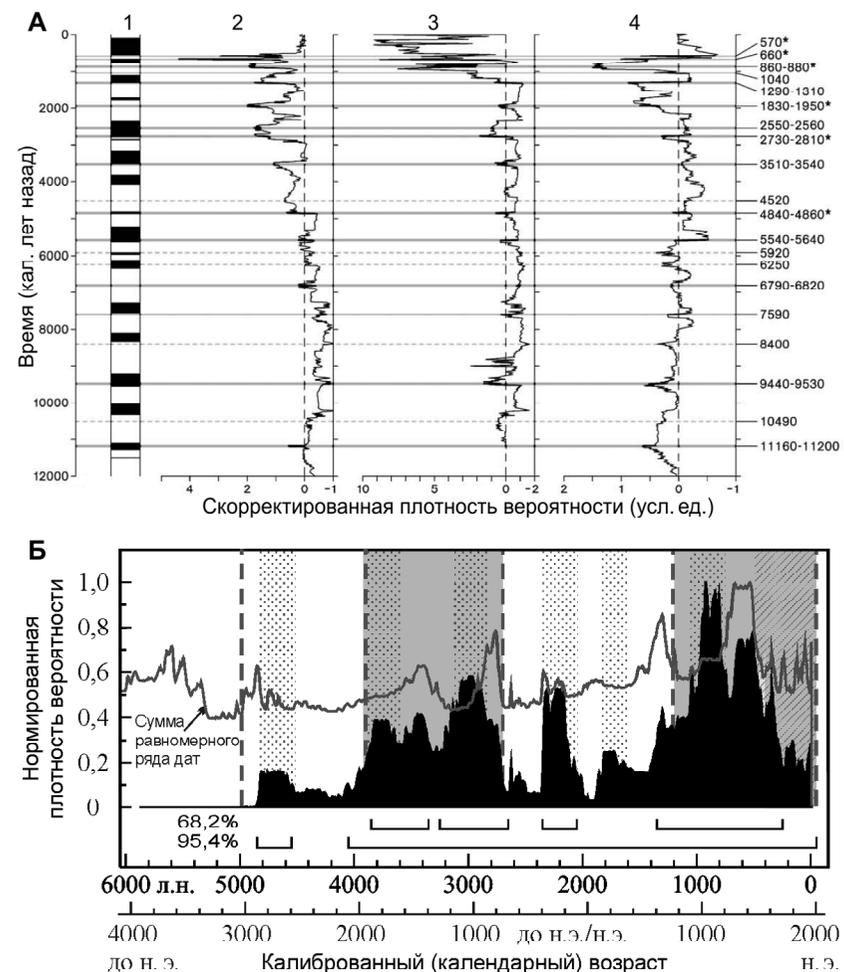
Б. Калибровка даты с активностью радиоуглерода выше стандартной. Измеренная активность  $^{14}\text{C}$  в образце равна  $1,7 \pm 0,05$  относительно стандарта (т. е. отношение  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  на  $70 \pm 5\%$  выше, чем в 1890 г.).

**продолжение подписи к рис.7Б**

начает, что его возраст – после 1950 г. В таких случаях в программе OxCal применяется модуль BombCal, использующий данные об уровнях  $^{14}\text{C}$  в атмосфере после 1950 г. (см. рис. 11). Показанный на рисунке образец с вероятностью 1,7% относится к 1963 г. и с вероятностью 93,6% – к периоду между концом 1964 и началом 1968 г.

Суммирование дат можно использовать также для построения моделей хронологии тех или иных процессов на определенной территории, если есть достаточное количество дат, которые интерпретируются как возраст соответствующих событий. Пики на суммарной функции распределения плотности вероятности будут отвечать интервалам времени, когда изучаемый процесс происходил наиболее часто, провалы – интервалам редких его проявлений. Такой подход был использован в попытках установить периодизацию паводков на реках Европы в голоцене по датированным аллювиальным отложениям на поймах (Macklin et al., 2006). Использовались 506 дат по территории Великобритании, 589 дат по Польше и 99 дат по Испании. Даты были классифицированы по положению образцов в аллювиальной летописи (заполнение палеорусел, пойменная фация и т. д.). В результате получились соответственно 263, 335 и 51 дата, фиксирующие значительные изменения в типе или скорости седиментации. Эти даты были суммированы и получены кумулятивные кривые плотности вероятности. Чтобы учесть влияние формы калибровочной кривой («плато» кривой будут уменьшать пики, крутые участки – преувеличивать), из кумулятивных кривых были вычтены искусственно сгенерированные последовательности равноотстоящих дат. Таким образом были получены «кривые скорректированных вероятностей», пики которых отвечают периодам учащения паводков, провалы – периодам с редкими паводками. Всего в голоцене выделено 15 периодов повышенной паводковой активности, из которых 11 совпадают с фазами подъема уровня озер в центральной части Европы (рис. 8А). Общий подъем кривых от начала голоцена к настоящему времени – следствие потерь информации (чем старше, тем меньше отложений сохранилось и труднее их опробовать).

Другой пример применения суммирования дат – изучение динамики линейной эрозии второй половины голоцена (рис. 8Б). На экспериментальном полигоне площадью 15 км<sup>2</sup> на юго-западе Подмосковья получено 65  $^{14}\text{C}$  дат из разрезов донных отложений и ко-



**Рис. 8.** Изучение хронологии природных процессов путем суммирования серии  $^{14}\text{C}$  дат.

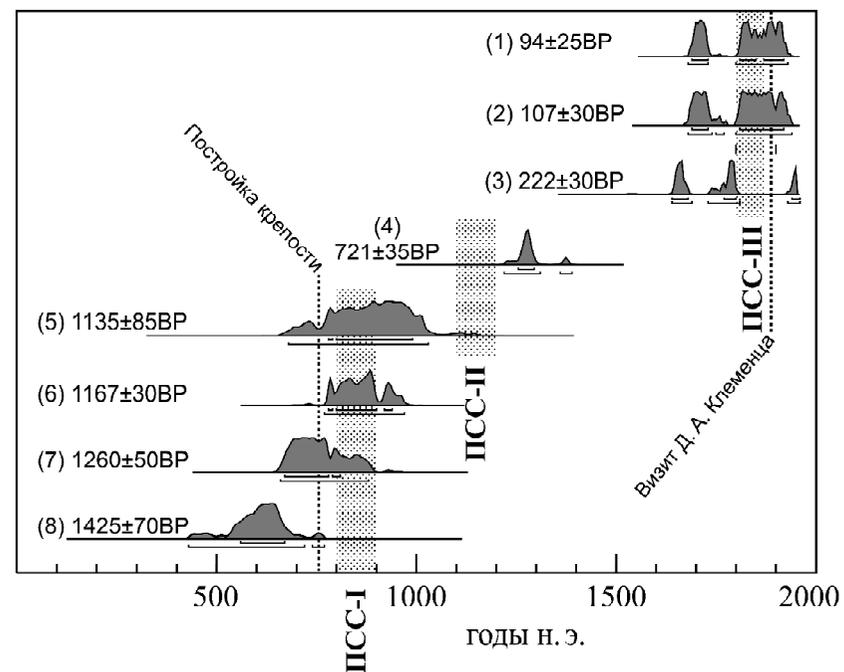
А. Эпохи голоценовой паводковой активности в Европе (Macklin et al., 2006). 1 – фазы высоких уровней озер в центральной части Европы. Сумма плотностей вероятностей  $^{14}\text{C}$  дат по аллювию, соответствующих резким изменениям режима седиментации, скорректированная на форму калибровочной кривой: 2 – Великобритания (263 даты), 3 – Испания (51 дата), 4 – Польша (335 дат).

Б. Сумма  $^{14}\text{C}$  дат по овражным отложениям Сатинского полигона МГУ, север Калужской области (Панин, 2008; Panin et al., 2009).

■ – эпохи высокой эрозионной активности, ■■■ – короткие фазы активизации эрозии, □□□ – рост эрозии вследствие антропогенного влияния

нусов выноса всех крупных оврагов (19 единиц). Принято, что полученный массив дат – случайная выборка всей совокупности эрозионных событий второй половины голоцена. Тогда распределение дат по шкале времени отражает периоды активизации (учащение дат) и затухания (разрежение дат) эрозии. Кривая суммарной вероятности (сумма всех дат) демонстрирует ритмы тысячелетнего и векового рангов. Пики графика отвечают периодам повышенной интенсивности эрозии, или частоты эрозионных событий (3900–2700 л. н. и 1200 л. н. – настоящее время), падения – периодам относительной эрозионной стабильности (>5000–3900 л. н. и 2700–1200 л. н.) Внутри эпох выделены фазы повышенной активности эрозии: 4850–4550, 3900–3600, 3150–2850, 2350–2050, 1800–1600 л. н., 1050–750 л. н., а также последние 50 лет – современная антропогенно обусловленная фаза эрозионной активности.

Во многих случаях датированное событие либо совсем не оставляет отложений, либо коррелятные ему отложения не содержат датированного вещества. Тогда приходится применять *брекетинг* (от англ. *bracketing* – заключение в скобки) – датировать образцы из выше- и нижележащих отложений, стратиграфически как можно более близкие к интересующему событию. Тем самым событие как бы «закрывается в скобки» – определяется нижний (древний) и верхний (молодой) пределы его возможного возраста. На рис. 9 приведен пример оценки возраста позднеголоценовых землетрясений в Терехольской впадине на юго-востоке Тувы. Следы землетрясений зафиксированы в строении осыпных шлейфов вдоль глиняных стен древнейгурской крепости Пор-Бажин в виде обвальных линз (падение гребней стен), нескольких ярусов трещин и просадок. Стратиграфически установлено три уровня таких деформаций, отвечающих трем сейсмическим воздействиям. Образцы на датирование брались ниже и выше каждого уровня деформаций, что позволило «замкнуть» снизу и сверху время каждого события. Кроме того, использовались исторические данные – время постройки крепости (середина VIII в. н. э.) и описание состояния сооружения в начале 1890-х годов, из которого следует, что к концу XIX в. последнее землетрясение уже состоялось. Исходя из полученных возрастных границ землетрясения датированы IX, XII и XIX вв. (исключая его последнюю четверть) и



**Рис. 9.** Радиоуглеродный брекетинг следов позднеголоценовых землетрясений в шлейфах разрушения стен раннесредневековой крепости Пор-Бажин (Панин, 2011). ПСС – палеосейсмические события; заштрихованы наиболее вероятные интервалы времени, когда они происходили. Цифрами указаны некалиброванные даты, соответствующие им графики – плотность распределения вероятности калиброванных дат

их средний рекуррентный интервал (период повторяемости) оценен в пять столетий. Более точно время палеоземлетрясений установить не удалось.

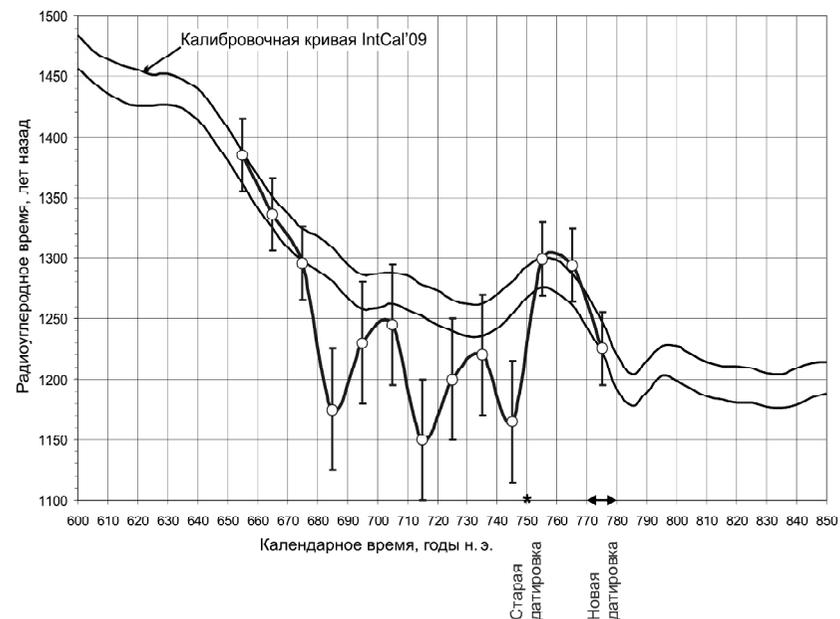
Вариабельность калибровочной кривой можно обратить и на пользу: на ней основан *метод согласования вариаций* (или *метод стыковки флуктуаций* – *wiggle-matching*, *wiggle-match dating*), позволяющий уточнять датировки до интервалов шириной первые десятилетия. Суть метода состоит в датировании серии образцов с известным или неизвестным, но заведомо постоянным приростом возраста (Bronk Ramsey et al., 2001; Blauw et al., 2003, 2004). Примеры природных архивов с известным приростом возраста –

слои варв, годовые кольца деревьев. Если взять, например, последовательные кластеры по 10 годовых колец, то можно утверждать, что разница их истинного возраста (его можно отнести к центру каждого кластера) составляет 10 лет. В разрезах торфяных толщ разница в возрасте образцов, взятых с разных глубин, заранее не известна. Однако если есть основание считать скорость вертикального прироста торфа (квази) постоянной (в разрезе нет следов торфяных пожаров, эрозии, прослоев минеральных наносов), можно отобрать образцы через одинаковый интервал по вертикали (например, через 1 см) и считать, что приращение возраста в этой серии также будет постоянным.

Результаты датирования наносятся на график, либо обрабатываются в калибровочных программах, до получения наилучшего совмещения с калибровочной кривой (метод согласования вариаций). Пример – датирование времени постройки крепости Пор-Бажин из предыдущего примера. Ранее она датировалась по косвенным историческим данным временем около 750 г. н. э. В глиняных стенах крепости была обнаружена деревянная арматура – необработанные стволы лиственницы. Из спиля 130-летнего ствола были продатированы кластеры по 5 годовых колец с интервалом 10 лет. Оказалось, что наилучшее совмещение полученной серии дат с калибровочной кривой достигается если начало серии приходится на 770-е годы (рис. 10). Смещение датировки крепости на 2–3 десятилетия позднее изменило представления об историческом фоне, на котором происходило ее сооружение, и позволило уточнить интерпретацию этого исторического памятника (Панин, Аржанцева, 2010).

Датированные кластеры годовых колец отстоят друг от друга на одинаковый интервал календарного времени, равный десяти годам. Радиоуглеродный возраст изменяется более сложно: с ростом календарного возраста он может как убывать, так и возрастать, поэтому на графике образуются волнообразные всплески и падения – вариации (*wiggles*). Двигая график влево и вправо, можно выбрать его наилучшее положение, при котором вариации графика наилучшим образом согласуются с вариациями калибровочной кривой. Тогда каждый датированный образец займет наиболее вероятное положение на шкале абсолютного времени. В приведенном примере можно утверждать, что ствол был спилен в 770-е годы н. э. (возраст само-

го молодого кластера древесных колец, включавшего остатки коры). Поскольку ствол был использован для строительства крепости (в качестве арматуры внутри глиняных стен), можно утверждать, что и дата строительства крепости с высокой вероятностью приходится на 70-е годы VIII века н. э. – этот интервал показан стрелками (предшествующая датировка показана звездочкой).



**Рис. 10.** Датирование крепости Пор-Бажин (юго-восточная Тува) методом согласования вариаций

В последние столетия «плато» характерны для XX в. (антропогенный индустриальный эффект) и для XVIII в (в 1700 г. концентрация  $^{14}\text{C}$  была на 2% выше, чем в 1900 г.) (см. рис. 6, врезка). Поэтому  $^{14}\text{C}$  дата в интервале 100–200 лет может соответствовать на календарной шкале самым разным отрезкам времени от середины XVII до середины XX вв. С большой шириной калибровочного интервала в последние столетия связана верхняя планка применимости метода – возраст порядка 300 лет.

В 1958 г. голландский физик Х. Де Фриз показал, что атмосферные атомные испытания, начавшиеся в середине 1954 г., привели к

глобальному сдвигу изотопных соотношений атмосферного углерода – повышению концентрации  $^{14}\text{C}$  (*бомбовый эффект*, или *эффект де Фриза*). Пик содержания  $^{14}\text{C}$  в атмосфере – примерно на 100% выше стандартного уровня – был достигнут в 1963 г. (в Южном полушарии – около 1965 г.) вследствие всплеска ядерных испытаний во время Карибского кризиса (рис. 11). Поскольку столь высоких концентраций  $^{14}\text{C}$  в геологической истории никогда не было, появляется возможность датировать образцы – для отдельных отрезков времени с точностью до года или даже до сезона. В Оксфордском университете для калибровки молодых (послевоенных)  $^{14}\text{C}$ -дат разработан специальный модуль BombCal (рис. 76). С середины 2000-х годов этот эффект активно используется в криминалистике: в совокупности с другими данными  $^{14}\text{C}$ -датирование зубов и хрусталиков глаз позволяет определить год рождения и смерти людей (Cook et al., 2006; Lynnerup et al., 2008; Alkass et al., 2010).



Рис. 11. Рост атмосферных концентраций  $^{14}\text{C}$  после начала ядерных испытаний («бомбовый пик»)

В доиндустриальное время главной причиной изменений концентрации  $^{14}\text{C}$  в атмосфере были изменения скорости продуцирования  $^{14}\text{C}$  вследствие колебаний интенсивности космического излучения, вызванных изменениями солнечной активности, и изменений магнитного поля Земли, модулирующих потоки космических частиц. Калибровочные шкалы служат инструментом для изучения истории земного магнетизма и светимости Солнца (см. раздел 1.2).

**Изотопное фракционирование.** В целом ряде биохимических процессов, прежде всего, в фотосинтезе, разные изотопы углерода извлекаются из атмосферы в пропорциях, отличающихся от соотношения изотопов в углерод-содержащих воздушных газах. Поэтому в органическом веществе изотопные соотношения могут отличаться от атмосферных. Например, в углероде, прошедшем через фотосинтез, доля изотопа  $^{13}\text{C}$  на 1,8% меньше, чем в атмосфере, а в карбонатах, растворенных в океане, на 0,7% больше. Поскольку химический механизм фракционирования связан с различиями атомных масс, доля  $^{14}\text{C}$  также изменяется, причем пропорционально изменению  $^{13}\text{C}$ : соотношение  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  изменяется примерно вдвое по сравнению с  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ . После остановки обмена веществ первоначальное соотношение  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  начинает уменьшаться за счет распада радиоуглерода, однако его можно реконструировать по соотношению стабильных изотопов  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , которое не изменяется. Величину фракционирования следует учитывать при расчете даты, т. к. метод основан именно на атмосферных содержаниях радиоизотопа.

**Поправка на фракционирование** определяется следующим образом. В датированном образце измеряется соотношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  и вычисляется его разница со стандартом, обозначаемая  $\delta^{13}\text{C}$ . В качестве стандарта используется соотношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  в белемните мелового возраста из Южной Каролины (*стандарт PDB*, с 1994 г. – *стандарт VPDB*). Растения по характеру фиксации углерода делятся на несколько групп. Подавляющее большинство растений (95% растительной биомассы Земли) относится к группе  $\text{C}_3$ , для которой характерно максимальное истощение изотопа  $^{13}\text{C}$ : изотопный сдвиг ( $\delta^{13}\text{C}$ ) отрицателен и в среднем составляет  $-25\%$ . Исходя из этого значения и определяется стандартная величина фракционирования для изотопа  $^{14}\text{C}$ , по которой рассчитывается радиоуглеродная дата.

Если величина  $\delta^{13}\text{C}$  отличается от  $-25\text{‰}$ , необходимо вводить в дату поправку, исходя из соотношения:  $1\text{‰} - 16$  лет. При AMS-датировании измерение  $\delta^{13}\text{C}$  и введение поправки на фракционирование происходит автоматически. При традиционном способе регистрации радиоуглерода (по распаду) измерение  $\delta^{13}\text{C}$  – дополнительная процедура, и решение о ее проведении принимается исходя из характера датированного материала и требуемой точности даты. Для растений группы C4 (произрастающих преимущественно в аридных условиях) и их пищевых цепей, водных организмов, неорганических карбонатов игнорирование этой поправки приведет к существенным (столетия) ошибкам в возрасте (табл. 2). Растения-суккуленты, относящиеся по типу фотосинтеза и метаболизма к группе CAM (*Crassulaceae Acid Metabolism*: газообмен происходит ночью, когда температуры ниже и влажность больше, а днем устьица на листьях закрыты), по величинам  $\delta^{13}\text{C}$  находятся между группами C3 и C4.

Фракционирование может произойти и в ходе химической подготовки образца в лаборатории, особенно при использовании традиционных (радиометрических) методов измерения концентрации радиоуглерода. Для контроля измерение  $\delta^{13}\text{C}$  иногда производят на разных стадиях процесса.

**Резервуарный эффект.** Если образец получает углерод не только из атмосферы, но и из других источников, начальное изотопное соотношение в нем может быть нарушено, и получаемый в таких случаях возраст называют мнимым, кажущимся (*apparent age*). Поскольку такое происходит, в основном, в водоемах, данное явление называют *резервуарным эффектом*. Например, если водосбор сложен известняками, то растворенный в воде атмосферный  $\text{CO}_2$  будет разбавлен древними карбонатами, в которых  $^{14}\text{C}$  отсутствует. Если датировать по  $^{14}\text{C}$  скелеты современных рыб или раковины моллюсков, построенные из этой смеси, то можно получить достаточно древние даты. Величина резервуарного эффекта может достигать первых тысяч лет. Сложность в том, что эта величина варьирует от водоема к водоему и даже в одном и том же водоеме с течением времени – в зависимости от локальных условий и их изменений (например, от доли грунтового и атмосферного водного питания при изменениях климата). Резервуарный эффект может распространяться и на водные растения, хотя и в меньшей

Таблица 2  
Типичные величины изотопного сдвига для разных углеродсодержащих материалов (по разным источникам)

Материал	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰	Материал	$\delta^{13}\text{C}$ , ‰
Морской $\text{HCO}_3$	$-1\pm 2$	Морские организмы (органические части)	$-15\pm 3$
Морской $\text{CO}_3$	$0\pm 2$	Пресноводные растения	$-16\pm 4$
VPDB $\delta^{13}\text{C}$ стандарт	0	Суккуленты (кактусы, ананас и др. – группа CAM)	$-17\pm 2$
Почвенный $\text{CO}_2$ и вторичные карбонаты в костях	$-5\pm 3$	Щавелевая кислота 2 – современный $^{14}\text{C}$ стандарт	$-17\pm 2$
Спелеотемы	$-9\pm 3$	Кость – коллаген (C3 диета), древесная целлюлоза	$-20\pm 2$
Атмосферный $\text{CO}_2$	$-9\pm 2$	Группа C3, злаки (пшеница и др.), графит, каменный уголь	$-23\pm 3$
Кость (исходный карбонат и апатит)	$-12\pm 3$	Древесина и древесный уголь	$-25\pm 3$
Зерновые злаки, <i>seeds</i> , просо, кукуруза (группа C4)	$-10\pm 2$	Листья деревьев, солома	$-27\pm 2$
Осока, травы аридной зоны	$-13\pm 3$	Торф, гумус	$-27\pm 3$

степени. По этой причине для датирования более предпочтительны остатки наземных, чем водных организмов.

Типичный носитель резервуарного эффекта – Мировой океан, где в поверхностные воды одновременно поступает  $\text{CO}_2$  из атмосферы и древние карбонаты из глубинных вод. В отличие от наземных водоемов, в океане величина резервуарного эффекта достаточно постоянна в пространстве и во времени. Для морских карбонатов

строится отдельный вариант калибровочной шкалы. Из сопоставления шкал Marine09 и IntCal09 (<http://radiocarbon.org/IntCal09.htm>) следует, что для последних 12 500 лет радиоуглеродный возраст морских карбонатов удревлен, по сравнению с наземным органическим веществом, на 260–500 лет (в среднем – на 375 лет); для более древних образцов поправка на морской резервуарный эффект принимается одинаковой – 405 лет. С осторожностью следует пользоваться поправками на резервуарный эффект для образцов из мелководных внутренних морей, где этот эффект может оказаться значительно меньше. Строго говоря, для каждого водоема, в той или иной степени изолированного от Мирового океана, величина резервуарного эффекта должна определяться индивидуально путем массового датирования ракушечного материала с известным возрастом – «добомбового» (старше 1950 г.), если таковой удастся найти, либо современного, но с поправкой на разницу атмосферной концентрации  $^{14}\text{C}$  на текущий момент и в 1950 г.

Связанный с резервуарным эффектом дефицит радиоуглерода может распространяться по пищевым цепям и искажать возраст наземных организмов. Например, даты по костям людей эпохи бронзы в степях на северо-западе Прикаспия (катакомбная культура) оказались систематически, в среднем на 300–500 лет, древнее, чем даты по одновозрастным костям травоядных животных (Shishlina et al., 2007). Такие различия в датах по одновозрастным объектам объясняются резервуарным эффектом: по археологическим данным, в питании людей большую роль играли речные моллюски и рыба.

Еще один возможный источник загрязнения древним углеродом – эманации вулканических газов: растения в областях активного вулканизма или выходов геотермальных вод могут иметь значительный дефицит радиоуглерода. Например, в массиве Эйфель на западе Германии современные растения вблизи горячих источников демонстрируют  $^{14}\text{C}$  возраст до 1500 лет, но с удалением от источника всего на 200 м этот эффект исчезает (Bruns et al., 1980).

**Стандарты представления радиоуглеродных дат.** При расчете радиоуглеродного возраста в лабораториях руководствуются определенными правилами, выработанными в результате соглашения (конвенции) внутри международного научного сообщества. Даты, полученные в соответствии с этими правилами, называются

*конвенциональными*. В понятие конвенционального возраста входят следующие допущения.

1. Используется период полураспада  $5568 \pm 30$  лет, которым пользовались на начальных этапах применения метода. Позднее его уточнили:  $5730 \pm 40$  л. Даты, полученные по старой константе, можно привести к новому значению, умножив на 1,03. Однако далеко не во всех публикациях указывалось, по какой константе рассчитана дата. И, чтобы не игнорировать большой массив старых дат, решено было продолжать рассчитывать возраст по первой константе.

2. Даты *нормализованы*, т. е. скорректированы на изотопное фракционирование исходя из значения  $\delta^{13}\text{C} = -25\%$ , независимо от его реального значения.

3. Нулевая точка на шкале времени: 0 лет назад (0 BP) – 1950 г. (до начала ядерных испытаний).

4. Вследствие индустриального эффекта (см. выше) в качестве современного стандарта  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  берется их соотношение в 1890 г. Изначально материальным носителем стандарта была древесина соответствующего возраста, но впоследствии она была заменена калиброванной под этот стандарт щавелевой кислотой.

При публикации дат положено приводить их индивидуальный лабораторный номер и описывать методику их получения. Если выдерживаются указанные выше правила, а их придерживается большая часть лабораторий, просто говорится, что даты конвенциональные. Пример их представления:  $1760 \pm 20$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ГИН-14144), или:  $1760 \pm 20$  некал. – это означает, что дата не прошла процедуру калибровки и представляет радиоуглеродный, а не календарный возраст); в англоязычных публикациях:  $1760 \pm 20$  BP (GIN-14144), где BP – «before present», понимаемое как «лет перед 1950 г.»; или:  $1760 \pm 20$  BP (uncal).

Изотопная коррекция по реальным значениям  $\delta^{13}\text{C}$  и калибровка в астрономический возраст выступают в качестве надстроек над конвенциональными датами, и их проведение необходимо оговаривать. Календарные даты должны быть получены с использованием новейшей калибровочной кривой (с 2013 г. – IntCal13), обязательно указание, какая именно компьютерная программа использовалась для калибровки. Калиброванные даты могут приводиться в календарной шкале времени: н. э./до н. э. (англ.: BC/AD). Возможны следующие варианты:

- набор интервалов: 241–260 н. э. (кал.), 283–323 н. э. (кал.), ГИН-14144 (англ.: cal AD 241–260, cal AD 283–323, GIN-14144);
- центральная точка со стандартным отклонением: 282±41 н. э. (кал.) (англ.: cal AD 282±41);
- центральная точка и края: 241 (282) 323 н. э. (кал.) (англ.: cal AD 241 (282) 323).

Другая форма представления калиброванных дат – по аналогии с конвенциональными датами: лет назад, т. е. лет от 1950 г. Здесь также возможны варианты:

- набор интервалов: 1709–1690 л. н. (кал.), 1667–1627 л. н. (кал.), ГИН-14144 (англ.: cal BP 1709–1690, cal BP 1667–1627, GIN-14144);
- центральная точка со стандартным отклонением: 1668±41 л. н. (кал.) (англ.: cal BP 1668±41);
- центральная точка и края: 1709 (1668) 1627 л. н. (кал.) (англ.: cal BP 1709 (1668) 1627).

Сейчас уже для нас, жителей XXI века, отсчет времени от 1950 г. не очень удобен и совсем не нагляден, особенно когда речь идет о молодых датах. По-видимому, соображения удобства рано или поздно перевесят практическую пользу от соблюдения традиций: уже появляются публикации, где калиброванный возраст отсчитывается от 2000 г. (на это специально указывается). Во всех приведенных случаях следует указывать величину стандартного отклонения, для которой приведена калибровка (обычно  $1\sigma$  или  $2\sigma$ ), например: cal AD 282±41 ( $1\sigma$ ).

**Где проводится радиоуглеродный анализ.** По данным журнала Radiocarbon (2011, 53(4)), в мире сейчас 108 радиоуглеродных лабораторий, использующих радиометрический способ (по  $\beta$ -распаду), и 45 лабораторий, использующих AMS-способ определения активности радиоуглерода (частично эти списки пересекаются: некоторые лаборатории применяют оба способа). Большая часть лабораторий работает при научных учреждениях и университетах, но есть и чисто коммерческие лаборатории, столь высок в мире спрос на этот вид анализа. Для оценки качества датирования и стандартизации всех процедур периодически проводится международный межлабораторный контроль ММК (IRI – International Radiocarbon Intercomparison): в лаборатории рассылаются образ-

цы с одинаковыми и известными организаторам возрастам. Результаты по каждой лаборатории не публикуются и их главная цель – инициировать в самих лабораториях «работу над ошибками». Однако предполагается, что для потребителя уже само участие в ММК может служить показателем уровня лаборатории. Если репутация лаборатории не известна, то для уверенности в качестве будущих результатов перед передачей образцов имеет смысл поинтересоваться, какие результаты показала лаборатория в последнем ММК.

Вот некоторые результаты по последним проектам ММК. В четвертом ММК (Fourth IRI - FIRI, 1998–2001 гг.) участвовало 85 лабораторий, выполнивших в общей сложности 1056 измерений (Boaretto et al., 2003). Из всех измерений 122 (11,5%) признаны неудовлетворительными (вышли за установленные рамки ошибок), причем хотя бы один ошибочный результат показали 39 лабораторий (42%), а 9 лабораторий (10%) – пять и более таких результатов. В 2006–2009 гг. проводился пятый ММК (V-th IRI – VIRI), состоявший из трех фаз (разный датируемый материал). На каждой фазе в проекте участвовали не менее 50 лабораторий. Для каждого контрольного образца была задана величина  $s$  удовлетворительного отклонения от достоверного результата, и большинство результатов укладывалось в диапазон  $\pm 2s$ , но были и единичные «выбросы» (значительные отклонения). Максимальный разброс показали даты по кости (фаза 2 проекта): почти по всем образцам он достигал двукратной величины (Scott et al., 2010a). В значительной степени это связано с различиями в методиках экстракции коллагена, применяемых в разных лабораториях (белок, по которому производится датирование). В целом сделан вывод (Scott et al., 2010b), что более древние образцы продемонстрировали более значительную межлабораторную вариабельность, а по методам измерения  $^{14}\text{C}$  (варианты радиометрического, AMS) достоверных различий не наблюдалось.

В России сейчас 7 действующих радиоуглеродных лабораторий, все используют радиометрический (сцинтилляционный) способ измерения  $^{14}\text{C}$ : Геологический институт РАН, Москва (лабораторный индекс ГИН/GIN), Институт географии РАН, Москва (ИГАН/IGAN), Институт проблем экологии и эволюции им. Северцова, Москва (ИЭМЭЖ/ИЕМАЕ), Санкт-Петербургский университет (Лу/LU), Ин-

ститут истории материальной культуры РАН, СПб (ЛЕ/ЛЕ), Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск (СО АН/SOAN), факультет геологии РПГУ имени Герцена, Санкт-Петербург (СПб/SPb). В четвертом и пятом ММК участвовали первые пять лабораторий. В 2009 г. на VI Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода были анонсированы планы создания первой в России масс-спектрометрической лаборатории в г. Новосибирске, однако к моменту сдачи пособия в печать (октябрь 2013 г.) информация о выполненных датировках не появилась.

## 2.2. Датирование по урановым рядам

Датирование по рядам распада урана было разработано в конце 1940-х годов и первоначально применялось к колонкам глубоководных морских осадков, но с 1960-х годов стало одинаково широко применяться и для континентальных отложений. Благодаря тому, что шестивалентный уран образует хорошо растворимые соединения, из водных растворов он переходит в состав самых разных природных объектов, в особенности содержащих карбонаты. Пригодность для датирования определяет требование закрытости системы: лучшие объекты – хорошей сохранности кораллы, спелеотемы, вулканические лавы, менее надежные – раковины моллюсков, вулканические туфы, фосфаты, железистые конкреции, непригодные – диагенетически измененные кораллы, кости, эвапориты, древесина. Высокие концентрации урана наблюдаются в торфе за счет его абсорбции органическим веществом из грунтовых вод. Для датирования торфа уран-ториевым методом используется специальная процедура коррекции на привнос урана из минеральной составляющей торфа (Кузнецов, 2008).

Природные радиоизотопы  $^{238}\text{U}$  ( $T_{1/2}=4,49 \times 10^9$  лет) и  $^{235}\text{U}$  ( $T_{1/2}=7,13 \times 10^8$  лет) при распаде образуют последовательные цепочки дочерних нестабильных изотопов (ряды распада) до образования стабильных изотопов  $^{206}\text{Pb}$  и  $^{207}\text{Pb}$  соответственно. В качестве счетчика времени используются отношения дочерних и материнских изотопов:  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (*уран-урановый метод*),  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  (*уран-ториевый метод*),  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  (*уран-протактиниевый метод*),  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  (*торий-протактиниевый метод*). Поскольку в природе урана-238 в 21,7 раза больше, чем урана-235, ряды  $^{238}\text{U}$  (уран-

ториевый метод) используются чаще. Периоды полураспада у дочерних изотопов значительно меньше, чем у материнских ( $^{234}\text{U}$  – 248 тыс. лет,  $^{230}\text{Th}$  – 75,2 тыс. лет,  $^{231}\text{Pa}$  – 34,3 тыс. лет), благодаря чему в закрытых системах изотопные соотношения приходят в равновесие. Периодом полураспада определяется диапазон применимости метода. При измерении радиометрическим способом (по  $\alpha$ -распаду) он составляет от 10 тыс. лет до 150 тыс. лет в  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  методе, 300 тыс. лет в  $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$  методе и 350 тыс. лет в  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  методе. Использование ускорительной масс-спектрометрии позволяет расширить диапазон применения  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  метода до интервала от первых столетий до 600 тыс. лет. Соотношение  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  используется в рамках уран-ториевого метода. Непосредственное датирование по  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  (уран-урановый метод) покрывает диапазон от 100 тыс. до 1,2 млн лет (при масс-спектрометрии – от 10 тыс. до 2 млн лет). Однако этот метод требует, в отличие от  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  метода, знания начального соотношения  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ , что бывает крайне редко.

В качестве нуля-момента в методах урановых серий выступает момент полного или частичного «закрытия» осадочной системы, когда она перестает обмениваться изотопами с окружающей средой. На момент закрытия системы возможны два варианта изотопных соотношений в урановых рядах, которым отвечают два принципа датирования.

**1. Принцип дефицита дочерних изотопов.** Используемые для датирования продукты распада урана изначально отсутствуют, мерой возраста служит рост их количества со временем. На этом базируются уран-ториевый и уран-протактиниевый методы. Поскольку изотопы урана растворимы, а  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$  – нет, в природных водах в измеримом количестве присутствует только уран. Из воды уран переходит в состав органических (раковины моллюсков, кораллы) и неорганических карбонатных образований (травертинов, спелеотемов), внутри которых после фоссилизации (закрытия системы) начинают накапливаться  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$ . Растущие с течением времени отношения  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  и  $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$  служат мерой возраста датированных карбонатов.

**2. Принцип избытка дочерних изотопов.** Пример: при распаде растворенного в воде урана нерастворимые продукты распада  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$  осаждаются из водной колонки на дно водоема

(моря, озера) и сорбируются донными осадками, в то время как уран остается в воде. В минеральном грунте тоже содержится уран и образуются аналогичные изотопы, их количество называется фоновым (supported). В общем содержании  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$  та их доля, которая осела из воды, называется избыточной, или неподдерживаемой (excess, unsupported), потому что с момента захоронения в осадке она постоянно уменьшается за счет распада, что и служит счетчиком времени. Чтобы разделить привнесенные  $^{230}\text{Th}$  и  $^{231}\text{Pa}$  и фоновые, их активность измеряется в серии образцов по глубине и по математическим моделям определяется скорость осадконакопления, а через нее и возраст осадков на разных глубинах. Это принцип аналогичный датированию по  $^{210}\text{Pb}$  (см. ниже).

Уран-ториевый метод широко применяется для датирования наземных и морских карбонатов. В частности, уран-ториевое датирование кораллов на разных глубинах в предположении, что когда-то они находились вблизи поверхности, является главным методом реконструкции колебаний уровня Мирового океана. Уран-ториевые даты по наземным и морским карбонатам используются для создания калибровочной шкалы радиоуглеродного возраста за пределами абсолютных дендрошкал (см. разделы 1.2, 2.1).

### 2.3. Датирование по изотопам аргона

Калий – седьмой по распространенности элемент в земной коре – имеет радиоактивный изотоп  $^{40}\text{K}$  (0,0122 вес. %) с периодом полураспада в 1,25 млрд лет.  $^{40}\text{K}$  претерпевает различные превращения: большая часть (~88% в результате  $\beta$ -распада превращается в  $^{40}\text{Ca}$ , а меньшая (~12%) в результате К-захвата превращается в инертный газ  $^{40}\text{Ar}$ . Обе ядерные реакции могут быть использованы для датирования калиевых минералов. Но, поскольку кальций широко распространен в минералах и установить долю радиогенного Са весьма сложно, для датирования используют  $^{40}\text{Ar}$  – **калий-аргоновый метод** ( $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ). Благодаря значительному периоду полураспада  $^{40}\text{K}$ , нижняя возрастная планка метода не ограничена, а достаточно высокое содержание калия в целом ряде горных пород облегчает его использование. Поэтому К-Аг метод широко использовался для установления абсолютной хронологии как фанерозоя, так и докембрия. С другой стороны, для четвертичного периода его применение ограничено возрастными более

100 тыс. лет. Для четвертичного времени более значим так называемый **аргон-аргоновый метод** ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), где благодаря улучшенным измерительным процедурам нижняя планка возраста составляет порядка 10 тыс. лет. Главным препятствием здесь являются не технические трудности, а редкость калийсодержащих минералов такого молодого возраста.

Датироваться могут любые образования, содержащие калий в достаточной концентрации, чтобы продуцировать измеримое количество  $^{40}\text{Ar}$ , а также выполняющие условие закрытости системы для перемещения Аг и К после датируемого события. Метод применим к магматическим породам, в том числе лавам (калия много в широко распространенных полевых шпатах, слюдах, используют и роговые обманки, пироксены), осадочным образованиям – эвапоритам, глауконитам, глинистым минералам, в том числе содержащимся в палеопочвах.

Принцип датирования состоит в том, что  $^{40}\text{Ar}$ , образующийся при распаде  $^{40}\text{K}$ , улавливается внутри породы. Количество  $^{40}\text{Ar}$  пропорционально времени его накопления и количеству  $^{40}\text{K}$  в датируемом веществе. Например, вулканические породы в расплавленном состоянии теряют весь продуцируемый аргон в результате термической дегазации, но с момента застывания лавы весь образующийся аргон остается внутри. Материал, используемый для датирования, зависит от состава лавы или тефры. Вулканическое стекло по причине аморфности удерживает аргон плохо, поэтому предпочтительнее использовать кристаллические компоненты. Одно из допущений метода – отсутствие как потерь, так и привноса аргона (закрытость системы). Породы для датирования выбирают невыветрелые, без признаков гидротермальных изменений, которые могли бы привести к вторичной дегазации. Тем не менее, потери аргона нередко становятся причиной занижения возраста. С другой стороны, при датировании тефры, слои которой могут залегать в частично переотложенном состоянии в разрезах осадочных пород, возникает проблема привноса избыточного аргона с минеральными компонентами.

В лаборатории отобранный образец разделяют на две части. Большую часть используют для измерения  $^{40}\text{Ar}$ : ее расплавляют в вакууме, все выделившиеся газы, кроме инертных, поглощают химическими поглотителями. Количество аргона обычно определя-

ют на масс-спектрометре. Вторая часть образца (в пределах нескольких граммов) используется для измерения количества  $^{40}\text{K}$  (обычно используются пламенно-фотометрические методы). Описанная процедура содержит потенциальную погрешность датирования, связанную с возможной гетерогенностью образцов – вариативностью содержаний калийсодержащих компонентов, весьма характерной для лав. Избежать разделения измерений по двум разным образцам удастся в **аргон-аргоновом методе** ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), введенном в практику в середине 1960-х годов. В этом методе измерение  $^{40}\text{K}$  заменено измерением отсутствующего в природе изотопа  $^{39}\text{Ar}$ , который образуется при облучении образца в ядерном реакторе. Используя существование постоянных соотношений между изотопами, из полученного количества  $^{39}\text{Ar}$  вычисляют содержание  $^{39}\text{K}$ , а из него – содержание  $^{40}\text{K}$ . Поскольку измерение изотопных отношений на масс-спектрометре производится с высокой точностью, этот вариант считается более точным, чем определение калия с помощью химических процедур: если в обычном К-Аг методе точность определения возраста составляет 2–4%, в Аг-Аг – часто превышает 1% (Вагнер, 2006). При опробовании облученного образца непросто выполнить условие закрытости системы. Для избежания потерь  $^{39}\text{Ar}$ , ведущих к завышению возраста, отбор производят в герметичные капсулы. Кроме того, если есть подозрение в потерях  $^{39}\text{Ar}$ , его проверяют, выполнив  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$  анализ. Однако в последнее время появились сведения, что при облучении в реакторе часть радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  выбивается из минералов и за счет этого результаты могут омолаживаться (С. Д. Николаев, личное сообщение).

Применение К-Аг и Аг-Аг методов значительно активизировалось с конца 1980-х годов, когда был разработан метод низкотемпературной термохронометрии метаморфических и плутонических пород. Его суть в том, что по мере денудации в областях тектонических поднятий глубинные породы, оказываясь ближе к земной поверхности, постепенно остывают и, достигнув определенного температурного порога, начинают улавливать весь продуцируемый  $^{40}\text{Ar}$ . Продатировав породу из обнажения на поверхности, можно получить время, когда она была на расчетной глубине в земной коре, и вычислить долговременные скорости денудации и тектонических поднятий. Данное приложение метода обычно выходит за

пределы четвертичного периода, т. к. время, требуемое для столь глубокого денудационного среза, составляет от нескольких миллионов до десятков миллионов лет.

Пожалуй, главным источником искажений в результатах К-Аг датирования пород являются потери аргона в течение жизни породы. Нагрев породы, ее метаморфизм, тектонические воздействия сказываются на сохранности аргона. Особенно легко теряют аргон полевые шпаты, затем – слюды. Более устойчивыми являются роговые обманки и пироксены. Однако последние при определенных степенях метаморфизма способны даже поглощать аргон, теряемый другими минералами, более богатыми калием, – иными словами, система отнюдь не всегда бывает закрытой. И, главное, К-Аг метод не имеет внутреннего контроля, который имеет группа U-Th-Pb методов.

#### 2.4. Датирование по наземным космогенным нуклидам (НКН)

Датирование по *космогенным нуклидам*, накапливающимся в поверхностных горных породах (TCN – Terrestrial Cosmogenic Nuclides), было теоретически обосновано уже в середине 1950-х годов, но его применению препятствовали крайне низкие концентрации нуклидов. Практическое применение началось в 1980-х годах благодаря развитию ускорительной масс-спектрометрии. В 1990-х – начале 2000-х годов количество публикаций по применению методов НКН в задачах геоморфологии росло уже в геометрической прогрессии (Cockburn, Summerfield, 2004).

**Принцип метода НКН.** Частицы высокой энергии, попадающие из космоса в земную атмосферу, взаимодействуют с атомами воздушных газов и генерируют вторичное излучение. Это излучение достигает поверхности горных пород и разбивает атомы, входящие в состав некоторых минералов, на дочерние нуклиды – процесс, называемый *спалляцией*. Нуклиды, образующиеся в результате спалляции, – наземные космогенные нуклиды (НКН) – накапливаются в приповерхностных частях породы. Среди них есть стабильные и долгоживущие радиоизотопы (табл. 3). По количеству накопленных НКН определяют время обнажения скальной поверхности – коренных пород или крупнообломочных продуктов

Таблица 3

Космогенные нуклиды, используемые для определения времени обнажения поверхности (Kurz, Brook, 1994)

Изотоп	Период полураспада	Метод измерения*	Диапазон датированного возраста
$^3\text{He}$	стабильный	МС	1 тыс.–3 млн лет
$^{10}\text{Be}$	1,5 млн лет	УМС	3 тыс.–4 млн лет
$^{26}\text{Al}$	716 тыс. лет	УМС	5 тыс.–2 млн лет
$^{36}\text{Cl}$	308 тыс. лет	УМС	5 тыс.–1 млн лет**
$^{21}\text{Ne}$	стабильный	МС	7 тыс.–10 млн лет (?)
$^{14}\text{C}$	5730 лет	УМС	1 тыс.–18 тыс. лет

\*МС – масс-спектрометрия, УМС – ускорительная масс-спектрометрия.

\*\*По другим данным (Zreda, Phillips, 2000), реалистичный верхний предел для  $^{36}\text{Cl}$ -датирования составляет 500 тыс. лет. По-видимому, и для других изотопов верхние пределы возраста в таблице следует рассматривать лишь как теоретически возможные.

их разрушения (глыб, валунов). Для расчета возраста надо знать скорость продуцирования нуклида на поверхности породы. Скорость продуцирования НКН зависит от геомагнитной широты и абсолютной высоты: чем ближе к полюсу и чем выше, тем она больше. Кроме того, скорость продуцирования НКН определяется положением по глубине от поверхности: с ростом глубины продуцирование затухает в первых нескольких сантиметрах, но у самой поверхности могут происходить потери за счет ухода части нуклидов за пределы породы. В прошлом скорость продуцирования НКН изменялась в связи с изменениями интенсивности геомагнитного поля Земли: более сильное поле – меньше скорость продуцирования, и наоборот. Геомагнитные изменения реконструируются по  $\delta^{14}\text{C}$  (см. выше). В последние 80 тыс. лет они были циклическими. При датировании используется средняя величина за «время жизни» образца. Все перечисленные факторы учтены в математических моделях накопления НКН (рис. 12).

Какие породы опробовать – зависит от вида нуклида, используемого для датирования.  $^{36}\text{Cl}$  образуется из целого ряда химических элементов (Cl, Ca, K) и поэтому продуцируется в самых разнообразных породах, включая карбонаты. Для  $^{26}\text{Al}$  идеален кварц, т. к. в нем немного своего алюминия. Кварц используют и для да-

тирования по  $^{10}\text{Be}$  ввиду простоты его химического состава и плотной кристаллической структуры, предохраняющей от загрязнения атмосферным  $^{10}\text{Be}$ . Для  $^3\text{He}$  предпочтителен оливин ввиду его плотной кристаллической структуры, препятствующей потерям гелия за счет диффузии. Для датирования со скальной поверхности молотком и долотом откалывается образец толщиной 1–2 см – на такую глубину в большинстве случаев распространяется воздействие космического излучения. Образцы пакуются в пластиковые или тряпичные мешочки. Для опробования выбирают как можно более широкие и приподнятые горизонтальные площадки, чтобы исключить возможность экранирования более высокими топографическими элементами, избежать невертикальности угла падения излучения (чем меньше угол падения, тем меньше удельная величина поглощаемого излучения), а также чтобы минимизировать возможные проявления эрозии.

Эрозионные потери вещества с поверхности ведут к занижению возраста, т. к. вместе с эродированной породой удаляется и часть накопленных НКН. Учет эрозии, в том числе химической, произошедшей с момента обнажения поверхности, – одна из главных проблем метода. Еще один источник недооценки возраста – экранирование от космической радиации растительностью, снежным покровом, слоем рыхлых наносов. К переоценке возраста приведет наличие НКН, унаследованных от прежних сеансов экспонирования: например, моренный валун мог быть экспонирован и накопить НКН еще перед тем, как он последний раз попал в ледник. Большинства источников погрешности удастся избежать путем тщательного выбора мест пробоотбора. Величина эродированного

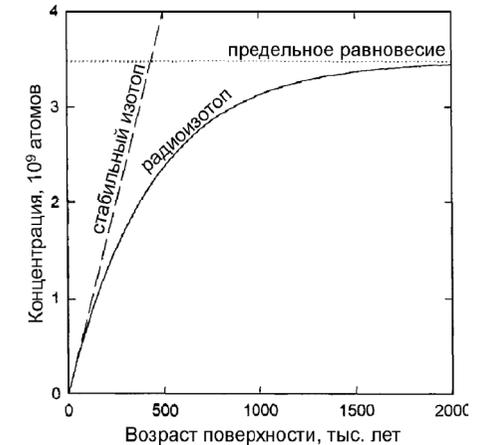


Рис. 12. Принципиальные модели накопления радиоактивных и стабильных космогенных нуклидов на экспонированной поверхности горных пород (Zreda, Phillips, 2000).

слоя может быть определена по форме вертикальной эпюры НКН в породе, например, эпюры  $^{36}\text{Cl}$  (Zreda, Phillips, 2000).

**Применение метода НКН** сосредоточено, в основном, на следах событий, приводящих к геологически мгновенному обнажению скальной поверхности: обвальных глыб и поверхностей отрыва обвалов, моренных валунов и поверхностей ледниковой экзарации, селевых выбросов, стенок каньонов, абразионных клифов, древних вулканических поверхностей, сейсмостектонических уступов, импактных кратеров и т. д. В грубообломочных накоплениях могут встретиться переотложенные ранее экспонированные обломки, которые дадут по НКН возраст более древний, чем событие, образовавшее датируемую толщу (последний обвал или селевой выброс). Чтобы избежать подобных ошибок, опробуют большое количество обломков; результаты, сильно отличающиеся от основной группы («выбросы»), из анализа исключают.

Примером применения метода НКН служит датирование времени образования порогов Лава Фоллс на р. Колорадо, сформированных в результате селевого выброса из одного из притоков (Serfling et al., 1999). Выброс образовал в русле Колорадо плотину высотой 30 м, впоследствии прорезанную рекой. Поверхность селевых накоплений была датирована по  $^3\text{He}$  временем 3 тыс. лет назад. После этого времени произошло еще 11 селевых выбросов, датированных по  $^3\text{He}$ ,  $^{14}\text{C}$  и историческим фотографиям, и определен интервал повторяемости селей от 15 до 2000 лет.

Другой пример – датирование широко распространенных в Северо-Шотландском нагорье ротационных скальных оползней, возникших в результате снятия ледниковых подпорок после деградации последнего оледенения (Ballantyne et al., 1998). Один из таких оползней на о. Скай был датирован по  $^{36}\text{Cl}$ : время отрыва двух отдельных оползневых блоков определено как  $6,3 \pm 0,7$  и  $6,6 \pm 0,8$  тыс. л. н., из чего сделан вывод о возрасте оползня в целом  $6,5 \pm 0,5$  тыс. лет. Из того, что оползень произошел не сразу, и лишь через 7 тыс. лет после деградации, авторы делают заключение о механизме этого явления: к нему привело постепенное расширение зон трещиноватости после снятия ледниковой нагрузки, хотя не исключено и участие сейсмического триггера.

НКН успешно применялись для определения геологических темпов денудации по величине дефицита НКН, возникающего вслед-

ствие постоянного удаления поверхностных слоев породы. В Трансантарктических горах определенные по  $^{21}\text{Ne}$  скорости денудации возрастают от 0,133–0,164 м/млн лет на плоских вершинных поверхностях до 0,26–1,02 м/млн лет на прямолинейных склонах (Summerfield et al., 1999).

Космогенные радионуклиды ( $^{14}\text{C}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ ) переходят из атмосферы в грунтовые воды. Измерение их концентрации позволяет судить о возрасте подземных вод – времени, когда они стали фильтроваться с земной поверхности, что применяется при изучении процессов круговорота воды. Отсутствие долгоживущего  $^{36}\text{Cl}$  указывает, что приток подземных вод пренебрежимо мал и изучаемый водоносный горизонт является замкнутым. Это важно, например, при выборе мест для захоронения токсичных и радиоактивных отходов (Блинов, 1999).

## 2.5. Датирование по короткоживущим изотопам

Короткоживущие изотопы естественного ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $T_{1/2}=22,2$  года;  $^{32}\text{Si}$ ,  $T_{1/2}=132$  года) и техногенного ( $^{137}\text{Cs}$ ,  $T_{1/2}=30,2$  года;  $^{241}\text{Am}$ ,  $T_{1/2}=432$  года) происхождения используются для датирования отложений последних столетий – морских, озерных, пойменного аллювия, овражно-балочных наносов. Наиболее детально разработаны процедуры датирования по  $^{210}\text{Pb}$  и  $^{137}\text{Cs}$ . Оба этих изотопа оседают из атмосферы (в основном, вымываются дождями) и, попав на поверхность почвы, прочно сорбируются глинистыми и органическими частицами. Дальнейшее их перемещение происходит в ходе процессов эрозии и аккумуляции, для которых оба изотопа и служат маркерами.

**Метод  $^{210}\text{Pb}$ .** Свинец-210 (период полураспада 22,3 года) – член радиоактивного ряда  $^{238}\text{U}$ , продукт распада радиоактивного газа радона ( $^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Ra} \rightarrow ^{210}\text{Pb}$ ). Радон образуется в грунте и оттуда высвобождается в атмосферу. Соответственно,  $^{210}\text{Pb}$  образуется как в атмосфере, так и *in situ* в грунте, присутствует в отложениях любого генезиса, причем многие обстановки осадконакопления представляют для  $^{210}\text{Pb}$  квазизакрытые системы. Радионуклид  $^{210}\text{Pb}$ , образующийся *in situ* в грунте, называется фоновым (supported), выпадающий из атмосферы – избыточным (excess, unsupported). В местах, где происходит осадконакопление, попавший на поверхность избыточный  $^{210}\text{Pb}$  захоранивается в толще грунта и постепенно распадается. Его концентрация экспоненциально убывает с течением времени и служит счетчиком возраста осадка до ~150 лет,

когда она становится неизмеримо малой. Для определения возраста осадка на разных глубинах используют основанные на некоторых допущениях модели осадконакопления. Чаще применяются следующие две (Goldberg, 1963; Appleby, Oldfield, 1978):

1. Модель CRS (Constant Rate of Supply), постулирующая постоянную скорость привноса избыточного  $^{210}\text{Pb}$  в осадок, притом что скорость осадконакопления и начальная концентрация  $^{210}\text{Pb}$  в осадке могут меняться (следовательно, начальная концентрация обратно связана со скоростью осадконакопления) (рис. 13).

2. Модель CIC (Constant Initial Concentration), постулирующая неизменную начальную концентрацию  $^{210}\text{Pb}$  в поступающих осадках. Тогда привнос избыточного  $^{210}\text{Pb}$  прямо пропорционален скорости осадконакопления.

Если скорости осадконакопления оставались постоянными, обе модели дадут одинаковый результат. Если разница между моделями существенная, то выбирают ту модель, которая лучше соответствует результатам, полученным другими методами, например, по  $^{137}\text{Cs}$  и  $^{241}\text{Am}$  (см. рис. 13).

**Метод  $^{137}\text{Cs}$ .** Цезий-137 начал поступать в атмосферу в результате ядерных испытаний начиная с 1954 г. и достиг первого максимума в 1959 г. (рис. 14). Наиболее мощный пик его выпадения из атмосферы пришелся на рост испытаний 1962–1964 гг. в период вокруг Карибского кризиса («бомбовый пик»), после чего атмосферные концентрации  $^{137}\text{Cs}$  начали падать. Еще один пик связан с чернобыльской катастрофой 1986 г. В обстановках, где происходит непрерывное осадконакопление, начало выпадения цезия, бомбовый и чернобыльский максимумы хорошо проявляются в изменениях активности  $^{137}\text{Cs}$  и служат хроностратиграфическими маркерами (рис. 15). Особенно велико значение  $^{137}\text{Cs}$  как хронологической метки для оценки скоростей осадконакопления в последние 60 лет, например, в днищах балок и на молодых участках речных пойм. Другие методы датирования в этом интервале времени обладают слишком низкой разрешающей способностью.

Выделены «чернобыльский» (1986 г.) и «бомбовый» (1962–64 гг.) пики эпюры, а также начало выпадения цезия из атмосферы (1954 г.). Рассчитанные по этим данным темпы накопления балочных наносов (цифры в овалах, мм/год) показывают последовательную тенденцию к уменьшению.

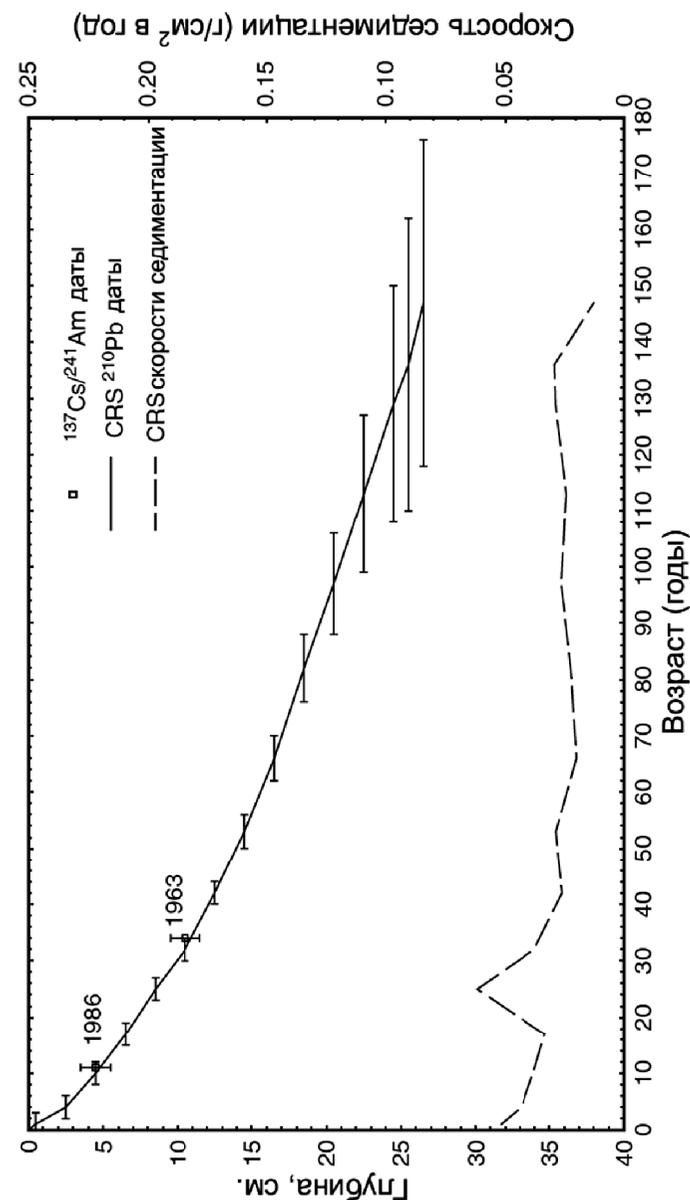


Рис. 13. Датирование отложений озера Виндермие на северо-западе Англии:  $^{210}\text{Pb}$  даты с контролем по  $^{137}\text{Cs}/^{241}\text{Am}$  и скорости осадконакопления, полученные по модели CRS (постоянной величины поступления  $^{210}\text{Pb}$ ) (Appleby, 2008)

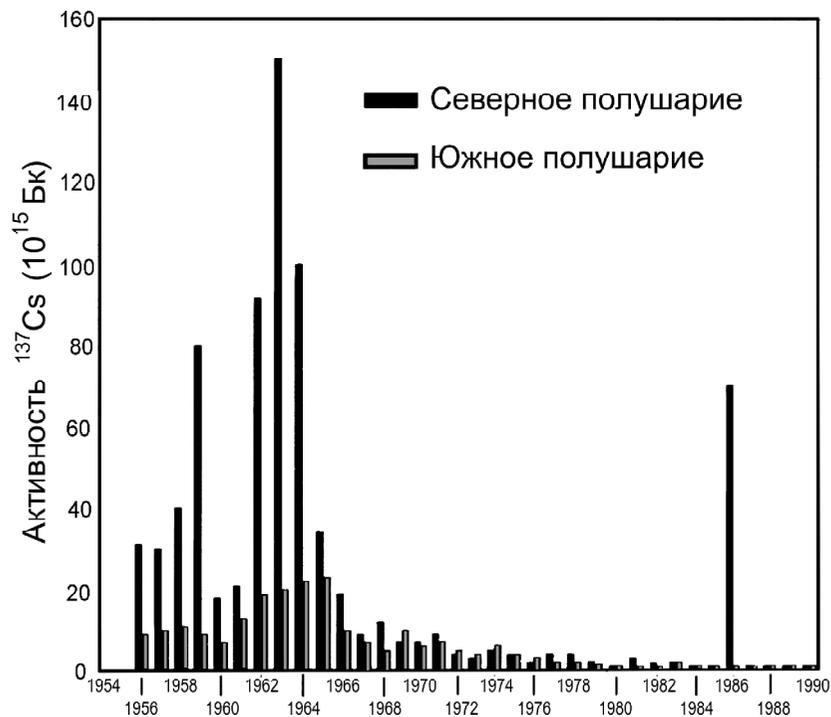


Рис. 14. Динамика глобального выпадения  $^{137}\text{Cs}$

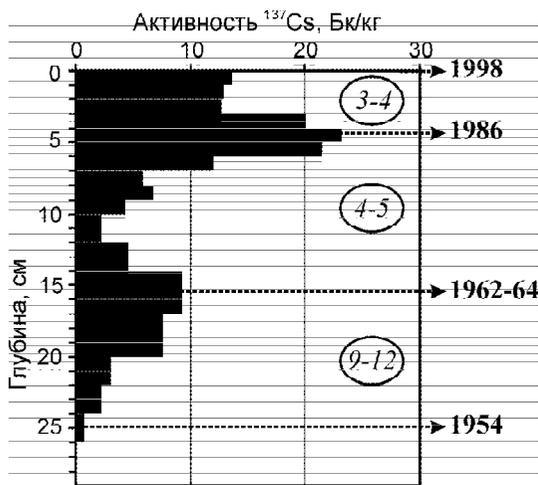


Рис. 15. Вертикальное распределение активности  $^{137}\text{Cs}$  в отложениях дна балки Крамской Лог (Курская область) (Панин и др., 2001)

### Глава 3

## РАДИОМЕТРИЯ: РАДИОГЕННЫЕ МЕТОДЫ

Э то методы, состоящие в измерении кумулятивного (накапливающегося) эффекта радиоактивного распада – повреждений кристаллов, электронного захвата энергии и других явлений, возникающих вследствие воздействия радиации на минералы или фоссилии. У всех радиогенных методов общий принцип – принцип накопления: чем больше величина зафиксированных изменений, тем дольше вещество подвергается воздействию радиации. В каких-то случаях облучение начинается с момента появления датированного объекта (застывание лавы, обжиг керамического изделия). В других случаях радиационное воздействие на вещество могло проявляться неоднократно, но датируется время проявления только последнего цикла воздействия (например, время захоронения песчаного материала, который перед этим мог неоднократно переотлагаться). В таких случаях принципиальным допущением является «обнуление» счетчика времени – полное стирание следов предыдущих воздействий. Невыполнение допущения (наличие остаточного люминесцентного сигнала) приводит к получению удивительных дат.

### 3.1. Люминесцентное датирование

Принцип действия метода показан на рис. 16. Материалы, содержащие радиоактивные изотопы, либо залегающие вблизи носителей таких изотопов, подвергаются слабому радиационному воздействию ( $\alpha$ -распад  $^{238}\text{U}$  и  $^{232}\text{Th}$ ,  $\beta$ - и  $\gamma$ -излучение при распаде  $^{40}\text{K}$ ). Под воздействием ионизирующей радиации появляются свободные электроны, которые накапливаются в «электронных ловушках» – дефектах кристаллической решетки силикатных минералов (кварца, полевого шпата). При нагревании или освещении дневным светом происходит обнуление радиационного счетчика (resetting, или засвечивание – bleaching) – опорожнение электронных ловушек,

которое может быть более или менее полным (неполное обнуление составляет одну из проблем метода). Далее, после прекращения воздействия тепла или света (например, при погребении осадка), начинается новое накопление сигнала. Люминесцентный сигнал (ЛС), накопленный к моменту отбора образца, называется естественным ЛС. Он пропорционален времени  $T$ , прошедшему с момента погребения или нагревания датируемого объекта.

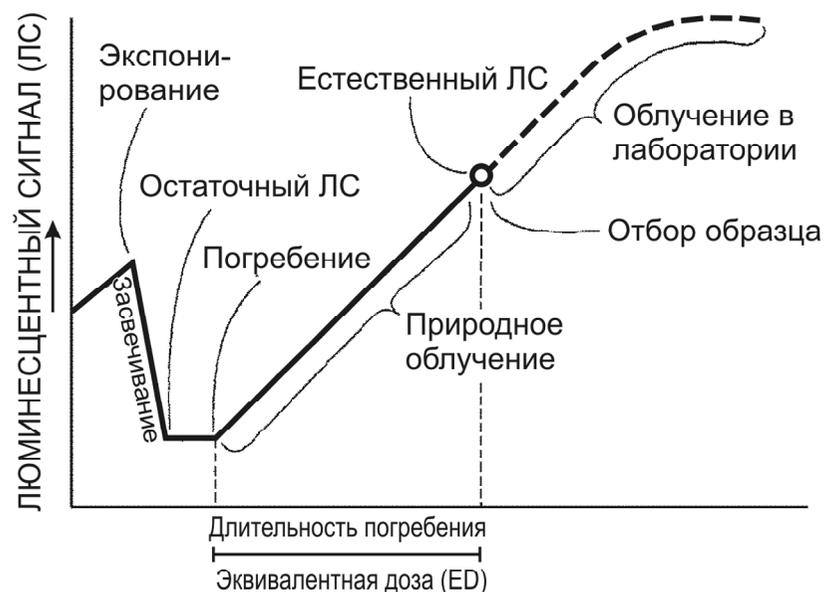


Рис. 16. Принцип люминесцентного датирования (Forman et al., 2000)

Освещение естественным светом снижает накопленный люминесцентный сигнал до трудно регистрируемого уровня. После очередного погребения ЛС начинает накапливаться за счет ионизирующего действия радиации. ЛС, накопленный к моменту отбора образца, называется естественным. Дополнительное  $\beta$ -облучение образца в лаборатории позволяет получить функцию роста ЛС, на основе которой определяется эквивалентная доза радиации для естественного ЛС.

**Стратегия и методика отбора.** Образец должен отбираться из гомогенного слоя не ближе 15–20 см от контакта с дру-

гими слоями, особенно содержащими крупные обломки породы. Это важно, поскольку радиационные свойства соседних слоев могут в разы отличаться от опробованного и влиять на палеодозу в районе контакта. Если образец нужен именно вблизи контакта, необходимо измерить радиационный фон непосредственно в месте отбора образца. Его величина будет использоваться для корректировки величин интенсивности разных видов радиоактивного излучения, полученных в лаборатории путем измерения самого образца.

Главный принцип отбора образцов – не допустить их освещения дневным светом. Образцы отбираются в металлические или пластиковые трубки диаметром 4–6 см и длиной 15–30 см. Ориентация образца (в отличие, например, от палеомагнитных исследований) значения не имеет. Трубка забивается в свежезачищенную стенку разреза. После извлечения из разреза концы трубки плотно закрываются, и она оборачивается черной пленкой для предотвращения засвечивания и сохранения естественной влажности. Засвеченный материал на обоих концах трубки используется для определения скорости накопления радиационной дозы DR (dose rate), неэкспонированный материал из середины образца – для определения величины накопленной дозы ED («эквивалентная доза» – см. ниже). В случае очень плотных отложений, куда пробоотборник забить сложно (например, сухие лессовидные породы), вырезают монолит грунта, который для транспортировки фиксируют гипсом. Если предполагается молодой возраст образцов (столетия), то для увеличения точности датирования рекомендуется отобрать образец современного материала аналогичного генезиса (например, если датируется молодой аллювий, это может быть подповерхностный песок из современной прирусловой отмели). По нему будет определяться уровень обнуления (resetting), или засвечивания (bleaching), для введения соответствующих поправок. С увеличением возраста образца относительное значение этой поправки падает и ею можно пренебречь.

**Лабораторная обработка** включает нагревание образца ( $>500^{\circ}\text{C}$ ) или экспонирование его свету. Кристаллическая решетка минералов начинает вибрировать, захваченные электроны высвобождаются из ловушек и вызывают световую эмиссию – люминесценцию. Интенсивность люминесценции измеряется путем преобразования излучаемых фотонов в электрические сигналы. Есте-

ственный ЛС сравнивается с «искусственным» сигналом, который получают из других примерно равных частей того же образца – аликвот (aliquot), предварительно обнуленных и затем искусственно облученных известным количеством радиации. Этот метод называется методом регенерации (regeneration method; его альтернатива – метод «добавочной дозы», additive-dose method). Таким образом определяют «эквивалентную дозу» радиации (equivalent dose – ED) – количество радиации, которое должен был получить образец, чтобы в нем накопилась измеренная ранее величина естественного ЛС. Применяется и другое название – палеодоза радиации (palaeodoze), но оно считается менее корректным, т. к. измеряется не сама эта доза, а ее эквивалент.

Второй параметр, необходимый для вычисления  $T$ , это скорость накопления радиационной дозы ( $DR$  – doze rate, или  $ARD$  – annual radiation doze). При известной величине накопленной дозы и скорости ее накопления, время, в течение которого она накапливалась, вычисляют по простой формуле:  $T = ED/DR$ . Скорость накопления дозы вычисляют теоретически на основе измерений концентрации  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$  в образце. Учитывается также вклад космической радиации. Космическое излучение у земной поверхности зависит от широты и абсолютной высоты (существуют стандартные таблицы для его определения). Часть космического излучения («мягкое» излучение) поглощается в верхнем полуметре грунта, но другая часть – «жесткое» излучение, состоящее, в основном, из мюонов, – проникает значительно глубже. Космическое излучение приходится учитывать до значительных глубин разреза: даже на глубине 15 м регистрируется около 20% от его активности на поверхности (Vandenberghе, 2004). Это вполне значимая величина по отношению к местным источникам радиации, но она легко учитывается благодаря наличию стандартных расчетных формул.

По способам высвобождения ЛС различают две разновидности метода: (1) путем нагревания образца – *термолюминесцентный (ТЛ) метод*, (2) путем освещения образца – *метод оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ)*.

**Метод ТЛ** был изначально разработан в конце 1960-х годов в бывшем СССР (В. Н. Шелкопляс, Г. В. Морозов), а с конца 1970-х годов активно развивался во многих странах (Aitken, 1985). Сначала метод ограничивался датированием преимущественно керами-

ческих изделий, но затем стал использоваться и для определения времени захоронения разных типов рыхлых осадков. Тогда и выявилась главная проблема метода – разделение чувствительного и нечувствительного к свету ТЛ-сигнала (Forman, et al., 2000). Оказалось, что электронные ловушки различаются по степени чувствительности к освещению, причем некоторые при освещении не опорожняются совсем. В то же время, такие «нечувствительные» ловушки хорошо обнуляются при нагреве. Даже при 8-часовом экспонировании образца в нем остается слабый, но измеримый ТЛ-методом сигнал, т. е. измеренная ED будет выше, чем реально полученная осадком после захоронения. Для водных осадков, которые получают лишь краткое (<4 часов) экспонирование перед захоронением, ТЛ-сигнал может более чем на 50% быть унаследованным от более древних этапов, и полученная дата захоронения осадка будет вдвое и более древнее истинной.

Чтобы обойти проблему неполного обнуления счетчика, предлагалось использовать индивидуальные для разных генетических типов осадков поправочные коэффициенты (Власов, Куликов, 1988), однако их определение носит излишне субъективный характер и не может учесть вариабельности условий седиментации внутри одного и того же типа отложений. Очевидный путь к решению проблемы – измерять ЛС, накопленный только светочувствительными электронными ловушками. Этот путь привел к разработке ОСЛ-метода. Тем не менее, метод ТЛ как более простой и дешевый, до сих пор успешно применяется для датирования обожженных материалов – керамики, кирпичей, черепицы, а также эоловых отложений, для которых можно заведомо предполагать длительное экспонирование перед захоронением.

**Метод ОСЛ** возник в 1980-е годы/ В качестве носителя ЛС используются частицы кварца или полевого шпата песчаной или алевритовой размерности. Для высвобождения ЛС применяют свет определенной длины волны, что позволяет учитывать сигнал только из светочувствительных электронных ловушек. Это позволяет успешно датировать отложения с кратким экспонированием свету (<4 часов) и с освещением потенциально узким диапазоном длин световых волн (водные отложения). Надежным для ОСЛ-датирования считается диапазон от 200–300 до 100 000 лет, менее надежным – до 300 000 лет и лишь в некоторых случаях возможно дати-

рование до 500 000 лет (Forman et al., 2000). Предел датирования зависит от интенсивности естественной радиоактивности: чем она выше, тем быстрее заполняются электронные ловушки и материал достигает полного насыщения. Точность дат до 100 000 лет – обычно 5–10%, более древних – 10–20%. Разновидность метода – инфракрасная стимулированная люминесценция ИКСЛ (infrared stimulated luminescence IRSL). Она применяется только к полевым шпатам и имеет для них ряд преимуществ.

В лаборатории строят зависимость между дозой облучения, которую получает образец, и его ЛС. Изначально из образца выделялось несколько выборок зерен (аликвотов). Аликвоты «обнулялись» нагреванием до 200–300°C, затем облучались разными дозами радиации, а после этого из них извлекался и измерялся ЛС. Строился график связи, по которому и определялась *ED* – эквивалентная (полученная в лаборатории) доза радиации, дающая такой же ЛС, как и первоначально измеренный в образце природный люминесцентный сигнал. Такая методика страдала от естественной изменчивости физических свойств разных аликвотов. Поэтому была разработана усовершенствованная процедура измерения эквивалентной дозы, принятая в последнее десятилетие в большинстве лабораторий – методика регенерации по одной аликвоте (SAR – Single Aliquot Regeneration) (Murray, Wintle, 2000, 2003). Она состоит в облучении все возрастающими дозами радиации с последующим измерением ЛС и «обнулением» по одному и тому же аликвоту, в отличие от использования нескольких аликвотов в ТЛ методе. Это позволяет избежать проблем с внутренней неоднородностью образца, а также датировать образцы меньшего объема. Одно из перспективных направлений совершенствования ОСЛ-метода – развитие измерений ЛС из единичных зерен кварца или полевого шпата, что позволит устанавливать, все ли зерна в образце имеют одинаковый люминесцентный возраст (Duller, 2004).

Возрастной предел метода определяется конечной емкостью носителя – кристаллической решетки кварца, полевого шпата. У более «зрелых» кварцевых частиц, прошедших через неоднократные циклы эрозии–транспорта–захоронения, кристаллическая решетка обладает бóльшим количеством дефектов и, соответственно, бóльшей емкостью. Напротив, кварц, лишь недавно поступивший в зону выветривания из первичных магматических источников,

насыщается быстро, и предел применимости метода может составлять лишь первые тысячи лет. Такая ситуация часто встречается в горных странах, где осадочные толщи являются продуктом разрушения коренных кристаллических пород.

В ряде методических исследований (Murray, Funder, 2003; Buylaert et al., 2007) было показано, что ОСЛ-датирование по кварцу при низких величинах природного ионизирующего излучения (~1–2 Гр/тыс. лет; Гр – Грей, единица поглощенной дозы ионизирующего излучения в системе СИ) может занижать истинный возраст образца на 10–15% при возрасте порядка 130 тыс. лет (последнее межледниковье) или величинах эквивалентной дозы ионизирующего излучения ~150–200 Гр. Это также происходит в результате насыщения люминесцентного сигнала с ростом дозы ионизирующего излучения. Поэтому при возрастах осадка >100 тыс. лет надежность метода резко снижается. С другой стороны, существует разновидность метода оптической люминесценции – метод инфракрасной стимуляции люминесценции (IRSL – Infra-Red Stimulated Luminescence), когда ЛС получают в результате облучения в инфракрасном свете зерен полевого шпата. Инфракрасный люминесцентный сигнал полевого шпата растет до значительно более высоких предельных доз, что позволяет увеличить максимальный возраст датируемых осадков в 4–5 раз, по сравнению с ОСЛ по кварцу. Однако известно, что сигнал IRSL нестабилен, в частности, подвержен *федингу* – самопроизвольному уменьшению ЛС с течением времени. В последние годы разработана процедура коррекции (протокол post-IR IRSL), позволяющая учесть этот эффект и получать надежные ОСЛ-даты по полевоому шпату до возрастов порядка 600 тыс. лет (Buylaert et al., 2012).

**Влияние влажности грунта.** Один из главных источников погрешности ОСЛ-датирования кроется в значении влажности грунта, необходимом для расчетов. Влажность может меняться от 0 до значения полного насыщения, которое зависит от пористости грунта и обычно находится в пределах 20–40%. Влага поглощает часть радиации, которая должна была бы достигнуть минеральных зерен, и чем больше влажность, тем меньше будет скорость накопления радиационной дозы минералами при той же интенсивности радиации. При расчете скорости накопления радиационной дозы *DR* закладывается величина средней влажности грунта за

весь период облучения образца. Для засушливых обстановок ее величина составляет первые проценты, она определяется по измеренной влажности образца. В гумидных обстановках многое зависит от региональных и локальных условий, глубины залегания образца. Влажность грунта, помимо сезонных колебаний, могла направленно меняться в прошлом из-за изменений климата и рельефа (например, врезание реки с образованием террасы или карьерная вскрыша приводят к понижению зеркала грунтовых вод), и оценить количественно все возможные варианты практически невозможно. Приходится прибегать к приблизительным оценкам. В Западной Европе, где в условиях гумидного климата ландшафты хорошо увлажнены, обычно используется значение в интервале равно  $0,80 \pm 0,20$  от влажности насыщения (Vandenberghe, 2004). Если образец отобран из зоны постоянного насыщения грунтовых вод, берется верхний предел – значение, равное влажности насыщения (30–40%, в зависимости от крупности осадка). Для образцов из зоны аэрации учитывается мнение заказчика, изложенное в паспорте образца. Однако, поскольку в большинстве случаев ничего определенного заказчик сказать не может, априори принимается значение  $0,75–0,80$  от влажности насыщения.

Потенциальную погрешность за счет неточности учета влажности следует иметь в виду при интерпретации дат: занижение влажности приводит к недооценке возраста ( $0,5–1,5\%$  возраста на  $1\%$  влажности), и наоборот. Например, если в расчетах использовалось значение влажности  $30\%$  ( $0,75$  от  $40\%$  – влажности насыщения), а в реальности она была  $40\%$ , дата получится заниженной на  $\sim 6,5\%$ , а если взято значение  $20\%$  вместо  $10\%$ , дата будет завышенной на  $\sim 10\%$ . Вот пример того, как эта проблема учитывается при интерпретации ОСЛ дат. Американские исследователи (Waninger et al., 2008) датировали позднеплейстоценовые песчаные дюны в долине р. Огайо. Снизу вверх получилась следующая последовательность дат (в тыс. лет  $\pm 1\sigma$ ):  $16,37 \pm 1,28$ ,  $17,54 \pm 1,68$ ,  $16,36 \pm 1,08$ ,  $17,45 \pm 1,38$ . Для расчета использовалась влажность образцов на момент отбора:  $25$ ,  $3,0$ ,  $7,1$  и  $3,3\%$ , соответственно. Нижний, наиболее влажный, образец явно лежит в пределах капиллярной каймы грунтовых вод. Хотя даты в пределах интервалов стандартной погрешности пересекаются и об инверсиях можно не говорить, авторы предполагают, что нижняя дата омоложена. Основа-

нием к тому служат исторические сведения об изменении водного режима: в 1870-х годах территория в тыловой части дюны подверглась дренированию, то есть раньше основание дюнных песков должно было быть более влажным, чем в момент изучения разреза. Еще один поучительный вывод: из того же слоя, что и нижняя ОСЛ дата, ранее была получена радиоуглеродная (AMS) дата  $46,0$  тыс. лет, из которой следовало, что дюны образовались в среднем висконсине (висконсин = валдай). Метод ОСЛ показал, что датированная радиоуглеродом органика была переотложенной, а дюны относятся к самому концу позднего висконсина.

Широкое внедрение ТЛ- и ОСЛ-методов в четвертичную геологию и геоморфологию позволило решить важные палеогеографические задачи и получить новую, часто неожиданную информацию. Так, вплоть до 1980-х годов считалось, что линейные дюны, составляющие дюнные поля Центральной Австралии, очень динамичны и в современном виде сложились лишь в голоцене в результате установления аридных условий после плейстоценовой эпохи конца позднего плейстоцена. Применение люминесцентных методов позволило доказать, что это весьма консервативные и древние формы, образовавшиеся большей частью еще до последнего ледникового максимума: пески в основании дюн датируются широким интервалом времени начиная с  $70$  тыс. л. н., а в ряде случаев и более  $100$  тыс. л. н. (Nanson et al., 1992; Fitzsimmons et al., 2007 и др.).

Другой пример – датирование ледниково-подпрудного озера на севере Восточно-Европейской равнины, о существовании которого говорит присутствие озерных отложений на огромных пространствах (так называемое Коми-озеро). Предполагалось, что оно относится к поздневалдайскому времени, когда ледник перегораживал сток северных рек, и образовавшееся озеро переливалось в р. Каму и далее в Каспий, что считалось причиной одной из его наиболее высоких трансгрессий – ранневалдынской (Квасов, 1979; Лавров, Потапенко, 1986; и др.). Однако в рамках международного проекта QUEEN (Quaternary Environment of the Eurasian North) по отложениям озера Коми было получено более  $30$  ОСЛ-дат, которые показывают, что озеро существовало между  $80–90$  тыс. л. н. (Mangerud et al., 2004). Следовательно, в позднем валдае перелива Коми-озера в Каспий происходить не могло. В рамках того же

проекта на основании преимущественно ОСЛ-датирования под и надморенных отложений было показано, что в позднем валдае граница ледникового щита проходила значительно западнее Печоры, и ее стоку в океан ничто не препятствовало (Svendsen, 2004).

Поскольку в последнее десятилетие подавляющее число люминесцентных датировок производится более надежным ОСЛ-методом, периодически возникает вопрос, как относиться к большому массиву ТЛ-дат, произведенных в 1970–80-х годах. Однозначного ответа на этот вопрос нет. Сравнение старых ТЛ- и новых ОСЛ-дат по дюнным пескам Южной Африки и Центральной Австралии показало удовлетворительную сходимость (Munyikwa, 2005). Для других типов отложений исследователи предпочитают сейчас применять ОСЛ-метод. Эксперимент по сопоставлению ТЛ- и ОСЛ-дат был проведен на примере лессовых отложений Польши и Украины и флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений Литвы (Fedorowicz, 2007). Для поздневислинских (висла = валдай) лессов ТЛ-даты оказались равными или несколько более древними (до 50%), чем ОСЛ-даты, для средне- и ранневислинских лессов ТЛ-даты уже систематически древнее ОСЛ-дат, в отдельных случаях в 2–3 раза (рис. 17А). Наименее однозначные результаты получены по водно-ледниковым осадкам: различия достигают 3–4 и более раз, причем в обе стороны, хотя в большинстве случаев ТЛ-даты древнее ОСЛ-дат (рис. 17Б). Этот пример еще раз показывает, что на единичные даты, каким бы методом они ни были получены, полностью полагаться нельзя, необходим контроль: путем повторного датирования тех же слоев и разрезов, путем применения альтернативных методов, по стратиграфическим и геоморфологическим данным.

В районах с засушливым климатом, где возможности применения  $^{14}\text{C}$ -метода ограничены ввиду плохой сохранности органического вещества в осадках, ОСЛ-датирование выходит на первое место среди других методов геохронологии. Преимущество метода ОСЛ также в более высоком пределе датирования (200–300 тыс. л., в некоторых случаях до 500 тыс. л. против 40–50 тыс. л. у  $^{14}\text{C}$ -метода). Поэтому в некоторых странах (например, в Австралии) исследователи предпочитают ОСЛ-датирование радиоуглеродному. В России ОСЛ-лабораторий пока нет.

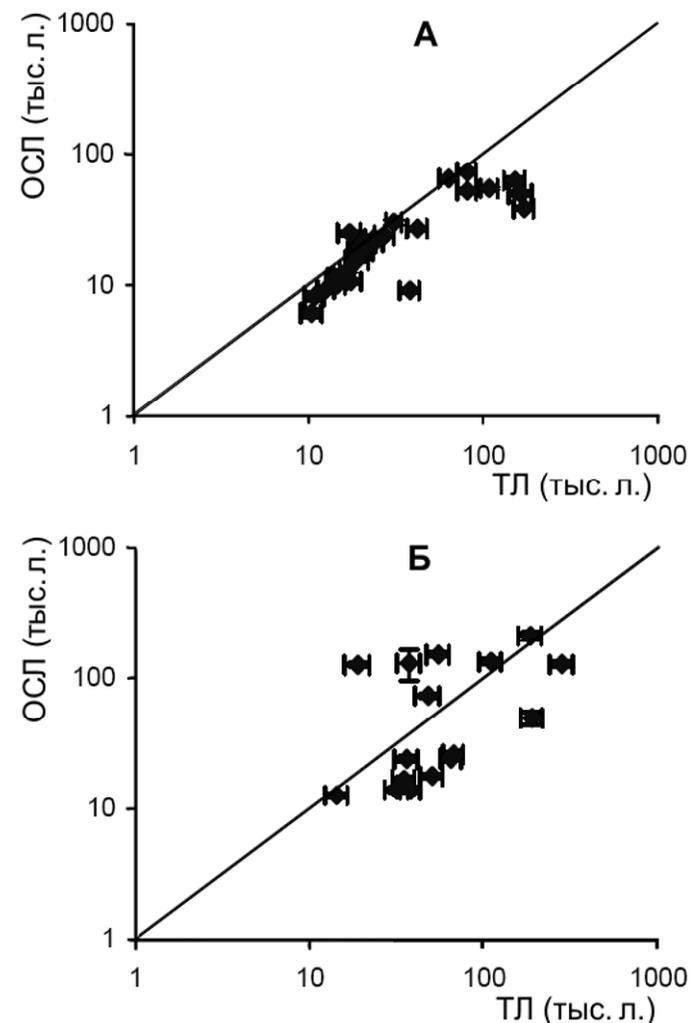


Рис. 17. Соотношение ОСЛ и ТЛ дат для лессов (А) и водно-ледниковых отложений (Б) (Fedorowicz, 2007)

### 3.2. Метод электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР)

Метод ЭПР, называемый еще *спиновым методом* (ESR – Electron Spin Resonance) был разработан в 1930-е годы для поиска

магнитных дефектов в кристаллических и аморфных материалах. В 1970–80-х годах он был впервые применен японскими исследователями сначала для датирования пещерного кальцита, а затем – к датированию катаклазитов (продуктов дислокационного метаморфизма) для определения активности разломов (Икея, 1993). Последнее впоследствии получило особенно широкое развитие не только в Японии, но и в Калифорнии и других сейсмоактивных районах (Schwarcz, Lee, 2000). Круг датироваемых материалов постепенно расширялся и теперь включает целый набор карбонатных материалов (спелеотемы, зубная эмаль, раковины моллюсков, кораллы), минералы, содержащие кварц, как в рыхлых, так и в скальных породах, а также обожженные кремневые изделия.

Метод обладает одним из наиболее широких диапазонов действия: от нескольких тысяч до двух миллионов лет (при датировании зубной эмали), но чаще метод применяется в диапазоне 40 тыс. – 200 тыс. лет, реже – до 500 тыс. лет (Walker, 2005). ЭПР-датирование раковин морских и пресноводных моллюсков в разных районах Восточно-Европейской равнины позволило выполнить корреляцию основных палеогеографических событий за последние 600 тыс. лет (Molodkov, Bolikhovskaya, 2002; Болиховская, Молодьков, 2008). Датирование катаклазитов в палеосейсмических исследованиях производят в диапазоне от 25–50 тыс. до более 1 млн лет (Lee, 1995). В последнее время намечается тенденция расширения возрастного диапазона метода в сторону более молодого времени: ЭПР-даты показали хорошую сходимость с  $^{14}\text{C}$ -датами по кораллам в диапазоне от первых сотен до первых тысяч лет (рис. 18).

По принципу действия метод ЭПР родственен люминесцентным методам и основывается на том, что при ионизирующем воздействии радиации часть электронов и положительно заряженных дырок захватываются разного рода дефектами кристаллической решетки. Например, узел, обычно занятый 4-валентным ионом (например,  $\text{Si}^{4+}$ ), может местами содержать 3-валентный ион (например,  $\text{Al}^{3+}$ ). Такие «дефектные» узлы могут улавливать положительно заряженные ионы – дырки. Другие дефекты улавливают электроны. Число таких захваченных зарядов пропорционально времени действия радиации – времени жизни минерального

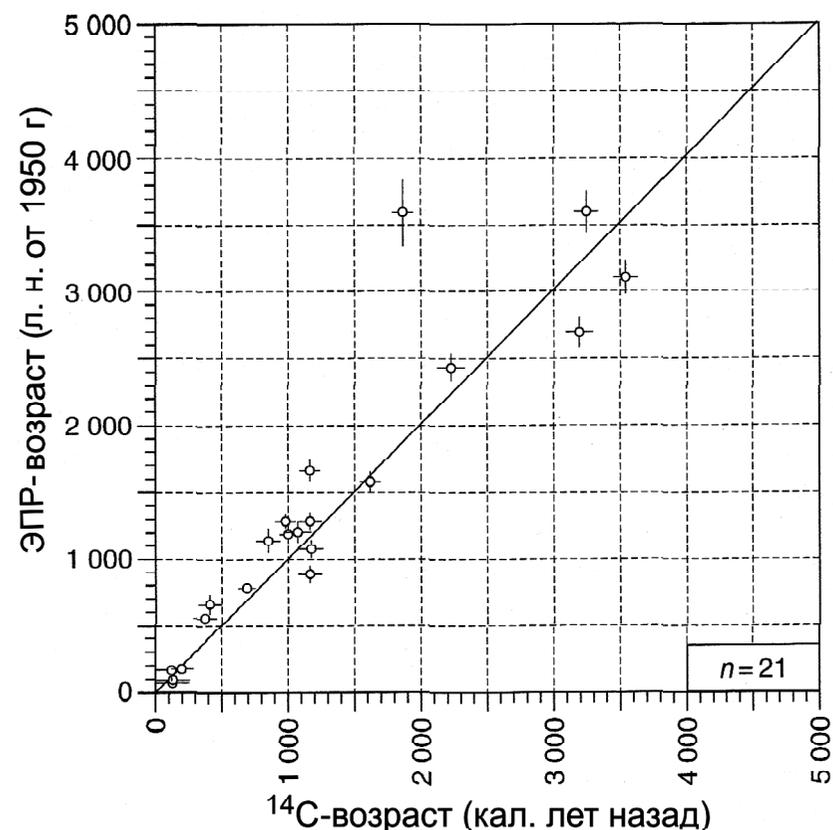
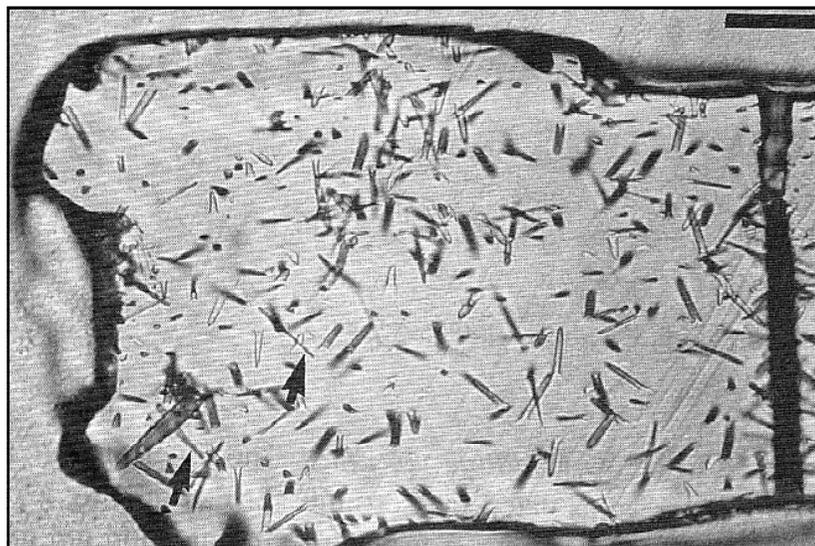


Рис. 18. Сопоставление радиоуглеродных и ЭСР (ЭПР) дат по образцам кораллов с Нидерландских Антильских островов (по: Radtke et al., 2003)

носителя или времени, прошедшему с момента последнего обнуления счетчика (проблема полноты обнуления стоит так же остро, как и в люминесцентных методах). Для измерения накопленного заряда используется свойство непарных электронов резонировать при помещении их в сильное магнитное поле, отсюда и название метода. В отличие от люминесцентных методов, воздействие магнитного поля не высвобождает накопленный заряд, что допускает повторные измерения одного и того же образца. Недостаток метода – его большая сложность и меньшая точность (редко лучше 10%).

### 3.3. Трековый метод

Метод треков (Fission Track Dating) основан на следах, которые оставляют в кристаллической решетке продукты распада  $^{238}\text{U}$ . Каждый атом распадается на две части, которые отталкиваются друг от друга и разлетаются в разные стороны, оставляя след в виде дефектов кристаллической решетки 10–20 микрон длиной ( $1\text{ мкм} = 10^{-3}\text{ мм}$ ) и несколько ангстрем толщиной ( $1\text{ \AA} = 10^{-5}\text{ мм}$ ). В лаборатории делают срез минерала, полируют его и протравливают кислотой, чтобы расширить треки. Тогда они становятся хорошо видны под микроскопом (рис. 19). Поскольку закон распада  $^{238}\text{U}$  известен, число распадов можно представить как функцию времени и концентрации урана. Мерой времени служит плотность треков – число треков на  $1\text{ см}^2$  площади среза.



**Рис. 19.** Микрофотография треков на отполированном срезе зерна апатита из верхнемелового песчаника в Калифорнии, возраст ~100 млн лет (Dumitru, 1988). Каждый трек – результат распада одного ядра  $^{238}\text{U}$ . Линейка в правом верхнем углу – 20 микрон

Уран содержится во многих породообразующих минералах, таких как апатит, циркон, сфен, а также в вулканическом стекле. В неоген-четвертичной геологии, палеосейсмологии и неотектонике

трековое датирование применяется в двух направлениях. Во-первых, это определение возраста вулканических образований – базальтов, обсидианов, туфов, слоев пепла, где, как и в люминесцентных методах, радиометрические часы обнуляются в результате нагревания. Такие образования, в свою очередь, служат возрастными маркерами для изучения геоморфологических процессов – тектонических деформаций, движений по разломам. Во-вторых, это датирование процессов региональной денудации. Треки уничтожаются в результате рекристаллизации при повышении температуры в недрах земной коры (отжиг – annealing), и тем самым трековый счетчик обнуляется. В апатите, например, полное уничтожение треков происходит за несколько миллионов лет при температуре  $110\text{--}135^\circ$ , что при нормальном геотермическом градиенте  $\approx 20\text{--}30^\circ/\text{км}$  соответствует нахождению на глубинах 3–6 км (Dumitru, 2000). Трековое датирование таких минеральных зерен, собранных на земной поверхности, позволит определить время, за которое произошел соответствующий денудационный срез. Вариант применения трекового метода – изучение разломных деформаций земной коры. В результате сбросовых движений на одной глубине по разные стороны разлома могут оказаться породы с разным трековым возрастом, что позволяет определять скорости движения по разлому.

С другой стороны, частичное исчезновение треков представляет главную сложность метода. С течением времени происходит *фединг* (fading) – естественный процесс залечивания треков в результате спонтанной диффузии ионов. Если носитель испытал нагревание, то свой вклад в фединг вносит частичная рекристаллизация за счет отжига. Для коррекции возраста за счет фединга применяются специальные лабораторные процедуры (например, ИТРТ – Isothermal Plateau Fission Track Technique).

---

---

## ЧАСТЬ 2

### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА И ЕГО КВАНТИФИКАЦИЯ

О тложения и формы рельефа часто несут разнообразные признаки, по которым можно построить относительную хронологию – выстроить объекты в возрастной ряд «моложе – древнее». Так действуют, например, принципы биостратиграфического расчленения и корреляции осадочных толщ. Эти принципы – компонент палеобиологической группы методов палеогеографических исследований, которые освещены в пособии (Палеогеографические ..., 2012). Здесь будут рассмотрены методы, допускающие численное выражение (квантификацию) возраста, когда из относительной хронологии «моложе – древнее» получается ньюмерический (выраженный числом) возраст. Такие методы довольно многочисленны. Их можно разбить на две группы – *методы относительного датирования*, или *релятивные методы*, основывающиеся на подборе математических функций к тем или иным процессам изменения вещества или морфологии, и *методы корреляции*, основанные на сопоставлении свойств изучаемой толщи с глобальным или местным эталоном, который имеет привязку к шкале абсолютного времени.

#### Глава 4

### МЕТОДЫ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ДАТИРОВАНИЯ (РЕЛЯТИВНЫЕ МЕТОДЫ)

На поверхности обнажившихся горных пород, в погребенном органическом веществе происходят разного рода направленные изменения, которые можно квантифицировать (измерить) и использовать для определения относительного возраста. Если одновременно для большого числа объектов определить независимыми методами абсолютный возраст, можно построить зависимость измеряемого признака от времени. Такая зависимость в разных слу-

чаях называется калибровочной, или тарировочной, кривой (rating curve), кривой роста (growth curve), кривой выщелачивания (leaching curve) и т. д. Она выражается в виде графика, к которому подбирается математическая формула (такие формулы и зависимости называются эмпирическими, полученными опытным путем). Далее, измеряя калиброванный признак на неизученных объектах и подставляя его значения в выведенную формулу, определяют время.

#### 4.1. Поверхностные изменения горных пород

На контакте с атмосферой горные породы претерпевают разнообразные изменения от аккумуляции выпадающих из воздуха соединений (корка пустынного загара) до физико-химических преобразований поверхностного слоя породы (выветривания) и ее полного разрушения (формирование почвенного профиля). Развитие каждого из этих процессов сопровождается направленными изменениями некоторых признаков, которые могут быть визуальными или экспериментально зафиксированы и использованы для качественных суждений о времени обнажения поверхности. Часть методов отличается относительной простотой и дешевизной и может быть использована для получения экспресс-результатов, хотя и не всегда достаточно точных.

Общие принципы всех методов этой группы:

- сопоставляться должны одинаковые литологические разности пород;
- объекты должны выбираться в одинаковых локальных условиях (например, только на плоских вершинных поверхностях, а если на склонах, то одинаковой экспозиции);
- ввиду значительной естественной вариабельности к измеряемым характеристикам следует относиться как к случайным величинам, т. е. производить многократные измерения и вычислять оценки параметров распределений – математического ожидания (для нормального распределения – среднее арифметическое), стандартного отклонения.

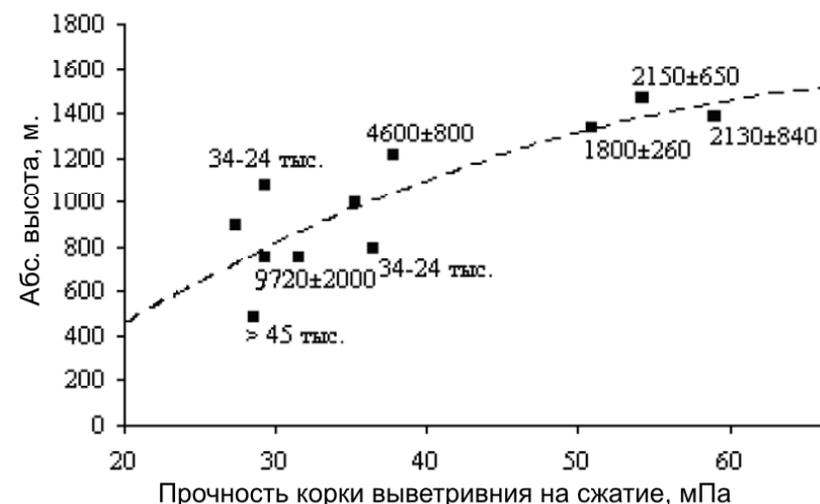
Рассмотрим далее индивидуальные особенности методов.

В результате выветривания происходят дезинтеграция и химическое преобразование поверхностного слоя горных пород, которое прогрессирует с течением времени. Чем выше степень преоб-

разования или разрушения, тем дольше оно происходит. Например, по **степени выветрелости валунов** можно сравнивать возраст моренных или селевых валов, террас горных рек, горных конусов выноса или обвальных накоплений. Для количественного выражения степени выветрелости используется т. н. молоток Шмидта (склерометр), широко применяемый в строительстве для контроля на прочность бетонных изделий. Принцип действия: наносится удар строго определенной силы по валуну и фиксируется величина упругого отскока (длина возвратного хода бойка). Чем слабее отскок, тем сильнее разрушена поверхность валуна выветриванием. На каждом валуне производится не менее 10 измерений и берется средний результат. Число измерений, необходимое для получения статистически достоверных выводов, зависит от варибельности результатов по индивидуальным валунам. На каждом объекте необходимо измерить не менее 20–30 валунов. Получив средние величины выветрелости валунов одинаковых пород, слагающих, например, моренные валы в соседних долинах, можно говорить об относительном возрасте этих валов.

Если возраст нескольких валов известен по независимым данным, можно построить калибровочную кривую и далее определять возраст морен с помощью склерометра, хотя разброс данных бывает слишком велик, чтобы уверенно использовать их для абсолютного датирования. Например, по результатам исследований (Галанин, Пахомов, 2010), прочность корок выветривания валунов на гребнях разновозрастных морен Мандычанского ледникового комплекса (хребет Черского) обнаруживает связь с абсолютной высотой, косвенно указывающей на возраст, т. к. шанс сохраниться в горной долине морена имеет только если последующие ледники сюда не спускались (рис. 20). Однако статистически достоверно выделяются только две возрастные группы: позднплейстоценовые (средние величины прочности 27–38 МПа) и позднеголоценовые морены (51–59 МПа). Различия между зырянской и сартанской ледниковыми стадиями позднего плейстоцена и раннеголоценовыми моренами не выявляются.

В аридных условиях измененный за счет воздействия инсоляции поверхностный слой бывает хорошо различим у некоторых разностей горных пород. **Толщина слоя выветривания** может служить показателем возраста. Примером служит датирование террас р. Алабуги в Центральном Тянь-Шане (Панин и др., 1990). На каждой датирова-



**Рис. 20.** Связь прочности выветрелой корки ледниковых валунов, по данным измерений электронным склерометром, с абсолютной высотой (Галанин, Пахомов, 2010). Цифры – лихенометрические и радиуглеродные датировки морен

мой поверхности отбиралось 5–7 образцов гальки характерных светло-серых мелкозернистых песчаников, в каждом образце с 10-кратной повторностью измерялась толщина выветрелого слоя. Калибровочная кривая строилась по объектам с известным возрастом – дендрохронологически датированным низким террасам реки (12–30 лет), крепости времени Кокандского ханства (150–160 лет), тюркским курганам (~1400 лет). Связь толщины выветрелого слоя (в мм) с возрастом (в годах) аппроксимируется зависимостью:  $H = 0,022 T^S$ , что означает затухание процесса проникновения выветривания в глубь породы с ростом толщины выветрелого слоя:  $dH/dT \sim 1/H$ . Возраст террас определялся подстановкой в формулу значений толщины слоя выветривания на гальках, лежащих на поверхности террас. Расчетный возраст террасы высотой 26 м оказался ~1300 лет, террасы 20 м – 200 лет, террасы 12 м – 65 лет. Построенная эрозиограмма показала резкое возрастание скоростей врезания около 200 лет назад, когда река, прорезав прочно сцементированные толщи собственного крупнообломочного аллювия, стала углубляться в мягкие озерные алевроиты третичного возраста (рис. 21).

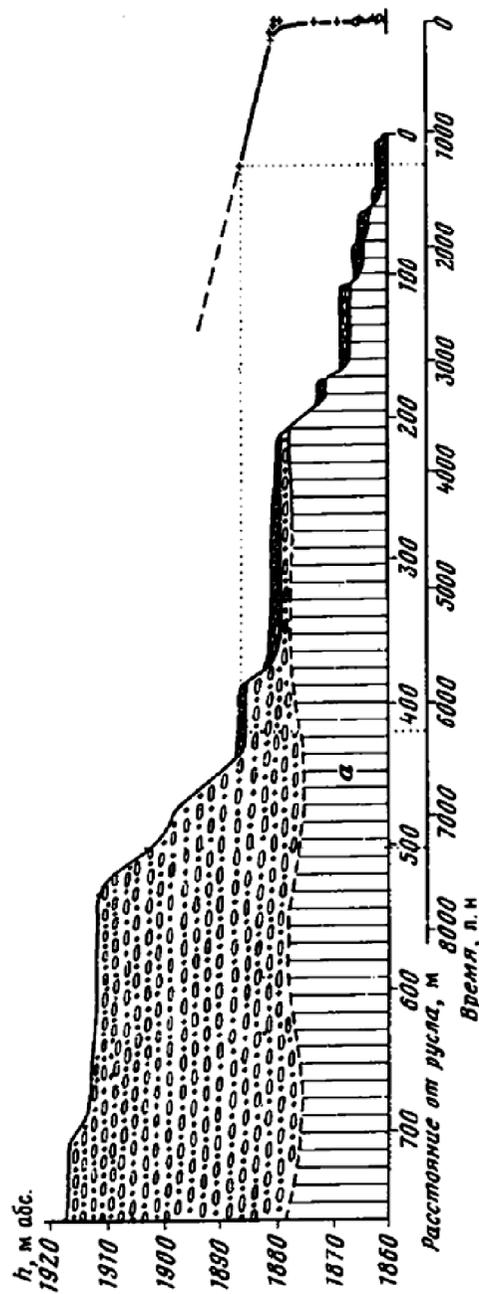


Рис. 21. Эрозиограмма, построенная по результатам датирования поверхностей эрозионных террас по толщине слоя выветривания на гальке песчаника (р. Алабуга, Центральный Тянь-Шань) (Панин и др., 1990). Древнее 1300 лет – экстраполяция

Ясно, что полученную формулу можно использовать только для изученной долины или ее ближайших соседей (но в том же высотном поясе) и только для опробованной разновидности пород.

Похожий принцип используется в *методе гидратации обсидиана*. Обсидиан (вулканическое стекло) образуется при быстром застывании кислых лав или уплотнении свежесформированных вулканических туфов. На контакте с воздухом обсидиан адсорбирует атмосферную воду, которая распространяется в глубь породы за счет диффузии. На поверхности образуется измененная кайма – гидратированный слой, толщина которого со временем растет. По толщине гидратированного слоя можно определить время формирования свежей поверхности обсидиана и тем самым – возраст геоморфологических и археологических объектов: ледниковой шлифовки обсидиановой гальки, трещин остывания на поверхности лавового покрова, искусственного отщепы, отшлифованной аллювиальной или береговой гальки и т. д. Калибровка проводится, например, К-Аг методом. Некоторые исследователи используют линейные зависимости типа  $H = kT$ , но большинство предпочитает степенные зависимости с затухающим ростом:  $H = kT^s$  ( $H$  – толщина гидратированной каймы,  $T$  – время) (рис. 22).

Точность метода зависит от возрастного интервала, определяясь относительной точностью измерения толщины каймы (для молодых возрастов) и нарастанием неучтенных изменений природной обстановки с увеличением длительности периода времени (Pierce, Friedman, 2000). В интервале датирования от 100 до 500 лет погрешность измерения велика относительно толщины каймы, и погрешность датирования может составлять 50–200%. Для интервала 500–1000 лет погрешность составляет 10–50%, для интервала 1000–10 тыс. лет – <10%, это оптимальный возрастной диапазон для метода. С увеличением возраста повышается неопределенность с учетом колебаний палеотемпературы, от которых сильно зависит скорость процесса, погрешность растет, составляя 10–50%. Нижний предел метода – порядка 1 млн лет.

В аридных обстановках на поверхности горных пород образуется *пленка «пустынного загара»* (ППЗ) (rock varnish, desert varnish, rock coatings) – тонкая оболочка на открытых воздухе частях скал и обломков пород от желто-оранжевого до черного цвета. Она состоит из глинистых минералов и окислов Fe и Mn, иногда с

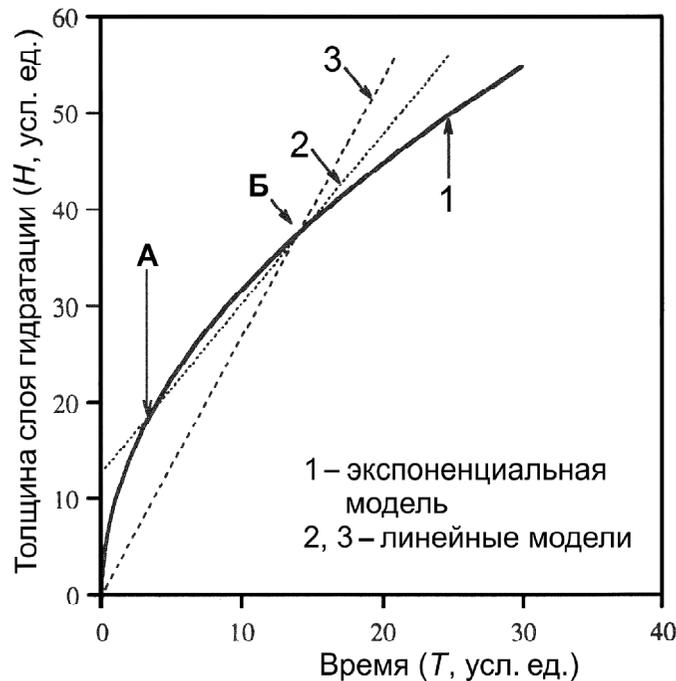


Рис. 22. Гидратация обсидиана как функция времени (по: Pierce, Friedman, 2000). А и Б – калибровочные точки с известным возрастом: 1 – экспоненциальная модель роста ( $H \sim T^2$ ); 2 – линейная модель, использующая две калибровочные точки, но нарушающая требование пересечения начала координат; 3 – линейная модель, соблюдающая это требование, но использующая только одну точку

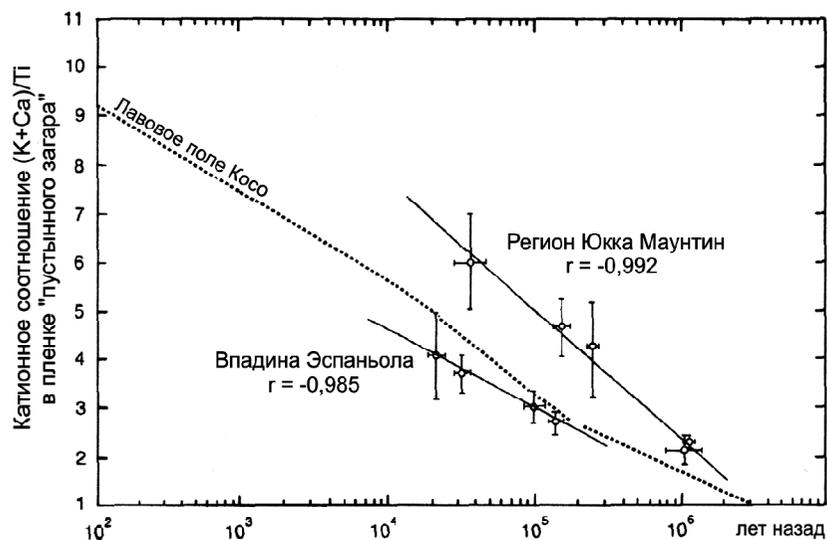
примесь органического вещества, фрагментов материнской и других пород. Вещество ППЗ оседает из воздуха, дождевых и поверхностных вод и цементируется с участием микроорганизмов (в частности, бактериальную природу имеет в значительной степени накопление Mn). Первым на нее более двух столетий назад обратил внимание А. Гумбольдт: в отчете об экспедиции в Южную Америку («Путешествие в равноденственные области Нового Света в 1799–1804 годах», том 2, 1812) он поставил два вопроса: как скоро на поверхности пород ППЗ появляется и как быстро она нарастает? Ответ на эти вопросы был получен лишь в последней

четверти XX века. Рекордно малое известное время появления пленки – 25–35 лет, но обычно пленка появляется в виде отдельных визуально различимых пятен на поверхности через 3–5 тысяч лет после образования каменного субстрата, а через 10 тысяч лет она покрывает всю поверхность (Elvidge, Iverson, 1983). Пленка появляется раньше и растет быстрее в локальных понижениях, где накапливается пыль и атмосферные воды. Аккумуляция ППЗ – один из самых медленных процессов регулярной седиментации на Земле: его скорость  $< 1\text{--}40 \text{ мкм}/1000 \text{ лет}$  ( $= \text{мм}/\text{млн лет}$ ) (Liu, Broecker, 2000). Обычная толщина ППЗ  $< 20 \text{ мкм}$ , но изредка она может достигать  $> 200 \text{ мкм}$  (Dorn, 1998).

Изменение характеристик ППЗ со временем используется для определения времени экспонирования поверхности. Методы ППЗ применяются почти исключительно в аридных и семиаридных обстановках, где складываются наилучшие условия для роста и сохранности пленки (отсюда и ее название). С другой стороны, в этих обстановках ППЗ часто является единственной записью природных изменений и одновременно хронометром, позволяющим датировать геоморфологические и археологические объекты. Для датирования чаще используются следующие четыре группы методов (Sowers, 2000; Dorn, 2007).

**1. Относительное датирование.** Определяется процент площади, покрытой ППЗ (пленка появляется сначала в понижениях и с течением времени распространяется на всю поверхность), измерение ее оптических характеристик (ППЗ темнеет с возрастом). Две поверхности можно сопоставлять по этим признакам только в случаях полной однородности природной обстановки (растительность, климат, крутизна) и сходства обломочного покрытия (размера, литологии). Необходимо также обосновано исключить возможность разрушения ППЗ за счет ветровой коррозии, температурного отслаивания. Определяя среднюю характеристику ППЗ на выбранной поверхности, надо быть уверенными, что вся поверхность одновозрастна. Метод применялся, например, для выделения разновозрастных генераций конусов выноса, хотя большая вариабельность весьма ограничивает его разрешающую способность. Метод очень приблизителен, но обладает большим преимуществом – быстротой и дешевизной.

**2. Датирование по катионным соотношениям (cation-ratio dating).** Метод предложен в начале 1980-х годов Р. Дорном из университета Аризоны. Нижний предел метода – от 100 до 10 000 лет (определяется временем, необходимым для формирования ППЗ, достаточной для анализа толщины), верхний – по разным данным, от 250 тыс. до 1,5 млн лет. Метод основан на изменении с течением времени содержания одних катионов при относительно неизменном содержании других. Чаще всего используется соотношение  $(K + Ca)/Ti$ . С течением времени концентрация K и Ca падает, в графическом выражении получается убывающая со временем кривая («кривая выщелачивания катионов»). Трудность метода в том, что как начальное соотношение катионов, так и скорость выщелачивания зависят от местных условий. Поэтому кривую выщелачивания приходится строить отдельно для каждого района исследований, используя независимые методы датирования (рис. 23). Например, для ППЗ на базальтах используют K-Ar-метод, для конусов выно-



**Рис. 23.** Кривые выщелачивания катионов в пленке «пустынного загара» для впадины Эспаньола (Нью Мексико; датирование по урановым сериям из почвенных карбонатов) и района Юкка Маунтин (южная Невада; датирование K-Ar-методом) (Harrington, Whitney, 1987)

са можно использовать <sup>14</sup>C-метод. Построив для изучаемого района кривую выщелачивания катионов в ППЗ, можно в дальнейшем пользоваться катионными соотношениями в ППЗ для датирования времени излияния базальтов или формирования аллювиальных конусов, что значительно быстрее и дешевле других методов. Метод имеет и много «подводных камней», чему посвящена обширная литература (например, Quaternary Geochronology ..., 2000 – глава Rock Varnish Chronometry (J. M. Sowers)).

**3. Датирование ППЗ радиоуглеродным (AMS) методом.** Для датирования выбираются самые древние слои ППЗ, которые формировались максимально близко ко времени формирования геоморфологической поверхности (хотя при низких скоростях роста пленки органика даже в самых нижних слоях может быть на тысячи лет моложе начала формирования самой пленки). Главная сложность метода – установить природу датированных органических включений, которые далеко не всегда соответствуют возрасту тех слоев ППЗ, в которых они находятся. Это могут быть микробные плетения, принесенные ветром фрагменты как росших неподалеку растений, так и древней органики. Возрастные пределы диктуются ограничениями <sup>14</sup>C метода (см. раздел 2.1).

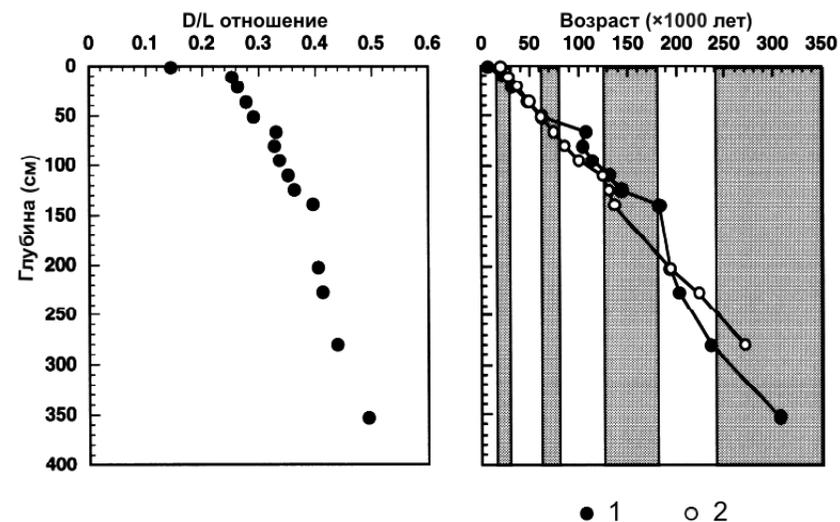
**4. Изучение микрослоистости.** Ее анализируют с помощью оптического микроскопа на срезах толщиной 5–10 мкм (см. подробнее в разделе 5.1).

Наконец, в этой группе следует упомянуть **почвенный метод**, состоящий в изучении эволюции (онтогении) почвенных профилей на новообразованном субстрате. Для любого сочетания климата, растительности и материнских пород, с учетом локальных условий (например, автономные или подчиненные позиции в ландшафте) можно построить хроноряды почв – последовательности почв, сформированные за разное время от эмбриональных (зачаточных) к зрелым, пришедшим в равновесие с определяющими факторами. В ходе развития почвы изменяется (растет) мощность всего почвенного профиля и отдельных горизонтов, микроморфологические характеристики, степень выветрелости обломочного материала, магнитная восприимчивость (высвобождение Fe из первичных минералов), минералогия глинистых минералов. Все морфологические и вещественные изменения могут быть представлены как функция времени.

## 4.2. Диагенез органического вещества

**Аминокислотный метод** датирования использует известное с 1960-х годов явление рацемизации аминокислот (РАК) – составных частей белков. Белки в карбонатных образованиях, таких как кости или раковины моллюсков, при фоссилизации начинают разлагаться на аминокислоты. Аминокислоты более устойчивы, но и в них происходят изменения. Почти все аминокислоты существуют в двух молекулярных разновидностях (изомерных формах) – L-формах и D-формах. Живые организмы содержат только L-изомеры. После смерти и фоссилизации организма начинается превращение L-изомеров в D-изомеры, которое и называется *рацемизацией*. Рацемизация продолжается до достижения некоторого равновесного соотношения изомеров. Отношение доли D-изомеров к доле L-изомеров, которое изменяется от 0 до некоторого равновесного значения, служит счетчиком возраста. Для расчета возраста используют математическую модель реакции рацемизации, в которую входит параметр-константа. Константа реакции специфична для конкретной аминокислоты. Ее определяют датировкой независимыми методами. Однако применение метода усложняется тем, что скорость рацемизации меняется во времени в зависимости от свойств среды. Так, в теплые эпохи рацемизация ускоряется, в холодные – замедляется.

Теоретически, диагенез аминокислот происходит во всех протеинсодержащих материалах, но на практике метод оказался применим только к биогенным карбонатам, поскольку только они после фоссилизации образуют замкнутую систему, относительно свободную от внешних воздействий. Популярный объект аминокислотного датирования – раковины морских моллюсков в колонках глубоководного бурения (рис. 24). Возрастные определения делались также по раковинам пресноводных моллюсков, скорлупе птичьих яиц и даже по неорганическим карбонатам. Не увенчались успехом попытки датирования костей, даже извлеченных из вечной мерзлоты, т. к. они не представляют замкнутую систему. В начале 1970-х годов аминокислотным методом определили возраст костных остатков палеоиндейцев из Калифорнии 50–60 тыс. лет, что привело к утверждению об очень ранней колонизации Северной Америки (Bada et al., 1974). Однако позднее возраст тех же костей определили радиоуглеродным методом (AMS), и он оказался 5–6 тыс. лет (Bada, 1985).



**Рис. 24.** Аминокислотное отношение в планктонных фораминиферах *Pulleniatina obliquiloculata* и определенный по нему возраст отложений в колонке глубоководных морских осадков, северо-запад Тихого океана (Harada et al., 1997). 1 – аминокислотные данные, 2 – датировки корреляционным методом по  $\delta^{18}O$

**Степень химических изменений костей** за время, прошедшее с момента фоссилизации, может также служить показателем возраста. Счетчиком служат некоторые направленные химические процессы: поглощение из грунтовых вод флюорина и урана, которых до фоссилизации в костях не было, а также уменьшение содержания азота за счет постепенного разложения коллагена – главной белковой составляющей кости. Определение этих показателей относительно дешево и быстро. Калибровка независимыми методами дает возможность использовать их для массовых определений абсолютного возраста костных остатков. Данный метод часто используется в археологии, например, когда нужно определить, образовалось скопление костей единовременно (например, вследствие массовой гибели животных или кратковременной охотничьей деятельности людей) или в результате накопления разновозрастного материала (при повторном заселении стоянки или вследствие использования людьми древних костей в качестве топлива или строительного материала).

### 4.3. Лихенометрия

Метод был разработан австрийским исследователем Р. Бешелем и первоначально применен к датированию морен альпийских ледников (пионерная публикация 1950 г.). Позднее лихенометрия стала применяться к широкому спектру объектов для датирования времени экспонирования каменного субстрата – селевым и обвальным отложениям, эрозионным морским террасам областей гляцио-оизостазии, сейсмоуступам, археологическим объектам и т. д. Для датирования используются накипные лишайники – группа лишайников, у которых таллом представляет собой корочку, плотно срастающуюся с субстратом, что позволяет им заселять разнообразные каменные (и не только) поверхности. В лихенометрии используются обычно виды родов *Rhizocarpon* и *Xanthoria*, самый популярный вид – *Rhizocarpon geographicum*. После появления свежей поверхности она колонизируется лишайниками, которые со временем покрывают все большую площадь и растут в размерах индивидуально. Показатели размера лишайников служат показателями их возраста.

Самый старый известный накипной лишайник найден в Западной Гренландии – 4500 лет (Walker, 2005), но в большинстве случаев лихенометрия эффективно применяется для последних 500–1000 лет. По размерам лишайников на объектах с известным возрастом строятся кривые роста, для них подбираются математические аппроксимации и, подставляя в полученные формулы измеренные параметры, рассчитывают возраст. Колонизация свежей поверхности лишайниками происходит с некоторой задержкой, обычно от нескольких лет до первых десятков лет. Для датирования молодых поверхностей (десятки – первые сотни лет) важно определить эту задержку, т. к. ее величина относительно возраста будет существенной. С ростом возраста ее относительная величина падает, и поправкой на задержку колонизации пренебрегают.

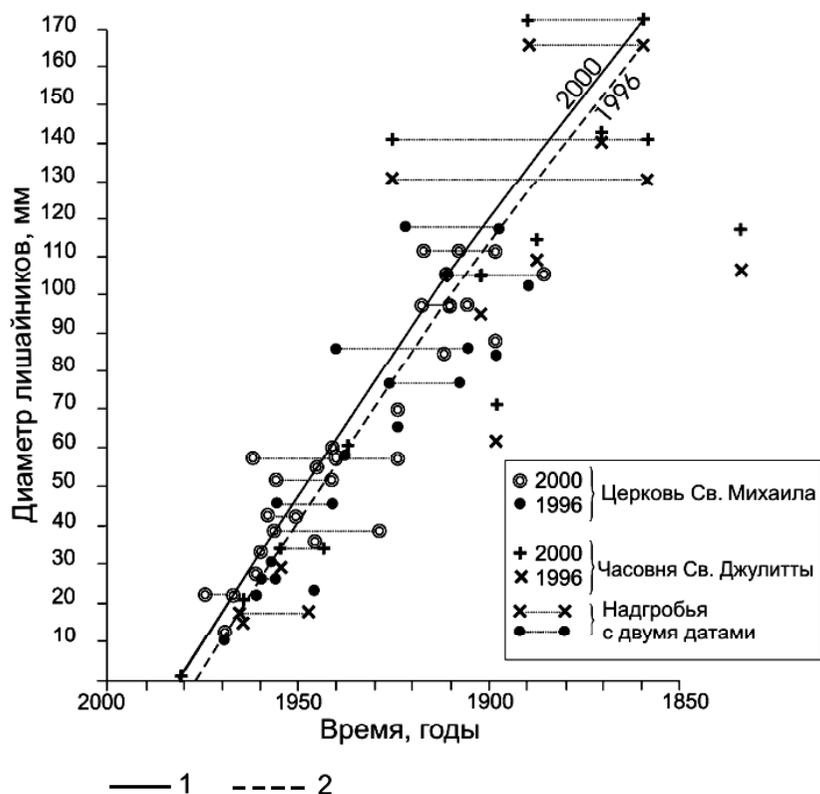
Для определения минимального возраста поверхности разработано пять разновидностей метода (Bradwell, 2009).

- LL-метод (Largest Lichen) – измерение диаметра наибольшей по размерам особи лишайника; это наиболее просто, но значительная вариабельность размеров снижает достоверность;

- 5LL-метод – измерение пяти самых крупных особей, что позволяет снизить чувствительность к случайным факторам и, значит, вариабельность;
- FALL-метод (Fixed-Area Largest Lichen) – измеряется самая крупная особь на фиксированной площади; метод применяется для датирования обвальных, осыпных и других образований, по площади которых аккумуляция происходила неравномерно (в отличие, например, от моренного вала, который весь сформировался одновременно);
- SF-метод (Size Frequency) – измерение всех лишайников, построение кривых распределения размеров и определение по ним статистических параметров: моды, медианы, квантилей разного уровня (75%, 90% и т. д.);
- LC-метод (Lichen Cover) – определение доли поверхности, покрытой лишайниками данного вида.

Пример практического применения лихенометрического метода дает исследование (Winchester, Chaujar, 2002). В последние 50 лет на крупную автомобильную трассу на севере Уэльса с примыкающих крутых склонов периодически сходили грязекаменные потоки, создавая большую угрозу транспортной безопасности. Для выяснения временной структуры этих процессов было применено датирование по размеру *R. geographicum*. Для построения кривой роста использовались измерения лишайников на надгробных каменных сооружениях при двух местных церковных дворах. Для контроля измерения проводились по одним и тем же лишайникам с четырехлетним перерывом, и обе серии измерений дали одинаковый результат: средняя скорость роста 1,47 мм/год, задержка колонизации (разница времени между появлением каменной поверхности и поселением на ней лишайников), установленная по пересечению кривой роста с осью абсцисс графика, оказалась равной 18 лет (рис. 25). Результаты датирования селевых накоплений показали, что проявления селей происходили последние, как минимум, 110 лет с максимально высокой активностью в период 1894–1902 гг., причем ни одного селевого события древнее 1891 г. продатировано не было. Авторы полагают, что, наиболее вероятно, резкий рост селевых процессов на рубеже веков затушеввал следы более слабых проявлений процессов в несколько предыдущих столетий. Сопос-

тавление с метеонаблюдениями показало, что сели возникали под воздействием экстремальных конвективных ливней, антропогенный вклад в вариации их активности минимален.



**Рис. 25.** Кривые роста, построенные по самым крупным экземплярам *Rhizocarpon geographicum subsp. prosectans*, измеренным в мае 1996 (1) и августе 2000 гг. (2) в Северном Уэльсе (Winchester, Chaujar, 2002)

## Глава 5

### МЕТОДЫ КОРРЕЛЯЦИИ

Общий принцип методов этой группы – установление возрастной эквивалентности (одновозрастности) путем сопоставления параметров изучаемого разреза с некоторым эталоном, возраст которого известен.

#### 5.1. Методы глобальной корреляции

*Изотопно-кислородная хроностратиграфия* стала в последние годы универсальным инструментом глобальных и межрегиональных корреляций. Физические основы метода подробно рассмотрены в пособии (Палеогеографические..., 2012). Здесь мы остановимся только на использовании его для абсолютного датирования. Первооткрыватель метода Ч. Эмилиани исследовал изотопно-кислородные отношения в планктонных фораминиферах из буровых кернов со дна Карибского моря (Emiliani, 1955). Он впервые ввел понятие «морская изотопная стадия» (МИС) и принцип нумерации стадий: теплые – нечетные (голоцен – МИС 1), холодные – четные (поздневалдайское похолодание – МИС 2). После вовлечения данных по изотопии льдов стало применяться также более общее название «изотопно-кислородная стадия» (ИКС). Внутри МИС (=ИКС) имеется более дробная ритмика, по которой стадии разделяются на подстадии. Главные экстремальные точки изотопной кривой называют изотопными событиями. Подстадии обозначают буквами, события – цифрами (нечетные – потепления, четные – похолодания), дополняющими номер стадии. Например, оптимум микулинского межледникового (в Европе – Эем) отвечает изотопной подстадии 5e, а «теплый» изотопный пик внутри этой подстадии – изотопное событие 5.5.

Эмилиани полагал, что изменения  $\delta^{18}\text{O}$  морской воды полностью определяются изменениями её температуры. Это был бы идеальный палеотермометр, но тогда использование этих данных для

удаленных корреляций было бы затруднительно, т. к. температура океана может испытывать местные изменения. Однако вскоре было установлено, что изменения  $\delta^{18}\text{O}$  большей частью контролируются объемом льда на суше (Shackleton, 1967), что усложняет палеотемпературную интерпретацию кислородной изотопии, но делает ее действительно глобальным средством корреляции.

Используемые сейчас изотопно-кислородные шкалы основываются на материалах, полученных в ходе проектов глубоководного морского бурения. Первым был проект DSDP (Deep Sea Drilling Project), финансируемый Национальным научным фондом США. Проект осуществлялся в 1968–1983 годах, для него было построено специализированное судно Гломар Челленджер. Помимо главного результата – подтверждения молодости океанов и наличия процесса раздвижения его дна (спрединга) – было получено много данных о строении осадочного чехла на дне океанов. Десятки буровых колонок были проанализированы на  $\delta^{18}\text{O}$  (в основном по планктонным фораминиферам), отобраны наиболее удачные и из них скомбинирована составная кривая. Изначально кривая была датирована уран-ториевым методом. Для увеличения точности датирования был организован проект SPECMAP (Spectral Mapping Project). Идея состояла в уточнении радиометрического датирования глубоководных колонок путем *орбитального, или астрономического, тюнинга* – подстройки  $\delta^{18}\text{O}$  кривой под изменения параметров земной орбиты в соответствии с астрономической теорией климата М. Миланковича (Imbrie et al., 1984). Настройка заключается в выделении в рядах  $\delta^{18}\text{O}$  колебаний с периодами, равными периодам колебаний астрономических параметров. Если соответствующий сигнал удастся выделить, характерные точки отфильтрованных колебаний  $\delta^{18}\text{O}$  совмещают с аналогичными точками расчетных кривых соответствующего астрономического параметра. Сигнал от разных астрономических параметров лучше или хуже проявляется в разных колонках. Соответственно, для тюнинга используют самые четкие сигналы. Для построения хронологии SPECMAP тюнинг производили по колебаниям двух параметров – наклона земной оси и эксцентриситета орбиты. Была получена шкала, охватывающая период времени до 780 тыс. л. н. (рис. 26). Ниже 660 тыс. л. н. (граница изотопных стадий 16 и 17) шкала впоследствии претерпела существенную корректировку, но

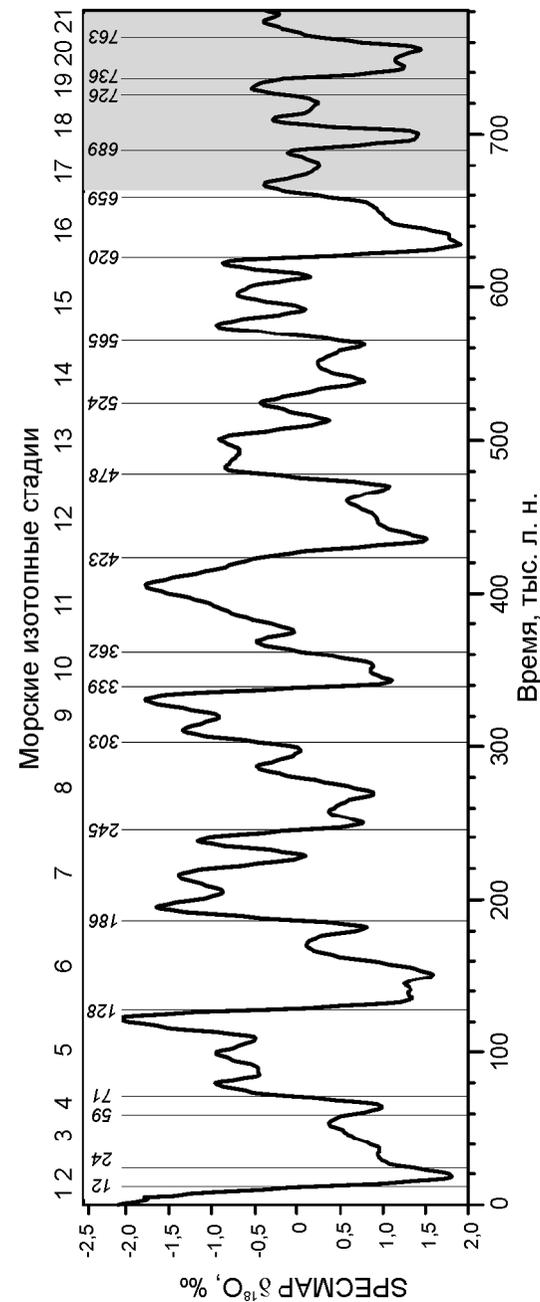


Рис. 26. Морская изотопно-кислородная шкала SPECMAP (по: Imbrie et al., 1984). Серым фоном показана часть шкалы древнее 660 тыс. л. н., которая позднее была значительно скорректирована

в пределах стадий 1–16 она с небольшими (в пределах 2–3 тыс. лет) изменениями применяется и сейчас.

После окончания миссии Гломар Челленджера в 1985 г. была запущена новая, теперь уже международная программа глубоководного бурения ODP (Ocean Drilling Program; в 2004 г. трансформировалась в IODP – Integrated Ocean Drilling Program). В течение 110 экспедиций было получено около 2000 колонок отложений из разных районов Мирового океана. Один из результатов – коррекция шкалы SPECMAP. До конца 1980-х годов почти все астрономически скорректированные данные о возрасте рубежа палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма (Б-М) находились в согласии с ранее полученными для этой границы К-Аг датировками ~730 тыс. л. н. Однако в 1990 г. Н. Шэклтон с соавторами предложили по скважине ODP 677 (тропики Тихого океана) новую орбитально настроенную шкалу для последних 2,6 млн лет, которая ниже МИС 16 (~620 тыс. л. н.) существенно отличалась от предыдущих (Shakleton et al., 1990). Согласно новой шкале, шесть последних главных смен полярности магнитного поля на 5–7% древнее, чем их К-Аг радиометрические даты, в том числе граница Брюнес-Матуяма отнесена к 780 тыс. л. н. В ближайшие годы эта датировка была подтверждена  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датированием лав на Гавайях и в Новой Зеландии (Baksi et al., 1992; Spell, McDougall, 1992). Было высказано предположение, что в шкале SPECMAP ниже 600 тыс. л. часть астрономических циклов потеряна, что и явилось причиной омоложения границы Б-М.

Еще одна важная для коррекции шкалы SPECMAP колонка была получена в ходе экспедиции MD65-SEYMAMA французского судна Марион Дюфресне (колонка MD900963 на 5°с. ш. к востоку от Мальдивских островов). Комбинация ее данных с данными по ODP 677 позволила (Bassinot et al., 1994) создать уточненную изотопно-кислородную шкалу (рис. 27, табл. 4). В скважине MD900963 верхняя часть  $\delta^{18}\text{O}$  кривой хорошо соответствует составной кривой SPECMAP, и вплоть до МИС 16 предложенная хронология аналогична SPECMAP. Ниже датировки стадий в новой шкале заметно удревнены, а стадии 17–21 скорректированы в сторону более подробного внутреннего деления (см. рис. 27). В частности, граница Б-М, ранее относившаяся к изотопному событию 19.1, в новой шкале отнесена к событию 19.3, которое датировано 782 тыс. л. н. (в настоящее время чаще возраст границы Б-М принимается за 781 тыс. л. н.).

Еще более детальные ряды  $\delta^{18}\text{O}$  получены в результате бурения покровных ледников (основные проекты перечислены в разделе 1.4). Из этих данных можно вычислить палеотемпературу воздуха полярных регионов и разрешающая способность их значительно выше, чем в кернах морских осадков вследствие больших скоростей накопления льда. Например, данные по скважине NGRIP, охватывающие последние 123 тыс. лет, приводятся с дискретностью всего 50 лет (рис. 28).

**Рис. 27.** Морская изотопно-кислородная шкала, уточненная по данным низкоширотных скважин MD900963 и ODP 677 (Bassinot et al., 1994). Цифры – номера изотопных событий (жирным шрифтом и подчеркиванием выделены изменения по сравнению со шкалой SPECMAP)

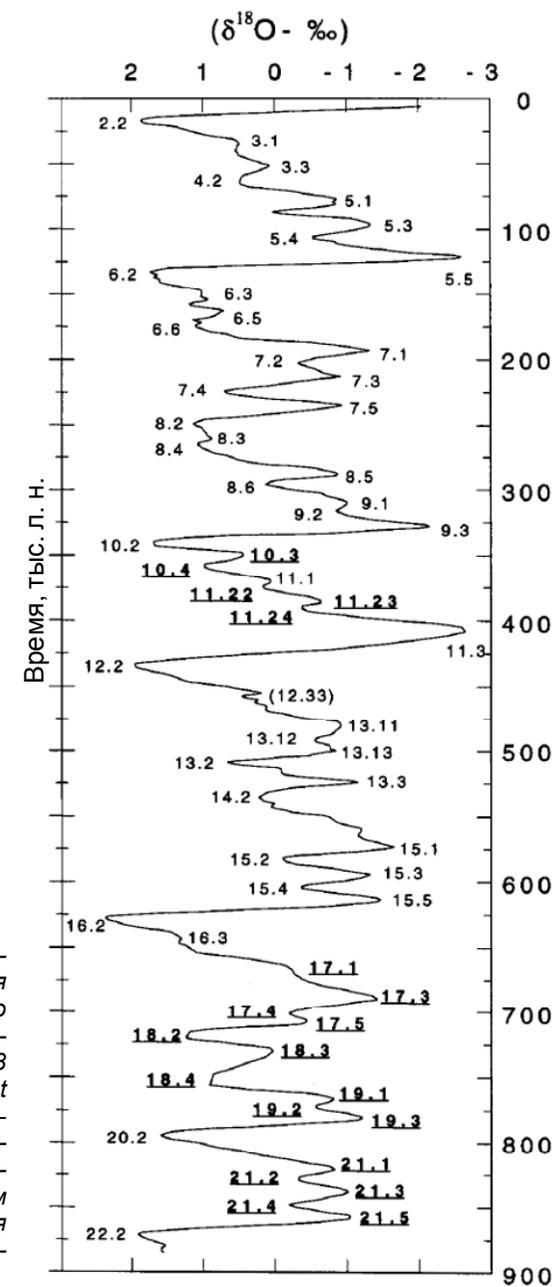


Таблица 4

Возраст изотопных событий согласно астрономическому тюнингу  $\delta^{18}\text{O}$  рядов: А – шкала SPECMAP (Imbrie et al., 1984); Б – уточненная шкала по стеку из низкоширотных океанических скважин ODP 677+ MD900963 (Bassinot et al., 1994)

ИС	Возраст, тыс. л. н.		ИС	Возраст, тыс. л. н.		ИС	Возраст, тыс. л. н.	
	А	Б		А	Б		А	Б
<b>2.0</b>	<b>12</b>	<b>11</b>	8.6	299	295	15.3	596	594
2.2	19	17	<b>9.0</b>	<b>303</b>	<b>301</b>	15.4	607	604
<b>3.0</b>	<b>24</b>	<b>24</b>	9.1	310	309	15.5	617	615
3.1	28	30	9.2	320	315	<b>16.0</b>	<b>620</b>	<b>621</b>
3.3	53	52	9.3	331	328	16.2	628	628
<b>4.0</b>	<b>59</b>	<b>57</b>	<b>10.0</b>	<b>339</b>	<b>334</b>	16.3	641	642
4.2	65	62	10.2	341	340	<b>17.0</b>	<b>659</b>	<b>659</b>
<b>5.0</b>	<b>71</b>	<b>71</b>	10.3		349	17.1	668	666
5.1	80	79	10.4		357	17.2	679	**
5.2	87	86	<b>11.0</b>	<b>362</b>	<b>364</b>	17.3	689	688
5.3	99	97	11.1	368	369	17.4		699
5.4	107	106	11.22	375	375	17.5		708
5.5	122	122	11.23		384	<b>18.0</b>	<b>689</b>	<b>712</b>
<b>6.0</b>	<b>128</b>	<b>127</b>	11.24		390	18.2		718
6.2	135	133	11.3	405	406	18.3	711	729
6.3	146	**	<b>12.0</b>	<b>423</b>	<b>427</b>	18.4	721	754
6.4	151	**	12.2	434	434	<b>19.0</b>	<b>726</b>	<b>760</b>
6.5	171	**	12.3		458	19.1	731	765
6.6	183	**	12.4	471	468	19.2		772
<b>7.0</b>	<b>186</b>	<b>186</b>	<b>13.0</b>	<b>478</b>	<b>474</b>	19.3		782
7.1	194	194	13.11	481	481	<b>20.0</b>	<b>736</b>	<b>787</b>
7.2	205	202	13.12	491	491	20.2	743	793
7.3	216	213	13.13	502	500	<b>21.0</b>	<b>763</b>	
7.4	228	225	13.2	513	510	21.1	774	820
7.5	238	236	13.3		524	21.2		828
<b>8.0</b>	<b>245</b>	<b>242</b>	<b>14.0</b>	<b>524</b>	<b>528</b>	21.3	784	838
8.2	249	248	14.2	538	536	21.4		847
8.3	257	258	<b>15.0</b>	<b>565</b>	<b>568</b>	21.5		858
8.4	269	266	15.1	574	573	<b>22.0</b>	<b>790</b>	<b>865</b>
8.5	287	287	15.2	585	582	22.2		871

Примечания

1. ИС – изотопное событие.

2. Жирным выделены границы МИС (ИС 2.0 – граница МИС 1 – МИС 2, ИС 3.0 – граница МИС 2 – МИС 3 и т. п.); на рис. 27 они не показаны.

3. Звездочками показаны интервалы, где возраст не определен вследствие нарушения целостности ядра. Пропуски – возраст не определен ввиду несоответствия двух шкал или по другим причинам.

Кривые  $\delta^{18}\text{O}$  используются как хронологический эталон. Если имеется любая запись температурного сигнала с характерными, узнаваемыми колебаниями, и известно, к какому примерно отрезку времени она относится, то можно попытаться совместить эту запись с соответствующим отрезком  $\delta^{18}\text{O}$  кривой и использовать абсолютную хронологию этой кривой. В качестве примера приведем опыт датирования озерных отложений, вскрытых скважиной ручного бурения в Бутовском верховом болоте на правом междуречье р. Протвы (Borisova, 2005; Шеремецкая и др., 2011) (рис. 28). На глубине 6,2–7,9 м скважина вскрыла слой торфа, который по палинологическим данным отнесен к микулинскому межледниковью: снизу вверх в торфе последовательно сменяются характерные палинозоны М1 ... М7, выделенные В. П. Гричуком (1961) и применяемые в качестве диагностических признаков микулина. Поскольку микулинское (эмское) межледниковье отвечает МИС 5e, накопление торфа относится приблизительно к периоду 120–127(128) тыс. л. н. (см. рис. 26–28, табл. 4). Вверх микулинский торф сменяется 4,5-метровой толщиной озерных суглинков и алевролитов, которые перекрываются почти двухметровой толщиной голоценовых торфов (датированы по  $^{14}\text{C}$ ).

Изначально предполагалось, что озерные суглинки медленно накапливались в течение всего отрезка времени между окончанием микулина и началом голоцена, т. е. в течение более 100 тыс. лет. Однако сравнение изменений содержания пыльцы деревьев и кустарников (ПДиК) с изотопно-кислородной кривой скважины NGRIP (рис. 28) позволило идентифицировать на кривой ПДиК интерстадиальные события Дансгора–Эшгера (Dansgaard–Oeschger events, D-O events), выраженные четкими подъемами изотопной кривой. Пики содержаний ПДиК соответствуют событиям DO 25, DO 24 и DO 23 (верхневожжский интерстадиал, брёруп, МИС 5c) (рис. 29). В результате сопоставления с изотопно-кислородной кривой накопление озерных суглинков было датировано периодом 100–120 тыс. л. н. Это поставило вопрос о причинах отсутствия осадконакопления в течение большей части валдайской эпохи (после 100 тыс. л. н.) и механизмах геоморфологического развития междуречий в последледниковое время (Шеремецкая и др., 2011).

В последнее десятилетие корреляция с морскими и ледяными ИК шкалами выполнена для микрослоистости пленки пустынного

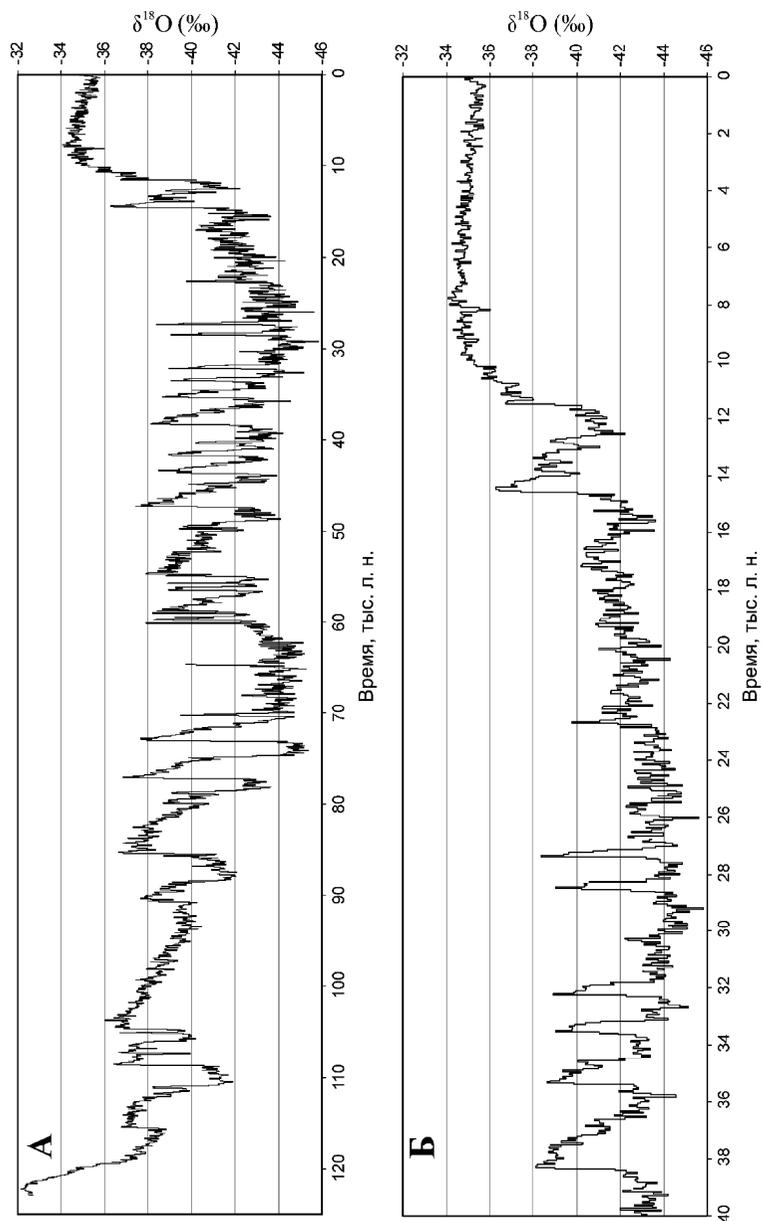


Рис. 28. Изотопно-кислородная кривая по ледяному ядру скважины NGRIP, север Гренландии (North Greenland Ice Core Project members, 2004): А – последние 123 тыс. лет, Б – последние 40 тыс. лет

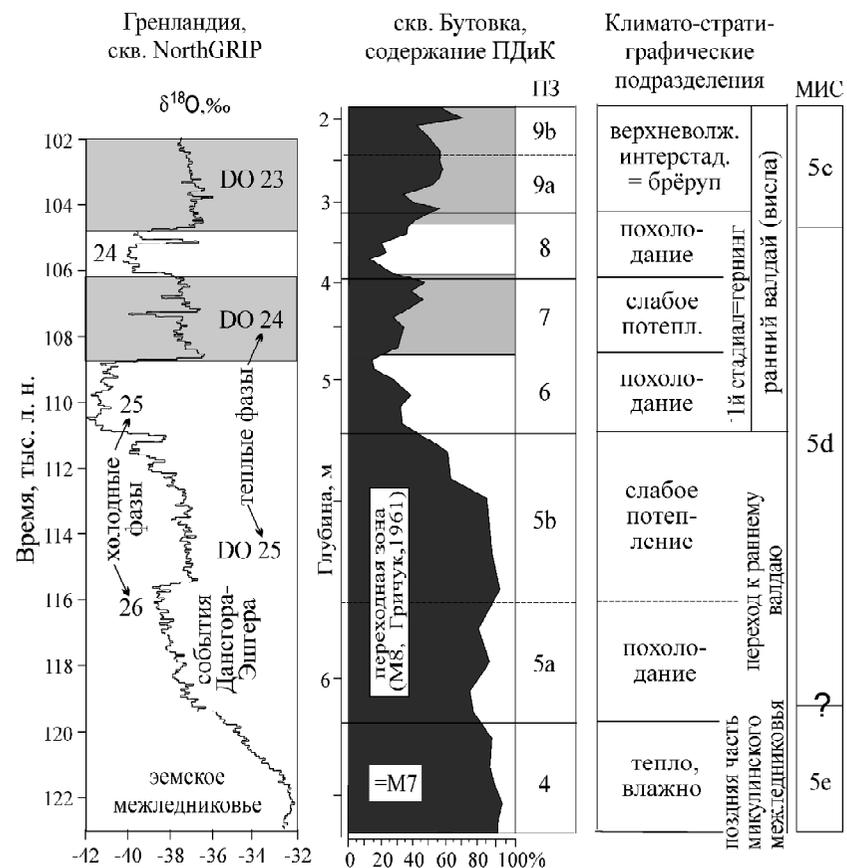
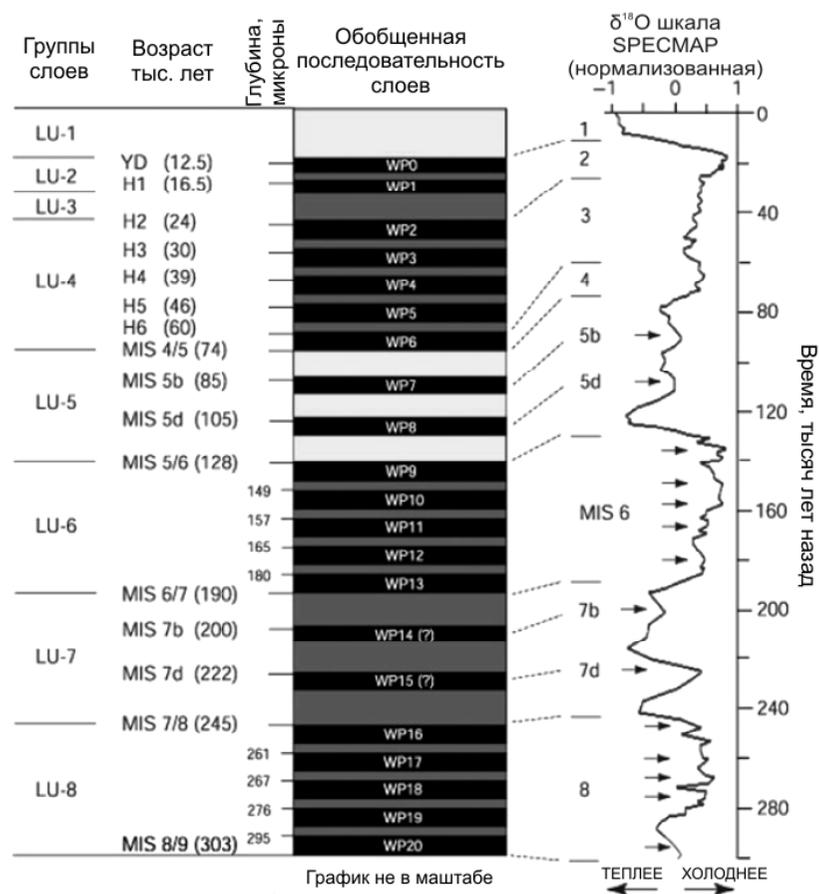


Рис. 29. Датирование древнеозерных отложений в Бутовском верховом болоте, север Калужской области (Шеремецкая и др., 2011). Производится корреляция палеотемпературного сигнала, выделенного из палинологической записи, с вариациями изотопно-кислородной кривой. ПДК – пыльца деревьев и кустарников, ПЗ – пыльцевые зоны, МИС – морские изотопные стадии. Глубина на графике дана с переменным масштабом

загара (ППЗ) в аридных районах запада США (Liu, Broecker, 2007, 2008). Микрослоистость ППЗ представляет запись климатических изменений: черные слои (богатые Mn и бедные Si и Al) фиксируют влажные периоды, оранжевые и желтые (бедные Mn, богатые Si и Al) – периоды сухие. В пределах последних 50–60 тыс. лет дати-

рование отдельных микрослоев по  $^{14}\text{C}$  (AMS) показало, что темные микрослои коррелируют с периодами похолодания на изотопно-кислородных кривых. Это дало основание провести подобную корреляцию для всего позднего плейстоцена (рис. 30). Теперь аб-



**Рис. 30.** Принципиальная схема корреляции микрослоистости пленки пустынного загара на западе США с морской изотопно-кислородной шкалой (по: Liu, Broecker, 2008). LU – Layering Unit (группа слоев), YD – поздний дриас, H1 ... H6 – события Хайнриха (крупные выбросы айсбергов в Северную Атлантику), MIS – морские изотопно-кислородные стадии, WP – Wet Period (влажный период). Черные слои в колонке в натуре соответствуют темным микрослоям, темно-серые – оранжевым, светло-серые – желтым

солютное датирование геоморфологических поверхностей по ППЗ может проводиться в данном регионе путем изучения ее микрослоистости в прозрачных шлифах, что может дать импульс к массовому использованию пленки ПЗ как геохронометра.

**Палеомагнитное датирование** основано на распознавании в отложениях смен полярности магнитного поля – границ палеомагнитных эпох, геомагнитных инверсий (длительностью 4–10 тыс. лет), магнитных экскурсов (<4 тыс. лет). При всех методических сложностях и неоднозначностях в определении палеомагнитных событий, особенно относительно коротких (см. Палеогеографические ..., 2012, глава 4), палеомагнитный метод, совместно с изотопными методами, успешно применяется для стратиграфического расчленения непрерывных осадочных записей (прежде всего, глубоководных морских и озерных колонок). Однако в отличие от изотопных методов, которые могут применяться только к длительно и непрерывно накапливающимся осадкам, палеомагнитный метод часто применяется и к отложениям с прерывистым характером накопления – аллювиальным, склоновым. В таких случаях отсутствие в разрезе магнитных экскурсов не несет никакой информации, т. к. может быть связано с неполнотой геологической летописи. Если экскурс обнаруживается, встает вопрос его идентификации («опознания»). Она возможна только если возраст слоя приблизительно известен. Тогда в качестве вариантов рассматриваются ближайшие по времени экскурсы – их параметры сопоставляются с параметрами обнаруженного в разрезе и из этого заключается, какой из экскурсов обнаружен. В качестве примера в разделе 5.2 будет рассмотрен разрез стоянки начала раннего палеолита Костенки-12 на верхнем Дону.

## 5.2. Методы региональной корреляции

**Тефрохронология** основана на использовании для стратиграфического расчленения слоев вулканического пепла (тефры) с известным возрастом. Пепел датируется непосредственно радиометрическими методами либо с помощью брекетинга по подстилающим и перекрывающим отложениям. Далее, если в отложениях находят слои тефры и удается его идентифицировать с каким-либо известным извержением, данный слой становится стратиграфическим

ким и геохронологическим маркером. Тефрохронология активно используется для изучения стратиграфии голоценовых отложений на Камчатке (Vraitseva et al., 1997), в частности, для датирования палеоцунами по слоям пепла, подстилающим и перекрывающим цунамигенные отложения (Пинегина и др., 1997, 2000; Пинегина, 2009) (рис. 31). Применение тефрохронологии не ограничивается областями активного вулканизма. Пепел от особенно мощных извержений может образовывать литологически различимые образования за тысячи километров от источника. Следующий пример иллюстрирует применение тефрохронологического метода в заведомо невулканическом районе – в Воронежской области.

Считается, что человек современного типа (кроманьонец) пришел из Африки в Центральную и Западную Европу около 40–42 тыс. л. н., чуть раньше – в Южную Европу. Его распространение фиксируется памятниками начала верхнего палеолита (ориньякская культура). Целый ряд таких памятников уже более столетия исследуется в Костенковско-Борщевском археологическом районе на верхнем Дону. Применение комплекса методов абсолютного датирования показало, что самые нижние культурные слои могут быть древнее любых ориньякских памятников, известных в Европе. Однако проблема возникла в том, что датировки разными методами немного не совпадают: калиброванные  $^{14}\text{C}$  даты оказываются на несколько тысяч лет моложе, чем ОСЛ-даты из тех же слоев (рис. 32). Уточнить хронологию помогает повсеместно встречающийся слой вулканического пепла мощностью от нескольких до 10–15 см. По химическому и петрографическому составу и приблизительному возрасту это пепел С1 (Campanian Ignimbrite) с Флегрейских полей в районе Неаполя – от самого мощного извержения в Средиземноморье за последние 200 тыс. лет, датированного временем между 38–40 тыс. л. н. (Anikovitch et al., 2007). Не так давно К-Аг-методом он датирован 39,3 тыс. л. н. (Fedele et al., 2002). Ниже пепла в разрезе обнаружен палеомагнитный экскурс Лашамп (Laschamp), датированный  $40,4 \pm 2,0$  тыс. лет (Guillou et al., 2004.). Пепел С1 и экскурс Лашамп находятся выше двух нижних культурных слоев, содержащих ориньякскую индустрию (см. рис. 32). В совокупности с другими данными, датировка вулканического пепла привела исследователей памятника к выводу, что человек современного типа появился в Костенках в период 42–45 тыс. л. н., раньше, чем

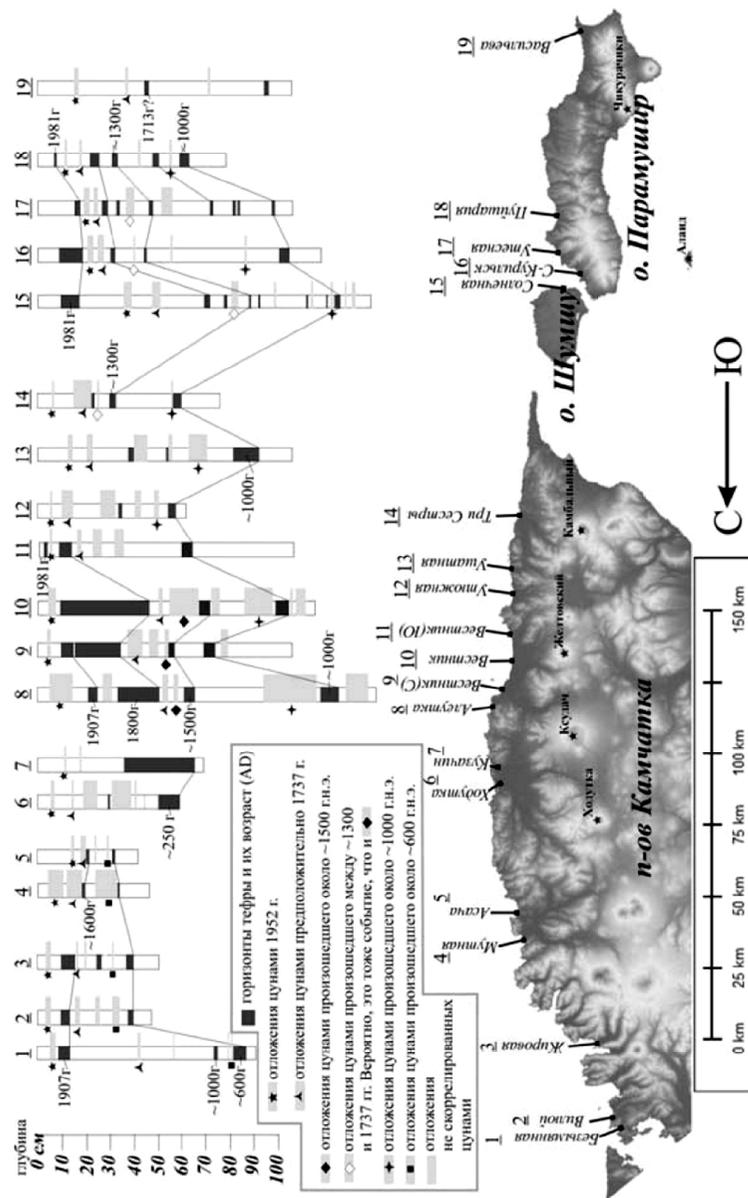
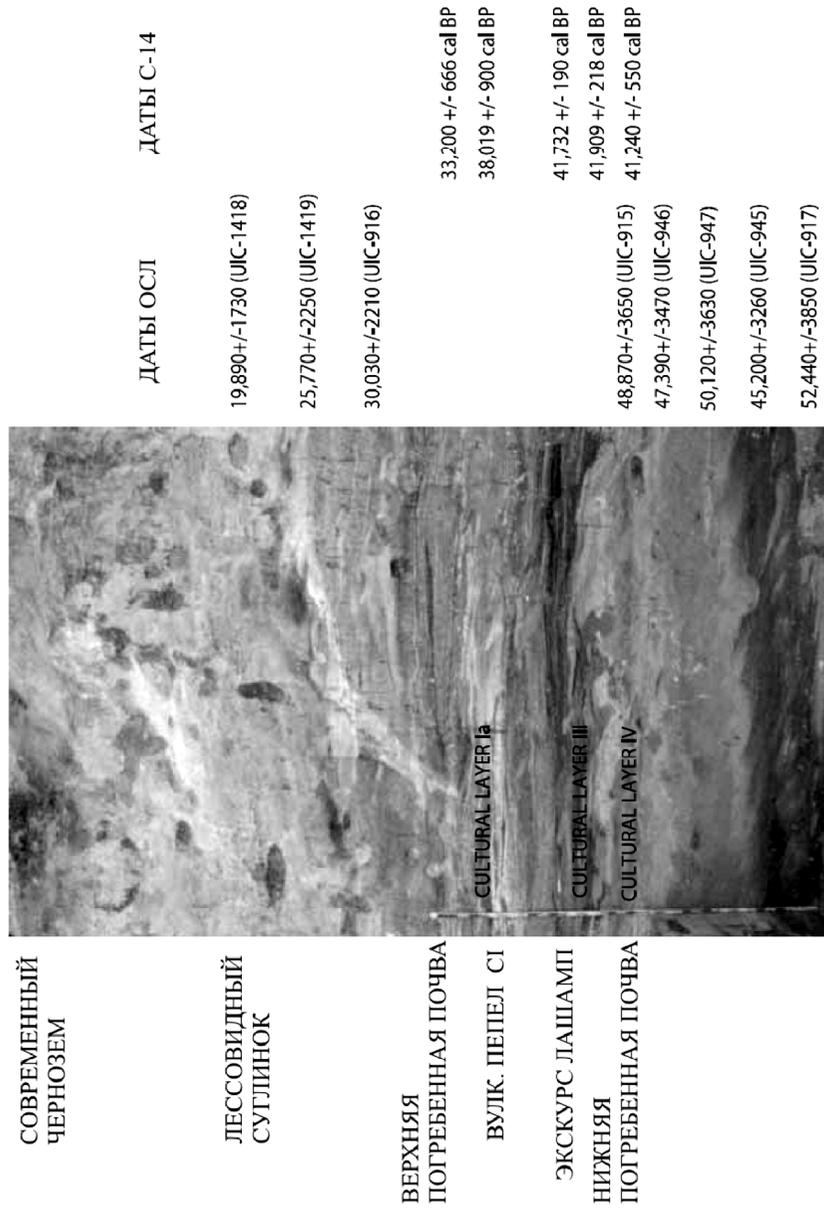


Рис. 31. Корреляция отложений и датирование катастрофических цунами на юго-восточном побережье Камчатки и Северных Курилах за последние 1000–1500 лет тефрохронологическим методом (Пинегина, 2009)



где бы то ни было в Северной Евразии. Такое сопоставление с Южной Европой подтверждается тефрохронологическими данными: на целом ряде памятников в Италии пепел С1 четко разделяет последние среднепалеолитические и самые ранние верхнепалеолитические культурные слои (Fedele et al., 2002), в то время как в Костенках верхнепалеолитическая ориньякская индустрия появляется значительно глубже слоя пепла.

В последние годы тефрохронологический метод развивался в направлении идентификации в разрезах ультратонких пепловых частиц сверхдальнего переноса, так называемых «супротепфрас» (<0,1 мм), которые незаметны в разрезах невооруженным глазом. Пепловые частицы извлекаются путем рассева и гидравлическими (флотационными) методами из торфяных залежей, озерных илов и иных типов отложений. Высокоточный химический анализ позволяет связать пепловые частицы с известными извержениями, четко зафиксированными геологической летописью в других районах, особенно ближе к источникам поступления пеплов, где они визуальнo присутствуют в разрезах в виде прослоев. Например, в голоценовых отложениях Северной Америки удается различить следы до 12 пепловых выбросов на удалении до 5–7 тыс. км от источников, которые располагались в Каскадных горах и на Аляске (Руне-О’Donnell et al., 2012). Широкое распространение и дальний разнос криптотефры открывают возможности для корреляции отложений в континентальном масштабе, а также для выявления прошлых извержений, следы которых вблизи от вулканических очагов по каким-то причинам не сохранились.

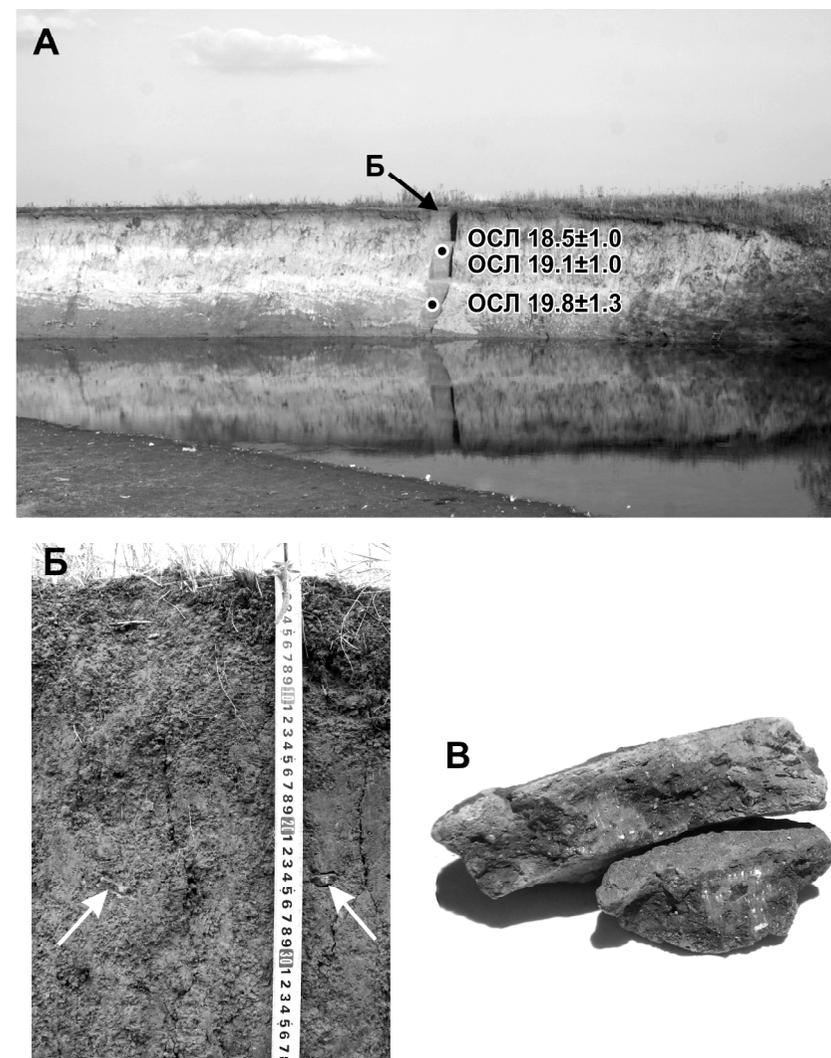
В качестве регионального стратиграфического маркера используются также *палеопочвы*. Например, для центральных областей Восточно-Европейской равнины многолетними исследованиями сотрудников Института географии РАН под руководством А. А. Величко разработана стратиграфическая схема плейстоценового лессово-почвенного комплекса, отдельные элементы которой – салынская почва (оптимум микулинского межледниковья, 120–138 тыс. л. н.), брянская почва (средневалдайский ин-

**Рис. 32.** Разрез стоянки Костенки-12 (начало позднего палеолита) на верхнем Дону: стратиграфия и абсолютные даты (Anikovich et al., 2007)

терстадиал, 24–32 тыс. л. н.) и др. – могут идентифицироваться в разрезах и служить приближенному определению возраста геологических толщ, а также ландшафтно-климатических условий их формирования (Морозова, 1981; Лессово-почвенная формация ..., 1997; Палеоклиматы и палеоландшафты ..., 2009).

Похожим образом могут использоваться и находки предметов материальной культуры человека. Определение культурной и возрастной принадлежности артефактов и фиксация их стратиграфического положения – основная задача изучения археологических памятников. Однако *археологическое датирование* иногда помогает и для решения чисто геоморфологических и палеогеографических задач. Например, при изучении позднеплейстоценовых террас в среднем течении р. Сейм была обнаружена терраса относительной высотой 6 м (рис. 33А), датирование аллювия которой ОСЛ-методом показало впоследствии, что она сформировалась сразу после температурного минимума последнего криохрона (даты на глубине 200 см:  $19,1 \pm 1,0$  и  $18,5 \pm 1,0$  тыс. лет, на глубине 440 см:  $19,9 \pm 1,3$  тыс. лет) (Панин и др., 2011). К началу голоцена терраса была уже заведомо сформирована как геоморфологический уровень, а в настоящее время она не затопливается (уровень подъема вод весеннего половодья достигает 4–4,5 м). Однако не исключается, что она затопливалась в отдельные эпохи голоцена: на такое предположение наталкивает растянутость гумусово-аккумулятивного горизонта черноземовидной почвы, развитой на поверхности террасы.

Пойменная фация в кровле аллювия террасы представлена интенсивно гумусированным тяжелым суглинком без каких-либо следов аллювиальной слоистости. Однако если наилок от потенциальных паводков поступал на поверхность террасы в небольшом количестве, он должен был сразу вовлекаться в почвообразование, не оставляя никаких седиментологических следов. Датирование разреза по гумусу методом  $^{14}\text{C}$  могло привести к трудно интерпретируемому результату: почвенный гумус находится в постоянном кругообороте, голоценовые даты по гумусу могли бы не означать голоценовый возраст осадка. Задачу помогла решить случайная находка: в верхней части разреза на глубинах 11 и 24 см были обнаружены мелкие обломки керамики (рис. 33Б). По составу керамического теста (рис. 33В) директором Курского археологическо-



**Рис. 33.** Археологическое датирование аллювия 6-метровой террасы р. Сейм. А – общий вид террасы и ОСЛ-датировки ее аллювия. Б – верхняя часть аллювия с включениями керамики. В – обломки керамики с глубины 24 см. Стрелки показывают положение обломков керамики

го музея, к. и. н. Г. Ю. Стародубцевым находки были отнесены к юхновской или скифоидной археологической культуре, что позволяет датировать их ранним железным веком (середина – вторая половина первого тысячелетия до н. э.). Это означает, что около 2,5 тыс. л. н., на рубеже суббореального и субатлантического периодов голоцена, имела место эпоха высоких паводков, когда незатапливаемая ныне терраса периодически затапливалась, речные паводки поднимались не менее чем на 1,5–2 м выше современных максимальных паводков.

### ВОПРОСЫ ДЛЯ ПРОВЕРКИ

1. Чем различаются точность и достоверность датировок?
2. Какие существуют природные счетчики абсолютного возраста? Перечислите их основные группы и охарактеризуйте принцип их действия.
3. Стратегии датирования: непосредственное датирование события, определение верхней и нижней границ (брекетинг).
4. Литологические основы, принцип действия и источники ошибок варвометрии.
5. Опишите условия, при которых возможно продатировать геологический слой или форму рельефа дендрохронологическим методом, ваши действия в поле и в лаборатории, укажите источники возможных ошибок.
6. Что такое радиоуглеродная дата, как она приводится к астрономическому возрасту и каковы правила ее представления? Изотопное фракционирование и его учет при датировании.
7. Источники недостоверности радиоуглеродных дат (изотопное загрязнение, изотопное фракционирование, переотложение и т. д.). Как проконтролировать достоверность радиоуглеродной даты?
8. Модификации радиоуглеродного метода, позволяющие сузить интервал неопределенности: метод согласования вариаций, датирование по бомбовому радиоуглероду. Методы измерения распада и ускорительная масс-спектрометрия.
9. Датирование по рядам урана, источники его ошибок.

10. Калий-аргоновая группа методов, источники их ошибок.
11. Принципы и потенциальные объекты для датирования по космогенным радионуклидам.
12. Люминесцентные методы: принцип действия, разновидности, зависимость достоверности даты от фациальной принадлежности осадка и условий залегания.
13. Электронно-парамагнитный резонанс: принцип действия, датируемые объекты.
14. Метод треков: принцип, объекты, ограничения.
15. Каковы принципы определения относительного возраста и его приведения к абсолютному (в каких случаях это возможно)?
16. Тефрохронология.
17. Использование степени выветривания пород для определения возраста геоморфологических событий.
18. Корка пустынного загара, ее использование для датирования поверхностей.
19. Датирование по диагенезу органического вещества.
20. Лихенометрический метод, его основания, область применения и ограничения.
21. Перечислите основные проекты глубоководного морского и ледового бурения и кратко охарактеризуйте их вклад в решение проблем геохронологии. Как производится датирование колонок и в чем заключается астрономический тюнинг.
22. Подберите потенциальные методы определения абсолютного возраста пойменно-террасового комплекса речной долины. Укажите, в каких условиях какой метод предпочтительнее.
23. Подберите потенциальные методы определения абсолютного возраста морских карбонатов (коралловые рифы, колонки донных отложений), укажите их преимущества и недостатки.
24. Подберите потенциальные методы определения абсолютного возраста аллювиально-пролювиального конуса у подножья горного хребта. Укажите, в каких условиях какой метод предпочтительнее.
25. Подберите потенциальные методы определения абсолютного возраста землетрясения, оставившего хорошо сохранившийся сейсмоуступ. Опишите процедуру применения каждого метода, их преимущества и недостатки.

---

---

## ЛИТЕРАТУРА

### Основная

- Вагнер Г. А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. М.: Техносфера, 2006. 575 с.
- Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий / Под ред. П. А. Каплина. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. 356 с.
- Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Под ред. П. А. Каплина, Т. А. Яниной. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
- Палеогеографические методы исследований. Реконструкция палеогеографических событий и этапов / Под ред. И. А. Каревской, А. В. Панина. М.: Географический факультет МГУ, 2012. 200 с.
- Quaternary Geochronology: Methods and Applications / Noller J. S., Sowers J. M., Lettis W. R. (eds). AGU Reference Shelf 4. 2000. 582 p.
- Walker M. Quaternary Dating Methods. Wiley, 2005. 286 p.

### Дополнительная

- Арсланов Х. А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1987. 300 с.
- Большаков В. А. Использование методов магнетизма горных пород при изучении новейших отложений. М.: ГЕОС, 1996. 192 с.
- Ваганов Е. А., Шиятов С. Г., Мазена В. С. Дендроклиматические исследования в Урало-Сибирской Субарктике. Новосибирск: Наука, 1996. 246 с.
- Галанин А. А. Лихенометрия: современное состояние и направления развития метода (аналитический обзор). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 74 с.
- Кренке Н. А., Сулержницкий Л. Д. Археология и реальная точность радиоуглеродного метода // Геохронология четвертичного периода / Под ред. О. А. Чичаговой, Я.-М. К. Пуннинга, Н. В. Кинд. М.: Наука, 1992. С. 169–174.
- Кузнецов В. Ю. Радиохронология четвертичных отложений. СПб: Комильфо, 2008. 312 с.
- Титаева Н. А. Ядерная геохимия. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 356 с.
- Панин А. В. Хроноструктура эрозии в центре Восточно-Европейской равнины за последние 5000 лет // Доклады Академии наук, 2008. Том 423, №2. С. 251–256.

- Панин А. В. Первые данные о позднеголоценовой сейсмике юго-западного замыкания Байкальской рифтовой зоны // Доклады Академии наук, 2011. Том 438, № 1. С. 76–81.
- Петрова Г. Н., Шаронова З. В., Линькова Т. И., Пилипенко О. В., Фейн А. Г. Привязка керна к шкале времени по кривой палеонапряженности // Физика Земли. 2002. № 3. С. 55–64.
- Трековый метод в геологии и географии. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1987.
- Чичагова О. А. Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.
- Aitken M.J. Thermoluminescence Dating. London: Academic Press, 1985. 359 p.
- Aitken M.J. An Introduction to Optical Dating Oxford: Oxford University Press, 1998. 267 p.
- Appleby P. G. Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review // The Holocene. 2008. 18. P. 83–93.
- Bassinot F. C., Labeyrie L. D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N. J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. 1994. 126(1–3). P. 91–108.
- Braitseva O. A., Ponomareva V. V., Sulerzhitsky L. D., Melekestsev I. V., Bailey J. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. 47. P. 125–149.
- Buylaert J.-P., Jain M., Murray A. S., Thomsen K. J., Thiel C., Sohbatl R. A robust feldspar luminescence dating method for Middle and Late Pleistocene sediments // Boreas. 2012. 41. P. 435–451.
- Butler R. F. Geochronologic Applications // Butler R. F. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. University of Arizona. Electronic Edition, May 1998. Chapter 9. P. <http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/>
- Cockburn H. A. P., Summerfield M. A. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis // Progress in Physical Geography. 2004. 28. P. 1–42.
- Dorn R. I. Rock varnish // Geochemical Sediments and Landscapes. Ed. by D. J. Nash and S. J. McLaren. Blackwell, London. 2007. Chapter 8. P. 246–297. <http://alliance.la.asu.edu/dorn/VarnishPages/GeochemicalSediments/GeochemicalSediments.html>
- Goudie A. S. The Schmidt Hammer in geomorphological research // Progress in Physical Geography. 2006. 30. P. 703–718.
- International Conference on Luminescence and Electron Spin Resonance Dating, Proceedings:

10th Conference (LED 2002): Quaternary Science Reviews. 2003. 22(10–13). P. 951–1382.

11th Conference (LED 2005): Radiation Measurements. 2006. 41(7–8). P. 737–1050.

12th Conference (LED 2008): Quaternary Geochronology. 2010. 5(2–3). P. 3–390.

*Macklin M. G., Benito G., Gregory K. J. et al.* Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe // *Catena*. 2006. 66. P. 145–154.

*Pyne-O'Donnell S. D. F., Hughes P. D. M., Froese D. G., Jensen B. J. L., Kuehn S. C., Mal-lon G., Amesbury M. J., Charman D. J., Daley T. J., Loader N. J., Mauquoy D., Street-Perrott F. A., Woodman-Ralph J.* High-precision ultra-distal Holocene tephrochronology in North America // *Quaternary Science Reviews*. 2012. 52. P. 6–11.

---

---

## АЛФАВИТНО-ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Аликвота 62  
Аминокислотное отношение 83  
Аминокислотный метод 82  
Аргон-аргоновый метод 47, 48  
Археологическое датирование 102  
Астрономический тюнинг (изотопно-кислородные ряды) 19, 87  
Бомбовый пик (методы  $^{14}\text{C}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ ) 54  
Бомбовый эффект ( $^{14}\text{C}$  метод) 36  
Брекетинг (оценивание возраста) 32, 33, 97  
Варвометрия, варвохронология 9  
Вариации калибровочной кривой ( $^{14}\text{C}$  метод) 34  
Гидратация обсидиана – см. *метод гидратации обсидиана*  
Годичные кольца (дендрохронология) 11, 14  
Годичные слои 9  
Датирование по катионным соотношениям в ППЗ 80  
Дендргеоморфология 14  
Дендроклиматология 14  
Дендросерии (дендрохронология) 14  
Дендрохронология 11  
Дендрошкалы (дендрохронология) 13  
Диапазон применения метода 8  
Достоверность даты 5  
Закрытость системы (принцип, допущение – разные методы) 20, 44, 47, 48  
Запредельная дата ( $^{14}\text{C}$  метод) 22  
Засвечивание (люминесцентные методы) 57, 59  
Избыточное количество изотопа ( $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ) 46  
Изотопная коррекция ( $^{14}\text{C}$  метод) 41  
Изотопное фракционирование ( $^{14}\text{C}$  метод) 37  
Изотопно-кислородная стадия 87  
Изотопно-кислородная хроностратиграфия 87  
Изотопный сдвиг ( $^{14}\text{C}$  метод) 37, 39  
Индустриальный эффект ( $^{14}\text{C}$  метод) 26, 35, 41  
Калибровка радиоуглеродных дат ( $^{14}\text{C}$  метод) 25, 26  
Калибровочная кривая – см. *калибровочная шкала*

- Калибровочная кривая (методы относительного датирования) – см. *тарировочная кривая*
- Калибровочная шкала ( $^{14}\text{C}$  метод) 26
- Калий-аргоновый метод 46
- Конвенциональная дата ( $^{14}\text{C}$  метод) 41
- Конечная дата ( $^{14}\text{C}$  метод) 22
- Космогенные нуклиды – см. *наземные космогенные нуклиды*
- Кривая выщелачивания 73, 80
- Кривая роста 73, 86
- Кросс-датирование (дендрохронология) – см. *принцип кросс-датирования*
- Ленточная слоистость – см. *сезонная слоистость*
- Ленточные глины – см. *сезонная слоистость*
- Лессово-почвенная стратиграфия 101
- Лихенометрический метод 84
- Люминесцентный сигнал 58
- Межлабораторный контроль ( $^{14}\text{C}$  метод) 42
- Метод
- гидратации обсидиана 77, 78
  - инфракрасной стимуляции люминесценции 63
  - оптически стимулированной люминесценции (ОСЛ) 60
  - согласования вариаций 33, 35
  - стыковки флуктуаций – см. *метод согласования вариаций*
  - треков – см. *трековый метод*
  - электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) 67
- Методика регенерации по одной аликвоте (метод ОСЛ) 62
- МИС – см. *морские изотопно-кислородные стадии*
- Мнимый возраст 38
- Молоток Шмидта – см. *склерометр*
- Морские изотопно-кислородные стадии (МИС) 19, 87
- Наземные космогенные нуклиды (НКН) 49, 50, 51
- Низкотемпературная термохронометрия 48
- НКН – см. *наземные космогенные нуклиды*
- Нормализованная дата ( $^{14}\text{C}$  метод) 41
- Нуль-момент (разные методы) 13, 45
- Обнажение поверхности (способы датирования) 52
- Обнуление счетчика времени 57, 59
- Омоложение дат (разные методы) 23, 24
- Орбитальная настройка – см. *астрономический тюнинг*
- Орбитальный тюнинг – см. *астрономический тюнинг*
- ОСЛ метод – см. *метод оптически стимулированной люминесценции*
- Палеомагнитное датирование 97
- Палеомагнитный экскурс Лашамп 98
- Палеопочвы 101
- Период полураспада 20
- Плато калибровочной кривой ( $^{14}\text{C}$  метод) 29, 35
- Пленка «пустынного загара» 77, 95, 96
- Плотность вероятности даты ( $^{14}\text{C}$  метод) 29, 30
- Повторное датирование 5
- Погрешности датирования 5, 20
- Поправка на фракционирование 37
- Почвенный метод 81
- ППЗ – см. *пленка «пустынного загара»*
- Принцип
- закрытости системы (разные методы) 20, 44, 47, 48
  - кросс-датирования (дендрохронология) 13
  - лимитирующих факторов (дендрохронология) 14
  - перекрестного наложения (дендрохронология) – см. *принцип кросс-датирования*
  - репликации (дендрохронология) 13
  - суммирования факторов (дендрохронология) 14
- Радиоизотопные методы 20
- Радиоуглеродная дата 22, 29, 40
- Радиоуглеродные лаборатории 42, 43
- Рацемизация аминокислот 82
- Резервуарный эффект ( $^{14}\text{C}$  метод) 38
- Рекуррентный интервал 33
- Сидерические методы 9
- Склерометр 74, 75
- Склерохронология 15
- Скорость накопления радиационной дозы (люминесцентные методы) 59, 60
- События Дансгора–Эшгера 93
- Спалляция (метод НКН) 49
- Спелеотемы 9, 15
- Спиновый метод – см. *метод электронно-парамагнитного резонанса*
- Стандарт PDB (изотопно-кислородный, изотопно-углеродный) 17, 37

Стандарт SMOW (изотопно-кислородный) 17  
Стандарт VPDB – см. *стандарт PDB*  
Стандарты представления радиоуглеродных дат – см. *радиоуглеродная дата*  
Степень выветрелости 74  
Суммирование  $^{14}\text{C}$  дат 29, 30, 31  
Тарировочная кривая (методы относительного датирования) 73  
Термолюминесцентный (ТЛ) метод 60  
Тефрохронология 97  
Толщина гидратированного слоя 77  
Толщина слоя выветривания 74, 76  
Торий-протактиниевый метод 44  
Точность даты 5  
Трековый метод 70  
Ультратонкий пепел 101  
УМС – см. *ускорительная масс-спектрометрия*  
Уран-протактиниевый метод 44  
Уран-ториевый метод 44  
Уран-урановый метод 44  
Ускорительная масс-спектрометрия (УМС) 21  
Фединг (люминесцентные методы, трековый метод) 63, 71  
Фоновое количество изотопа ( $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ) 46  
Химические изменения костей 83  
Хроноряды почв 81  
Чернобыльский пик (метод  $^{137}\text{Cs}$ ) 54  
Шкала SPECMAP (изотопно-кислородная хронология) 19, 88, 89, 91, 92  
Эквивалентная доза радиации (люминесцентные методы) 59, 60, 62  
Электронные ловушки (люминесцентные методы) 57  
ЭПР – см. *метод электронно-парамагнитного резонанса*  
Эффект де Фриза – см. *бомбовый эффект*  
Эффект Зюсса – см. *индустриальный эффект*

### Англоязычные термины

Accelerated mass-spectrometry (AMS) – см. *ускорительная масс-спектрометрия*  
Accuracy of dating – см. *достоверность датирования*  
AMS – см. *ускорительная масс-спектрометрия*  
Annual radiation doze – см. *скорость накопления радиационной дозы*

Apparent age – см. *мнимый возраст*  
Bleaching – см. *засвечивание (люминесцентные методы)*  
BombCal (модуль калибровки  $^{14}\text{C}$  дат) 30, 36  
Bracketing – см. *брекетинг*  
CALIB (программа калибровки  $^{14}\text{C}$  дат) 27  
CalPal (программа калибровки  $^{14}\text{C}$  дат) 27  
Cation-ratio dating – см. *датирование по катионным соотношениям в ППЗ*  
CIC – Constant Initial Concentration, расчетная модель (метод  $^{210}\text{Pb}$ ) 54  
CRS – Constant Rate of Supply, расчетная модель (метод  $^{210}\text{Pb}$ ) 54  
Cryptotephra – см. *ультратонкий пепел*  
Dansgaard–Oeschger events – см. *события Дансгора–Эшгера*  
Desert varnish – см. *пленка «пустынного загара»*  
D-O events – см. *Dansgaard–Oeschger events*  
Dose rate – см. *скорость накопления радиационной дозы*  
D-изомеры (аминокислотный метод) 82  
EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica) 19  
ESR (Electron Spin Resonance) – см. *метод электронно-парамагнитного резонанса*  
Fission Track Dating – см. *трековый метод*  
GISP2 (Greenland Ice Sheet Project – 2) 18  
GRIP (Greenland Ice Core Project) 18  
Growth curve – см. *кривая роста*  
IntCal09 (калибровочная кривая) 27  
IODP (Integrated Ocean Drilling Program) 90  
IRSL (Infra-Red Stimulated Luminescence) – см. *метод инфракрасной стимуляции люминесценции*  
Laschamp – см. *палеомагнитный экскурс Лашамп*  
leaching curve – см. *кривая выщелачивания*  
L-изомеры (аминокислотный метод) 82  
MIS (Marine Isotope Stages) – см. *морские изотопно-кислородные стадии*  
NGRIP (North Greenland Ice Core Project) 18, 94  
ODP (Ocean Drilling Program) 90  
Orbital tuning – см. *астрономический тюнинг*  
OSL – см. *метод оптически стимулированной люминесценции*  
OxCal (программа калибровки  $^{14}\text{C}$  дат) 27  
PDB – см. *стандарт PDB*  
Precision of dating – см. *точность датирования*  
Rating curve – см. *тарировочная кривая*

Resetting – см. *обнуление счетчика времени*  
 Rhizocarpon (лихенометрический метод) 84  
 Rock coatings – см. *пленка «пустынного загара»*  
 Rock varnish – см. *пленка «пустынного загара»*  
 SAR (Single Aliquot Regeneration) Protocol – см. *методика регенерации по одной аликвоте*  
 SMOW – см. *стандарт SMOW*  
 SPECMAP (изотопно-кислородная хронология) – см. *шкала SPECMAP*  
 Supported ( $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ) – см. *фоновое количество изотопа*  
 TCN (Terrestrial Cosmogenic Nuclides) – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 Unsupported ( $^{230}\text{Th}$ ,  $^{231}\text{Pa}$ ,  $^{210}\text{Pb}$ ) – см. *избыточное количество изотопа*  
 VPDB – см. *стандарт PDB*  
 Wiggle-match dating – см. *метод согласования вариаций*  
 Wiggles – см. *вариации калибровочной кривой*  
 Xanthoria (лихенометрический метод) 84

#### Химические элементы

$^{10}\text{Be}$  – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 $^{137}\text{Cs}$  – 54  
 $^{14}\text{C}$  – см. *радиоуглеродная дата, наземные космогенные нуклиды*  
 $^{210}\text{Pb}$  – 53  
 $^{21}\text{Ne}$  – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 $^{230}\text{Th}$  – см. *уран-ториевый метод, торий-протактиниевый метод*  
 $^{231}\text{Pa}$  – см. *уран-протактиниевый метод, торий-протактиниевый метод*  
 $^{234}\text{U}$  – см. *уран-урановый метод, уран-ториевый метод*  
 $^{235}\text{U}$  – см. *уран-протактиниевый метод*  
 $^{238}\text{U}$  – см. *уран-урановый метод*  
 $^{26}\text{Al}$  – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 $^{36}\text{Cl}$  – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 $^{39}\text{Ar}$  – см. *аргон-аргоновый метод*  
 $^3\text{He}$  – см. *наземные космогенные нуклиды*  
 $^{40}\text{Ar}$  – см. *калий-аргоновый метод, аргон-аргоновый метод*  
 $^{40}\text{K}$  – см. *калий-аргоновый метод*

Примечание.

В скобках к некоторым терминам даны названия методов, к которым они относятся.

## СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ .....	3
ВВЕДЕНИЕ .....	5
ЧАСТЬ 1. МЕТОДЫ АБСОЛЮТНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ .....	9
<b>Глава 1. Сидерические методы</b> .....	9
1.1. Варвометрия .....	9
1.2. Дендрохронология .....	11
1.3. Склерохронология .....	15
1.4. Изучение годичных слоев в ледниках .....	17
<b>Глава 2. Радиометрия: радиоизотопные методы</b> .....	20
2.1. Радиоуглеродный метод .....	22
2.2. Датирование по урановым рядам .....	44
2.3. Датирование по изотопам аргона .....	46
2.4. Датирование по наземным космогенным нуклидам (НКН) .....	49
2.5. Датирование по короткоживущим изотопам .....	53
<b>Глава 3. Радиометрия: радиогенные методы</b> .....	57
3.1. Люминесцентное датирование .....	57
3.2. Метод электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) .....	67
3.3. Трековый метод .....	70
ЧАСТЬ 2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА И ЕГО КВАНТИФИКАЦИЯ .....	72
<b>Глава 4. Методы относительного датирования (релятивные методы)</b> .....	72
4.1. Поверхностные изменения горных пород .....	73
4.2. Диагенез органического вещества .....	82
4.3. Лихенометрия .....	84
<b>Глава 5. Методы корреляции</b> .....	87
5.1. Методы глобальной корреляции .....	87
5.2. Методы региональной корреляции .....	97
ВОПРОСЫ ДЛЯ ПРОВЕРКИ .....	104
ЛИТЕРАТУРА .....	106
АЛФАВИТНО-ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ .....	109

*Учебное издание*

***ПАНИН Андрей Валерьевич***

**МЕТОДЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ:  
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ**

Учебное пособие

---

Редактор В. А. Стряпчий  
Верстка Т. Г. Левчик  
Корректор Л. С. Горюнова

Подписано в печать 05.03.2014. Формат 60x90/16. Печать РИЗО.  
Усл. печ. л. 7,25. Тираж 150 экз. Заказ № 1087.  
Отпечатано в Полиграфическом отделе географического факультета.  
119991, Москва, Ленинские горы, МГУ им. М. В. Ломоносова, географический  
факультет.