

ГЕОХРОНОЛОГИЯ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА

Д. П. Найдин

Введение

В последние годы в геологии наметилось отчетливо выраженное стремление специально и всесторонне изучать отдельные события (*events*), происходившие в прошлом. Естественно, при этом крайне желательно оценить начало, продолжительность и окончание события астрономическими единицами времени — миллионами лет.

Разнообразными геологическими и биологическими событиями богат меловой период. На протяжении периода развивались крупнейшие трансгрессии на континентах; произошла смена флоры голосеменных покрытосеменными растениями; резко изменился (по представлениям многих исследователей, катастрофически изменился) состав морских и наземных организмов в конце периода; наконец, ряд ученых полагают, что именно в меловом периоде началось образование Атлантического океана и т. д. Начиная с 1975 г. проводятся исследования по международному проекту «Среднемеловые события», в задачи которых входят установление и описание важнейших геологических и биологических явлений в течение альбского, сеноманского, туронского и коньяцкого веков.

Нет нужды специально обосновывать значение данных о продолжительности геохронологических подразделений для собственно стратиграфии. Отметим лишь, что на примере мелового периода можно познакомиться с современным состоянием вопроса о соотношении абсолютной геохронологии (не слишком удачный термин, но глубоко укоренившийся в нашей литературе) с ярусным и зональным делением. В настоящей статье рассмотрены имеющиеся материалы по абсолютной геохронологии мелового периода.

А. П. Павлов [16, с. 18] предполагал, что продолжительность мезозойской эры 400 млн. лет, а на долю мелового периода по «очень скромной оценке» приходится не менее 200 млн. лет. По Д. В. Наливкину [15, с. 111], мезозойская эра отличалась «значительной длительностью» — не менее 10 млн. лет.

Получение резко различающихся значений абсолютной продолжительности мезозоя (да и не только мезозоя) связано с применением различных и притом весьма несовершенных методик. Лишь успехи радиометрии позволили подойти к более реальным оценкам продолжительности подразделений геохронологической шкалы. Подавляющая часть определений радиометрического возраста для мела получена К—Аг-методом, значительно меньше — Rb—Sr-методом и еще меньше добывая другими радиометрическими методами.

Всем, заинтересованным в радиометрических датах, необходимо знать, что до 1978 г. цифры радиометрического возраста рассчитывались по константам распада, различным в советских и зарубежных лабораториях. Начиная с 1978 г. радиометрические даты должны определяться по константам распада, согласованным на Сиднейском заседании Подкомиссии геохронологии Международного союза геологических наук в 1976 г. [6, 103].

Все радиометрические даты в предлагаемом обзоре приводятся так, как они даны авторами публикаций без пересчета на согласованные значения констант распада. Эти последние в тексте условно называются «новыми», в отличие от «старых», применявшихся до Сиднейского заседания (и применяющихся и ныне некоторыми авторами — см., например, статью Е. П. Бойцовой и др. [5]). Более подробно с различными константами распада К можно познакомиться в работе автора, посвященной геохронологии мезозоя [13]. Здесь же заметим, что пересчет на согласованные константы легко произвести: советские «старые» данные возраста при $\lambda_e = 0,557 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹ должны быть примерно на 2% «омоложены». Зарубежные определения при $\lambda_e = 0,584 (0,585) \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹ (они составляют основную массу опубликованных радиометрических данных по мелу) необходимо также незначительно изменить, но в сторону «удревнения»: к старым значениям в интервале 160—115 млн. лет нужно прибавить 3 млн. лет, в интервале 115—70 млн. лет — 2 млн. лет.

Начало и окончание мелового периода

Основные варианты шкалы для мелового периода приведены на рис. 1.

Положение границы юра — мел в PTS — 1964 и PTS — 1971¹ по интрузиям гранитов и габбро Северной Америки и по глауконитам Европы условно принято на уровне 135 млн. лет (старые константы; 138 млн. лет при новых константах). Такие же или близкие значения приводят и другие авторы [2, 20, 21, 76, 109, 110].

М. М. Рубинштейн и Н. И. Полевая [23], опираясь на датировки четырех проб глауконитов из волжских отложений Московской области (145, 152, 152, 142 млн. лет) и шести проб глауконитов из валанжинских отложений Поволжья и Западного Казахстана (139, 131, 142, 145, 122, 136 млн. лет), предлагают несколько удревнить рубеж J—К — до 140 млн. лет. Однако стратиграфическое положение исследованных ими проб не показано, и таким образом использовать полученные цифры для «уточнения» не представляется возможным. Р. Армстронг [28] еще более понижает рубеж J—К — до 143 млн. лет (новые константы). Но имеются предложения, наоборот, «омоложения» кровли юры. Тенденция радиометрического «омоложения» границы юра — мел заложена еще в материалах PTS—1964. Так, по заключению М. Додзона и его коллег [39], возраст границы J—К несколько больше 130 млн. лет и таким образом близок к 135 млн. лет; но по некоторым измерениям из волжских слоев получены значения меньше 130 млн. лет. М. Хоуард [59], сводивший материалы по юре при подготовке PTS—1964, предлагая 135 млн. лет для верхнего ограничения юры, в перечень «опорных точек» включает несколько цифр с меньшими радиометрическими значениями. В последнее время Ж. Оден [90], используя материалы предыдущих исследователей и несколько новых цифр по глауконитам верхней юры Европы, также склонен несколько «омолодить» рубеж J—К — до 129—130 млн. лет. В целом можно согласиться с замечанием Р. Ламберта [77], что рубеж J—К с равным основанием может располагаться на любом уровне между 125 и 145 млн. лет (старые константы) и нет убедительных аргументов располагать его именно на уровне 135 млн. лет.

¹ PTS—1964 — геохронологическая шкала для фанерозоя, предложенная в 1964 г. [53]; PTS—1971 — эта же шкала с некоторыми дополнениями и изменениями, произведенными в 1971 г. [54].

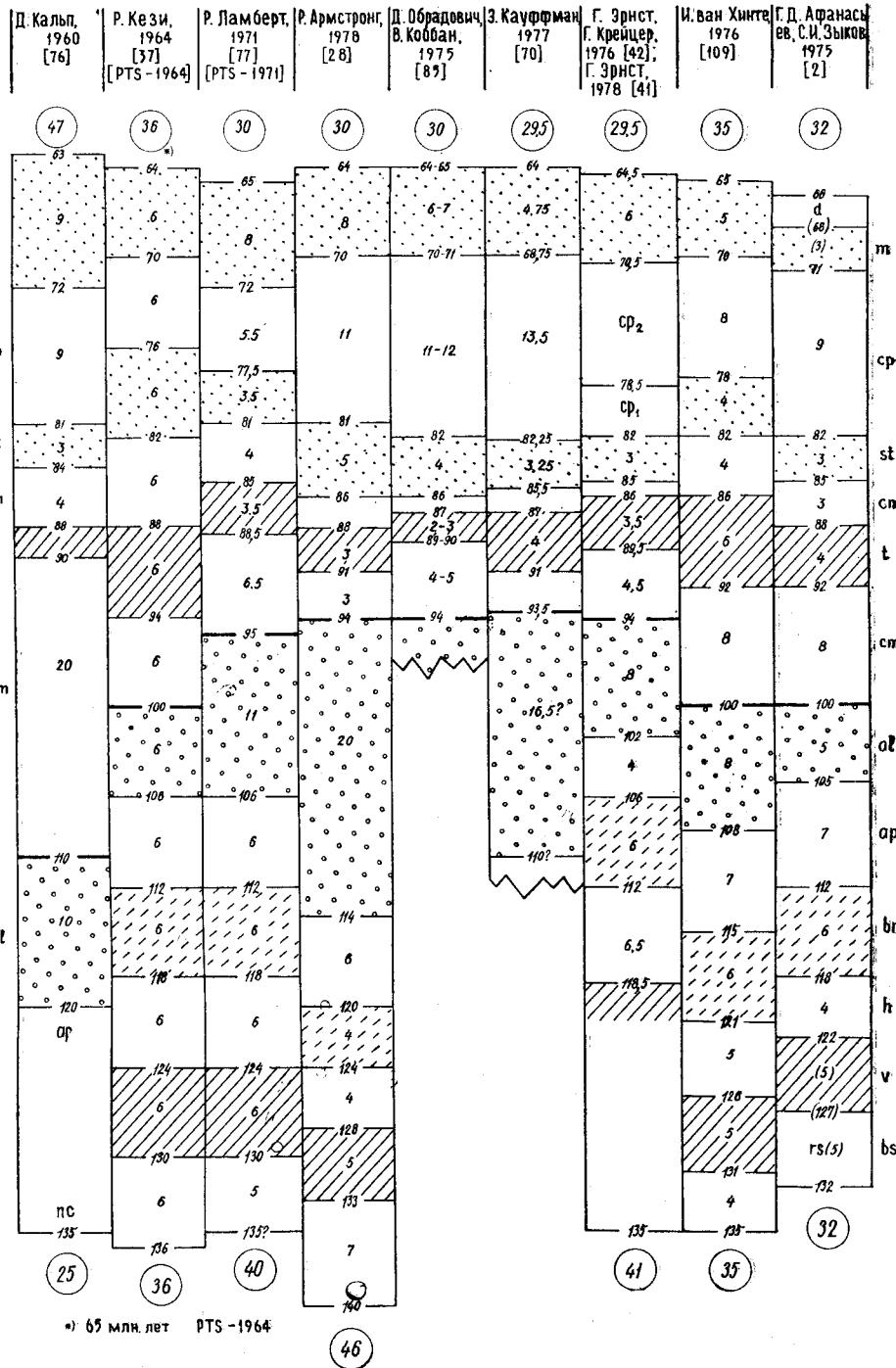


Рис. 1. Продолжительность эпох и веков мелового периода по данным различных авторов (старые константы). Цифры на поле каждого века — его продолжительность, цифры в кружках вверху — продолжительность позднемеловой эпохи, то же внизу — продолжительность раннего мела (млн. лет). пс — неоком, gs — рязанская, v — валанжин, h — готерив, br — баррем, ар — альб, ал — сеноман, т — турон, сп — конык, ст — сантон, сп — кампан, т — маастрихт, д — даний

Радиометрические оценки верхнего ограничения меловой системы (по кровле маастрихта!) в вариантах шкалы (см. рис. 1) достаточно близки. Тем не менее остановимся несколько подробнее на имеющихся материалах по этому важнейшему рубежу.

Граница мел — палеоген, понимаемая как граница маастрихт — даний, в PTS—1964 проведена на основе анализа разрозненных определений (по глауконитам, пеплам, интрузивам), осуществленных в США и Канаде, но с привлечением материалов по СССР и другим странам. Р. Кези [37], который обеспечивал биостратиграфическую интерпретацию радиометрических материалов при конструировании PTS—1964, предлагает проводить ее на отметке 64 млн. лет, тогда как Б. Фаннелл [49] склоняется к цифре 65 млн. лет. Последнее значение принято в PTS—1964, сохранено в PTS—1971 и в шкале И. ван Хинте [109]. Правда, И. ван Хинте замечает, что цифра 64 млн. лет, вероятно, более реальна. К данным, сообщенным на рис. 1, добавим оценку подошвы дания в 65 млн. лет [33, 87, 92] и 66 млн. лет [46].

Большой интерес представляют определения, произведенные К—Аг-методом по К-содержащим минералам пепловых прослоев в по-граничных мел-палеогеновых континентальных отложениях Северной Америки.

Р. Фолинси и др. [48] по сидину и биотиту из бентонитовых прослоев провинции Альберта (Канада) и штата Монтана (США) установили, что динозавры исчезли 62,6—63,6 млн. лет назад; значения 60—62 млн. лет получены ими уже по палеогеновым бентонитам; ру-беж мезозой — кайнозой они определяют в 63—64 млн. лет.

Определения абсолютного возраста пограничного интервала мел — палеоген Альберты недавно были повторены [29, 80]. В верхней части серии Эдмонтон (маастрихт — даний) было прослежено изменение по разрезу спорово-пыльцевых и растительных комплексов, а также отме-чено исчезновение костей последних динозавров. Граница мел — па-леоген (маастрихт — даний) оценивается в 63 ± 2 млн. лет [29] и в $63,1 \pm 0,5$ млн. лет [80] (новые константы!).

По глауконитам из вулканогенно-осадочной толщи Аргентины, возраст которой принимается как датский, получено значение $62,8 \pm 3,5$ млн. лет [95], а из разреза нижнего палеоценена Польши (скв. Борышев) — $60,2 \pm 9$ млн. лет [99].

В свете изложенных материалов малореальными выглядят предло-жения оценить цифрой 68 млн. лет границу мел — палеоген как над-данием [22, 23], так и под данием (при 66 млн. лет по кровле да-ния) [3].

Внутренние рубежи мелового периода

Из внутренних границ мела наиболее важной, естественно, являет-ся граница $K_1 - K_2$, радиометрический возраст которой, как показы-вает рис. 1, оценивается весьма различно. Возраст в 110 млн. лет, предложенный Д. Кальпом [76], затем был принят рядом авторов [31, 38, 81, 106].

По среднеальбским глауконитам Восточно-Европейской платформы получены значения от 118 ± 3 до 127 ± 5 млн. лет (5 определений), а по глауконитам из нижнего сеномана платформы четыре определения дали значения от 93 ± 3 до 107 ± 3 млн. лет [19, 24]. Т. В. Стасюкевич [24], М. М. Рубинштейн и Н. И. Полевая [23] оценивают возраст границы альб — сеноман в 105 млн. лет; допускается даже некоторое

его удревнение до 110 млн. лет [23]. Значение 105 ± 5 млн. лет для рассматриваемого рубежа было принято также Г. Д. Афанасьевым и др. [1, 2].

Обычны два варианта оценки радиометрического возраста границы K_1-K_2 . Первый — 100 млн. лет, предложенный еще в 1960 г. [26], затем принятый в PTS—1964 и недавно поддержанный И. ван Хинте [109]. В PTS—1964 указанное значение основывается на нескольких цифрах, полученных по глауконитам и бентонитам Европы и Северной Америки. Р. Кези [37] отметил, что ряд обсуждавшихся цифр меньше «теоретически рассчитанного» значения 100 млн. лет (например, 95 млн. лет по сеноманским глауконитам Калужской обл.). И. ван Хинте [109], несмотря на имеющиеся данные в пользу второго варианта (см. далее), решил оставить цифру 100 млн. лет, основываясь, во-первых, на цифрах номеров 202, 226, 319 и 336 «Items» PTS—1964, которые, по нашему мнению, даже отдаленно не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к «опорным точкам», и, во-вторых, на $K-Ag$ -цифрах 91, 100 и 105 млн. лет (среднее 99 млн. лет) по глауконитам нижнего сеномана из буровой скважины № 111 «Glomar Challenger» в южной части Лабрадорского моря [111]; этот довод также мало убедителен, так как по нижележащим верхнеальбским (враконским) осадкам получено значение 96 млн. лет (!).

Более обоснованным нам представляется второй вариант радиометрической границы K_1-K_2 на уровне 95 млн. лет. Близкие к этому уровню значения получены как по бентонитам [69, 70, 79, 86], так и по глауконитам [90, 94].

По глауконитам основания сеномана Бельгии и Северной Франции Э. Элево и Ф. Робашински [40] получили следующие значения $K-Ag$ -возраста: 90,1, 94,6, 94,0 млн. лет, а Э. Кеппенс и др. [73] Rb—Sr-методом: 94,8, 91,0, 96,9 млн. лет (данные по обоим методам — по новым константам распада).

Особого внимания заслуживают результаты радиометрического изучения Ж. Одена и его коллегами глауконитов альбских и сеноманских отложений Парижского бассейна. Приводятся следующие значения (млн. лет): для альба 100 [36], среднего альба $98,6 \pm 5$ [35], для верхов альба 97,1 и 97,2 [66] и, что особенно интересно — для основания стратотипа альба — 107 [90, 91]; для основания сеномана 91,5, 93,0, 94,4, 95,0 [66], несколько значений от 90,1 до 95,0 [90]. Ж. Оден и Ж. Хунцикер [94] для терминального альба (зоны *Mortoniceras inflatum* и *Stoliczkaia dispar*) приводят цифру 96 млн. лет, а для основания сеномана (зона *Mantelliceras mantelli* и *Hypoturritites carcitanensis*) они получили 94,5 млн. лет — среднее по многим измерениям различных лабораторий проб глауконита из глыбы весом 300 кг.

Возраст границы альб — сеноман оценивается в 93 млн. лет [93], 92—94 млн. лет [66], наконец, в 95 млн. лет [94]. Последняя цифра, как отмечают Ж. Оден и Ж. Хунцикер, почти точно совпадает с радиометрической оценкой рубежа K_1-K_2 Д. Обрадовичем и В. Коббанием [86], полученной в результате обобщения старых и новых $K-Ag$ -данных по минералам из бентонитовых прослоев запада США — 96 млн. лет (новые константы; на рис. 1 данные американских авторов приведены в старых константах). Наконец, значением 94—95 млн. лет оценивается рубеж K_1-K_2 по биотиту из вулканогенных пород Новой Зеландии [27].

После создания PTS—1964 по нижнему мелу Европы получено немного данных, которые можно было бы использовать для уточнения шкалы. Так, в сводке Ж. Одена [90] для нижнего мела Европы фигу-

рируют в основном «опорные точки» PTS—1964 с прибавлением лишь немногих новых определений.

Как материалы PTS—1964, так и последующие данные характеризуют разрез К₁ очень неравномерно: основная масса цифр приходится на апт и альб, тогда как для остальных ярусов К₁ имеются лишь разрозненные точки. Употребленный оборот «масса цифр» отражает количественную характеристику имеющегося материала. Иногда приводятся десятки определений, но их значимость для радиохронологических разбивок ничтожна. Так, в статье А. М. Магомедова и А. С. Батырмураева [10] сообщаются результаты K—Ag-изучения более 80 проб глауконитов из нижнего мела (готерив — альб) Дагестана. Но разброс значений чудовищен: например, для готерива даны три определения — 96, 81 и 103 млн. лет, а для альба — 16 со значениями «возраста» от 85 до 130 млн. лет (!). Авторы отмечают возможные причины разброса, связанные с неоднородностью глауконитов, приводят даже результаты рентгеноструктурного анализа исследованных глауконитов, но при этом не отсеивают немногие вероятные по стратиграфическим и седиментологическим предпосылкам значения от ворота явно непригодного для радиохронологии материала.

Несомненно, крайняя неоднородность глауконитов, использованных без должной выбраковки, есть причина колеблющихся значений K—Ag-определений для нижнего мела Восточно-Европейской платформы. Только два примера. Первый: для берриаса (Рязанская обл.) сообщается цифра 127 ± 4 млн. лет, для апта (Мордовская АССР) — 126 ± 4 млн. лет, наконец, для среднего альба (Тамбовская обл.) — 127 ± 5 млн. лет [24]; второй пример: по глауконитам Вятско-Камского региона для берриаса приводится значение 126 ± 4 , а для валанжина 95 ± 3 млн. лет [25].

Привлекают внимание данные, полученные K—Ar- [40] и Pb—Sr- [73] методами по глауконитам из одних и тех же горизонтов апта и альба северной части Парижского бассейна и Монского бассейна (Бельгия). И в этом случае, очевидно, первичная неоднородность материала привела к получению, по-видимому, заниженных (по K—Ar) и скачущих (по Rb—Sr) значений (млн. лет, новые константы):

	Rb—Sr	K—Ar
основание среднего альба	99,8	98,9
кровля нижнего альба	104,6	99,7
основание верхнего апта	114,7	108,8

В целом обеспеченность нижнего мела Европы радиометрическими датировками очень невысокая.

По Северной Америке вообще отсутствуют новые надежные данные. Это объясняется особым строением нижнего мела континента. Поэтому для К₁ Северной Америки предлагаются самые причудливые варианты радиометрических разбивок. Ряд авторов пытается придерживаться PTS—1964, однако внося в эту шкалу существенные коррективы. Так, например, поступают Д. Эвернден и Р. Кистлер [45], располагая границу К₁—К₂ где-то ниже 110 млн. лет, т. е. опуская ее более чем на 10 млн. лет по сравнению с PTS—1964. Граница К₁—К₂ на уровне 110 млн. лет признается рядом других американских авторов (см. выше). Это приводит к существенному сжатию радиометрического интервала К₁. В схеме В. Диккинсона и Э. Рича [38] выделяется просто неоком без членения на ярусы. М. Ланфере и Д. Джонс [79] в статье, обобщающей радиометрические материалы по Северной Америке, поднимают рубеж К₁—К₂ так, как это предлагают Д. Обрадович и

Таблица 1

**Радиометрические даты для оснований (начала) подразделений нижнего мела
Северной Америки, млн. лет**

J. Suppe, 1969 [106]		W. R. Dickinson, E. I. Rich, 1972 [38]		M. A. Lanphere, D. L. Jones, 1978 [79]	
K ₂	110	K ₂	110	K ₂	96
al	118	al	120	al	123
ap	122	ap	125		
br	126				
h	131			h	136
v	137	ps	135	v	138
bs	140				
J ₃		J ₃		J ₃	

bs — берриас, v — валанжин, h — готерив, br — баррем, ps — неоком, ap — апт, al — альб, J₃ — верхняя юра, K₂ — верхний мел. Первые две графы — значения возраста по старым константам распада.

В. Коббан [86], а нижнемеловой интервал остается по существу пустым (табл. 1).

Границы ярусов нижнего мела в PTS—1964 и PTS—1971 рассчитаны на основе концепции «равных ярусов» («equal stages») (см. далее). И. ван Хинте [109] после рассмотрения некоторых значений из резерва «Items» PTS—1964 с привлечением очень немногих новых цифр отказался от этой концепции. Он предлагает принять валанжинский и готеривский века равной продолжительности (по 6 млн. лет), но короче баррема и продолжительнее берриаса (см. рис. 1). Это предложение основывается «главным образом на интуиции и соображениях практического применения» — признается И. ван Хинте [109, с. 272]. В табличном варианте шкалы Ж. Одена [90, 94] границы ярусов K₁ даны пунктиром (кроме подошвы альба); подчеркивается необходимость дальнейшего радиометрического изучения нижнего мела.

Р. Армстронг [28] отмечает, что в его компьютерном файле для фанерозоя наименее обоснованным интервалом является отрезок от верхней перми до нижнего мела.

Для верхнего мела радиометрический фон рисуется значительно более радужным прежде всего потому, что для большинства границ ярусов K₂ имеются датировки, непосредственно полученные по пеплам и глауконитам. Конечно, еще очень и очень много неясного и неопределенного в шкале для K₂, но характер неясностей и неопределенностей здесь иной по сравнению с K₁ и остальным мезозоем. Для альба и верхнего мела речь идет о детализации и уточнении не рассчитанных, экстраполированных, а конкретных значений.

Следующей после альб-сеноманской по обеспеченности радиометрическими определениями границей мела, вероятно, нужно считать границу между кампаном и маастрихтом. По карбонатным разрезам Голландского Лимбурга, в которых глаукониты «не лучшего качества», а в основании маастрихта развит hard ground, получены для верхов кампана цифры 74,2 и 75,2, а для подошвы маастрихта 71,6 и 72,6 млн. лет; следовательно, граница может датироваться значением порядка 73 млн. лет (пересчеты Ж. Одена и Ж. Хунцикера [94] на новые константы данных голландских авторов [100]).

Полученные значения близки к добытым американскими специалистами по бентонитам из разрезов запада США: кампан-маастрихт-

ская граница (по подошве зоны *Baculites baculus*) оценивается в 70—71 млн. лет (72—73 млн. лет по новым константам) [50, 62, 69, 86]; более «молодой» радиометрический возраст для подошвы зоны *Baculites baculus* — 68,75 млн. лет приводит без пояснений Э. Кауффман [70] (см. рис. 1). Следует иметь в виду, что сопоставление американских аммонитовых (главным образом бакулитовых) зон с европейскими зонами для кампанского и маастрихтского отрезков хроностратиграфической шкалы нуждается в уточнении. Предполагается, что европейски понимаемая граница находится где-то в интервале 10 тонких аммонитовых зон В. Коббана [94]. Кроме того, среди американских геологов нет единого мнения о биостратиграфическом возрасте кампан-маастрихтского контакта. Так, Р. Фолинсби и его соавторы [48] радиометрический возраст 72—73 млн. лет (по санидину и биотиту бентонитов), очевидно, придают какому-то иному уровню в разрезе морских и континентальных отложений у границы верхний мел — палеоген Альберты и Монтаны. Д. Оуэнс и Н. Зол [98] на Атлантическом побережье США (штаты Нью-Джерси, Делавэр, Мэриленд) в терригенно-карбонатных отложениях свиты Навесинк оценивают границу кампан — маастрихт в 63 млн. лет, но замечают, что эта же граница может быть оценена в 70,3 млн. лет, если ее проводить ниже по разрезу в основании свиты песков Монт-Лаурел. По белемнитам [12] мергели Навесинк и пески Монт-Лаурел должны относиться к кампану. В работе Д. Оуенса и др. [97] большая часть свиты Навесинк также относится к кампану, а самые ее верхи — к маастрихту. Следовательно, цифра 63 млн. лет ближе к биостратиграфической границе кампан — маастрихт и нужно объяснить, почему она радиометрически «так молода», тем более, что и Д. Кринзлей [75] приводит для свиты Навесинк штата Нью-Джерси еще более низкое значение — 61 млн. лет, для песков Монт-Лаурел — 63 млн. лет, а на южном участке Атлантического побережья США (Северная Каролина) по глауконитам свиты Пиди (маастрихт) Rb—Sr-методом (при $\lambda_{Rb} = 1,39 \cdot 10^{-11}$ лет⁻¹) были получены значения от 25,1 до 71,8 млн. лет [55, 56].

Д. Оуэнс и Н. Зол [98], рассматривая возможные причины омоложения по глауконитам, откровенно признаются, что не могут удовлетворительно объяснить столь низкие значения радиометрического возраста границы кампан — маастрихт на Атлантическом побережье США. Заметим, что по их данным для того же региона граница сантон — кампан определяется в 82—83 млн. лет, т. е. почти так же, как и Д. Эвернденом и др. [44] по глауконитам ФРГ и Д. Обрадовичем и В. Коббаном [86] по пеплам Запада Северной Америки.

По глауконитам из песчаных отложений Восточно-Европейской платформы также получены заниженные K—Ag-значения: 65 ± 2 млн. лет, нижний маастрихт, Саратов; 64 ± 3 млн. лет, маастрихт, Пенза [24]. Однако предлагаются и, наоборот, завышенные цифры: 77 ± 3 млн. лет, нижний маастрихт, Оренбургская обл.; 72 ± 5 млн. лет, верхний маастрихт, Пенза; 74 ± 3 млн. лет, верхний маастрихт, Оренбургская обл.

Нам думается, что основная причина скачущих значений (и преимущественно с тенденцией к занижению) североамериканских и русских результатов — неоднородность глауконитов, становящаяся особенно значительной у материала из существенно терригенных толщ. Именно из таких толщ происходят глаукониты маастрихта Восточно-Европейской платформы и кампана и маастрихта США.

К данным по K₂, сведенным на рис. 1, можно добавить еще несколько «глауконитовых» цифр: 1) для границы сеноман — турон на севере Парижского бассейна — 89,5 млн. лет [40] и 91,3 млн. лет [96];

2) для основания коньякского яруса Северной Франции и Бельгии — 35,3, 89,0, 84,3 млн. лет Rb—Sr-методом [73] и 84,3, 86,2, 87,1 K—Аг-методом [40]; 3) уже упоминавшиеся значения 82—83 млн. лет для границы сантон — кампан США [98].

Наконец, совсем недавно Е. П. Бойцова и др. [5] опубликовали для Западной Сибири несколько цифр K—Аг-возраста (млн. лет; старые константы!), которые «привязаны» к датировкам И. ван Хинте [109]: 94±4 (турон — коньяк), 74±3 (сантон — кампан), 68±3 (кампан — маастрихт), 60±3 (палеоцен).

Радиометрические схемы мела для океанов

Как известно, меловые отложения вскрыты многими скважинами океанского бурения. Применявшиеся в некоторых рейсах «Glomar Challenger» радиометрические разбивки показаны на табл. 2. Они являются

Таблица 2

Радиометрическое расчленение мела, принятное в рейсах «Glomar Challenger» (старые константы), млн. лет

Ярус	Рейс № 14	Рейс № 17	Рейс № 32	Рейс № 41
	D. E. Hayes, A. C. Pimm, 1972 [57], W. H. Berger, U. von Rad, 1972 [32]	E. L. Winterer, 1973 [113]	R. Moberly, J. V. Gardner, R. L. Larson, 1975 [82]	Y. Lancelot, E. Seibold, J. V. Gardner, 1978 [78]
Палеоген	65	65	65	65
Маастрихт	72	72	71	72
Кампан	80	80	80	80
Сантон	84	84	82	84
Коньяк	87	87	86	87
Турон	91	91	91	91
Сеноман	100	100	95	100
Альб	104	104	106	104
Лапт	109	109	112	109
Заррем		116	118	116
Готерив		122	124	122
Баланжин		129	130	128
Берриас		135	136	136
Митон				141
Кимеридж				146
Эксфорд				151

ся продуктом прагматической компиляции существующих шкал. Так, радиометрические даты рейса № 32 [82] представляют сочетание данных PTS—1964, PTS—1971 и Г. Изетта и др. [62]. В ряде рейсов применялась шкала И. ван Хинте: например, в рейсе № 40, однако одной незначительной, но не поясняемой поправкой: вместо 70 млн. лет для основания маастрихта предлагается 71 млн. лет [101]. Схемы глубоководного бурения не вносят ничего нового в радиометрическое расчленение мела, но они интересны как примеры приспособления шкалы к «соображениям практического применения» [109, с. 272].

Соотношение радиометрических датировок с палеонтологическими и седиментологическими материалами

Нет никаких сомнений в том, что создание ярусной и более дробной радиометрической шкалы (и не только для мелового ее отрезка) невозможно без теснейшей увязки с палеонтологическими данными.

Это первое основное условие создания обоснованной шкалы абсолютной хронологии. Необходимость кооперирования биостратиграфических и радиометрических методов очевидна. Этот принципложен в основу шкалы И. ван Хинте [109]. Его геохронологическая шкала мела [109, fig. 2] представляет большую корреляционную таблицу, на которой показаны зональные схемы по макрофауне (раздельно для Средиземноморской и Бореальной областей), планктонным и бентосным фрагментами, известковому наннопланктону и радиоляриям, сопоставленные с радиометрическими датами и палеомагнитной шкалой.

Как и любая корреляционная таблица подобного (глобального) масштаба, шкала И. ван Хинте имеет один очень крупный недостаток: соответствие сопоставляемых зон в ней далеко не всегда точно. Из приведенного выше текста должно быть ясно, что соответствие приводимых в шкале радиометрических датировок биостратиграфическим уровням в значительной мере попросту условно. Говоря об изменениях, вносимых им в юрскую и меловую части PTS—1964, И. ван Хинте пишет: «Некоторые изменения основывались на новой информации, другие являются pragmatическими и интуитивными... пересмотренная шкала не более, чем простая рабочая модель, как и PTS» [110, с. 491]. Это ни в коем случае не следует упускать из виду при использовании юрской и меловой шкал И. ван Хинте.

Примеры использования радиометрических разбивок как «рабочей модели» к биостратиграфическому расчленению меловых осадков океанов приводились выше. Также и при палеомагнитных исследованиях на суше и в океанах точность радиометрических датировок реперных уровней пока соответствует лишь «рабочей модели», но не более. Но в целом как шкала для юры, так и в еще большей степени меловая шкала И. ван Хинте — весьма отрадное явление в радиометрической литературе именно стремлением увязать палеонтологические и радиометрические материалы.

Второе условие улучшения геохронологической шкалы — привлечение к ее разработке седиментационных материалов.

Темп седиментации и мощность осадочной толщи как индикаторы абсолютного возраста давно в орбите внимания геологов. Ч. Шухерт [102] в наиболее завершенной форме разработал метод «песочных часов». Попытки увязать мощность и скорость осадконакопления с радиометрическими датами были неоднократными [18, 47, 58, 60, 76].

Р. Фолинси и его коллеги [47] определили скорость формирования отдельных стратиграфических подразделений существенно терригенной толщи К₂ Альберты (Канада), в которой по пеплам были намечены радиометрические реперы. В значительной мере их данные использовал Д. Кальп [76], в шкале которого продолжительность сеномана, в частности, определена в 20 млн. лет (см. рис. 1).

В интереснейших работах П. П. Зотова [7—9] разрабатывается седиментометрический метод абсолютной геохронологии фанерозоя. Метод основан на определении мощности отложений и скорости седиментации; определяется скорость накопления глин, по отношению к которой выводятся скоростные коэффициенты-эквиваленты для других пород, контролируемые радиометрическими данными. Не со всеми положениями автора можно согласиться, в частности с его преувеличением непрерывности седиментогенеза и, наоборот, с преуменьшением роли перерывов в накоплении осадочных толщ, с признанием глин как эталона осадконакопления и др. Однако общая направленность проводимых П. П. Зотовым исследований несомненно весьма перспективна.

Примером привлечения данных осадконакопления к уточнению

радиометрической шкалы, наряду с материалами П. П. Зотова, являются результаты, полученные С. Л. Афанасьевым и др. [4] по разрезам верхнемеловых отложений Кавказа (табл. 3).

Таблица 3

Сравнение результатов определения продолжительности веков позднего мела различными методами, учитывающими седиментологические данные, млн. лет

Век	G. Ernst, H. Kreuzer, 1976 [42], G. Ernst, 1978 [41]		С. Л. Афанасьев и др., 1972 [4]		П. П. Зотов, 1972 [7]	
	продолжи- тельность	начало	продолжи- тельность	начало	продолжи- тельность	начало
Палеоцен			2,8	56,8	9,0	67,0
Датский		64,5	7,4	64,2	4,5	71,5
Маастрихтский	6	70,5	6,7	70,9	7,5	79,0
Кампанский	11,5	82	10,7	81,6	6,7	85,7
Сантонский	3	85	1,7	83,3	5,9	91,6
Коньякский	1	86	1,8	85,1	5,7	97,3
Туронский	3,5	89,5	1,8	86,9	8,3	105,6
Сеноманский	4,5	94	6,1	93,0	7,4	113,0
Альбский	8	102	16,8	109,8	5,7	118,7

Примечание. Радиометрический возраст — по старым константам распада.

Соотношение между мощностями отложений ярусов и продолжительностью веков К₂ было рассмотрено Д. П. Найдиным и Л. Ф. Ко-паевич [14]. В настоящем очерке приводятся дальнейшие данные на эту тему. Мощность как мерило времени уверенно может быть выявлена в относительно полных без крупных перерывов разрезах литологически достаточно однородных толщ (рис. 2).

Г. Эрнст и Г. Крейцер [41, 42] по разрезам писчего мела и близких к нему литологических разностей севера ФРГ получили такие же, как и мы, соотношения значений мощности ярусов верхнего мела (кстати, разрезы Оффенсете и Бремен, помещенные на рис. 2, учтены также в работах указанных немецких авторов). Но в изученных разрезах они наметили известные радиометрические даты некоторых ярусных границ (рис. 3); допуская непрерывность и равномерность седиментации карбонатных осадков, они рассчитали, с одной стороны, темп осадконакопления (он в среднем оказался равным 3 см/1000 лет²), а с другой — абсолютный возраст остальных хорошо палеонтологически документированных границ верхнего мела (от турона до кампана включительно). Подтвердились предварительные подсчеты Ф. Беттенштедта [34], основывавшиеся на соотношении значений мощности верхнемеловых ярусов в разрезах севера ФРГ, о значительно большей продолжительности кампанского века по сравнению с остальными веками позднего мела. Длительность кампана Г. Эрнст [41] оценивает несколько меньше 12 млн. лет, причем на долю раннего кампана приходится

² Порядок полученного значения скорости седиментации близок к предполагаемому для писчего мела Д. Хадзоном [61] — 1,5 см/1000 лет, Х. Эрнстом [43] — 2,3 см/1000 лет и очень далек от подсчетов темпа седиментации 90—100-метровой толщи нижнемаастрихтского писчего мела о. Рюген (ГДР): 50 см/1000 лет [84] и 600—3000 см/1000 лет [83]. Ф. Беттенштедт [34] определяет скорость накопления известковистых мергелей верхнего сантона ФРГ в 5 см/1000 лет.

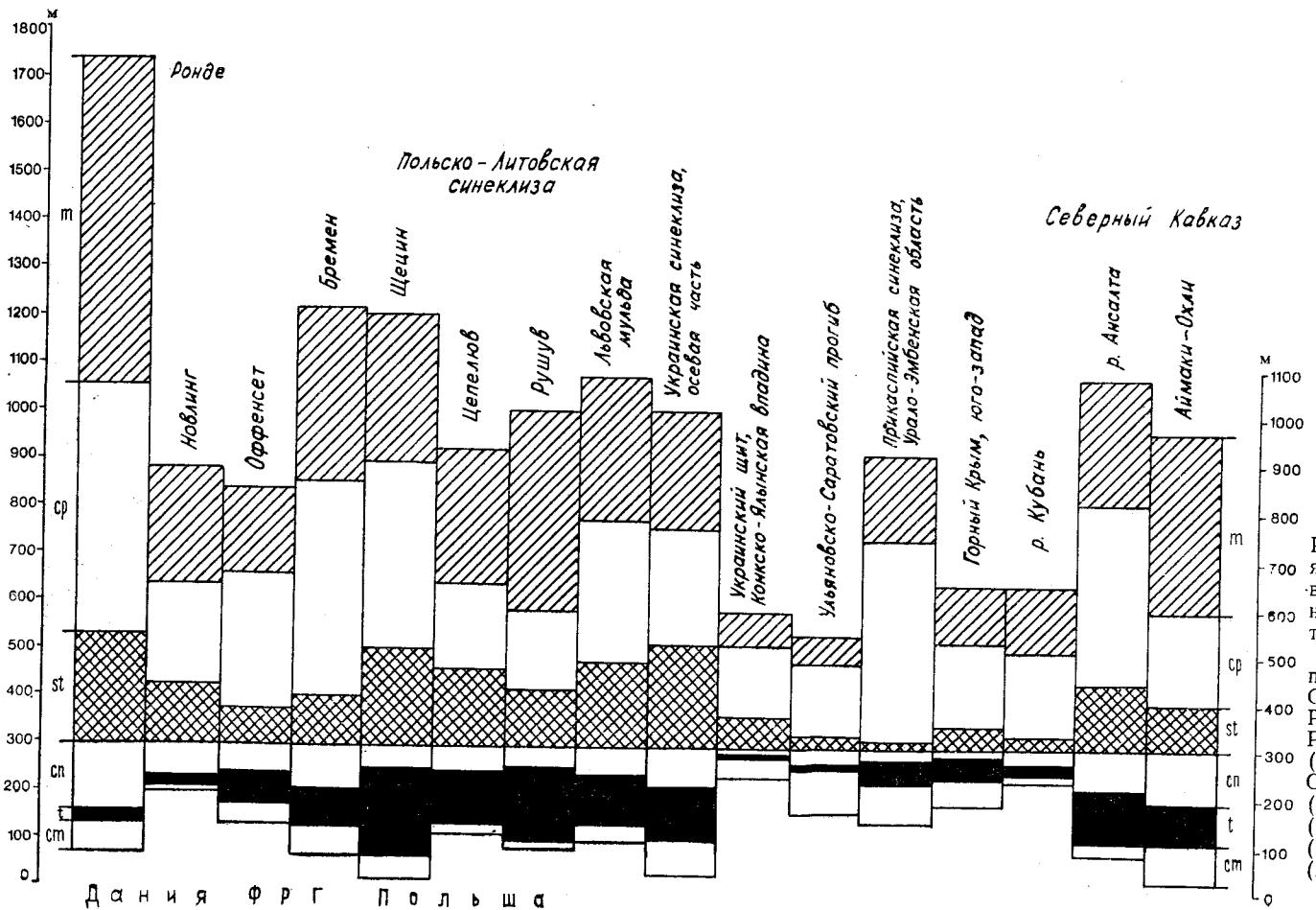


Рис. 2. Мощности ярусов верхнего мела в разрезах карбонатных отложений некоторых районов Восточно-Европейской платформы, Крыма и Северного Кавказа. Разрезы скважин: Ронде и Новлинг (Дания) [104, 105], Оффенсете и Бремен (ФРГ) [30], Щецин (ПНР) [63], Цепелюв (ПНР) [85], Рушув (ПНР) [74]. Индексы ярусов — см. рис. 1

лишь немногим более 1/3 этого времени (см. рис. 1, 3). Самый короткий век — коньякский. Таким образом, данные о неравной продолжительности веков позднего мела хорошо увязываются с радиометрическими датами.

В табл. 3 сопоставлены результаты оценки продолжительности веков K_2 различными методами, использующими седиментологические данные. Значения первой графы, близкие к нашим определениям, наиболее реальны. Цифры П. П. Зотова, наоборот, мало-реальны, что нисколько не колеблет основ развивающегося им метода, но свидетельствует лишь о неверном приложении метода к конкретному отрезку шкалы фенерозоя. Для верхнего мела развитые на огромных пространствах карбонатные осадки представляют наиболее подходящий объект получения непосредственных (без применения коэффициентов,

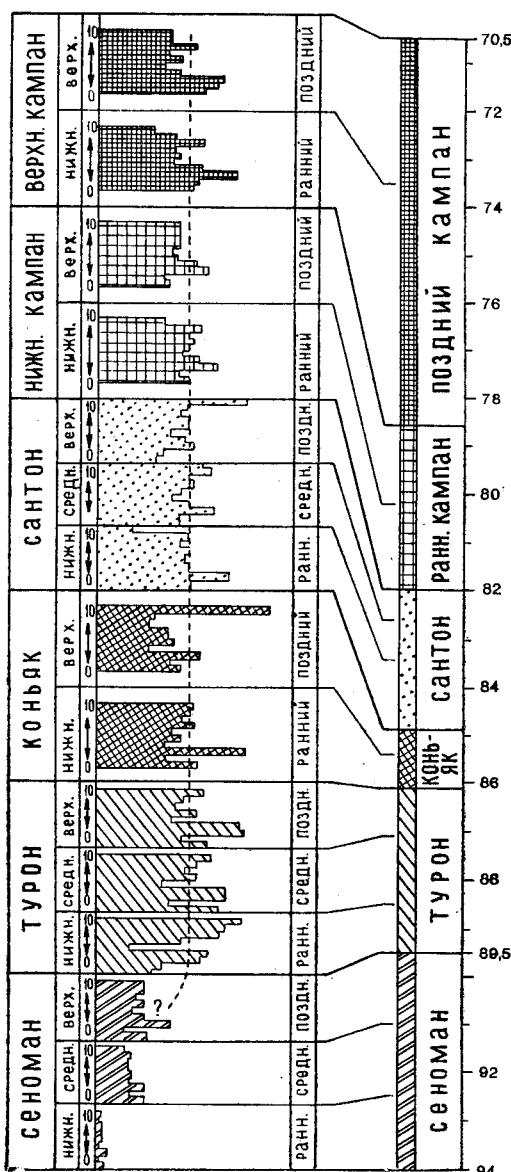


Рис. 3. Продолжительность веков позднего мела, устанавливаемая на основе совместного использования радиометрических датировок и данных подсчета темпа седиментации писчего мела и близких фаций в разрезах севера ФРГ, по Г. Эрнесту [41], с сокращениями 94, 89,5, 82 и 70,5 — радиометрические датировки, по Д. Обрадовичу и В. Коббану [86]; остальные цифры — абсолютный возраст, рассчитанный по темпу седиментации; пунктирная линия — средняя скорость седиментации (3 см/1000 лет). 1—9, 1—10 — номера ключевых разрезов (буровые скважины и карьеры). Подсчет, предполагающий непрерывность осадконакопления, произведен для турово-маастрихтского интервала. Сеноман разделен на три равные части

рассчитанных по глинам) результатов, которые могут быть использованы в абсолютной геохронологии. Глинистые и терригенные фации в силу ряда причин являются менее благодарным материалом для геохронологии K_2 .

Метод (или методы), использующий данные осадконакопления для определения продолжительности геохронологических единиц, — еще на стадии становления. Самые разнообразные факторы, как первичные (nondeposition — англоязычных авторов, размыв осадков донными те-

чениями, сложные процессы растворения карбонатов и др.), так и вторичные (уплотнение осадков, их литификация и т. п.), существенно могут изменять на площади результативную мощность отложений одного и того же стратиграфического горизонта.

Продолжительность веков и хронов

Палеонтологические, седиментологические и радиометрические материалы по верхнему мелу позволяют подойти к решению вопроса о продолжительности дробных подразделений геохронологической шкалы: века (яруса) и храна (зоны).

Р. Кези [37] определил продолжительность веков мелового периода делением продолжительности периода (72 млн. лет) на число веков (12) и получил длительность каждого века в 6 млн. лет. Была применена вполне понятная концепция равной продолжительности веков, ибо многие поколения геологов — до получения цифр радиометрического возраста — в своих построениях всегда принимали подразделения геохронологической шкалы одного ранга равными друг другу. При недостатке радиометрических реперов Р. Кези поступил оправданно осмотрительно. Менее осторожным был Д. Кальп [76], который, не признавая концепции «equal stages», получил явно нереальные значения продолжительности как всего мелового периода, так и его веков, что, в частности, подверг критике М. М. Рубинштейн [21]. Но неверные оценки сразу же пошли в ход. Так, большая продолжительность сеномана (20 млн. лет из 47 млн. лет для всего мелового периода) послужила одним из оснований для О. Банди [31] предлагать трехчленное деление мелового периода, причем под средним мелом О. Банди понимал только один сеноман.

При определении продолжительности веков И. ван Хинте [108—110] поступает различно. При отсутствии радиометрических дат века принимаются равными друг другу (или же их длительность рассчитывается по числу составляющих ярус зон); при наличии хотя бы немногих радиометрических отметок продолжительность веков подсчитывается не равной; правда, при этой процедуре значительная роль принадлежит «прагматическим и интуитивным мотивам» [110, с. 491].

Видимо, подобными мотивами руководствовался И. ван Хинте, интерпретируя материалы В. Диккинзона и Э. Рича [38]. Названные авторы меловой период (135—65 млн. лет) приближенно разделяют следующим образом: неоком, альб, сеноман, турон, кампан — по 10 млн. лет; апт, коньяк, сантон, маастрихт — по 5 млн. лет. И. ван Хинте [109, fig. 1] вносит «уточнение»: он получает продолжительность бериаса, валанжина, готерива и баррема по 2,5 млн. лет делением 10 млн. лет (продолжительность неокома) на 4.

Седиментологические и радиометрические данные по K_2 не оставляют никаких сомнений в различной продолжительности веков позднемеловой эпохи. Распространение этого вывода на остальные периоды и эпохи палеозоя и мезозоя также не подлежит сомнению; для кайнозоя концепция «equal stages» давно оставлена [33].

Теперь о продолжительности зон.

По Э. Тозеру [107], продолжительность аммонитовых зон триаса немногим меньше 1,5 млн. лет (49 млн. лет : 31 зона). И. ван Хинте [110] предположил равную продолжительность (примерно 1 млн. лет) аммонитовых зон ранней и средней юры и на этом основании определил длительность веков J_1 и J_2 .

В. Кеннеди и В. Коббан [72] оценили продолжительность аммонитовых зон триаса и юры в 1,2 млн. лет, а меловых зон — в 2 млн. лет; они отмечают, что подсчеты эти условны, весьма генерализованы, мало конкретны. Д. Джилл и В. Коббан [50, 51] на конкретном материале верхнемеловых разрезов запада США (Вайоминг и другие штаты), в которых выделено несколько десятков аммонитовых зон, установили неравную продолжительность этих зон. Более детальными и охватывавшими большую площадь исследованиями Д. Обрадовича и В. Коббана [86] была определена продолжительность аммонитовых зон K_2 от 0,2 до 0,9 млн. лет. В ходе дальнейших исследований Э. Кауффман [70] изучил от 400 до 500 частных пепловых прослоев и проследил около 50 выдержанных, привязанных к аммонитовым зонам прослоев бентонитов в разрезах K_2 Западного Внутреннего бассейна Северной Америки. На основе этих исследований длительность аммонитовых зон оценивается в среднем значениями 0,25—0,33 млн. лет, но некоторые зоны короче 0,25 млн. лет [70, 71]. По Э. Кауффману [68], биозоны (аммонитовые, иноцерамовые и т. д.), осадки которых накапливались в фазы регрессий, короче биозон, приуроченных к трангрессивным сериям.

Хочется верить в реальность этих цифр. Однако весь имеющийся багаж радиометрической информации по мезозою с несходящимися датировками и с цифрами, к которым либо добавлено их авторами, либо необходимо добавить « $\pm p$ млн. лет», заставляет относиться с большой осторожностью к предлагаемым подсчетам длительности биозон. Расчеты Т. Кеммела [67], согласно которым длительность наименьшего радиометрически улавливаемого в настоящее время интервала значительно крупнее длительности одной биозоны, нам представляются вполне верными.

Давно известное положение палеонтологии о неравномерности эволюции органического мира с неизбежностью должно привести к установлению неодинаковой продолжительности биозон (хронов). По Д. Динлею (из Т. Кеммела [67]), продолжительность биозон колеблется от 3,5 млн. лет в ордовике, 1 млн. лет в силуре до 0,3 млн. лет в юре. Ю. А. Елецкий [65], резко критикующий американских авторов за увлечение неоправданно точными подсчетами, предполагает, что продолжительность зон K_2 может быть в 10—15 раз короче или, наоборот, длиннее предлагаемых Э. Кауффманом и может составлять от 50 тыс. до 2 млн. лет.

М. А. Пергамент [17] отмечал различный темп эволюции иноцерамид на различных интервалах юрского и мелового периодов. Для сеноман-сантоńskiego интервала K_2 выделяются многочисленные иноцерамовые зоны; здесь вертикальные отрезки (оцененные седиментологически и радиометрически) распространения отдельных видов не только иноцерамов, но и аммонитов и белемнитов невелики. На кампан-маастрихтском участке верхнемеловой шкалы биозоны по иноцерамам, аммонитам и белемнитам становятся более протяженными по вертикали, а соответствующие им хроны, вероятно, более длительными.

Интересно соотношение числа зон по планктонным фораминиферам и ярусов K_2 . По Н. И. Маслаковой [11], из 13 зон (у И. ван Хинте [109] их 17) верхнего мела три составляют сеноман, а остальные ярусы заключают по две зоны: и коньякский, и кампанский, хотя коньякский век в несколько раз короче кампанского. Одно из двух: либо каждый ярус (кроме сеномана) чисто формально разделен на две зоны по фораминиферам, либо протяженность зон по разрезу (следовательно, продолжительность хронов) меняется. Нам представляется, что в дан-

ном случае имеет место и то и другое. Но материалы по макроископаемым свидетельствуют в пользу большей длительности кампан-маастрихтских хронов сравнительно с сеноман-сантонскими. Поэтому мы предполагаем, что бионы (хроны) по макро- и микрофауне сеноман-сантонского и кампан-маастрихтского интервалов К₂ различны по продолжительности.

Общий вывод может быть только один: все подразделения одного ранга независимо от их масштаба (период, эпоха, век, хрон) имеют различную продолжительность. Можно полностью присоединиться к Ж. Одену [90] в его критике примененного И. ван Хинте приема определения продолжительности веков по числу равных по продолжительности зон соответствующих ярусов.

Требования, предъявляемые к радиометрическим датам

Специального рассмотрения заслуживает вопрос о требованиях, которые необходимо предъявить к радиометрическим датировкам. В самой общей форме основное, принципиальное требование сформулировать просто: радиометрическое расчленение по своей детальности не должно уступать точности биостратиграфического членения. В применении к мелу, для которого достигнут зональный уровень биостратиграфического членения, очевидно, желательно, чтобы и детальность радиометрических разбивок была такой же. Совершенно ясно, что подобная детальность может быть достигнута лишь при использовании минералов, связанных непосредственно с осадочными толщами. Должны использоваться «действительно опорные точки», по терминологии Н. И. Полевой и ее соавторов [19], т. е. радиометрические точки «исключительно осадочного происхождения, имеющие не только четкое положение в стратиграфическом разрезе, но и датированные палеонтологически» [19, с. 5], однако без допускаемой уступки, согласно которой к числу «действительно опорных точек» можно относить и некоторые интрузивные массивы, имеющие «весьма сближенные во времени верхнюю и нижнюю границы» [19, с. 5].

Характер взаимоотношения интрузивных тел с прорываемыми ими и перекрывающими их осадочными породами не позволяет получить «весьма сближенные во времени» оценки не только на уровне зон (хронов), но и ярусов (веков). Однозначно интерпретируемые датировки, пригодные для геохронологической шкалы, можно получить только по осадочным геохронометрам.

Сравнение геохронометров осадочных толщ

Даже для относительно «благополучных» датировок, имеющих надежное биостратиграфическое обеспечение и использующих тщательно собранный исходный материал (к числу таких датировок можно отнести результаты определения радиометрического возраста границы альб — сеноман Ж. Одена и его коллегами), необходимы дальнейшие исследования.

Должны быть изучены различными методами (K—Ag, Rb—Sr) оба основных геохронометра осадочных толщ — калиевые минералы пеплов и глаукониты — из непрерывных разрезов. Отмеченные выше колеблющиеся «глауконитовые» значения связаны с большой неоднородностью глауконитов. Нужно отчетливо представлять, что не всякая цифра, добытая по глауконитам, отражает возраст. Ж. Оден и его соавторы [88, 90, 92, 94] показали, что по тщательно седimentологиче-

ски отобранным зернам глауконитов можно получить значения возраста, вполне сопоставимые с цифрами, получаемыми по высокотемпературным минералам. По их мнению, неопределенность датировок по глауконитам обусловлена сложностью и длительностью образования этого геохронометра; аккумуляция радиогенного аргона в ходе этого процесса, по-видимому, начинается в зернах глауконитов непосредственно перед их погребением; поэтому возраст прослоя, определяемый по зернам, не отвечает возрасту сопутствующей им макрофлоры. Он более молодой и соответствует возрасту фауны лежащего непосредственно выше слоя. Воспроизведимость результатов по глауконитам достигается применением «глауконитового стандарта» GL—O [89]. Этот опыт должен быть распространен. Как нам представляется, репутация ненадежного хронометра закрепилась за глауконитами вследствие «оптового» использования стратиграфически и седimentологически не сортированного материала.

Заметим, что и при использовании высокотемпературных минералов, которые до сих пор пользовались большим (по сравнению с глауконитом) доверием у радиогеохронологов, возникают свои затруднения [28, 79]. Могут получаться, как и по глауконитам, расходящиеся результаты. Так, например, Г. Виллиамс и Г. Баадсгаард [112] приводят 14 датировок по биотиту и санидину из пепловых прослоев турон-нижнекампанийских отложений провинции Саскачеван, т. е. из канадской части Западного Внутреннего бассейна Северной Америки, для южной части которого в пределах США радиометрические реперы получены Д. Обрадовичем и В. Коббаном [86]. Только для нижнего турона результаты совпадают (89—90 млн. лет), а возраст всех остальных рубежей, по Г. Виллиамсу и Г. Баадсгаарду, на 2—3 млн. лет древнее предлагаемых Д. Обрадовичем и В. Коббаном.

И еще одно замечание, которое неизбежно вытекает при сравнении двух геохронометров: глауконитовых и пепловых прослоев. Первые в разрезах мела как пространственно, так и по вертикали значительно шире распространены, чем вторые. Это обстоятельство делает глауконитовые горизонты незаменимым объектом для радиометрических исследований.

Общая оценка и рекомендации

Опубликованные данные о радиометрических рубежах ярусов мела, о продолжительности мелового периода и его подразделений ныне находят широкое применение в различных разделах геологии. Внешне очень стройные шкалы И. ван Хинте для юры и мела многими зарубежными авторами рассматриваются в качестве стандартных, эталонных. Однако при использовании радиометрических шкал для мела (и более широко — для всего мезозоя) необходимо ясно представлять, что в значительной степени они опираются не на конкретные датировки, а на цифры экстраполяционных расчетов, что обоснование многих их интервалов «прагматическое и интуитивное» и что в целом они «не более, чем простая рабочая модель» [110, с. 491].

Один из редакторов обоих томов, в которых опубликованы PTS—1964 и PTS—1971, В. Харланд [52, с. 4] относительно практического применения радиометрических шкал писал: «Большая трудность состоит в незаслуженной вере, которую так много геологов питает к опубликованным шкалам. Это приводит к частому применению шкал, но лишь к незначительному их улучшению».

Весьма критически оценивает меловые радиометрические шкалы Ю. А. Елецкий [64, 65]. Острое его критики направлено против чрезмерного преувеличения детальности радиометрических шкал (в частности, шкалы Э. Кауффмана), сопровождаемого принижением роли биостратиграфии. К сожалению, все эти предостережения (включая и высказанные самими создателями шкал) при практическом использовании радиометрических материалов часто не учитываются.

«Привлекательная упаковка» (термин Ю. А. Елецкого [64, с. 7; 65, с. 27]) шкал оказывается сильнее: она создает иллюзию надежности, достоверности и большой точности радиометрических разбивок. Особенно опасно некритическое использование радиометрических цифр при их включении в расчеты либо темпа какого-то процесса (темперы осадконакопления, скорости расширения океанического дна и т. п.), либо продолжительности какого-то события в прошлом (продолжительности биозон, хронов, палеомагнитных зон и т. д.). Появляются новые ряды цифр, которые по своему качеству опять-таки соответствуют лишь «простой рабочей модели». Но об этом умалчивается. Авторами, их получившими, они выдаются за особо прецизионные достижения. Желаемое принимается за уже достигнутое.

Все только что сказанное не означает, что радиометрические датировки по мелу (и по мезозою в целом) не представляют никакой ценности и что ими не следует пользоваться. Относительно значения методов радиометрии повторим оценку, приведенную на первой странице статьи: только радиометрические методы позволили подойти к реальным оценкам продолжительности геохронологических подразделений. Что же касается использования имеющейся радиометрической информации, то совет куда как прост: применять ее следует с осторожностью, всегда помнить, что могут быть различные варианты, что используемые цифры по своей точности пока лишь приближенные, прикидочные.

Выводы

Вот какие рекомендации относительно радиометрических дат для мела представляется возможным высказать.

1. Нижний предел мела радиометрически изучен слабо. Имеющиеся оценки укладываются в интервал, предложенный Р. Ламбером [77]: от 125 до 145 млн. лет (старые константы; нужно прибавить 3 млн. лет при переходе на новые константы распада). Пока нет аргументированных данных отказываться от общепринятой оценки в 135—136 млн. лет (старые константы; +3 млн. лет при новых константах), хотя некоторое «омоложение» рубежа представляется возможным.

2. Надежные радиометрические оценки для большинства ярусных границ K_1 пока отсутствуют. Возможно, исключение составляет подошва альбского яруса, радиометрический возраст которой в 107 млн. лет представляется обоснованным [89, 90].

3. Граница $K_1—K_2$ как по бентонитам Северной Америки, так и по глауконитам Европы определяется в 95—96 млн. лет (новые константы).

4. Более многочисленны и более достоверны (сравнительно с K_1) радиометрические определения ярусных границ K_2 . По-видимому, шкала Г. Эриста и Г. Крейцера [41, 42], использующая как радиометрические, так и седиментологические данные, в настоящее время наиболее обоснована (на рис. 1 эта шкала приведена в старых константах; нужно +2 млн. лет для перехода на новые константы). Подчеркнем,

что шкала для K_2 требует дальнейшего совершенствования на основе совместного применения радиометрического и седиментологического методов.

5. Радиометрический возраст верхнего ограничения меловой системы (по кровле маастрихта) близок к значению 65 млн. лет (новые константы).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев Г. Д. Геологическая шкала в абсолютном лотоисчислении.— В кн.: Пробл. геохимии и космохимии. (Докл. сов. геологов XXIII сес. МГК). М., 1968, с. 61—69. 2. Афанасьев Г. Д., Багдасарян Г. П., Боровиков Л. И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном лотоисчислении по данным лабораторий СССР с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геол. формаций. (Докл. сов. геологов XXII сес. МГК). М., 1964, с. 287—324. 3. Афанасьев Г. Д., Зыков С. И. Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М., 1975, 103 с. 4. Афанасьев С. Л., Пергамент М. А., Смирнов Ю. П. Длительность веков позднего мела.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 6, с. 136—137. 5. Бойцов Е. П., Загрузина И. А., Комарова Н. И. Опыт комплексного палинологического и радиологического изучения верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений Павлодарского Прииртыша.— Сов. геология, 1980, № 2, с. 75—78. 6. Бюро Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Применение единых значений констант распада в геохронологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11, с. 148. 7. Зотов П. П. Вопросы абсолютной геохронологии.— В кн.: Происхождение и история Земли. Алма-Ата, 1972, с. 133—227. 8. Зотов П. П. Седиментация как мера времени.— В кн.: Некоторые вопр. геогр. и геол. Казахстана. Алма-Ата, 1972, с. 108—111. 9. Зотов П. П. Геохронологические методы в геологии.— В кн.: Проблемы геогр. Казахстана. Алма-Ата, 1977, с. 192—205. 10. Магомедов А. М., Батырмурзаев А. С. Абсолютный возраст осадочных образований Дагестана.— В кн.: Геохрон. Вост.-Европейск. платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы (XIX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций). М., 1977, с. 3—11. 11. Маслакова Н. И. Глоботрунканды юга европ. части СССР. М., 1978, 166 с. 12. Найдин Д. П. Позднемаастрихтские белемнителлиды Евразии.— В кн.: Развитие и смена органич. мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М., 1975, с. 91—108. 13. Найдин Д. П. Геохронология мезозоя.— В кн.: Итоги науки и техники, т. 11. М., 1981. 14. Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф. О зональном делении верхнего мела Европейской палеобиогеографической области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 92—112. 15. Наливкин Д. В. Курс исторической геологии. М.—Л., 1932, 180 с. 16. Павлов А. П. Представления о времени в истории, археологии и геологии. М., 1919, 24 с. 17. Пергамент М. А. Этапность развития иноцерамов в свете абсолютной геохронологии.— Палеонтол. журн., 1967, № 1, с. 32—40. 18. Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты как индикатор геологического времени.— Геохимия, 1960, № 1, с. 3—10. 19. Полевая Н. И., Стасюкевич Т. В., Искандерова А. Д., Яковлева Л. В. К проблеме уточнения геохронологической шкалы.— В кн.: Вопр. геохронологии и изотопн. геол. Л., 1960, с. 5—15. 20. Проект рекомендации по мировой геохронологической шкале (засед. Междунар. геохрон. комис., май 1965 г., Нанси).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 9, с. 7—9. 21. Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Тбилиси, 1967, 239 с. 22. Рубинштейн М. М., Габуния Л. К. Некоторые вопросы геохронологии кайнозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 3—8. 23. Рубинштейн М. М., Полевая Н. И. О геохронологической шкале фанерозоя.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. Л., 1974, с. 304—314. 24. Стасюкевич Т. В. Русская платформа.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 2. Фанерозой. Л., 1974, с. 12—23. 25. Чумакова Л. Х. Абсолютный возраст глауконитов Вятско-Камского месторождения.— В кн.: Нов. дан. по геол. и гидрогеол. Нечерноземной зоны и Поволжья. М., 1980, с. 62—63. 26. Шкала абсолютного лотоисчисления по данным геохронологических лабораторий на 1960 год.— В кн.: Тр. IX сес. Комис. по опред. абсол. возраста геол. формаций. М., 1961, с. 320—329. 27. Adams C. J. D. Age of metamorphism and plutonism in the Jurassic—Cretaceous Rangitata orogenic belt, South Island, New Zealand.— In: 4th Intern. conference on geochronology (Aspen, Colorado, USA). Short papers, 1978, p. 1—3. 28. Armstrong R. L. Pre-Cenozoic phanerozoic time scale—computer file of critical dates and consequences of new and in-progress decay-constant revisions.— In: Contrib. Geol. Time Scale. Int. Geol. Congr., Sydney, 1976, Tulsa, Oklahoma, 1978, p. 73—91. 29. Baadsgaard H., Lerbeckmo J. F., Ewans M. E. Geochronology and magnetostratigraphy of fluvial—deltaic sediments embracing the Cretaceous—Tertiary boundary, Red Deer Valley, Alberta, Canada.— In: 4th Intern.

- conference on geochronology (Aspen, Colorado, USA). Short papers, 1978, p. 17—18.
30. Baldschuhn R., Jaritz W. Stratigraphie der Oberkreide in Nordwestdeutschland (Pompeckische Scholle). Korrelation der Bohrlochdiagramme und des Kernmaterials.—Geol. Jb., 1977, A 38, S. 1—9. 31. Bandy O. L. Cretaceous planktonic foraminiferal zonation.—Micropaleontology, 1967, 13, N 1, p. 1—31. 32. Berger W. H., von Rad U. Cretaceous and Cenozoic sediments from the Atlantic Ocean.—Init. Reports Deep Sea Drill. Proj., 1972, vol. 14, p. 787—954. 33. Berggren W. A. A Cenozoic time-scale—some implication for regional geology and paleobiogeography.—Lethaia, 1972, 5, N 2, p. 195—215. 34. Bettenstaedt F. Evolutionsvorgänge bei fossilen Foraminiferen.—Mitt. geol. Staatsinstitut Hamburg, 1962, 31, S. 385—460.
35. Bodelle J., Lay C., Odin G. S. Détermination d'âge par la méthode géochronologique «potassium-argon» de glauconies du bassin de Paris.—C. r. Acad. sci., 1969, D268, N 1, p. 1474—1477. 36. Bonhomme M., Odin G. S., Pomerol Ch. Âge de formations glauconiennes de l'Albien et de l'Eocène du bassin de Paris.—Mém. Bureau rech. géol. et minières, 1968, N 58, p. 339—346. 37. Casey R. The Cretaceous period.—In: Harland W. B. et al. (eds). The Phanerozoic time-scale. (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120 S), p. 193—202. 38. Dickinson W. R., Rich E. I. Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley sequence, Sacramento Valley, California.—Geol. Soc. America Bull., 1972, 83, N 10, p. 3007—3024. 39. Dodson M. H., Rex D. C., Casey R., Allen P. Glauconite dates from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous.—In: Harland W. B. et al. (eds). The Phanerozoic time-scale (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120 S), p. 145—158. 40. Elewa E., Robaszynski F. Datation par la méthode K/Ar de glauconies Crétacées du Nord de la France et de Belgique.—Ann. Soc. géol. du Nord, 1977, 97, p. 179—189. 41. Ernst G. Forschungsfortschritte in der Oberkreide von NW—Deutschland.—Intern. Symposium Deutsche Kreide (Münster), Kurzfassungen der Vorträge, 1978, S. 72—73.
42. Ernst G., Kreuzer H. Calibration of stratigraphic methods in the boreal Cretaceous of Germany.—25th Intern. Geol. Congr., Canberra, 1976, Abstr. vol. 1, p. 267—268. 43. Ernst H. Zu Bathymetrie und Sedimentstrukturen der Schreibkreide von Lägerdorf/Holstein (Coniac—Santon): eine quantitative Analyse der Foraminiferen—Faunen.—Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, 1978, 48, S. 53—78. 44. Evernden J. F., Curtis G. H., Obradovich J., Kistler R. On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method.—Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, 23, N 1—2, p. 78—99. 45. Evernden J. F., Kistler R. W. Chronology of emplacement of Mesozoic batholithic complexes in California and Western Nevada.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1970, 623, p. 1—42. 46. Fitch F. J., Hooker P. J., Miller J. A., Brereton N. R. Glauconite dating of Palaeocene—Eocene rocks from East Kent and the time-scale of Palaeogene volcanism in the North Atlantic region.—J. Geol. Soc., 1978, 135, N 5, p. 499—512. 47. Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Lipson J. Potassium—argon dates of Upper Cretaceous ash falls, Alberta, Canada.—Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, 91, N 2, p. 352—363. 48. Folinsbee R. E., Baadsgaard H., Cumming G. L. Geochronology of the Cretaceous—Tertiary boundary of the western plains of North America.—Eclog. geol. helv., 1970, 63, N 1, p. 91. 49. Funnel B. M. Tertiary period.—In: Harland W. B. et al. (eds). The Phanerozoic time-scale. (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120 S), p. 179—191. 50. Gill J. R., Cobban W. A. The Red Bird section of the Upper Cretaceous Pierre Shale in Wyoming.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1966, 393-A, p. 1—69. 51. Gill J. R., Cobban W. A. Stratigraphy and geologic history of the Montana Group and equivalent rocks, Montana, Wyoming and North and South Dakota.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1973, 776, p. 1—37. 52. Harland W. B. Introduction.—In: Harland W. B. and Francis E. H. (eds). The Phanerozoic time-scale: a supplement (Geol. Soc. London Spec. Publ., 1971, 5), p. 3—7. 53. Harland W. B., Smith A. G., Wilcock B. (eds). The Phanerozoic time-scale. (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120S), 458 p. 54. Harland W. B., Francis E. H. The Phanerozoic time-scale: a supplement. Part 1. Supplementary papers and items. (Geol. Soc. London Spec. Publ., 1971, 5), 120 p. 55. Harris W. B. Rb—Sr glauconite isochron, Maestrichtian unit of Peedee Formation (Upper Cretaceous), North Carolina.—Geology, 1976, 4, N 12, p. 761—762. 56. Harris W. B., Bottino M. L. Rb—Sr study of Cretaceous lobate glauconite pellets, North Carolina.—Geol. Soc. America Bull., 1974, 85, N 9, p. 1475—1478. 57. Hayes D. E., Pimm A. C. Introduction.—Init. Reports Deep Sea Drill. Proj., 1972, vol. 14, p. 3—14. 58. Holmes A. A revised geological time-scale.—Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1959, 17, N 3, p. 183—216. (Холмс А. Пересмотренная геохронологическая шкала.—В кн.: Геохимия литогенеза. М., 1963, с. 391—430). 59. Howarth M. K. The Jurassic period.—In: W. B. Harland et al. (eds). The Phanerozoic time-scale (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120 S), p. 203—205. 60. Hudson J. D. Sedimentation rates in relation to the Phanerozoic time-scale.—In: Harland W. B. et al. (eds). The Phanerozoic time-scale (Geol. Soc. London Quart. J., 1964, vol. 120S), p. 37—42. 61. Hudson J. D. Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent

and ancient seas.—Marine Geology, 1967, 5, N 5—6, p. 473—480. 62. Izett G. A., Cobban W. A., Gill J. R. The Pierre Shale near Kremmling, Colorado and its correlation to the east and the west.—U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1971, 684—A, p. 1—19. 63. Jaskowiak-Schoeneichowa M. (red.). Szczecin IG 1. Profile głębowych otworów wiertniczych Inst. Geol., zeszyt 6. Warszawa, 1973, 134 s. 64. Jeletzky J. A. Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada: illustrated by a detailed study of ammonites.—Geol. Survey of Canada, 1971, Paper 70—22, p. 1—92. 65. Jeletzky J. A. Causes of Cretaceous oscillations of sea level in Western and Arctic Canada and some general geotectonic implications.—Geol. Survey of Canada, 1978, Paper 77—18, p. 1—44. 66. Juiguet P., Hunziker J. C., Odin G. S. Datation numérique du passage Albien-Cénomanien en Normandie; étude préliminaire par la méthode à l'argon.—C. r. Acad. sci., 1975, D 280, N 4, p. 379—382. 67. Kaemmel T. Die Äquivalent der Biozone in der Radiogeochronologie—der Vertrauensbereich.—Geologie, 1966, 15, N 8, S. 989—992. 68. Kauffman E. G. Population systematics, radiometrics, and zonation—a new biostratigraphy.—In: Proc. N. Amer. Paleontol. Convention, Chicago, 1969, Part F. Lawrence, Kansas, 1970, p. 612—666. 69. Kauffman E. G. Dispersal and biostratigraphic potential of Cretaceous benthonic Bivalvia in the Western Interior.—Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 1975, N 13, p. 163—194. 70. Kauffman E. G. Geological and biological overview: Western Interior Cretaceous basin.—Mountain Geologist, 1977, 14, N 3—4, p. 75—99. 71. Kauffman E. G., Cobban W. A., Eicher D. L. Albian through Lower Conician strata. Biostratigraphy and principal events in Western Interior strata.—Ann. Muséum d'Histoire Natur. de Nice, 1976 (1978), t. 4, XXIII.1—XXIII.52. 72. Kennedy W. J., Cobban W. A. Aspect of ammonite biology, biogeography and biostratigraphy.—Special papers in palaeontology, 1976, N 17, p. 1—94. 73. Keppens E., Elewaut E., Pasteels P. Géochronologie rubidium-strontium des glauconies du Crétacé du Nord de la France et du bassin de Mons. Comparison avec les données potassium—argon correspondantes.—Bull. Soc. belg. géol., 1978, 87, N 3—4, p. 153—162. 74. Krassowska A. Kreda miedzy Zamociem, Tomaszowem Lubelskim a Krylowem.—Biul. Inst. Geol., 1976, N 291, p. 51—101. 75. Krinsley D. H. Age of the Mount Laurel and Nawesink Formation at Marlboro, New Jersey, from K—Ar measurement of glauconite.—Geol. Soc. America Bull., 1973, 84, N 6, p. 2143—2145. 76. Kulpe J. L. Geological time scale.—Science, 1961, 133, N 3459, p. 1105—1114. 77. Lambert R. St J. The pre-Pleistocene Phanerozoic time-scale—a review and further data.—In: Harland W. B., Francis E. H. The Phanerozoic time-scale: a supplement (Geol. Soc. London Spec. Publ., 5, 1971), p. 9—34. 78. Lancelot Y., Seibold E., Gardner J. V. Introduction.—Init. Reports Deep Drilling Proj., 1978, vol. 41, p. 7—18. 79. Lanphere M. A., Jones D. L. Cretaceous time scale from North America.—In: Contrib. Geol. time scale. Int. Geol. Congr. Sydney, 1976. Tulsa, Oklahoma, 1978, p. 259—268. 80. Lerbeckmo J. F., Evans M. E., Baadsgaard H. Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of Cretaceous—Tertiary boundary sediments, Red Deer Valley.—Nature, 1979, 279, N 5708, p. 27—30. 81. McGooley D. P. et al. Cretaceous System.—In: Mallory W. W. (ed.). Geologic Atlas of the Rocky Mountain Region, Denver, Colorado, 1972, p. 35—44. 82. Moberly R., Gardner J. V., Larson R. L. Introduction.—Init. Reports Deep Sea Drilling Proj., 1975, vol. 32, p. 5—14. 83. Müller A. H. Bemerkungen zur Stratigraphie und Stratonomie der obersenonen Schreibkreide von Rügen. II.—Geologische Rügener Schreibkreide—Fauna (Unter—Maastricht) mit Hilfe der Paläoökologie und Paläobiologie.—Geologie, 1965, 14, Beihefte 49, S. 1—147. 85. Niemczycka T. (red.). Ciepielów IG 1. Profile głębowych otworów wiertniczych Inst. Geol., zeszyt 20. Warszawa, 1974, 247 s. 86. Obradovich J. D., Cobban W. A. A time-scale for the Late Cretaceous of the Western Interior of North America.—Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 1975, N 13, p. 31—54. 87. Odin G. S. Resultats de datations radiométriques dans les séries sédimentaires du Tertiaire de l'Europe occidentale.—Rev. Géographie phys. et Géologie dynam., 1973, 15, N 3, p. 317—330. 88. Odin G. S. Commentaires sur la datation des glauconies du Crétacé supérieur du Limbourg.—Geol. en Mijnbouw, 1976, 51, N 1—2, p. 3—5. 89. Odin G. S. La glauconite GL—O, étalon interlaboratoire pour l'analyse radiochronométrique.—Analusis, 1976, 4, p. 286—291. 90. Odin G. S. Results of dating Cretaceous, Paleogene sediments, Europe.—In: Contrib. geol. time scale. Int. Geol. Congr. Sydney, 1976. Tulsa, Oklahoma, 1978, p. 127—141. 91. Odin G. S. Données sur l'âge radiométrique de niveaux glauconieux de l'Albien inférieur dans le stratotype (méthode à l'argon).—In: Les stratotypes français. 5. L'Albien de l'Aube, 1979, édit. CNRS, p. 431—435. 92. Odin G. S., Curry D., Hunziker J. C. Radiometric dates from NW European glauconites and the Palaeogene time-scale.—J. Geol. Soc., 1978, 135, N 5, p. 481—497. 93. Odin G. S., Hunziker J. C. Discussion of stage and epoch boundaries from Mesozoic and Tertiary using recent data.—In: Intern. meeting for geochronology, cosmochronology and

isotope geology (Paris), 1974, abstr. vol. 94. Odin G. S., Hunziker J. C. Comparison between radiometric ages of glauconites and of high-temperate minerals and rocks and their implications for the numeric scale.— In: 4th Intern. conference on geo-chronology (Aspen, Colorado, USA), Short papers, 1978, p. 318—321. 95. Odin G. S., Curtis G. H., Rex D. C. Dating of glauconies useful for the calibration of the stratigraphic column. Danian.— Bull. de liaison et informations I. U. G. S. Projet 133. Paris, 1979, N 6, p. 20. 96. Odin G. S., Pomerol B., Rex D. C. Dating of glauconies useful for the calibration of the stratigraphic column. Upper Cenomanian.— Bull. de liaison et informations I. U. G. S. Projet 133. Paris, 1979, N 6, p. 20—21. 97. Owens J., Minard J., Sohl N., Melle J. Stratigraphy of the outcropping of post-Magothy Upper Cretaceous Formations in New Jersey and northern Delmarva Peninsula, Delaware and Maryland.— U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1970, 674, p. 1—60. 98. Owens J. P., Sohl N. F. Glauconites from New Jersey—Maryland coastal plain: their K—Ar ages and application in stratigraphic studies.— Geol. Soc. America Bull., 1973, 84, N 9, p. 2811—2838. 99. Pożaryska K., Kreuzer H. Biostratigrafia i wiek izotopowy pogranicza kredy i trzeciorzedu w otworze wiertniczym Boryszew (Polska Centralna).— Kwartalnik geol., 1978, 22, N 3, s. 601—609. 100. Priem H. N. A., Boelrijk N. A. I. M., Hebeda E. H., Romein B. J., Verdurmen E. A. T., Verschuren R. H. Isotopic dating of glauconites from the Upper Cretaceous in the Netherlands and Belgian Limburg.— Geol. en Mijnbouw, 1975, 54, N 3—4, p. 105—107; 1976, 55, N 1—2, p. 6. 101. Ryan W. B. F., Bölli H. M., Foss G. N., Natland J. H., Hottman W. E., Foresman J. B. Objectives, principal results, operations and explanatory notes of leg 40, South Atlantic.— Init. Reports Deep Drilling Proj., 1978, vol. 40, p. 5—28. 102. Schuchert C. Geochronology, or the age of the Earth on the basis of sediments and life.— National Research Council Bull., 1931, N 80, p. 10—64. 103. Steiger R. H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology.— In: Contrib. geol. time scale. Int. Geol. Congr. Sydney, 1976. Tulsa, Oklahoma, 1978, p. 67—71. 104. Stenestadt E. Øvre Kridt: Rønde Nr. 1.— Danmarks Geol. Undersøgelse, 3 Raekke, 1971, N 39, p. 53—60. 105. Stenestadt E. Øvre Kridt: Nøvling Nr. 1.— Danmarks Geol. Undersøgelse, 3 Raekke, 1973, N 40, p. 86—99. 106. Suppe J. Times of metamorphism in the Franciscan terrain of the northern coast ranges, California. — Geol. Soc. America Bull., 1969, 80, N 1, p. 135—142. 107. Tozer E. T. A standard for Triassic time. — Geol. Survey of Canada Bull., 1967, 156, p. 1—103. 108. van Hinte J. E. The Cretaceous time scale and planktonic foraminiferal zones. — Proc. Kon. ned. akad. wetensch., ser. B, 1972, 75, N 1, p. 61—68. 109. van Hinte J. E. A Cretaceous time scale. — Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., 1976, 60, N 4, p. 269—287. 110. van Hinte J. E. A Jurassic time scale. — Am. Ass. Petroleum Geol. Bull., 1976, 60, N 4, p. 489—497. 111. van Hinte J. E., Adams J. A. S., Perry D. K/Ar age of Lower—Upper Cretaceous boundary at Orphan Knoll (Labrador Sea). — Canadian J. Earth Sci., 1975, 12, N 8, p. 1484—1491. 112. Williams G. D., Baadsgaard H. Potassium—argon dates and Upper Cretaceous biostratigraphy in eastern Saskatchewan. — Geol. Assoc. Canada Spec. Paper, 1975, N 13, p. 417—426. 113. Winterer E. L. Introduction. — Init. Reports Deep Sea Drill. Proj., 1973, vol. 17, p. 5—15.

Поступила в редакцию
10.02.81