

С. Г. Неручев

УРАН И ЖИЗНЬ

в истории Земли



P_2

J_3

C_3

D_3

E_{1-2}

С. Г. Неручев

УРАН И ЖИЗНЬ в истории Земли

3866



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1982



Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли.— Л.: Недра, 1982.— 208 с.

Книга посвящена проблеме воздействия урана и периодически повышавшейся радиоактивности на органический мир в геологическом прошлом Земли. Проявление эпох уранонакопления связывается с этапами активизации рифтовых систем.

Обосновано биогенное накопление урана в осадках в условиях значительно повышенной его концентрации в водах палеобассейнов. Показана ответная реакция биосферы на повышение радиоактивности, заключающаяся в усилении мутационного процесса.

Рассмотрены характерные черты изменения организмов в эпохи повышенной радиоактивности среды, неравномерность эволюции в связи с проявлением этих эпох, приуроченность границ многих геологических систем и переломных моментов эволюции к стратиграфическим уровням накопления радиоактивных осадков. Показано положение этих эпох в геологических циклах, связь с другими геологическими явлениями и накоплением ряда полезных ископаемых.

Книга представляет интерес для геологов, геохимиков, палеонтологов, биологов, радиобиологов и генетиков.

Табл. 2, ил. 35, список лит. 75 назв.

Рецензент — чл.-кор. АН СССР, проф. *Н. Б. Вассоевич* (МГУ)

...Во многих случаях вероятно, что эти металлы (V, U.—С. Н.) были сконцентрированы живым веществом при жизни или после смерти.

...Концентрация урана органическим веществом — факт исключительный в его геохимической истории...

(В. И. Вернадский. Очерки геохимии. Л., Гореонефтеиздат, 1934, с. 257)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В наше время, когда человечество овладело атомной энергией, но создало не только атомные электростанции, работающие на его благо, но и ядерное оружие, способное уничтожить биосферу, изучение явлений радиоактивности и их влияния на живые организмы привлекло пристальное внимание широкого круга исследователей и обусловило появление целого ряда новых наук — радиобиологии, радиоэкологии, радиационной генетики, радиационной гигиены. Вместе с тем проблеме воздействия урана и ионизирующей радиации на органический мир в прошлые геологические эпохи внимания почти не уделяется.

Представление о том, что концентрация урана и других радиоактивных элементов на поверхности Земли и, естественно, в биосфере никогда заметно не отличалась от свойственной современной эпохе, в сущности, ничем не аргументировано. Оно воспринимается как положение, отвечающее «здравому смыслу» и потому не нуждающееся в особых доказательствах. Однако проблема эта не так проста.

Прежде всего даже в настоящее время вследствие многих причин концентрация урана в различных районах Земли как в почвах, так и в водах бассейнов значительно колеблется, то превышая норму в 5—15 раз, то приобретая более низкие значения. Еще большие колебания концентрации радиоактивных элементов в среде обитания могли быть в далеком геологическом прошлом в связи с существованием значительно большей массы радиоактивных элементов, изменениями тектоно-магматической активности, развитием рифтовых систем, изменением условий осадконакопления, космических условий, климата и т. д.

К предположению о значительно повышающейся концентрации урана в водах океана впервые в 1956 г. пришел М. Н. Альтгаузен [2]; Ф. Косци [1957 г.] предположил возможность изменения содержания урана в океане в течение последних 200 тыс. лет. В пользу этого мнения появились и экспериментальные радиохимические данные. В. С. Кролл [67] установил избыток ^{230}Th в осадках океана относительно его концентрации в воде и пришел к выводу, что это явление могло быть обусловлено более высоким содержанием урана в океане позднечетвертичной эпохи, чем в современных океанических водах. Проверка этого явления

Ю. В. Кузнецовым привела к подтверждению полученных ранее экспериментальных данных. Он также считает допустимым существование более высокой концентрации урана в океане в недавнем прошлом, хотя не исключает и другие вероятные причины избытка ^{230}Th в осадках [25].

Изучая эпохи интенсивного накопления планктоногенного органического вещества и урана, автор данной книги [39] пришел к предположению о периодически значительно повышавшейся концентрации урана и других радиоактивных элементов на поверхности Земли и в океане, отметив впервые, что эпохи интенсивного уранонакопления по имеющимся данным сопровождались значительным воздействием на биосферу — мутагенными изменениями фауны и флоры.

Вскоре аналогичная точка зрения относительно раннеюрской эпохи была высказана немецким ученым Р. Лаутербахом [27]. О возможности влияния повышенной в прошлом радиоактивности среды на процесс антропогенеза сообщил Г. Н. Матюшин [32].

Таким образом, общеизвестное положение о значительном генетическом воздействии повышенных концентраций урана в среде и радиации на живые организмы стало преломляться в последние годы и применительно к геологическому прошлому Земли.

Известно, что несоизмеримо более интенсивное радиационное воздействие, чем повышенная концентрация радиоактивных элементов в среде, оказывает незатухающая цепная реакция деления ^{235}U , развивающаяся при взрыве атомной бомбы или в атомном реакторе. До недавнего времени не вызывало сомнения, что воспроизводство незатухающей цепной реакции деления урана является целиком делом разума и рук человека. Однако работами французских ученых неопровержимо установлено, что еще 1800 млн. лет назад в ряде районов Африки в результате случайного создавшихся благоприятных условий начали самопроизвольно работать ничем не защищенные от среды обитания организмов природные атомные реакторы на медленных нейтронах, обусловившие «выгорание» в них ^{235}U [57].

Таким образом, на развитие биосферы в геологическом прошлом значительное влияние могла оказывать не только периодически повышавшаяся, по мнению ряда ученых, концентрация радиоактивных веществ на поверхности Земли и в гидросфере, но иногда и мощные радиоактивные излучения, сопровождавшие самопроизвольную работу природных атомных реакторов.

Из эмпирических данных геохимии известно, что накопление урана в осадках несомненно связано с накоплением органического вещества отмерших организмов, преимущественно фитопланктона, являющегося основным источником органического вещества в субаквальных осадках. Однако большинство геохимиков полагает, что причинная связь урана с живым веществом маловероятна и накопление урана обусловлено лишь его последующей сорбцией на продуктах посмертного разложения организмов.

Изучение этой проблемы привело автора к противоположному заключению — о преимущественно прижизненном биологическом накоплении урана, в основном планктоном и донными водорослями, причем особенно значительном во время проявления эпох интенсивного уранонакопления. Эта точка зрения не является общепринятой, однако автор в своих построениях не одинок. Например, Я. Мияки [69], много лет изучавший поведение урана в биосфере, пришел к выводу, что уран является вторым после углерода радиоактивным элементом с повышенной биологической активностью. Эта точка зрения подтверждается экспериментальными радиобиологическими данными В. Н. Гуськовой [12], исследованиями В. В. Ковальского и И. Е. Воротницкой [22] об активном накоплении урана водорослями и микроорганизмами в природной среде. Недавно аналогичная точка зрения о биологическом накоплении урана планктоном высказана Э. Т. Дегенсом [62].

Японские исследователи [70, 73] в последние годы не только не сомневаются в возможности прижизненного биогенного накопления урана водорослями, но даже считают возможным использовать этот процесс в практических целях — для получения урана из морской воды.

Тем не менее устоявшееся в геохимии представление о чисто химическом накоплении урана в продуктах посмертного разложения организмов в осадках пока еще остается наиболее распространенным. Рассмотрение этого вопроса явилось одной из главных задач данной работы, ибо только при правильном решении его возможно подойти к рассмотрению и решению других еще более важных вопросов — о взаимодействии в геологическом прошлом в биосфере урана и живого вещества, о наличии или отсутствии эпох повышенной радиоактивности в истории Земли и о влиянии таких эпох, если они имели место, на развитие биосферы и эволюцию органического мира.

Основные концепции развития органического мира — это теория революционных переворотов и неоднократной смены фауны и флоры в истории Земли, созданная в 1812 г. французским ученым Ж. Кювье, и сменившая ее эволюционная теория Ч. Дарвина (1860 г.), были сформулированы задолго до открытия радиоактивных элементов и тем более задолго до установления колоссального влияния радиоактивности на генетический аппарат и наследственность организмов.

В большей части палеобиологических работ до последнего времени даже в предположительной форме не рассматривались возможность значительного изменения уровня радиоактивности в биосфере в ходе геологического времени и влияние ее на эволюционный процесс. Исключением является лишь работа Е. А. Ивановой [1955 г.], в которой было сделано предположение о возможном влиянии повышения радиоактивности среды на развитие органического мира и процессы вымирания организмов. Биологи и генетики этого вопроса не рассматривают, не видя для того никаких

оснований и не зная к тому же новых открытий в области ядерной геологии и геохимии.

В геологии и геохимии вопрос о возможности периодического изменения концентрации урана и других радиоактивных элементов в биосфере в последние годы иногда обсуждается, однако обычно только в плане решения чисто геологического или геохимического задач, без каких-либо выводов биолого-генетического аспекта. Проблема эта, конечно, еще далека от окончательного решения, хотя некоторые положения ее и сейчас уже бесспорны. Например, исходя из периода полураспада урана можно совершенно достоверно утверждать, что на заре развития биосферы (3,5—4 млрд. лет назад) масса урана на Земле была примерно в 2 раза больше, а уровень радиационного воздействия на живое вещество только за счет фоновой концентрации урана в 3 раза более высоким, чем сейчас. К категории бесспорных, но малоизвестных биологам и генетикам относится также недавно установленный факт существования природных атомных реакторов в протерозое, мощные радиационные излучения которых в то время не могли не оказывать огромного влияния на ускорение мутационного процесса. Наконец, имеется ряд серьезных доказательств значительного периодического повышения концентрации радиоактивных элементов в среде обитания во время проявления эпох ураноаккумуляции.

Если в какие-то моменты времени радиоактивность среды могла резко и значительно возрастать и намного превышать современный уровень, вполне вероятным может быть предположение о проявлении в геологическом прошлом ряда всплесков мутационного процесса и скачков в развитии со значительной сменой фауны и флоры. Кстати сказать, палеонтология имеет многие свидетельства именно такого скачкообразного развития и резкой смены органического мира на ряде рубежей [51].

Непонятные и казавшиеся «сверхъестественными» резкие смены фауны и флоры при этом могут получить совершенно естественное объяснение, находящееся в полном соответствии с законами современной радиогенетики.

Проблема взаимосвязи живого вещества и урана в истории Земли, влияния урана и других радиоактивных элементов на эволюцию, а также влияния живого вещества биосферы на процессы миграции и накопления урана чрезвычайно сложна и исследована мало. Трудность осложняется тем обстоятельством, что решение ее нельзя найти в рамках одной науки, она междотраслевая и требует привлечения и обсуждения материалов самых различных наук — всего комплекса геологических дисциплин, рудной и органической геохимии, радиохимии, палеонтологии и палеоботаники, океанологии, биологии, радиобиологии и радиационной генетики и, наконец, археологии и антропологии, когда речь заходит об антропогеновой эпохе. Трудно ожидать в этой области быстрых успехов без организации специально поставленных комплексных коллективных исследований; тем не менее автор на-

деется, что предпринятая им попытка рассмотрения накопленных материалов по такой сложной проблеме окажется все же полезной.

Помимо огромного теоретического значения проблемы влияния повышенной радиоактивности среды на развитие органического мира изучение условий образования осадков этих эпох имеет также и большое практическое значение, которое в дальнейшем, несомненно, будет возрастать. Обогащенные планктоногенным органическим веществом (ОВ) осадки этих эпох имеют обычно небольшую мощность (30—50 м), однако содержат непропорциональные их объему астрономические массы сапропелевого органического вещества и рассеянных нефтяных углеводородов. На начальных этапах литогенеза с ними связана основная часть мировых запасов сапропелевых горючих сланцев — сырья для получения в будущем искусственного жидкого топлива. На средних грациях катагенеза в нефтегазоносных бассейнах, в которых в этих отложениях осуществилась главная фаза нефтеобразования, они являются основными нефтематеринскими толщами — источниками нефти для образования ее скоплений. Более того, в них самих, как, например, в баженовской свите Западной Сибири, установлены залежи нефти нового типа.

Все такого типа отложения характеризуются повышенной концентрацией фосфора, а многие из них в прибрежных фациях содержат и огромные промышленные запасы фосфоритов. К ряду таких отложений, обогащенных планктоногенным ОВ, наблюдается приуроченность крупных стратиформных месторождений полиметаллов. Накопец, к некоторым из них, например к эоценовым сланцам формации Грин-Ривер, приурочены астрономические количества даусонита — алюминиевого сырья и содовых минералов. Все это показывает, что изучение геохимических особенностей, условий образования и распространения осадков, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и рядом других металлов, представляет большой практический интерес сегодня и, несомненно, он вырастет в будущем.

В работе последовательно рассматриваются вопросы накопления и распределения органического вещества и урана в современных и древних осадках, особенно подробно в осадках установленных эпох уранонакопления. Обсуждаются возможные механизмы накопления урана, обосновывается модель биологического поглощения урана живым веществом планктона; рассматриваются возможные источники поступления повышенных концентраций урана в бассейны седиментации во время проявления эпох уранонакопления. Приводятся заимствованные из радиобиологических работ экспериментальные сведения о характере воздействия радиации и уранового отравления на современные организмы. С учетом этих материалов для ряда эпох накопления радиоактивных осадков показаны обоснованные данными палеонтологии и геохимии изменения органического мира.

Заключительная глава посвящена общим вопросам проблемы — взаимосвязи эпох уранонакопления и переломных моментов

эволюции органического мира, проблеме границ геологических систем, месту эпох уранонакопления в геологических циклах развития Земли, их периодичности и взаимосвязи с другими геологическими явлениями и полезными ископаемыми.

Лишь только по ряду рассмотренных вопросов автор опирался на результаты своих собственных исследований в области изучения геологии, условий накопления, строения разрезов и геохимии осадков и органического вещества рассмотренных радиоактивных эпох. Остальные необходимые материалы и экспериментальные данные по мере необходимости собирались из многочисленных опубликованных работ или были получены от отдельных ученых.

Нет ничего более трудного, чем вхождение во многие мало знакомые области науки. Без помощи ученых разных специальностей это оказалось бы просто невозможным. Пользуясь случаем, выражаю свою благодарность за помощь и поддержку при проведении исследований и консультации акад. А. А. Трофимуку и чл.-кор. АН СССР Н. Б. Вассоевичу — в области геологии и геохимии, акад. Б. С. Соколову и д-рам наук Н. Н. Субботиной, М. С. Месежникову, В. Н. Тихому, Б. В. Тимофееву, В. А. Гроссгейму — в области палеонтологии и стратиграфии, чл.-кор. АН СССР В. Д. Наливкину и д-ру наук Л. Н. Розанову — в области тектоники, д-ру наук Е. А. Романкевичу — в области океанологии и геохимии органического вещества океана, д-рам наук П. В. Рамзаеву и В. А. Шевченко — в области радиобиологии и радиационной генетики, д-ру наук В. М. Массону и Г. Н. Матюшину — в области археологии, а также многим другим специалистам, оказавшим автору помощь и содействие. Особо хочется отметить моих непосредственных помощников — В. М. Бекетова, Л. И. Климову и Л. В. Иванову — за участие в проведении полевых исследований и в дальнейшей обработке экспериментальных материалов.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И УРАНА В ОСАДКАХ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ОСАДКАХ

С появлением биосферы рассеянное органическое вещество, состоящее из продуктов посмертного разложения организмов, является обязательным компонентом всех осадочных образований и сохраняется в них частично даже при самом интенсивном метаморфизме и гранитизации пород. В протерозое и раннем палеозое исходным материалом для накопления рассеянного органического вещества в осадках был в основном фитопланктон. Со временем небольшую роль в составе накапливающегося органического вещества приобрел сначала фитобентос, а позднее, с девонского периода, ощутимый вклад в накопление ОВ стала давать и растительность суши.

Исходный материал, седиментация и фоссилизация органического вещества

За прошедшие с появления биосферы 3,5—4 млрд. лет соотношения между основными группами организмов, которые являются поставщиками рассеянного органического вещества в осадки океана и морей, изменились весьма незначительно.

Из общей биопродукции, воспроизводимой в океане и поступающей с суши (21,1 млрд. т $C_{орг}/год$), на долю фитопланктона приходится 94,7 %, фитобентоса 0,5 % и аллохтонного ОВ, приносимого с суши, 4,8 % [46]. Последняя оценка вклада аллохтонного органического материала с суши в 2—3 раза выше прежних и, вероятно, близка к истине для современного океана. Однако для внутренних и краевых морей доля приносимого с суши аллохтонного материала в формировании органического вещества осадков несомненно выше. Заметно более высокой она была, видимо, и в древних эпиконтинентальных морских бассейнах, с изучением которых особенно часто приходится сталкиваться при исследовании органического вещества фанерозойских ископаемых осадков.

Биологический цикл углерода почти идеален: после отмирания в толще воды разлагается до минеральных соединений 92—97 % валовой биопродукции и поступающего с суши органического вещества. В форме взвеси дна достигает всего лишь 3—8 % от первичной биопродукции; на поверхности дна и в самом верхнем слое осадков «сгорает» в химических реакциях и частично раство-

руется в воде около 92—97 % от этого количества. Коэффициент фоссиллизации органического вещества (в долях от исходной биопродукции и сноса с суши) в целом для океана составляет, по данным Е. А. Романкевича, 0,4 %, в зоне подводных окраин континентов ~ 0,7 % и для ложа океана — всего около 0,1 %. В древних эпиконтинентальных морях с глубиной обычно не более 100—200 м коэффициент фоссиллизации был, по-видимому, несколько большим. Между суммарной биопродукцией и посмертным разложением ОВ нет полного равновесия; биологический круговорот углерода не полностью замкнут. В результате этого небольшая доля продуцируемого органического вещества (в среднем 0,4 %) накапливается в верхней пленке осадков. Здесь ОВ испытывает дальнейшее разложение, сначала под воздействием аэробной микрофлоры, а затем, по мере перекрытия более молодыми осадками и создания бескислородных условий, — под воздействием анаэробных бактерий. В прибрежно-морских и нормально-морских осадках при погружении всего на 6—10 м в результате анаэробного разложения на стадии диагенеза расходуется, по данным Г. А. Амосова, в среднем еще около 70 % от ОВ, накопившегося в верхней пленке осадков. В глубоководных осадках вследствие изначально более высокой окисленности ОВ, достигшего дна, а также длительного его окисления в верхней пленке осадка при крайне медленном осадконакоплении дальнейшего окисления и снижения концентрации ОВ при погружении осадков не наблюдается.

Таким образом, можно полагать, что истинный коэффициент фоссиллизации ОВ (с учетом диагенетического разложения ОВ в погружающихся донных осадках) для подводных окраин континентов составляет всего около 0,2 %, а в пределах ложа океана < 0,1 % от исходной массы биопродукции. Соответственно для внутренних и древних мелководных эпиконтинентальных морей коэффициент фоссиллизации ОВ составлял, по нашему мнению, в среднем не более 0,3—0,7 %.

Неполная замкнутость биогенного углеродного цикла, определявшая на протяжении всей геологической истории накопление органического вещества в осадках, является важнейшим условием существования биосферы, поскольку поступление кислорода в атмосферу происходит строго пропорционально количеству фоссиллизирующегося в осадках ОВ. Достижение идеально замкнутого биогенного цикла углерода означало бы прекращение поступления кислорода в атмосферу и довольно скоро возникновение на Земле полностью бескислородной атмосферы, так как небольшой имеющийся в ней резерв кислорода быстро был бы связан в процессах окисления минеральных и органических веществ. Биосфера является саморегулирующейся системой. Она сама поддерживает необходимый для ее существования уровень стабильности и регулирует скорость поступления кислорода в атмосферу, увеличивая ее в эпохи интенсивного накопления ОВ и снижая — в эпохи накопления низких концентраций ОВ в осадках.

Несмотря на то что незамкнутость биогенного углеродного цикла весьма невелика, за время существования биосферы она определила накопление в осадках неогей довольно значительной массы органического вещества, по последним оценкам не менее $7 \cdot 10^{15}$ т в расчете на $C_{орг}$.

Суммарная масса биопродукции за это время, по нашей оценке, составила около $2,4 \cdot 10^{20}$ т, что в 12 раз превышает массу земной коры; суммарная масса воды с растворенными в ней элементами, которую за это время пропустило через себя живое вещество, не менее $22,1 \cdot 10^{20}$ т, что в 1500 раз превышает массу мирового океана; за это же время в процессе фотосинтеза автотрофные организмы обусловили фотолитическое разложение примерно $1,5 \cdot 10^{20}$ т воды, что составляет более 100 объемов океана. Все это полностью подтверждает высказывание В. И. Вернадского о том, что геохимия большинства элементов в основных чертах обуславливается живым веществом. Седиментация и фоссилизация в осадках органического вещества отмерших организмов сопровождаются интенсивным и быстрым его разложением и изменением состава.

Основную массу живых организмов, если не учитывать воду, составляют белки, углеводы и липиды; в строении оболочек клеток, особенно наземной растительности, целлюлоза инкрустируется особыми веществами — лигнином, кутином, суберином. При огромном разнообразии веществ, входящих в состав различных организмов, набор основных молекулярных структурных элементов, слагающих живое вещество, сравнительно невелик. С момента появления биосферы до настоящего времени в течение 3,5—4 млрд. лет живое вещество строится по одной и той же типовой схеме из стандартных «блоков». Устойчивые в живом веществе, после его отмирания молекулярные органические структуры начинают быстро разлагаться. В ряду планктон—взвесь—осадки поверхностного слоя содержание в составе ОВ высокомолекулярных белково-подобных структур, по данным Е. А. Романкевича [46], уменьшается в 100—200 раз; аминокислот — в 10—20 раз, углеводоподобных соединений в 1,2—2 раза и липидов в 2—4 раза.

Одновременно при преимущественно ферментативной деполимеризации биомолекул в новых условиях развиваются процессы взаимодействия молекулярных осколков белков и углеводов с последующей их поликонденсацией, приводящей к образованию гетерополиконденсированных гуминовых веществ, содержание которых в ОВ от взвеси до осадков возрастает в 10—20 раз. Эти продукты вторичного синтеза, отсутствовавшие в живом веществе, в осадках составляют уже основную часть ОВ. Главные черты их молекулярной структуры определяются наличием ароматических ядер и гетероциклов с азотом и большим числом периферических цепочек и различных функциональных групп. Частично такого рода соединения на стадиях диагенеза и раннего катагенеза еще не теряют растворимости в щелочах, сохраняясь в виде так называемых гуминовых, сапропелевых кислот и фульвокислот;

значительная часть высокомолекулярных гетерополиконденсатов со временем и при погружении осадков полностью теряет растворимость, образуя основную нерастворимую, «углистую» часть ископаемого органического вещества.

Окисление и преобразование липидов сопровождаются значительным уменьшением их количества и отбором наиболее устойчивых молекулярных соединений, а в их составе углеводов, жирных кислот и некоторых более сложных высокомолекулярных гетероциклических асфальтово-смолистых веществ. Часть этих наиболее нейтральных веществ остается при погружении осадков в растворимом состоянии и образует битумоидную фракцию ископаемого органического вещества. Окислительная полимеризация другой, иногда значительной по количеству, части липидов, приводит к образованию высокомолекулярных полимерлипидов, теряющих растворимость и входящих вместе с гуминовыми гетерополиконденсатами в строение основной по массе нерастворимой, «углистой» фракции ископаемого органического вещества пород.

Направленность и интенсивность преобразования органического вещества в осадках на стадии диагенеза определяются фациально-геохимическими условиями среды, которые в свою очередь в немалой степени зависят от интенсивности накопления в осадке органического вещества. Степень окисления органического вещества (отношение остаточного $C_{орг}$ к его исходному количеству в начале анаэробной стадии диагенеза) возрастает по мере перехода от восстановительных фаций к окислительным [Неручев С. Г., 1969 г.]. Если в «восстановительных» фациях ($Eh = 100 \div 250$ мВ) окислительный расход органического вещества составляет в среднем не более 10—30 %, то в резкоокислительных ($Eh = 400 \div 500$ мВ) он возрастает до 80—90 %, что сопровождается снижением концентрации ОВ в осадках от нескольких процентов до десятых и сотых долей процента.

Возрастание степени окисления органического вещества, как установлено нашими исследованиями [Неручев С. Г. и др., 1975 г.], сопровождается снижением содержания водорода, углерода и азота в нерастворимой части ОВ и уменьшением выхода летучих веществ. Параллельно с окислением ОВ за счет бактериального восстановления сульфатов иловых вод происходит образование H_2S с внедрением серы в молекулярную структуру нерастворимой части ОВ. Это приводит к довольно высокой (иногда до 10 %) сернистости ископаемого ОВ, что совершенно нетипично для исходного живого вещества, в котором содержание серы никогда не превышает долей процента.

Не потерявшие растворимость в органических растворителях липидные (битумоидные) вещества на стадии диагенетического окисления ОВ также испытывают значительные изменения. Они намного более устойчивы к окислению, чем преобладающая нерастворимая часть ОВ. Поэтому по мере возрастания степени окисления ОВ и уменьшения его массы при переходе от восстановительных фаций к окислительным концентрация битумоида в остаю-

щется ОВ относительно возрастает. Это так называемая закономерность Успенского—Вассоевича, во многих случаях очень четко проявляющаяся при переходе от восстановительных к окислительным фациям при значительном уменьшении концентрации $C_{орг}$ в осадке. В составе битумоидов при этом также происходит относительное накопление наиболее устойчивых веществ, особенно углеводов. Впервые это явление установлено А. И. Горской в современных осадках и названо нами в ее честь закономерностью Горской. Обе эти закономерности устойчиво проявляются как в современных, так и в древних ископаемых осадках. Закономерность Успенского—Вассоевича проявляется в значительном обогащении ОВ битумоидными компонентами по мере снижения концентрации ОВ в осадках и при переходе от восстановительных к окислительным геохимическим фациям. Закономерность Горской проявляется в возрастании в том же направлении доли углеводов в составе битумоидных компонентов ОВ. Основная причина их проявления — прогрессирующее окисление органического вещества в осадках, приводящее к относительному накоплению в его составе наиболее устойчивых битуминозных и особенно углеводородных компонентов.

К рассмотрению этих закономерностей и процессов, которые их обуславливают, необходимо будет вернуться при анализе процессов, характеризующих накопление урана и других сопровождающих его элементов в составе органического вещества современных и древних осадков.

В зависимости от исходного вещества организмов, продукты разложения которых накапливаются в осадках, выделяются два основных генетических типа органического вещества. Исходным материалом сапропелевого ОВ (примерно, но не полностью совпадающего с алиновым по Н. Б. Вассоевичу) является в основном фитопланктон. Это органическое вещество на начальных этапах литогенеза характеризуется довольно высоким содержанием водорода (6—8 %) из-за значительной обогащенности его полимерлипидными компонентами, небольшим — азота (1—1,5 %); содержание серы может колебаться в нем в значительных пределах (0,1—10 %); на углерод приходится обычно около 68—74 % и на кислород — до 15—25 %. Для молекулярной структуры этого типа ОВ характерны нафтеновые и алифатические структуры при обедненности ароматическими. Типична обогащенность кислородными структурами с карбонильной С—О-группой в карбоновых и жирных кислотах, кетонах, альдегидах и ароматических сложных эфирах; гидроксильной ОН-группой и кислородными структурами с С—О-связями.

Исходным материалом гумусового (примерно, но не полностью совпадающего с арконовым по Н. Б. Вассоевичу) ОВ в значительной мере являются продукты разложения высшей наземной растительности и фитобентоса. Это органическое вещество бедно полимерлипидными компонентами и на начальных стадиях литогенеза содержит обычно не более 4—5 % водорода, 72—76 % углерода,

1,4—1,6 % азота; остальное приходится на кислород и серу (18—23 %). Степень вторичной осерненности, так же как и в сапропелевом ОВ, может быть различной — от низкой до весьма повышенной. Основа молекулярной структуры определяется конденсированными ароматическими углеродными ядрами с боковыми радикалами периферической структуры, которые содержат карбоксильные и другие функциональные группы.

Между сапропелевым (планктоногенным) и гумусовым ОВ существует непрерывный ряд промежуточных смешанных форм с преобладанием того или иного начала. Весьма интенсивное диагенетическое окисление планктоногенного сапропелевого ОВ обуславливает формирование специфического типа низкоконцентрированного ОВ, названного Г. М. Парпаровой оксисорбосапропелевым, которое, по-видимому, вследствие окислительной потери значительной части полимерлипидных компонентов характеризуется низким (3—5 %) и совершенно нетипичным для планктоногенного ОВ содержанием водорода и рядом других особенностей.

В конце катагенеза и на начальных стадиях метаморфизма в результате термической деструкции и предельной потери летучих компонентов в виде газов и жидких углеводородов оба генетических типа ОВ испытывают сильное обуглероживание при потере основной части гетероэлементов, и различия между сапропелевым и гумусовым практически исчезают. Об их первоначальной исходной природе можно судить уже только по косвенным признакам, в основном по фаціальным условиям накопления, а не по составу и молекулярной структуре. Конечным продуктом метаморфизма любого типа ОВ является графит.

Накопление и распределение органического вещества в различных фаціальных условиях

На накопление и распределение органического вещества в осадках влияют многие причины, главными из которых являются биологическая продуктивность бассейна, поступление аллохтонного ОВ с суши, условия существования и масштабы развития фитобентоса, гидродинамические условия осаждения и переноса взвешенного ОВ, рельеф дна, гранулометрия осадков, скорость накопления осадочного материала, интенсивность процесса диагенетического окисления и т. п. Главным исходным фактором является, конечно, биологическая продуктивность. Между ней, распределением взвешенного ОВ в водах бассейнов и распределением ОВ в поверхностном слое осадков океана наблюдается устойчивая связь.

Основной особенностью распределения концентраций и абсолютных масс ОВ в океане является обусловленная биопродуктивностью циркумконтинентальная зональность, выражающаяся в уменьшении абсолютных масс ОВ на два порядка при переходе от терригенных осадков подводных окраин к глубоководным

осадкам ложа океана. В периферических районах океана, по данным Е. А. Романкевича, захороняется 87 % от общей массы ОВ, в краевой части ложа 10 %, и в центральных областях ложа 3 % [46].

Таким образом, наиболее благоприятными фациями для накопления ОВ в океане являются терригенные, кремнистые и в меньшей мере карбонатные осадки подводных окраин континентов.

Еще бóльшей плотностью биопродукции, взвешенного ОВ в водах бассейнов и накопления ОВ в осадках отличаются краевые и внутренние моря и, безусловно, мелководные эпиконтинентальные бассейны прошлых геологических эпох. В определенных зонах бассейнов масштабы накопления ОВ в осадках определяются не только биопродуктивностью, но и интенсивностью сноса ОВ с суши.

Во внутренних и окраинных морях, а также в эпиконтинентальных морях прошлых геологических эпох обычно очень четко проявляется связь между накоплением в осадках ОВ и содержанием глинистой фракции ($<0,01$ мм). Содержание $C_{орг}$ растет, как правило, по мере утоньшения осадка — от песков к алевритам и пелитовым илам [53]. Это вызывается, по-видимому, действием целого ряда причин, главной из которых является гидродинамика вод бассейна. Активный гидродинамический режим затрудняет осаждение ОВ в областях развития грубозернистых песчаных фаций и обуславливает снос и осаждение дисперсного ОВ в более спокойных и удаленных от берега условиях или во впадинах рельефа дна, где накапливаются в основном пелитовые осадки. В наиболее удаленные пелагические зоны крупных бассейнов доносится сравнительно мало ОВ, в результате чего карбонатные пелагические илы в среднем характеризуются обедненностью ОВ, хотя в отдельных случаях могут иметь и высокие его концентрации. Такое распределение ОВ еще в бóльшей мере подчеркивается процессом диагенетического окисления ОВ, интенсивность которого особенно велика в зоне прибрежных грубозернистых песчаных осадков и значительно меньше — в более застойных зонах накопления глинистых пелитовых осадков.

На интенсивность окисления влияет также и исходная концентрация ОВ в осадке. Интенсивность окисления ОВ в среднем меньше в глинистых осадках с повышенной концентрацией ОВ и значительно выше — в известковистых и песчаных с более низкой концентрацией $C_{орг}$, что помимо первичного распределения приводит к дальнейшему более значительному понижению концентрации ОВ в карбонатных и песчано-алевритовых илах. В том же направлении влияет и скорость осадконакопления — она максимальна для песчано-алевритовых осадков, что приводит к максимальному разбавлению накапливающегося ОВ минеральной частью осадка, т. е. к снижению его концентрации. Для пелитовых осадков скорость осадконакопления меньше, соответственно в меньшей мере сказывается для них и эффект «разбавления».

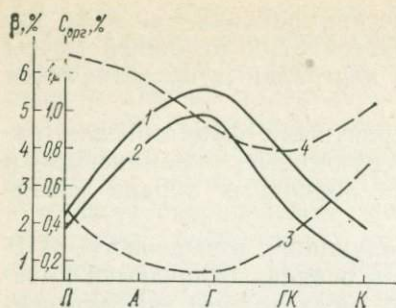


Рис. 1. Распределение органического вещества ($C_{орг}$) в современных и древних осадках.

Π — песчанники; A — алевриты; G — глинистые породы; GK — глинисто-карбонатные породы; K — карбонатные породы; $1-2$ — $C_{орг}$ в осадках: 1 — современных, 2 — древних; $3-4$ — степень битуминозности OB осадков: 3 — древних, 4 — современных; β — содержание битумоида в органическом веществе.

По-видимому, немаловажной причиной повышенного накопления рассеянного OB в пелитовых осадках является также и их значительно более высокая сорбционная способность.

Таким образом, в силу совместного действия ряда причин по идеальному фациальному профилю осадков (пески—алевриты—глинистые илы—глинисто-карбонатные илы—карбонатные илы) должно происходить сначала возрастание концентрации OB с достижением максимума в глинах, а затем снова снижение его концентрации в карбонатных илах. Такая направленность проявляется во многих конкретных геологических объектах и весьма четко по осредненным (кларковым) значениям для большой совокупности материалов, характеризующих, по данным Г. А. Амосова, К. Д. Мелеховой и Н. Е. Добряковой, в целом современные и древние осадки (рис. 1).

Для современных осадков (10 100 анализов) средняя концентрация $C_{орг}$ в песках составляет 0,43 %, в глинах достигает максимума — 1,11 %, а затем снижается в глинисто-карбонатных до 0,74 % и в карбонатных до 0,39 %. В древних ископаемых осадках (79 000 анализов) все типы пород характеризуются несколько более низкими значениями кларков $C_{орг}$ (рис. 1), но той же самой тенденцией возрастания концентрации OB от песчано-алевритовых пород (0,39 %) к глинистым (0,95 %) и затем снижением к глинисто-карбонатным (0,45 %) и карбонатным (0,21 %). Такая направленность изменения концентрации OB по типам осадков свойственна отложениям любого геологического возраста; при этом в силу ряда причин (меньшая биопродуктивность, увеличение метаморфических потерь), чем древнее породы, тем средняя концентрация $C_{орг}$ ниже, и в породах верхнего докембрия составляет 0,15—0,20 %.

На основе большого материала (1960 анализов для современных осадков, 131 500 — для древних) рис. 1 иллюстрирует также степень битуминозности OB для различных типов современных и древних ископаемых осадков. Концентрация битумоида в OB , как следует из этих данных, является минимальной в глинистых осадках с максимальной концентрацией OB и возрастает при снижении содержания $C_{орг}$ как в песчано-алевритовых, так и в карбонатных породах. Возрастание концентрации битумоида в OB , как

было показано в предыдущем разделе, происходит вследствие его остаточного накопления при более интенсивном окислении нерастворимой части ОВ. При значительно более низких концентрациях ОВ в песчаных и карбонатных осадках развитие окислительной геохимической обстановки ($E_h = 400 \div 500$ мВ) обусловило значительно большую потерю нерастворимой части ОВ, а соответственно и заметное большее относительное накопление более устойчивых к окислению битумоидов в составе ОВ. В том, что механизм этого явления такой в песчано-алевритовых породах, нет никакого сомнения. Относительно накопления битумоидов в составе ОВ карбонатных осадков имеет место не только эта, но и другая точка зрения.

Н. М. Страхов и К. Ф. Родионова [52] связывали это с тем, что по мере удаления от берега в составе захороняющегося ОВ все большее значение приобретает планктон, в составе которого большую роль играют жировые, липидные компоненты, образующие большие количества битумоидных компонентов. Снижение концентрации $C_{орг}$ в карбонатных осадках они связывали не с большим масштабом окисления ОВ, а с удаленностью от берега карбонатных пелагических фаций. В этом данные исследователи частично правы. Однако оцененная по методике Страхова степень окисления низкоконцентрированного ОВ в карбонатных осадках во многих случаях, как нами рассчитано, достигает 80—90 %, что неизбежно должно было приводить к значительному обогащению остаточного ОВ битумоидом. Повышенное содержание в почвах активного кальция и внесение мела в гуматную среду, как сообщает Н. Б. Вассоевич [7], способствует интенсивному разложению и окислению ОВ. Поэтому как в песчано-алевритовых, так и в карбонатных осадках повышение степени битуминозности остаточного ОВ следует связывать в основном с прогрессирующим окислением органического материала и относительным накоплением в нем наиболее стойких к окислению битуминозных, в том числе углеводородных компонентов.

Установленное при изучении многих конкретных геологических объектов и по кларковым характеристикам для стратисферы в целом распределение ОВ по идеальному литолого-фациальному профилю осадков с нарастанием концентрации $C_{орг}$ от песчаных к глинистым осадкам с последующим снижением ее в карбонатных объясняет также и обычно наблюдаемую картину площадного распределения ОВ в осадках современных и древних бассейнов.

В ограниченных по размерам внутриконтинентальных современных морях, а также в осадках древних эпиконтинентальных бассейнов от берегов в глубь бассейна при смене грубообломочных осадков пелитовыми происходит увеличение концентраций $C_{орг}$ с достижением максимума в центральных частях бассейнов. По-видимому, это наиболее распространенная схема распределения органического вещества в ископаемых осадках древних эпиконтинентальных морей, подтверждающаяся многочисленными примерами.



В крупных краевых морях, таких как Охотское, Японское, Берингово и другие, от берега в глубь бассейна по профилю литологических фаций также происходит возрастание концентрации $C_{орг}$ с локализацией зоны максимального накопления ОВ на некотором расстоянии от берега в тонкозернистых глинистых илах; в центре же бассейна в пелитовых пелагических осадках отмечаются пониженные концентрации $C_{орг}$, как это показал Н. М. Страхов [53].

Продуктивность планктона наиболее значительна в прибрежной зоне и с удалением к центру водоема убывает. В крупных морях, где расстояние до центральной части значительно, дисперсный органический материал, выносимый из грубозернистых осадков прибрежной полосы, успевает осадиться на дно скорее, чем достигает пелагических областей моря и накапливается в более отдаленных от берега пелитовых осадках, но не достигает центральной части. Вследствие этого и сравнительно низкой биопродуктивности планктона в центральной части таких морей формируется зона пелагических, иногда карбонатных осадков с низкими концентрациями $C_{орг}$.

В ископаемых осадках древних эпиконтинентальных морей примеров такого типа распределения ОВ нам не известно; однако не исключено, что в определенных условиях подобная схема накопления ОВ также могла реализоваться и в прошлые геологические эпохи.

Аналогичной является картина распределения ОВ и в осадках океана. Зона максимальных концентраций ОВ отчетливо приурочена к относительно неширокой прибрежной полосе илов, окаймляющих континенты. Наиболее благоприятными фациями для накопления ОВ, по мнению Е. А. Романкевича, являются терригенные, кремнистые и карбонатные осадки подводных окраин континентов и ряда глубоководных желобов в высокопродуктивных зонах океана. По мере удаления в пелагические области концентрация $C_{орг}$ в осадках быстро падает и достигает минимума в пределах центральных частей ложа океана.

В пределах периферической зоны океана, по данным Е. А. Романкевича, выделяются два максимума накопления ОВ: мелководный и более глубоководный, разделенные зоной пониженных концентраций $C_{орг}$. Первый приурочен к тонкозернистым осадкам заливов, лагун, бухт, внутренних мелководных морей и к верхней части открытого океанического шельфа. Глубоководный максимум приурочен к илам континентальных склонов и к прилегающим к ним краевым частям океанических котловин.

С континентальными ископаемыми осадками и изучением их ОВ приходится встречаться значительно реже. Хотя суша характеризуется биопродукцией, по массе органического вещества превосходящей биопродукцию океана и морей более чем в 3 раза, она является областью размыва и денудации, вследствие чего большая часть массы генерируемого на ней ОВ полностью минерализуется. Минимальными концентрациями в континентальных условиях характеризуются делювиально-пролювиальные отложе-

ния субаэральной обстановки, а максимальными — озерные отложения. В озерных осадках рост концентрации ОВ всегда прослеживается от грубозернистых осадков прибрежной зоны к пелитовым в центральной части. Значительное распространение озерных отложений в древних осадках поэтому обуславливает обычно очень пеструю картину распределения ОВ.

Изменение интенсивности накопления органического вещества в осадках в ходе геологического времени

Хотя общие закономерности накопления, распределения и фиксации органического вещества в осадках, охарактеризованные в предыдущих разделах, справедливы для любой геологической эпохи — от протерозоя до современной, — поступательное развитие биосферы определило также ряд особенностей, характеризующих направленные изменения интенсивности накопления ОВ в течение геологической истории.

Для понимания истории накопления органического вещества прежде всего необходимо рассмотреть основные геохимические параметры современной биосферы и их принципиальные отличия от параметров древних палеобиосфер — конца докембрия — раннего палеозоя.

Биомасса суши (сухой вес) составляет $2,6 \cdot 10^{12}$ т, биомасса океана — $0,007 \cdot 10^{12}$ т, таким образом, биомасса суши в 370 раз больше биомассы океана. Почти всю биомассу Земли составляют зеленые растения суши, на долю зоомассы суши и всей биомассы океана приходится менее 1% [Лопатин Н. В., 1978 г.]. Практически вся биомасса Земли находится на континентах и их подводных склонах; океан в геохимическом плане представляется почти пустыней.

Вся растительная биомасса суши огромна, но очень инертна. Годичная ее продукция составляет всего 7%. Живое вещество океана является полной противоположностью. При сравнительно небольшой биомассе оно отличается колоссальной биопродуктивностью — более 1000%, в основном (на $\frac{4}{5}$) за счет фитопланктона. Биопродуктивность фитопланктона еще выше — более 20 000%. В результате при резко отличающейся биомассе годичная биопродукция суши и океана различается незначительно.

Современная годичная биопродукция Земли в расчете на ОВ ($2,2 \cdot 10^{11}$ т) складывается из биопродукции суши ($1,7 \cdot 10^{11}$ т) и океана ($0,5 \cdot 10^{11}$ т). Биопродукция суши (в расчете на ОВ) превосходит биопродукцию океана в 3, 4 раза. За счет последней и сноса ОВ с суши в верхней пленке осадков океана и морей накапливается $85 \cdot 10^6$ т $C_{орг}/год$, или $8,5 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ в расчете на 1 млн. лет [46]. В результате окисления ОВ к концу диагенеза от этого количества остается примерно $2,5 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}/млн. лет$. Такова современная интенсивность накопления ОВ в осадках.

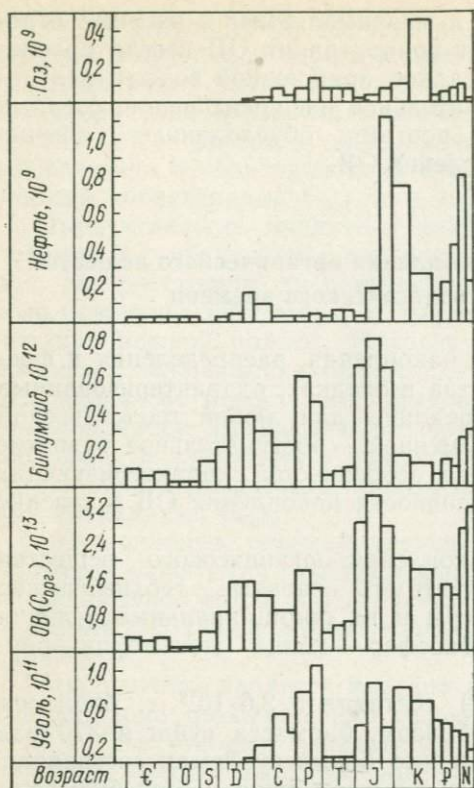


Рис. 2. Интенсивность накопления во времени (т/млн. лет) рассеянного ОВ ($C_{орг}$), битумоидов, углей, нефти и газа.

До девона наземной биомассы и биопродукции, вероятно, еще не существовало. Поэтому даже при сравнимой биомассе океана биопродуктивность раннепалеозойской биосферы должна была быть ниже современной в 3,5—5 раз. Соответственно в 3,5—5 раз меньшее количество $C_{орг}$ могло накапливаться в осадках.

Расширение биосферы, возрастание ее биомассы и биопродукции в течение фанерозоя должно было обусловить более или менее постепенное возрастание интенсивности накопления ОВ в осадках до современного уровня — $2,5 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ /млн. лет.

Наличие этой тенденции возрастания биопродуктивности и интенсивности накопления ОВ во времени подтверждается и детализируется в результате обобщения массовых геохимических данных (рис. 2). Подсчеты масс накопившегося ОВ нами произведены с учетом материалов А. Б. Роннова [47] и Г. А. Амосова (ВНИГРИ), в основу которых положено обобщение 79 тыс. определений по $C_{орг}$ и 137 тыс. определений по битумоидам.

В кембрии—ордовике интенсивность накопления ОВ составляла $(0,3 \div 0,4) \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ /млн. лет, а в неогене достигла $3,0 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ /млн. лет, т. е. возросла за 500 млн. лет примерно в 7 раз. Учитывая большие катагенетические потери ОВ в древних осадках, можно полагать, что реально биопродуктивность и интенсивность накопления ОВ возросли не более чем в 3—5 раз.

Однако фактически картина оказалась гораздо более сложной, чем можно было ожидать исходя из общих соображений о развитии биосферы. На фоне общей тенденции возрастания интенсивности накопления ОВ проявилось несколько максимумов и минимумов (рис. 2).

В раннем палеозое интенсивность накопления ОВ составляла $(0,3 \div 0,7) \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ /млн. лет; с расширением биосферы, захватом

прибрежных зон и выходом растительности на сушу она возросла до $1,5 \cdot 10^{13}$ т $C_{\text{орг}}$ /млн. лет и достигла первого максимума в девоне (рис. 2). То обстоятельство, что время выхода растительности на сушу (силур—девон) хорошо фиксируется по значительному возрастанию темпа накопления органического вещества в осадках, свидетельствует с несомненностью о значительно большей, чем в современном океане, роли аллохтонного органического вещества суши в накоплении ОВ в осадках эпиконтинентальных морских бассейнов прошлых геологических эпох. Это же характеризует и современные внутренние моря. После небольшого спада в среднем—позднем карбоне проявился второй максимум накопления ОВ в пермскую эпоху, обусловленный, вероятно, расцветом наземной растительности.

Конец палеозоя—начало мезозоя (T_1 — T_3) характеризуется резкой депрессией в интенсивности накопления ОВ снова до раннепалеозойского уровня — $(0,3 \div 0,6) \cdot 10^{13}$ т $C_{\text{орг}}$ /млн. лет — в результате существенной перестройки биосферы в это время, которая сопровождалась, как известно, вымиранием многих групп растений и животных и, вероятно, временным сокращением биомассы и биопродукции, поскольку для вновь появившихся групп растений должно было потребоваться определенное время для широкого распространения и наращивания биомассы. Низкий темп накопления ОВ в триасе несомненен. Это явление невозможно объяснить чем-либо другим, кроме как существенной перестройкой биосферы. Общий объем триасовых осадков мало отличается от объемов предыдущей и последующей эпох. К тому же триасовые осадки характеризуются не только меньшей массой ОВ, фоссилизовавшегося за единицу времени, но и значительно более низкой концентрацией $C_{\text{орг}}$ в однотипных фациях по сравнению с осадками как предшествовавшей, так и последующих эпох.

После этого проявился мощный юрский максимум накопления ОВ, обусловленный, вероятно, расцветом ряда групп голосеменной растительности и появлением новых групп мезозойского планктона — кокколитофорид, динофлагеллат, кремнежгутиковых и других водорослей. Он сменился депрессией, начавшейся в какой-то мере еще в раннем мелу и достигшей максимального проявления на границе мела и палеогена, что отражает общеизвестную значительную перестройку биосферы на этом рубеже, происходившую, вероятно, как и на границе палеозоя и мезозоя, с временным уменьшением биомассы и биопродукции. Затем следует последний — неогеновый — максимум накопления ОВ, связанный, вероятно, с расцветом покрытосемянной растительности и рядом новых планктонных групп. В эпохи установленных максимумов и минимумов значительные изменения испытывал, несомненно, фитопланктон — важнейший источник ОВ в субаквальных осадках, однако крайне низкая его изученность позволяет высказать по этому поводу лишь самые общие соображения.

Изменение интенсивности накопления битумоидных компонентов ОВ во времени (рис. 2), установленное по независимым

массовым данным, свидетельствует о полном тождестве с картиной накопления $C_{орг}$. Изменение интенсивности нефтенакопления во времени (рис. 2) также весьма сходно с изменением накопления $C_{орг}$ и битумоидов. В соответствии с изменением интенсивности накопления основной массы рассеянного органического вещества происходило также и накопление углей — концентрированной формы гумусового ОВ, которая составляет от общей массы ОВ не более 0,2 %.

Приведенные данные показывают, что этапы развития биосферы с максимальной биопродукцией, накапливавшейся в осадках, являлись в то же самое время и основными эпохами накопления горючих ископаемых.

НАКОПЛЕНИЕ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УРАНА В ОСАДКАХ

С момента возникновения океана до современной эпохи образование и накопление осадков в бассейнах всегда сопровождалось отложением в них урана, который является обязательным малым компонентом всех осадочных пород. Средняя концентрация урана в осадочных породах составляет $2,6 \cdot 10^{-4}$ % [49], испытывая довольно значительные колебания в сторону как более высоких, так и более низких значений в зависимости от генетического типа осадков. Сохраняется уран в осадочных образованиях частично даже при самом интенсивном метаморфизме и гранитизации пород.

В истории накопления осадочного урана следует выделять, вероятно, первоначальный этап от момента возникновения океана до появления биосферы и второй значительно более продолжительный — от 4—3,5 млрд. лет тому назад до современной эпохи, когда миграция урана и накопление его в осадках во многом происходили под влиянием живого вещества биосферы. О первоначальном этапе истории осадочного урана известно мало, однако он несомненно должен значительно отличаться от современного. Тогда еще не происходило выделения биогенного кислорода в атмосферу, окисления выветривающихся пород и не существовало самого органического вещества, совместно с которым уран накапливался в осадках в течение всего весьма продолжительного по времени «биогенного» этапа истории. Возможно, именно в результате этого самые древнейшие осадочные образования не содержат значительных концентраций урана, они появляются впервые лишь около 2 млрд. лет назад, когда биосфера достигла значительного развития и процессы фотосинтеза, сопровождающиеся выделением биогенного кислорода, стали происходить весьма интенсивно.

Источники поступления и седиментация урана в бассейнах

Согласно современным представлениям в бассейны седиментации уран поступает из нескольких основных источников: с речным и подземным стоком, в составе атмосферных осадков, с эоло-

вым материалом, при абразии береговых массивов пород и из вулканических источников [4].

Наиболее изучены процессы поступления урана в бассейны, связанные с выветриванием пород суши, растворением урана и переносом растворенного и взвешенного урана в речном стоке. В процессе выветривания при свободном доступе кислорода природные воды извлекают из пород до 20—40 % и более первоначально содержащегося урана; его легко теряют как магматические, так и осадочные породы. Концентрация поступающего в речную сеть растворенного урана колеблется значительно. В речных водах она составляет от 0,01 до $30 \cdot 10^{-6}$ г/л, будучи минимальной в реках гумидных зон и достигая максимальных значений в реках аридных зон [4].

По оценке Г. Н. Батурина [4] в мировой океан реки ежегодно приносят примерно $18 \cdot 10^3$ т растворенного урана. Наряду с растворенным речной сток транспортирует уран в составе частиц терригенного материала в виде взвеси. Вследствие выщелачивания значительной части урана при выветривании пород концентрация в речных взвесьях значительно ниже (на 25—50 %), чем в земной коре в целом, и составляет в среднем не более $(1,2 \div 1,9) \cdot 10^{-4}$ %. Количество урана в речных взвесьях, поступающее ежегодно в океан, по данным Г. Н. Батурина [4], $(15 \div 16) \cdot 10^3$ т. Таким образом, общее количество урана, поступающего ежегодно в океан с речным стоком, составляет $(33 \div 34) \cdot 10^3$ т при соотношении водорастворенного и терригенного урана около 1:1.

Большая часть подземного стока вод вливается в реки и поступает в водоемы в составе речного стока. Поэтому поступление урана в составе собственно подземного стока с непосредственной разгрузкой на дне морских бассейнов, по-видимому, сравнительно небольшое.

В атмосферных осадках средняя концентрация урана около $2 \cdot 10^{-8}$ г/л. Заметной роли в балансе поступления урана в бассейны седиментации этот источник не имеет, поскольку он, вероятно, балансируется потерей урана при испарении воды [4]. Поступление урана в океан с золотым материалом, пепловым вулканогенным и продуктами волновой абразии берегов в общем балансе является, видимо, незначительным. Поступление урана в океан из глубинных источников с вулканогенными продуктами, гидротермальными растворами, а возможно, и газами несомненно. Хотя концентрация урана в гидротермах вулканических областей суши сравнительно невелика и составляет всего $(0,004 \div 0,81 \times 10^{-7})$ %, установлена возможность переноса урана и тория в газовой фазе вулканических выделений. В хлоридных и сульфатных газах концентрация урана довольно низка $[(0,03 \div 0,07) \cdot 10^{-4}]$ %, но во фторидных достигает $0,23 \cdot 10^{-4}$ % [Леонова Л. Л. и др., 1975 г.].

Значительно повышенная концентрация урана $[(6 \div 31) \cdot 10^{-4}]$ установлена в гидротермальных металлоносных осадках Красного моря. Имеется мнение, что источником этого урана, судя

по его изотопному составу, является морская вода [4], однако мы в этом не совсем уверены.

Локальные обогащения ураном до $11,7 \cdot 10^{-4} \%$ установлены в ряде пунктов проявления гидротермальной деятельности в осадках рифтовых зон Тихого и Индийского океанов [4]. О глубинном источнике этого урана помимо приуроченности к районам гидротермальной деятельности свидетельствует также и изотопный состав урана — повышенное (по сравнению с океанской водой) отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (до 1,22). О глубинности урана свидетельствует также и состав радионуклидов в железомарганцевых конкрециях [4].

Несомненная связь части урана в океане с глубинными источниками подтверждается также его повышенной концентрацией (до $4 \cdot 10^{-4} \%$) в центральной части рифтовой зоны Индийского океана и до $40 \cdot 10^{-4} \%$ (на бескарбонатное вещество) на Срединно-Атлантическом хребте [4].

Можно не сомневаться, что многие проявления глубинных источников поступления урана и сопровождающих его элементов в океан еще не установлены. Вклад глубинного источника поступления урана в бассейны седиментации и мировой океан количественно пока не оценен. Преобладающим является мнение о его незначительности, что основывается на локальном характере проявления гидротермальной деятельности [25]. Однако приуроченность повышенных концентраций U к ряду крупных рифтовых систем — Индийского и Атлантического океанов и Красного моря — вызывает сомнение в локальности этого явления. К тому же устья впадающих в океан рек также являются локальными пунктами, но обеспечивают ежегодное поступление в океан $18 \cdot 10^3$ т растворенного урана.

Поэтому локальность отдельных установленных к настоящему времени пунктов проявления гидротермальной деятельности с повышенной концентрацией урана не может служить доказательством незначительности этого источника. Тем более сомнительным это представляется для ряда прошлых геологических эпох, во время которых интенсивность вулканизма и гидротермальной деятельности значительно превышала современный уровень.

«Терригенный» уран, содержащийся в обломочном материале выветривания пород суши, и водорастворенный уран, из каких бы источников он ни поступал, ведут себя в бассейнах седиментации принципиально различно. Распределение терригенного урана в осадках обуславливается законами механической дифференциации содержащих его минералов; распределение водорастворенного, «гидрогенного» урана — процессами химической и биохимической седиментации и аутигенного минералообразования.

Изучение распределения U в тяжелых и легких фракциях минералов, выделенных из осадков, показало, что тяжелые фракции, имеющие несомненное терригенное происхождение, обладают значительно более высоким содержанием урана, чем легкие фракции и осадок в целом [25]. Вычисленный на основании этого вклад

терригенного урана в некоторых районах шельфовых зон океана, например в осадках шельфа Антарктиды, достигает 50—75 % [4, 25]. Столь же велика доля терригенного урана и в осадках западной части Берингова моря. Преобладающим является терригенный уран в осадках ряда внутренних морей, например в Азовском море, мелководных осадках Черного моря [4]. По-видимому, это же характерно и для прибрежных осадков древних эпиконтинентальных морей.

В пелагических зонах океана, а также крупных краевых и внутренних морей и древних эпиконтинентальных бассейнов связь концентрации урана в осадках с их терригенными компонентами становится очень слабой, но зато усиливается связь с ОВ и фосфором. Здесь поступление терригенного урана в осадки явно отходит на второй план и основная картина определяется процессами биохимической седиментации водорастворенного урана, извлекаемого из воды бассейнов, из каких бы источников он в нее ни поступал.

Таким образом, значительным вкладом терригенного урана, вплоть до его резкого преобладания, характеризуются большей частью лишь мелководные прибрежные, в основном грубообломочные осадки как современных, так и древних морских бассейнов. От береговой линии в глубь бассейна при переходе от кварцевых конгломератов и грубозернистых песчаников к мелкозернистым концентрация терригенного урана быстро понижается в несколько раз [49]. В пелагической области она затем снова повышается в глинистых и глинисто-карбонатных осадках, но уже за счет осаждения «гидрогенного» урана.

Распределение урана в зависимости от фациальных условий осадконакопления

Большой материал по распределению урана в современных и древних осадках позволяет охарактеризовать основные закономерности его накопления по идеальному фациальному профилю и площади бассейнов. В современных осадках, по данным Г. Н. Батурина [4], средняя концентрация U в песках составляет $1,4 \times 10^{-4} \%$, в алевролитах возрастает до $3 \cdot 10^{-4} \%$, затем достигает максимума ($5 \cdot 10^{-4} \%$) в глинистых и глинисто-карбонатных осадках, после чего снова значительно снижается в карбонатных (до $2 \cdot 10^{-4} \%$), рис. 3. Весьма сходно распределение урана также и в древних фанерозойских осадках по данным А. А. Смыслова [49]. Для континентального сектора земной коры среднее содержание в песчаниках составляет $2,5 \cdot 10^{-4} \%$, затем достигает максимума в глинистых породах ($4 \cdot 10^{-4} \%$), после чего снижается в карбонатных до $1,5 \cdot 10^{-4} \%$. Таким образом, как характер распределения урана по фациальному профилю, так и его концентрация в соответствующих типах осадков современных и древних бассейнов почти не различимы.

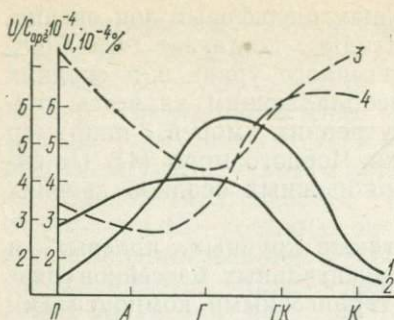


Рис. 3. Распределение урана в современных и древних осадках.

1—2 — концентрация урана в осадках: 1 — современных, 2 — древних; 3—4 — отношение $U/C_{орг}$ в осадках: 3 — современных, 4 — древних. Обозначения пород те же, что и на рис. 1.

Такой характер распределения урана по фациальному профилю осадков ни в коей мере не может быть обусловлен седиментацией терригенного урана — его концентрация быстро снижается уже в прибрежных осадках от конгломератов к крупнозернистым, а затем и к мелкозернистым песчаникам [49]. Наблюдаемое возрастание концентрации в глинистых осадках и дальнейшее снижение карбонатных может быть объяснено только другими причинами. Отсутствие прямых связей урана с Fe , Mn , $CaCO_3$, SiO_2 и с внешней поверхностью минеральных частиц осадка [25] свидетельствует о том, что установленное распределение U не обусловлено также и сорбционным механизмом накопления минеральными компонентами осадков.

Сравнение рис. 1 и 3 показывает, что распределение U как в современных, так и в древних осадках по идеальному фациальному профилю весьма сходно с распределением в них органического вещества. Это сходство, с несомненностью проявляющееся по кларковым значениям $C_{орг}$ и U , достаточно хорошо проявляется и в изучавшихся конкретных современных бассейнах и в осадках древних морей.

Установленное распределение U по «идеальному» профилю осадков проявляется, естественно, и по площади бассейнов седиментации. Так же как и для $ОВ$, можно выделить две принципиальные схемы распределения. Первая характеризуется пониженной концентрацией U в прибрежных песчано-алевритовых осадках и дальнейшим нарастанием ее при удалении от берега к центру бассейна в тонкозернистых терригенных пелитовых и глинисто-карбонатных осадках. Такой тип распределения урана в осадках характерен для многих внутренних морей — Аральского, Каспийского, Азовского, Черного — и, по-видимому, для большинства древних эпиконтинентальных морских бассейнов. Распределение урана в них полностью подчиняется распределению в осадках органического вещества, факторы накопления которого рассмотрены в предыдущем разделе.

Второй тип распределения урана в осадках бассейнов характеризуется сначала, как и первый, повышением концентрации урана и $ОВ$ в осадках от прибрежных грубообломочных к более

удаленным от берега или отлагающимся во впадинах рельефа дна пелитовым осадкам, а затем снижением концентрации урана и ОВ в осадках пелагической зоны, в которой нередко более развиты глинисто-карбонатные и карбонатные осадки. Такой тип распределения характерен в общем и для океана — концентрация урана в осадках шельфа и континентального склона заметно выше, чем в пелагической зоне, хотя связь с гранулометрическим составом осадков проявляется не всегда достаточно четко.

Таким образом, в океане распределение урана также полностью совпадает с распределением ОВ. Есть в распределении урана в осадках океана и некоторые специфические черты, определяющиеся, видимо, действием принципиально других факторов. На общем фоне низких концентраций урана в глубоководных пелагических осадках Атлантического и Тихого океанов наблюдаются повышенные содержания, приуроченные к зонам активного рифтообразования. В осадках из этих зон, содержащих значительную примесь осадившегося из воды гидротермального железа, отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ значительно выше, чем в пелагических отложениях. В Красном море оно составляет от 1,08 до 1,14, а в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия — от 1,08 до 1,22, обычно около 1,16, что свидетельствует о проявлении двух процессов: как о захвате урана коллоидами железа из океанской воды, так и о привносе глубинного гидротермального урана [4]. Для понимания истории урана это явление имеет, по нашему мнению, принципиальное значение.

Однако на общую картину распределения урана в осадках океана оно почти не влияет. Распределение его, из каких бы источников ни поступил уран в воды бассейнов, определяется в конечном итоге только накоплением и распределением в осадках органического вещества. Связи урана с какими-либо гранулометрическими или химическими компонентами осадков, кроме органического вещества, не устанавливается [4]. Каков бы ни был механизм накопления «водородного» урана в органическом веществе, само по себе накопление его в осадках совместно с органическим веществом не может вызвать никаких сомнений. Именно поэтому закономерности распределения урана и ОВ по типам пород и площади бассейнов полностью идентичны.

ЭПОХИ ИНТЕНСИВНОГО НАКОПЛЕНИЯ ПЛАНКТОНОГЕННОГО САПРОПЕЛЕВОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И УРАНА

Преобладающая часть отложений от древнейших архейских и протерозойских до современных, как это показано в предыдущих главах, характеризуется сравнительно незначительным накоплением рассеянного ОВ и фоссилизирующегося совместно с ним урана. Общей тенденцией (в связи с возрастанием биомассы и биопродукции во времени) является постепенное возрастание кларковых концентраций ОВ и урана в осадках — от 0,1—0,2 % $C_{орг}$ и $(1 \div 3) \cdot 10^{-4}$ % U в отложениях протерозоя и до 1,1 % $C_{орг}$ и $(4 \div 5) \cdot 10^{-4}$ U в палеоген-неогеновых и современных. На границах палеозоя и мезозоя, а также мезозоя и кайнозоя эта тенденция, как было показано выше, осложняется временными спадами в накоплении ОВ.

На фоне накопления преобладающего объема отложений с кларковыми концентрациями ОВ и урана в разных районах мира известны весьма специфические образования, в которых концентрация сапропелевого ОВ нередко возрастает до 20—50 % и более (в среднем на толщу 6—8 %) и урана до $(2 \div 3) \cdot 10^{-2}$ % (в среднем $n \cdot 10^{-3}$ %). Это так называемые черные, углеродистые, углистые, графитовые, битуминозные или горючие сланцы. Эти внешне значительно отличающиеся осадочные и осадочно-метаморфические образования в генетическом плане представляют собой единую группу осадков. Они значительно обогащены сапропелевым планктоногенным ОВ, ураном и рядом характерных сопровождающих их элементов, в основном фосфором, тяжелыми металлами, а также редкоземельными элементами. Большая часть различий, обусловивших их разные наименования и различное использование, обязана значительным вторичным изменениям, происходящим при прогрессивном литогенезе. На стадии диагенеза в полужидком состоянии это сапропелевые илы. В начале катагенеза это горючие сапропелевые сланцы; на этапах мезо- и апокатагенеза — это битуминозные сланцы и нефтематеринские породы доманикового типа; в метаморфизованных толщах — это черные, углеродистые, графитовые и шунгитовые, нередко рудоносные сланцы. Если отвлечься от вторичных признаков, обусловленных интенсивностью прогрессивного катагенеза ОВ и минеральной части этих осадков, то существенных генетических различий между ними почти не остается, вне зависимости от того, образовались

ли они в архее, протерозое, фанерозое или даже в современную эпоху; они весьма сходны не только в разновозрастных отложениях, но и в самых различных районах мира, на платформах и в геосинклиналях; они известны на всех континентах, а в последнее время установлены также и в океанах.

Значительно обогащенные сапропелевым ОВ, ураном и другими всегда сопровождающими их элементами, эти отложения характеризуют возникновение специфических условий в бассейнах седиментации, отличающихся аномально высокой биопродукцией фитопланктона, в основном сине-зеленых водорослей, которые сейчас многие зарубежные и советские ученые относят к цианобактериям. Эта группа древнейших прокариотных организмов еще с середины прошлого века одними учеными относилась к бактериям, другими — к водорослям. Значительное развитие их в эпохи урано-накопления объясняется, вероятно, способностью к существованию в самых экстремальных условиях среды, «невыносимых» для всех прочих живых существ. Известно более 1500 видов одноклеточных, колониальных и нитчатых сине-зеленых водорослей. По способности фиксировать атмосферный азот и вести фотосинтез с выделением кислорода сине-зеленые водоросли являются единственными на Земле организмами, они самые независимые от условий среды автотрофные организмы. Некоторые их виды отличаются высокой устойчивостью к радиоактивному излучению, способностью нормально существовать при температуре более 85 °С, сохраняться и не погибать при температуре —190 °С; жить в водоемах с разной концентрацией и составом солей, переносить присутствие в водной и воздушной среде серных и сернистых соединений; расти в условиях полного насыщения среды CO₂ или, напротив, при широком доступе кислорода.

По концентрации C_{орг} отложения, обогащенные материалом фитопланктона, особенно сине-зеленых водорослей, существенно отличаются от всех других типов осадочных пород, а по набору и концентрации ряда химических элементов — от всех осадочных и всех вулканогенных пород. Недаром относительно их генезиса неоднократно высказывались самые различные, иногда совершенно фантастические точки зрения, вплоть до образования их в результате излияния на дно бассейнов огромных масс «глубинной» нефти, содержащей тяжелые металлы [Поплавко Е. М., 1978 г.].

Наиболее распространенной является точка зрения об эпизодическом образовании такого типа отложений в слабо вентилирующихся зонах бассейнов со значительной биопродукцией планктона, поступление которой на дно обуславливает возникновение бескислородных восстановительных условий (сероводородного заражения), предохраняющих ОВ от окислительного разрушения и способствующих осаждению ряда металлов с переменной валентностью. Изучение единичных объектов такого типа в различное время и в различных районах мира приводило исследователей к точке зрения о случайности и исключительности условий их образования, реализовавшихся в то или иное геологическое время

в каком-либо районе. Однако обобщение многочисленных накопленных материалов многих исследователей, а также проведение автором специальных целенаправленных работ заставляют отойти от представлений о случайности их образования во времени и в пространстве. Обогащенные сапропелевым ОВ, ураном и рядом других элементов, отложения представляют собой особый генетический тип осадков, характеризующихся наличием ряда обязательных геологических, литологических, геохимических и биологических признаков. Они накапливаются не случайно, вследствие сочетания ряда благоприятных условий в каком-либо районе, а во вполне определенные эпохи, одновременно во многих весьма удаленных друг от друга бассейнах, отражая глобальные изменения среды.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Хотя изученность обогащенных планктоногенным ОВ и У осадков еще недостаточна, уже сейчас можно выделить не менее 20 сравнительно кратковременных эпох их накопления, проявлявшихся в морских, реже озерных бассейнах синхронно или почти синхронно в самых различных районах Земли. Древнейшие докембрийские обогащенные сапропелевым ОВ, фосфором и металлами метаморфизованные отложения изучены пока наиболее слабо, особенно в отношении точной стратиграфической приуроченности и глобальной корреляции. Первые вспышки биопродуктивности фитопланктона, неотличимые по интенсивности накопления ОВ от самых недавних позднефанерозойских и даже антропогенных, проявились еще на заре развития биосферы. Они достоверно известны уже в раннем архее.

Регионально обогащенные углеродом графитовые сланцы раннего архея с возрастом более 3,5 млрд. лет известны в областях Алданского щита, Станового хребта и в восточной части Балтийского щита [Кулиш Е. А., 1978 г.; А. В. Сидоренко и Св. А. Сидоренко, 1975 г.]. Накопление «черных» сланцев отмечается также в серии Фиг-Три Свазиленда (~3,1 млрд. лет), содержащих продукты разложения и форменные элементы бактерий и сине-зеленых водорослей. Известны обогащенные ОВ графитовые сланцы архейского возраста в пределах Азовского кристаллического массива и в ряде других районов мира. На Балтийском щите установлены 2 стратиграфических уровня накопления углеродсодержащих отложений в составе лопского комплекса. Максимумом накопления обогащенных сапропелевым ОВ отложений характеризуется нижняя часть верхнего архея [Конигов А. З., 1978 г.].

Еще более широко распространены обогащенные сапропелевым ОВ осадки вблизи границы архея и протерозоя (2,7 млрд. лет). Примерами их являются сланцы Соуден в Северной Америке, нижний пласт обогащенных ОВ конгломератов Витватерсранда в Африке. Углеродистые черные сланцы в верхней части архея имеются также в области Станового хребта, в Карелии, Индии, Южной Африке. Окончание этой эпохи накопления обогащенных ОВ осадков фиксируется в начале раннего протерозоя, когда углеродистые отложения накапливались в пределах европейской части СССР в областях КМА (тинская свита), Украинского щита, в Азии — в области Киргизского хребта и Прибайкалья [56].

С этой эпохой интенсивного накопления планктоногенного ОВ связана не только фоссилизация повышенных концентраций урана в осадках, но иногда

и образование самых древних промышленных скоплений урана, как, например, в нижнем конгломерате Витватерсранда в Африке.

Первым особенно значительным накоплением планктоногенного органического материала, вплоть до образования обогащенных сапропелевым ОВ сланцев, графитовых пород и шунгитов во многих районах мира, характеризуются отложения с возрастом около 1,8—1,9 млрд. лет, примерно на границе нижнего и среднего протерозоя. К ним относятся шунгитовые сланцы Карелии, ятулия Финляндии; углеродистые сланцы района Курской магнитной аномалии, сланцы Ганфлинт, Онтарио (Мичиган), формации Матиенды и другие в осадочно-метаморфических толщах Канадского щита Северной Америки, Бразильского щита Южной Америки; местами обогащенные ОВ конгломераты Витватерсранда в Африке. С осадочными образованиями этой эпохи связаны не только породы с повышенным содержанием графитизированного планктоногенного ОВ и урана, но в ряде районов мира также и значительные месторождения урана и золота осадочно-метаморфического генезиса. Примерами являются урановые оруденения, связанные с пегматитами (1,8—2,0 млрд. лет) и скарнами Швеции; месторождение Эно-Коли в Финляндии (1,8 млрд. лет); гидротермальные и пегматитовые месторождения в Северной Америке на Канадском щите — Эйс-Фейс (1,82 млрд. лет), Игл, Гунар и другие; месторождения района Блайнд-Ривер (1,8—2,0 млрд. лет); месторождения в серии Жакобина Бразильского щита; огромные месторождения урана и золота Витватерсранда в Африке (1,85 и 1,95 млрд. лет), ураново-медные месторождения железорудной серии в провинции Бихар на Индийском щите в Южной Азии [17].

Следующий уровень интенсивного накопления планктоногенного ОВ и U отвечает примерно границе среднего и верхнего протерозоя (рифей) и имеет возраст около 1,5—1,6 млрд. лет. Примерами являются обогащенные сапропелевым ОВ сланцы склона Анабарского щита и углеродистые терригенные отложения Тянь-Шаня в Азии, ураноносные сланцы групп Эхо (1,4—1,6 млрд. лет) в районе оз. Большого Медвежьего в Северной Америке. Помимо обогащенности ОВ и ураном этот стратиграфический уровень иногда характеризуется приуроченностью урановых месторождений. В провинции Большого Медвежьего озера известны гидротермальные месторождения Эльдорадо, оз. Хотта, Рейрок и др. В Австралии, по-видимому, с этой эпохой (1,6—1,8 млрд. лет) связаны месторождения Рэдиум-Хилл, Крокерс-Уэлл и др.

Широко распространены обогащенные планктоногенным ОВ осадки вблизи границы нижнего и среднего рифея (1,2—1,3 млрд. лет). Это черные ураноносные сланцы Северной Америки (Мичиган), сапропелевые сланцы Сибирской платформы; богатые сапропелевым ОВ фосфориты Монголии и Тувы; ураноносные сланцы Австралии. Ряд урановых месторождений Австралии, судя по определению абсолютного возраста оруденений, связан именно с этой эпохой накопления планктоногенного ОВ, например Мэри-Кетлин (1,2 млрд. лет), Вуджина (1,26 млрд. лет) и др.

Вблизи границы среднего—позднего рифея (около 1,0 млрд. лет) известны богатые планктоногенным ОВ осадки на Сибирской платформе, а также в Северной Америке (сланцы Насач). Несколько стратиграфических уровней углеродистых сланцев в средне-верхнерифейских отложениях известно в пределах Тянь-Шаня, Прибайкалья, Джунгарского антиклинория, Мугоджар.

Широко распространены в разных районах мира богатые планктоногенным ОВ осадки в вендских отложениях. Верхнерифейско-вендские углеродистые терригенно-карбонатные отложения известны в пределах Тянь-Шаня (ашуайрыкская свита). Во многих случаях углеродистые отложения приурочены к границе докембрия и фанерозоя. Такие обогащенные сапропелевым ОВ осадки имеются на Сибирской платформе; богатые сапропелевым ОВ фосфориты известны в Алтае-Саянской складчатой области. Обогащенные сапропелевым ОВ и фосфором осадки имеются в вендских отложениях Приуралья, на Русской платформе в Московской синеклизе (редкинская свита), в вендских отложениях Подолии (калосские сланцы). По-видимому, к этой же эпохе относятся высокоуглеродистые сланцы Узбекистана и Северного Казахстана, имеющие предположительно позднедокембрийско-раннепалеозойский возраст. Подошва продуктивной пачки богатых сапропелевым ОВ фосфоритоносных отложений хребта Малый Каратау является, по мнению А. Ю. Розанова [11], основанием томотского яруса кембрия.

Черносланцевая формация углисто-кремнистых сланцев этой эпохи на расстоянии более 2000 км окаймляет каледонские складчатые области Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, прослеживается на Китайской платформе [56].

Фосфоритоносные обогащенные сапропелевым ОВ отложения этого возраста известны во впадине Синань в Китае, в Австралии [Е. В. Орлова, 1951 г.]. Широко известны верхнедокембрийские ураноносные сланцы в Африке (Конго, Северная Родезия, Габон).

С вендской вспышкой накопления планктоногенного ОВ в осадках связаны многие осадочно-метаморфические месторождения урана Африки — Конго, Шинколовбе (585—680 млн. лет), Сваμπο, Колонгве (605 млн. лет), Мунана и др. В Австралии с графитовыми сланцами этой эпохи связаны месторождения урана Рам-Джангл, Эль-Шарана, Маунт-Пейнтер (720 млн. лет); в Северной Америке к этой эпохе по определению абсолютного возраста можно отнести месторождение Контакт (650 млн. лет).

Палеозой. В палеозойских отложениях, как и в отложениях докембрия, известно несколько стратиграфических уровней накопления осадков, значительно обогащенных планктоногенным ОВ [Мак-Ки Ральф, 1934 г.], [8, 34, 39, 40, 56].

На границе нижнего и среднего кембрия особенно широко распространены богатые сапропелевым ОВ отложения куонамской свиты на Сибирской платформе. К этой же эпохе относятся ниже-среднекембрийские углеродистые сланцы Киргизии и Южного Казахстана (Улутау) и Алайского хребта (Южный Тянь-Шань) и, по-видимому, углеродистые сланцы Сино-Корейского щита, а также фосфориты Австралии и сланцы Ньюфаундленда (Канада).

Следующий уровень накопления осадков, значительно обогащенных планктоногенным ОВ, приурочен примерно к границе кембрия и ордовика. Обогащенные сапропелевым ОВ осадки верхнего кембрия известны на Сибирской платформе; в Европе (Скандинавия) интенсивное накопление сапропелевого ОВ с повышенной концентрацией урана происходило непрерывно от конца кембрия (олеленидные сланцы) до начала ордовика (диктионемовые сланцы). В Прибалтике широко распространены обогащенные сапропелевым ОВ нижеордовикские диктионемовые сланцы. В Средней Азии углеродисто-кремнистые ванадиевые сланцы раннеордовикского возраста известны в пределах Сандалашского хребта (Средний Тянь-Шань) [56]. Верхнекембрийско-ордовикские сланцы с повышенной концентрацией урана известны также на Пиренейском полуострове.

В Южной Америке кремнисто-глинистые сланцы кембрия—ордовика с повышенной концентрацией урана известны на территории Аргентины. В Австралии в отложениях верхнего кембрия встречены черные радиоляриевые сланцы и обогащенные сапропелевым ОВ фосфориты.

В ряде районов мира прослеживаются богатые планктоногенным ОВ и фосфором отложения ордовикского возраста, по-видимому, большей частью на границе нижнего и среднего ордовика, судя по районам, где их стратиграфическая позиция достаточно определена. Хорошим примером являются куцерские сланцы Прибалтики. Фосфоритоносные обогащенные сапропелевым ОВ отложения известны также на Сибирской платформе. В Северной Америке ордовикские черные сапропелевые сланцы распространены в штатах Нью-Йорк, Иллинойс, Айова, Невада, Теннесси и Висконсин, а в штатах Кентукки и Теннесси — фосфатизированные известняки с сапропелевым ОВ. В Канаде черные сланцы этого возраста известны на территории Юкон. В ряде районов мира довольно широко распространены обогащенные сапропелевым органическим веществом силурийские граптолитовые сланцы. Они известны, например, на Западе Сибирской платформы, на Алайском хребте в Средней Азии, в Прибалтике. Широко распространены богатые сапропелевым органическим веществом сланцы в девонских отложениях. В некоторых районах они встречаются в основании живетского яруса («инфрадоманик»), но значительно более широко они распространены в верхнем девоне. В восточной части Русской платформы (в Приуралье) они известны как доманиковые сланцы и залегают в отложениях франского яруса; их аналог встречается также среди отложений верхнего девона Припятской впадины. Темные глинистые фосфоритоносные сланцы распространены также и в Западной Европе (Пиренеи, юг Франции). Вероятно, их аналогом являются также девонские и нижнекарбонные сапропелевые сланцы Шотландии. В Азии обогащенные сапропелевым ОВ верхнедевонские отложения известны на край-

нем Северо-Востоке СССР, а фосфоритоносные осадки — в северной части Вьетнама.

Значительно распространены богатые УВ и ураном верхнедевонские чаттанугские сланцы и их аналоги в Северной Америке, развитые в восточных и центральных штатах США. Они залегают в кровле девонских отложений и, возможно, захватывают верхнюю часть нижнего карбона. В других районах, например в штатах Теннесси и Кентукки, также в кровле девона залегают черные фосфоритоносные сланцы.

В каменноугольных отложениях богатые планктогенным УВ осадки с повышенной концентрацией урана известны, как указано выше, на границе с девоном, представлены они верхнедевонско-нижнекаменноугольными сланцами. Кроме того, наличие сапропелевых сланцев собственно раннекарбонového (миссисипского) возраста известно на севере Аляски и в формации Хат в Монтане. Значительно более распространены в Северной Америке верхнекаменноугольные (пенсильванские) черные сапропелевые сланцы. Они известны в штатах Канзас, Юта, Оклахома, Иллинойс, Огайо, Индиана [66]. По-видимому, их аналогом являются верхнекаменноугольные кендерлькские сланцы Казахстана в азиатской части СССР. На западном склоне Урала в швагериновом горизонте верхнего карбона имеются обогащенные планктогенным УВ фосфоритоносные отложения. В Южной Африке известны каменноугольные фосфоритоносные сланцы в системе Карру.

Еще более распространены сапропелевые сланцы с повышенной концентрацией урана и фосфоритов, обогащенные планктогенным УВ, в верхнепермских отложениях многих районов мира. Весьма широко распространены верхнепермские «черные» сланцы с фосфоритами и фосфориты, обогащенные сапропелевым УВ, в Скалистых горах Северной Америки (формация Фосфория). Они имеются в США в штатах Монтана, Айдахо, Вайоминг и Юта, а также в Канаде. Аналогичные отложения наблюдаются также в районе Брукс-Рэндж в северной части Аляски. Еще более распространены верхнепермские сапропелевые сланцы Ирати в южной части Бразилии, в Уругвае и Южной Аргентине [34].

На берегу Атлантического океана в Африке известны торбаниты в серии Экка системы Карру, которые являются, вероятно, аналогом сланцев Ирати. В Австралии под триасовыми породами в угленосной толще Ньюкастл довольно широко развиты сапропелевые торбаниты; то же самое наблюдается в Тасмании. В Азии, во Вьетнаме, известны верхнепермские фосфоритоносные отложения. В Индии в Гималаях в верхней части разреза пермских отложений широко распространены продуктусовые сланцы. В Японии радиоактивные черные глинистые сланцы пермского возраста известны на о. Хонсю. Широко развиты пермские цехштейновые сапропелевые сланцы в Западной Европе, характеризующиеся повышенным содержанием урана и меденосностью.

Таким образом, эпоха интенсивного накопления планктогенного УВ, урана и ряда металлов весьма широко проявилась в конце палеозоя (поздняя пермь) на всех континентах. В Западной Европе с отложениями верхнего палеозоя связан также и ряд месторождений урана. Гидротермальные месторождения Мернак и Буа-Нуар во Франции имеют возраст 265 млн. лет. С пермскими отложениями связаны месторождения г. Лотцев и Гранж-дю-Колонель во Франции, месторождения Рио-Фреддо, Прейт, Валь Даоне и Валь Рендена в Италии.

Значительные месторождения урана в верхнепермских отложениях в непосредственной близости от контакта с триасовыми известны в Северной Америке, в штатах Юта и Аризона США.

На территории Лисбон-Валли залежи связаны с красноцветной формацией Чайнл, сложенной континентальными аллювиальными и озерными осадками, обогащенными органическим веществом.

В районе Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон урановые залежи связаны в основном с нижней свитой Шинарамп формации Чайнл, а также со свитой Монкопи базальной формации триаса, т. е. ураноносность приурочена к контакту пермских и триасовых пород [48].

Мезозой. В мезозое известно несколько стратиграфических уровней интенсивного накопления планктогенного УВ, обогащенного ураном и другими элементами.

В триасовых отложениях сапропелевые сланцы имеются в ряде районов Европы — в Австрии, Швейцарии, ФРГ, Норвегии (Шпицберген). Стратиграфически они приурочены, судя по имеющимся данным, к верхней части среднего — нижней части верхнего триаса (ладинский — норийский ярусы). Имеются сапропелевые триасовые сланцы также на Новой Земле, в восточной части Аляски.

В триасовых породах известно проявление фосфоритонакопления во Вьетнаме. Весьма широко распространены озерные сапропелевые сланцы триасового возраста в Африке в бассейне Стенлейвил (Конго). На некоторых урановых месторождениях Западной Европы абсолютный возраст оруденений отвечает этой эпохе накопления планктоногенного ОВ, например месторождение Рио-Фреддо (200 млн. лет).

В юрских отложениях выделяются два стратиграфических уровня интенсивного накопления планктоногенного ОВ, обогащенного ураном и рядом сопровождающих его элементов. Нижний уровень приурочен к контакту пород нижней и средней юры и фиксируется накоплением тоарских (посидониевых) сапропелевых сланцев. Особенно широко распространены они в Западной Европе.

Значительно более широко развиты в различных районах мира обогащенные планктоногенным ОВ осадки и сапропелевые сланцы, залегающие в верхней части верхнеюрских отложений, на границе с породами нижнего мела. Обогащенные сапропелевым ОВ осадки и озерные сланцы известны в ряде районов Монголии и на востоке СССР. В Западной Сибири богатые сапропелевым ОВ глинисто-кремнистые осадки волжского яруса (баженовская свита) распространены на площади свыше 1 млн. км². Сланценозные отложения волжского яруса верхней юры широко развиты по всей восточной части Русской платформы. В Западной Европе и ряде пунктов также известны верхнеюрские сланцы (например, зеленгофенские сланцы). Широко развиты верхнеюрские сапропелевые сланцы в Великобритании. По данным, имеющимся в литературе, они считаются кимериджскими, но, по заключению М. С. Месежникова, относятся к волжскому ярусу, как и в других весьма отдаленных районах мира.

В обширной области Средиземноморья широко распространены в верхнеюрских отложениях черные обогащенные сапропелевым ОВ кимериджские известняки и сланцы. Наличие сланцев в средне-верхнеюрских отложениях упоминается в Австралии и в Южной Америке (Чили). Распространение богатых сапропелевым ОВ верхнеюрских осадков установлено также в южной части Атлантического океана на Фолклендском плато.

Помимо широкого распространения обогащенных планктоногенным ОВ и ураном осадков верхнеюрские отложения характеризуются в ряде районов и промышленной ураноносностью. Например, на месторождении Крузиль (Франция) возраст урановой смолки позднеюрский (147 млн. лет).

Значительные по запасам месторождения урана в США также приурочены к верхнеюрским и частично к перекрывающим их базальным нижнемеловым отложениям. Максимальные запасы урана плато Колорадо связаны с континентальной песчано-глинистой формацией Моррисон, представляющей собой отложения рек и равнинных потоков, местами обогащенных растительным ОВ, с которым ассоциирует уран. Ураноносная верхнеюрская формация Моррисон перекрывается континентальными отложениями нижнего мела. В районе Грантс (штат Нью-Мексико) более 95 % урановой руды также связано с верхнеюрской формацией Моррисон. Имеется здесь уран и в базальных слоях нижнего мела (формация Дакота). Уран концентрируется в песчаниках, переслаивающихся с «углистыми» сланцами, которые содержат обильные растительные остатки. В штатах Вайоминг и Южная Дакота основные залежи урана [43] связаны с базальными слоями нижнего мела (группа Иньян-Кара).

Таким образом, к границе юрского и мелового периодов во многих районах мира приурочены как морские осадки, обогащенные сапропелевым ОВ и рассеянным ураном, так и континентальные речные и аллювиальные промышленно ураноносные отложения, в которых уран фиксируется также по органическому веществу.

В меловых отложениях известны два стратиграфических уровня интенсивного накопления сапропелевого органического вещества, а также U, P и других сопровождающих их характерных элементов. Нижний уровень отвечает при-

мерно границе между нижним и верхним мелом. В некоторых районах накопление повышенных концентраций сапропелевого ОВ началось еще в конце нижнего мела (альб), но большей частью оно происходило в сеномане и особенно в туроне. Сапропелевые сланцы туронского возраста известны на Юго-Восточном Кавказе (Азербайджан), на южном склоне Кавказа в районе Туапсе. В южной части Русской платформы накопление фосфоритоносных осадков сеномана с сапропелевым ОВ происходило в сплошной полосе, протягивающейся от Мангышлака на востоке через северную окраину Днепровско-Донецкой впадины до Польши на западе. Известны аналогичные фосфоритоносные сеноманские осадки на юге Франции и в некоторых других районах Западной Европы.

Весьма сходные с кавказскими обогащенные сапропелевым ОВ и ураном черные кремнистые сланцы турана развиты в Северной Африке, в Атласских горах. В бассейне Юго-Западного Марокко к отложениям сеномана и турана приурочены обогащенные ОВ фосфоритоносные отложения [Орлова Е. В., 1951 г.].

Обширные области распространения богатых сапропелевым ОВ черных сланцев раннего—среднего мела установлены в Атлантическом океане [28]. Значительное развитие отложений горючих сланцев мелового возраста отмечается в Северной Америке (в западной части США), а также в Канаде (Саскачеван, Манитоба). Возможно, они так же, как и в других районах мира, залегают вблизи стратиграфической границы нижнего—верхнего мела.

Второй стратиграфический уровень интенсивного накопления сапропелевого ОВ, фосфоритов и урана приурочен к верхней части верхнемеловых отложений (сенон—маастрихт). Наиболее обширной областью накопления черных битуминозных фосфоритоносных осадков верхнего мела является Северная Африка. Черные богатые ОВ фосфоритоносные осадки прослеживаются и далее в Азии. На Аравийском полуострове они имеют маастрихтский возраст (Израиль, Иордания, Сирия). Известны верхнемеловые залежи фосфоритов в Западном Казахстане, на восточной окраине Индостана. Имеются фосфоритоносные сенон-маастрихтские осадки и в некоторых районах Западной Европы — в Англо-Парижском бассейне, в ГДР и ФРГ, в южной части Испании.

Накопление фосфоритов в позднем мелу отмечено также в Австралии. В Северной Америке накопление черных сапропелевых сланцев позднемелового возраста происходило в ряде районов — в Южной Дакоте, Небраске, Колорадо, Канзасе и Техасе. В Южной Америке наличие меловых сапропелевых сланцев известно в Бразилии, однако точный возраст их неясен. Во многих районах черные «битуминозные» фосфоритоносные отложения и сланцы характеризуются повышенной концентрацией урана. В Северной Америке в районе Блек-Хилс (Вайоминг) формация Форт-Юнбон на границе верхнего мела и палеоцена характеризуется значительной промышленной ураноносностью.

Таким образом, позднемеловая, как и другие аналогичные эпохи, во многих районах мира характеризовались интенсивным накоплением сапропелевого ОВ, фосфоритов и урана. Возраст такого типа позднемеловых отложений не всегда достаточно ясен, но большей частью колеблется от позднего сенона до маастрихта.

Палеоген-неогеновые отложения. В палеоген-неогеновых отложениях выделяются три уровня широкого распространения сапропелевых сланцев и обогащенных органическим веществом фосфоритоносных осадков: в эоцене, а также вблизи границ олигоцена—миоцена и миоцена—плиоцена. Наиболее широко распространены осадки эоценового возраста. Они известны в Средней Азии в пределах Таджикской депрессии и Гиссарского хребта [Олейник В. В., Олейник Э. С., 1973 г.]. Далее на запад от восточного берега Каспийского моря эоценовые обогащенные сапропелевым ОВ осадки кумской свиты широкой полосой протягиваются вдоль Северного Кавказа до Крыма. Возможно, эоценовый возраст имеют горючие сланцы на Украине. В пределах Карпат широко распространены верхнеэоценово-олигоценовые менилитовые сланцы. Отдельные месторождения сапропелевых эоценовых сланцев известны в Болгарии и Австрии, обогащенные сапропелевым ОВ фосфоритоносные осадки — в Великобритании и Ирландии. Имеются эоценовые горючие сланцы в Турции. Широко распространены богатые сапропелевым ОВ эоценовые фосфоритоносные отложения в Северной Африке в Алжире, Тунисе, Марокко

[Орлова Е. В., 1951 г.]. Фосфоритоносностью, обогащенностью ОВ, а в некоторых районах и распространением сапропелевых сланцев характеризуются морские эоценовые отложения по западному берегу Африки — от Сенегала до Конго. К западу от Африки в абиссальной части Северной Атлантики широко распространены обогащенные ОВ кремнистые отложения среднего эоцена, с которыми связаны радиоактивные аномалии [Ильин А. В., 1978 г.].

В Северной Америке в штатах Колорадо и Юта широко развиты сапропелевые сланцы Грин-Ривер, имеющие промышленное значение как месторождения горючих сланцев. Возраст их — конец раннего эоцена — начало позднего эоцена. Накопление осадков происходило в крупных пресноводных озерах тектонического происхождения. Помимо обогащенности фосфором и ураном сланцевосные отложения формации Грин-Ривер содержат огромные запасы нахколита (NaHCO_3) и даусонита $[\text{NaAlCO}_3(\text{OH})_2]$. Известны эоценовые сланцы и в Южной Америке, в долине Параибо (Южная Бразилия).

Таким образом, эоценовые сланцы и фосфоритоносные отложения распространены на всех континентах (кроме Австралии) и в пределах акватории Атлантического океана, причем во многих районах с повышенной концентрацией урана. В некоторых районах они характеризуются не только повышенной концентрацией урана, но и наличием промышленных месторождений. Например, в Северной Америке в штатах Вайоминг и Южная Дакота (США) формации Уинд-Ривер и Уосатч раннеэоценового возраста содержат значительные запасы урана в терригенных континентальных аллювиальных осадках, обогащенных органическим веществом [48].

Обогащенные сапропелевым ОВ отложения вблизи границы олигоцена — миоцена довольно широко распространены на юге европейской части СССР, на восточном берегу Каспийского моря в пределах Мангышлякского полуострова. Палеоген-неогеновые сапропелевые сланцы известны в Югославии (сланцы Алексинац), в Швеции (месторождение Сандакра), в ГДР, в районе Лейпцига. В Южной Америке (в Чили) распространены палеоген-неогеновые сланцы; того же возраста сапропелевые сланцы известны в Новой Зеландии, в Китае, в Таиланде. Олигоценые сланцы отмечаются в штате Квисленд в Австралии.

Как видим, обогащенные сапропелевым ОВ, фосфором, а в ряде районов и ураном, отложения вблизи границы олигоцена — миоцена также распространены в самых различных районах мира. Кое-где с ними связаны и промышленные месторождения урана, рудоносные пласты которых сложены костным рыбным детритом, обогащенным органическим веществом.

Верхний стратиграфический уровень интенсивного накопления сапропелевого ОВ связан с отложениями верхнего миоцена и нижнеплиоценовыми. На Юго-Восточном Кавказе имеются сапропелевые сланцы в сарматских отложениях, на Северном Кавказе — обогащенные сапропелевым ОВ «грозненские» слои сармата; сапропелевые сарматские сланцы широко распространены на о. Сицилия, на юге Италии. Миоцен-плиоценовые сланцевые отложения формаций Монтрей и Сискуок широко развиты в США в Калифорнии. Сланцы миоценового возраста встречаются в Бирме и на Мадагаскаре.

Богатые органическим веществом и характеризующиеся повышенной концентрацией U сапропелевые илы имеются в четвертичных и современных отложениях в ряде морских бассейнов и в океане. В восточной части Средиземного моря сапропелевые илы установлены на границе рисс-вюрма и вюрма, а также на границе плейстоцена и голоцена [4]. Значительно более широко распространены голоценовые сапропелевые илы, отлагавшиеся примерно 7—5 тыс. лет назад во время атлантического климатического оптимума. Наиболее хорошо изучены эти богатые сапропелевым ОВ и характеризующиеся повышенной концентрацией урана осадки в Черном море [58, 62, 72], где они распространены почти по всей площади дна бассейна; аналогичные сапропелевые илы имеются также в Балтийском море [74], в Атлантическом океане, на юго-западном шельфе Африки [4], и в Тихом океане (Перуанский желоб). По-видимому, их континентальными аналогами являются сапропелевые илы многих озер Европы.

Заканчивая краткий обзор стратиграфического распространения осадков, в которых происходило интенсивное накопление

планктоногенного сапропелевого ОВ, обогащенного фосфором, ураном и другими металлами, следует отметить, что совершенно несомненна их приуроченность к вполне определенным глобальным эпохам, которые характеризовались повсеместно значительными изменениями условий среды. Синхронно или почти синхронно во многих районах мира в эпиконтинентальных морских бассейнах, в озерах и в океане происходило накопление огромных масс планктоногенного сапропелевого ОВ, фосфора, урана и ряда других сопровождающих их металлов, вплоть до редкоземельных. В те же самые эпохи в ряде районов мира происходило накопление континентальных аллювиальных осадков, местами с повышенной концентрацией органического вещества и урана, иногда вплоть до образования крупных промышленных скоплений.

Осадки некоторых из установленных эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана синхронны в самых удаленных районах мира. Возраст других несколько варьирует по времени. Не исключено, что проведение специальной глобальной корреляции в еще большей мере могло бы сузить временные интервалы их образования или определить закономерности изменения во времени и пространстве условий, определяющих накопление осадков такого типа.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Осадки эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ хорошо выделяются в разрезе, почти всегда имеют четкие границы, смена светлых осадков, почти не содержащих ОВ, темно-бурыми и черными, богатыми планктоногенным ОВ породами, происходит не постепенно, а резко, иногда на протяжении всего нескольких сантиметров разреза. Эти осадки нередко приурочены к непрерывному разрезу нормально-морских мелководных и умеренно глубоководных (100—300 м) эпиконтинентальных бассейнов. В геосинклинальных условиях они могут отлагаться и на значительно больших глубинах; известны и голоценовые их аналоги, накапливавшиеся как в мелководных морях, например в Балтийском, так и в достаточно глубоководных, например в Черном море.

Большая часть обогащенных планктоногенным ОВ осадков приурочена к разрезам карбонатных формаций, отличается от вмещающих слоев лишь повышенной глинистостью и кремнистостью, однако известны такие осадки и в разрезах морских терригенных отложений, где они также довольно часто отличаются повышенной кремнистостью. В ряде случаев осадки эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ отлагались не только в морских бассейнах, но и в крупных пресноводных озерах тектонического происхождения, как, например, эоценовые сланцы формации Грин-Ривер в Северной Америке, верхнеюрские отложения Малого Каратау в Казахстане.

По литологическим особенностям и парагенезису пород и связанных с ними обогащенных планктоногенным ОВ «углеродистых» отложений выделяются четыре их формационных типа: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-углеродистый [Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А., 1978 г.], [56].

До последнего времени богатые планктоногенным ОВ ископаемые осадки были известны в основном в отложениях древних эпиконтинентальных морей, крупных озер и в морских отложениях геосинклинальных областей, а в молодых и современных осадках — во внутренних обособленных морях типа Балтийского, Черного и Средиземного. В последнее десятилетие довольно широко распространение интенсивно обогащенных планктоногенным ОВ осадков установлено также и в различных районах Мирового океана [28]. Диатомовые кремнисто-глинистые четвертичные и голоценовые сапропелевые илы занимают значительные пространства в районе Перуанского течения, на шельфе юго-западной части Африки в зоне действия Бенгальского течения, на материковом склоне п-ова Индостан.

Значительное развитие в Атлантическом океане имеют и более древние мезозойские осадки, обогащенные сапропелевым органическим веществом. Среднемеловые (баррем-сеноманские) горючие «черные глины» наиболее широко распространены в восточной части Атлантики, окаймляя прерывистой полосой Африку от севера до крайнего юга [28]. В западной части Атлантического океана они наиболее широко распространены в Северо-Американской котловине, в Карибском море и на Фолклендском плато [28]. Широко развитые в пределах континентов верхнеюрские морские обогащенные сапропелевым ОВ осадки также известны в пределах юго-западной части Атлантического океана на Фолклендском плато [28].

Таким образом, какими-либо узкими и специфическими фаціальными условиями образования сильно обогащенные сапропелевым органическим веществом осадки не отличаются. Они могут накапливаться синхронно в самых различных районах мира в континентальных озерах, крупных мелководных эпиконтинентальных морях, в мелководных и достаточно глубоководных внутренних и краевых морях и, наконец, на обширных пространствах шельфов и континентальных склонов в Мировом океане. В соответствии с этим по глубине образования они могут быть как мелководными (100—300 м), так и достаточно глубоководными (1500—2500 м). Богатые сапропелевым планктоногенным ОВ осадки, как древние ископаемые, так и их современные аналоги, распространяются в морских бассейнах и океанах широкой полосой на весьма значительные расстояния — до 1000—2000 км и более при ширине обычно до 300—400 км; так, например, верхнеюрская баженская свита в Западной Сибири при сплошном распространении монофаціальных глинистых сапропелевых осадков захватывает площадь более 1 млн. км². По-видимому, не меньшую площадь зани-

мают в Африке триасовые сапропелевые сланцы. Поэтому связывать их образование с воздействием каких-либо локальных факторов не представляется возможным. Они простираются на огромные расстояния, в основном не испытывая существенных изменений при смене локальных условий. Для океанских четвертичных и голоценовых осадков, интенсивно обогащенных планктоногенным ОВ, предполагается обязательная связь с зонами подводных окраин континентов, находящихся под воздействием холодных пограничных течений и сопутствующего им апвеллинга, — подъема глубинных холодных вод, насыщенных фосфором и другими биогенными элементами. Для внутренних и большей части древних эпиконтинентальных морей такая схема образования обогащенных сапропелевым ОВ осадков неприемлема, не говоря уже об одновременном накоплении таких осадков в континентальных озерах.

Как правило, и в современных, и в древних ископаемых осадках обогащенные сапропелевым ОВ отложения накапливаются на определенном удалении от береговой линии, захватывая более пониженные участки дна бассейнов. В ряде древних эпиконтинентальных морей и в современных внутренних морях эти осадки занимают наиболее глубокие, центральные части бассейнов; в мировом океане они наиболее распространены в области шельфов и подводных склонов континентов, протягиваясь широкими полосами вдоль них и замещаясь как к береговой линии, так и пелагической области обычного типа осадками со сравнительно низкой концентрацией органического вещества.

При всем разнообразии фациальных условий накопления значительно обогащенных сапропелевым ОВ осадков многие авторы в качестве общности условий называют сероводородные (бескислородные) условия их образования. Действительно, сероводородные условия накопления рассматриваемых осадков достаточно типичны, хотя проявляются обычно только в случаях замкнутых или полужамкнутых бассейнов как в самих осадках, обогащенных ОВ, так и в придонных водах. В других более распространенных ситуациях сероводородные (бескислородные) условия типичны только для толщи самих осадков, обогащенных разлагающимся сапропелевым ОВ, но не развиваются в придонных водах, в которых сохраняются нормальные условия кислородной среды, допускающие существование бентосной фауны. При этом исследователи, считающие главным признаком развитие сероводородного заражения в осадках и в придонной воде над ними, забывают, что возникновение этих условий является не причиной, а следствием интенсивно начавшегося накопления планктоногенного ОВ в осадках.

Именно обилие органического вещества в осадке и сульфатов в иловых и придонных морских водах обуславливает развитие сульфатредуцирующих бактерий и образование значительных количеств сероводорода. В условиях слабой вентилируемости дна бассейнов сероводородное заражение охватывает значительную

толщу придонных вод как, например, в Черном море; при достаточно интенсивной циркуляции придонных вод сероводородная среда развивается и сохраняется только в осадке, а придонная вода характеризуется нормальным кислородным режимом, допускающим развитие бентосной фауны и флоры, если, конечно, глубина дна не превышает эффективного фотического уровня. Однако эти различия определяют лишь некоторые нюансы в характере осадков, обогащенных сапропелевым ОВ, но не их принципиальные отличия. Основные литологические, геохимические и биологические особенности таких отложений всегда достаточно сходны, вне зависимости от того, существовало ли придонное сероводородное заражение или нет. Все это позволяет заключить, что накопление осадков, интенсивно обогащенных планктонным ОВ, в весьма незначительной степени зависит от локальных фациальных условий. Главным фактором их синхронного образования в весьма широком ряду фациальных условий от озерных континентальных до океанических в весьма отдаленных районах мира является вызывающаяся единой глобальной причиной экстремальная биопродуктивность простейших водорослей, особенно сине-зеленых.

Как при сероводородном заражении придонных вод, так и без него обогащенные сапропелевым ОВ осадки обычно характеризуются полным или почти полным отсутствием бентосной фауны или ее значительным обеднением; обычно отсутствием донных водорослей, резкой обедненностью видового состава зоопланктона и нектона и обновлением их состава; значительной обедненностью и сменой видового состава пыльцы и спор наземной растительности, а также резким обеднением видового состава фитопланктона до 1—2 наиболее примитивных форм, дававших исключительно высокую биопродукцию. Одновременно обеднение или полное исчезновение бентосной фауны и флоры, обеднение и (или) значительная смена планктонной фауны, а также спор и пыльцы наземной растительности и фитопланктона свидетельствуют о том, что биологические особенности интенсивно обогащенных планктонным ОВ осадков, содержащих повышенные концентрации урана, фосфора, молибдена и других металлов, в том числе редкоземельных, не могут быть обусловлены действием каких-либо достаточно узких фациальных причин.

Придонное сероводородное заражение в тех случаях, когда оно имело место, могло, конечно, привести к обеднению или исчезновению бентоса, но им невозможно объяснить одновременно проявляющиеся резкие изменения у планктона, нектона и наземной растительности на прилегающих к бассейнам областях суши.

Поэтому несомненным является заключение, что образование интенсивно обогащенных планктонным ОВ осадков с повышенной концентрацией Р, U и других металлов, в каких бы широких фациальных условиях они не накапливались, обусловлено глобальным воздействием какой-то общей причины, вызывавшей сильные сдвиги в биосфере, приводившие к экстремальной био-

продуктивности простейших, в основном сине-зеленых водорослей, и к подавленности гетеротрофных организмов, являющихся потребителями первичной биопродукции фотосинтеза. Довольно подавленной в таких осадках выглядит по имеющимся данным даже жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий, перерабатывающих фоссилизированный в осадках органический материал. Так, например, до и после проявления эпох интенсивного накопления сапропелевого ОВ в осадках за счет микробиальной деятельности разлагается до 70—90 % от фоссилизированного ОВ, а во время проявления этих эпох не более 10—30 % от исходного количества ОВ.

Во всех случаях интенсивно обогащенные планктоногенным ОВ осадки накапливаются на некотором удалении от береговой линии бассейнов и нередко замещаются к берегу фосфоритоносными глинисто-карбонатными менее обогащенными ОВ отложениями или прибрежными терригенными глауконитовыми осадками.

Значительно меньшая обогащенность ОВ прибрежных фосфоритоносных, глауконитовых или обычных терригенных осадков определяется двумя основными причинами. Во-первых, выносом осаждающегося планктоногенного ОВ из прибрежных осадков в более глубоководные и отдаленные от берега зоны бассейна, а во-вторых, значительно более интенсивным окислением ОВ в условиях повышенной гидродинамики и высокой насыщенности прибрежных вод кислородом. Это определяет в прибрежных зонах нормальный газовый режим и значительно большее развитие бентосной фауны.

Наряду с причинами экзогенного характера на образование обогащенных планктоногенным ОВ осадков, несомненно, могли влиять эндогенные факторы, т. е. вулканическая активность по многочисленным разломам и активизировавшимся рифтовым системам. Это сопровождалось поступлением в бассейны седиментации вместе с эффузивными породами, термальными растворами и газами химических элементов, с одной стороны, стимулирующих биопродуктивность фитопланктона (фосфор, азот, углекислота), а с другой — вызывающих резкие сдвиги в биосфере и нарушающих в ней равновесие (уран, мышьяк, медь, кремний и т. п.) с подавлением ряда групп более высокоорганизованных гетеротрофов. Точка зрения о возможном влиянии глубинных разломов и поступающих по ним элементов на развитие планктона и накопление ОВ высказывалась С. М. Катченковым [1969 г.].

Многие исследователи, изучавшие металлоносные черные сланцы, особенно в геосинклинальных областях, — С. Н. Сулова, В. Е. Попов, М. Н. Сулов, В. Е. Закруткин, А. В. Марченко, В. И. Горнов, Т. Д. Джумалиев, У. Асаналиев и другие [56] — отмечают, что их образованию предшествует интенсивная вулканическая деятельность, которая продолжается и в период их накопления. Источником металлов служили, по их мнению, синхронные с осадконакоплением вулканы и поствулканические продукты гидротермальной деятельности. Субмаринный вулканизм, по мнению У. Асаналиева и др. [56], был одним из благоприятных

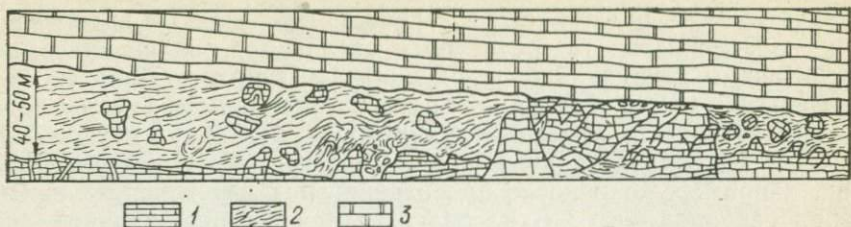


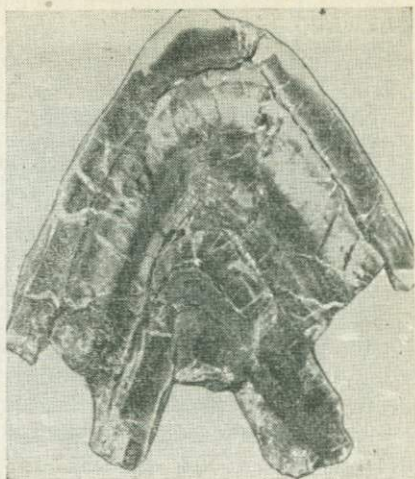
Рис. 4. Сингенетичные подводно-оползневые деформации в обогащенных сапропелевым ОВ малгинских сланцах рифея Восточной Сибири (р. Мая).
1 — известняки малгинской свиты; 2 — черные сланцы; 3 — доломиты цинпадинской свиты.

факторов для интенсивного накопления ОВ в осадках и вызывал, с одной стороны, пышный расцвет, а с другой — массовую гибель организмов.

На платформах связь накопления сильно обогащенных ОВ металлоносных осадков с вулканизмом не столь очевидна, но также, по-видимому, существует. Влияние глубинных факторов на условия образования интенсивно обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором и тяжелыми металлами отложений устанавливается во многих случаях и при отсутствии непосредственных проявлений вулканизма и гидротермальной деятельности. В рифейских черных сапропелевых сланцах малгинской свиты Восточной Сибири 20 лет назад нами было установлено очень интересное явление — наличие интенсивных сингенетичных осадконакопленю складчатых деформаций в сланцах при почти горизонтальном залегании подстилающих и перекрывающих отложений [Неручев С. Г., Ильин А. Ф., 1959 г.].

В подстилающих терригенных отложениях малгинской свиты было установлено довольно широкое развитие песчаных нептунических даек, почти вертикально секущих полого залегающие глинистые осадки. Генезис их связан с заполнением отлагающимся песчано-алевритовым материалом зияющих трещин, которые могли образоваться при проявлении сейсмических толчков. В непосредственно подстилающих черные сланцы светлых известняках было также установлено развитие многочисленных крутонаклоненных вертикальных трещин, по которым отдельные глыбы известняков внедрялись вверх в еще нелитифицированные текучие сапропелевые илы в виде горстов на расстоянии от нескольких до 30—40 м, местами полностью выжимая сапропелевые илы. При этих сотрясениях, вызывавшихся повышенной сейсмичностью субстрата, сапропелевые илы начинали интенсивно сползать, смятаясь в крутые складки, захватывая и переворачивая внедрившиеся в них горстовые глыбы известняка (рис. 4). Черные глинистые сланцы между отдельными глыбами светлых известняков оказались сильно перемятыми и местами образовали опрокинутые складки различных размеров, от нескольких сантиметров до нескольких метров. О характере ядер таких складок дает представление рис. 5.

Рис. 5. Ядра складок в сапропелевых сланцах.



Доломиты ципандинской свиты с небольшим размывом залегают на сильно дислоцированных черных сланцах с глыбами известняка и не имеют каких-либо признаков подводно-оползневых деформаций. Таким образом, интенсивная сейсмическая активность в бассейне имела место перед отложением сапропелевых илов и во время их накопления, а затем прекратилась. Проявление этих деформаций во время накопления сапропелевых сланцев представлялось нам сначала су-

губо частным случаем. Однако специальное изучение «черных» сланцев разного возраста и в различных районах страны показало, что наличие в них или в подстилающих отложениях интенсивных сингенетических подводно-оползневых деформаций, обусловленных повышенной сейсмичностью во время осадконакопления, является не случайным, а закономерным общим признаком.

Аналогичные деформации, вызванные активной сейсмичностью дна во время осадконакопления, были установлены нами совместно с В. М. Бекетовым в глинисто-карбонатных обогащенных ОВ эоценовых породах кумской свиты Северного Кавказа, в верхнедевонских доманиковых сланцах Урала, в ордовикских отложениях Прибалтики и в других местах.

Немало сведений о наличии таких явлений в обогащенных планктоногенным ОВ и тяжелыми металлами осадках имеется и в литературе. Так, К. И. Микуленко указывает на широкое развитие подводно-оползневых деформаций в оксфорд-кимериджских отложениях, подстилающих осадки битуминозной баженовской свиты Западной Сибири [Микуленко К. И., 1976 г.]. В сапропелевых глинисто-кремнистых породах самой баженовской свиты довольно часто встречаются вполне объяснимые с этих позиций многочисленные зеркала скольжения, а кое-где — перемятые породы. В терригенных отложениях девона восточной части Русской платформы под отложениями доманика, по данным Р. Н. Валеева [1978 г.], широко распространены сингенетические с осадконакоплением зияющие разломы, «залеченные» осадками кыновских глинистых отложений. С. Н. Сулова отмечает распространенность сингенетических брекчий и перемятов дислоцированных пород, вызванных землетрясениями, в туфогенно-осадочных породах печенегского комплекса среднего протерозоя Кольского полуострова [56], С. Амагов в рудоносной черносланцевой формации нижнего

кембрия Алайского хребта отмечает широкое распространение слоев внутрiformационных брекчий, которые, переслаиваясь с другими (ненарушенными) слоями, слагают основу рудоносного горизонта [56].

Таким образом, еще одной весьма важной чертой условий накопления обогащенных ОВ, фосфором и металлами отложений является повышенная сейсмическая активность дна бассейнов перед накоплением и во время него. Это даже при отсутствии непосредственных проявлений вулканизма и гидротерм позволяет считать, что на накопление богатых планктоногенным ОВ, фосфором и металлами осадков несомненное влияние могли оказывать эндогенные факторы.

Недавно установлено [9], что в течение некоторого времени перед началом землетрясения, а также во время подземных толчков происходит заметное изменение в газо-химическом составе подземных вод, в том числе наблюдается возрастание концентрации благородных газов: радона, гелия и аргона, а также соединений фтора и урана при изменении их изотопного состава. При этом создается зона нарушения сплошности пород и возмущения теплового поля, что увеличивает проницаемость пород, ускоряет процесс выщелачивания микроэлементов из пород в воду и оказывает влияние на скорость взаимодействия и смешения поверхностных вод с поступающими глубинными флюидами. При этом избыток ^{234}U в подземных водах служит надежным индикатором их принадлежности к водам разломов земной коры [Чердынцев В. В., 1969 г.].

Частое распространение подводно-оползневых дислокаций, вызванных повышенной сейсмичностью дна бассейнов во время накопления обогащенных планктоногенным ОВ и ураном осадков, представляет в свете этого открытия весьма большой интерес. Поступление в эти эпохи по разломам глубинных вод с повышенной концентрацией ряда химических элементов, одни из которых вызывали стимуляцию биопродукции фитопланктона, а другие — серьезные сдвиги в биосфере и резкое обеднение видового состава более высокоорганизованной фауны, представляется нам одним из главных факторов формирования отложений такого типа. Именно глобальность проявления эпох усиленного рифтогенеза и могла обуславливать синхронность образования богатых ОВ и металлами сапропелевых осадков в весьма различных фациальных условиях и в весьма отдаленных районах мира.

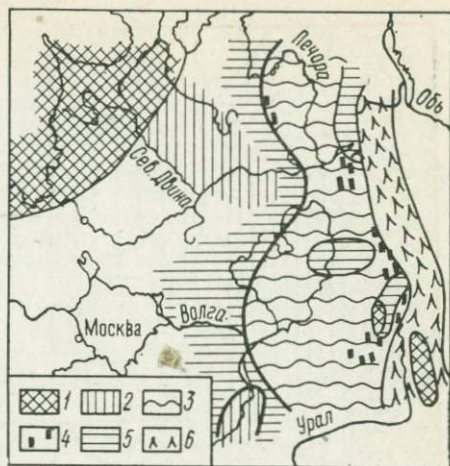
Рассмотрим несколько типичных примеров условий образования таких отложений.

Доманиковые отложения восточной части Русской платформы

Эти отложения в интересующем нас аспекте наиболее подробно и глубоко изучены С. В. Максимовой [30]. Нижне- и среднефранская эпохи в восточной части Русской платформы характеризовались проявлением незатухающих тектоно-магматических процессов. В Уральской геосинклинальной зоне при актив-

Рис. 6. Схема палеогеографии Русской платформы для доманикового времени, по С. В. Максимовой [30].

1 — суша; 2 — перерыв, отложения отсутствуют вследствие размыва; 3 — доманиковые отложения; 4 — кремневые линзы и пропластки; 5 — морские отложения недоманикового типа; 6 — зона активного подводного вулканизма.



зации разломов происходили излияния лав и выбросы лавового материала приразломными вулканами (рис. 6).

Западнее, вдоль Урала, широкой полосой меридионального простирания прослеживаются доманиковые отложения, значительно обогащенные планктоногенным сапропелевым ОВ. Прилегающие к зоне вулканической деятельности отложения характеризуются высокой кремнистостью.

Эта зона нарушена многими разломами, по которым в морской бассейн поступали насыщенные кремнеземом, фосфором и другими сопровождающими их элементами гидротермы. К западу, по мере удаления от вулканической зоны, кремнистость обогащенных планктоногенным ОВ осадков уменьшается. Доманиковые фации образуют сплошную полосу среди морских отложений единого бассейна, не отделяются от них никакими барьерами, но тем не менее существенно отличаются литологически и по фауне от осадков соседних зон. Наличие хотя и достаточно однообразной фауны сидячего бентоса (иногда пелециподы, чаще пелециподы и беззачковые брахиоподы) свидетельствует об отсутствии придонного сероводородного заражения.

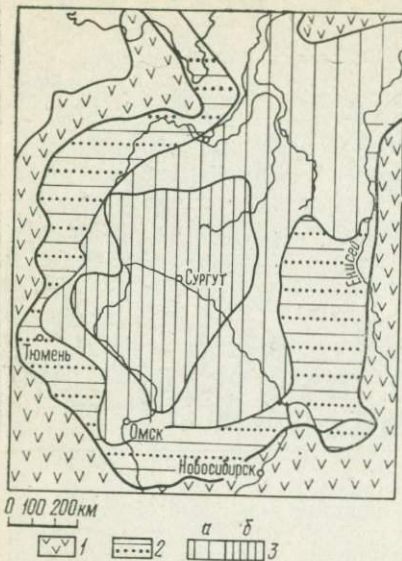
Анализ фауны доманиковых отложений привел С. В. Максимова к заключению о том, что придонные воды бассейна характеризовались нормальным газовым режимом и отсутствием сероводородного заражения. Одновременное исчезновение многих групп фауны (кораллов, криноидей, мшанок, кремневых губок и фораминифер при значительном сокращении брахиопод и гастропод, живущих в разных условиях), по ее мнению, было вызвано активной вулканической деятельностью, обусловившей в морских водах неблагоприятное для многих групп фауны высокое содержание кремнекислоты. По нашему мнению, такое объяснение в принципе, по-видимому, правильно, хотя не следует забывать, что в результате гидротермальной деятельности в водах бассейна была повышена концентрация не только кремнекислоты, но и гораздо более вредных веществ для жизнедеятельности организмов, таких, например, как уран и сопровождавшие его радиоактивные элементы. Прибрежная зона с обычными, достаточно низкими концентрациями ОВ представлена светлыми карбонатными и терригенно-карбонатными осадками, незначительно окремнелыми и содержащими фауну бентоса — криноидеи, фораминиферы, строматопориды и водоросли, которые отсутствуют в области распространения типичных доманиковых фаций. Однако видовой состав фауны в этих прибрежных осадках, как и в доманиковых отложениях, в это время довольно существенно изменился.

Отсутствие водорослей в доманиковых фациях, по мнению С. В. Максимова, свидетельствует о несколько большей глубине их образования по сравнению с прибрежной зоной, однако ненамного большей 100 м.

Отложения баженовской свиты Западной Сибири

Другим типичным примером накопления сильно обогащенных сапропелевым ОВ осадков в разрезе существенно терригенных, глинистых отложений является верхнеюрская баженовская свита Западно-Сибирской низменности. Она

Рис. 7. Схема палеогеографии Западной Сибири для баженовского времени, по И. Д. Поляковой и др. [1971 г.].



1 — суша; 2 — мелководные морские и лагуны — песчано-глинистые отложения; 3 — более глубоководные глинистые и глинисто-кремнистые отложения ($a - C_{орг\ изх} > 10\%$, $b - C_{орг\ изх} > 20\%$).

зон к центральной части бассейна, где концентрация ОВ к началу анаэробной стадии диагенеза достигала 15—20%. В области батиили глубина моря, по мнению В. Н. Сакса, превышала 400—500 м. Однако, по данным И. Н. Ушатинского, глубина бассейна не превышала 50—250 м [1979 г.]. Южная половина моря находилась в зоне субтропического семиаридного климата, а северная — субтропического гумидного [24]. Гидрологический режим бассейна определялся наряду с этими климатическими условиями проникновением вдоль Приуральской сублиторали холодных вод арктического бассейна.

От подстилающих и перекрывающих отложений осадки волжского яруса отличаются значительным обеднением видового состава фораминифер, фитопланктона и спорово-пыльцевых комплексов наземной растительности во всех фациальных зонах [39]. Более разнообразным видовой состав фораминифер был все же в прибрежных зонах; в средне-поздневолжское время, по мнению А. Э. Конторовича и др. [1975 г.], обеднение видового состава фораминифер в прибрежных зонах вызывалось проникновением холодных арктических вод, что приводило к массовой гибели теплолюбивой фауны и микрофауны и образованию обогащенных ОВ осадков. В центральной части морского бассейна видовой состав донных фораминифер был все время очень бедным; пыльца и споры наземной растительности в осадки этой зоны совсем не поступали. Почти полное отсутствие бентосной фауны в области батиили с высокой концентрацией ОВ в осадках при наличии многочисленной (но все-таки обедненной) фауны бентоса в прибрежных водах с низкой концентрацией $C_{орг}$ в осадках является, по мнению А. Э. Конторовича [24], показателем обедненности или полного отсутствия кислорода в придонных водах батиильной части бассейна.

Однако в другой работе А. Э. Конторович с соавторами [1975 г.] утверждает, что сероводородной среды в придонных водах не существовало, а обедненность бентоса вызывалась проникновением холодных арктических вод. Существование хотя бы обедненного комплекса донных фораминифер даже в центральной части бассейна действительно свидетельствует об отсутствии бескислородной среды; внедрение холодных арктических вод к тому же должно было бы не понижать, а повышать содержание кислорода в придонных водах. Кроме того, трудно себе представить, чтобы в условиях субтропического климата, существовавшего в Западной Сибири, основные черты фауны бентоса мелководного бассейна могли определяться арктическими водами. Да и вообще

существование этого арктического течения весьма проблематично, поскольку температура воды в бассейне, по данным И. А. Ушатинского [1979 г.], была довольно высокой — около 15—20 °С. Таким образом, условия образования сильно обогащенных планктогенным ОВ осадков баженовской свиты даже в работах одних и тех же авторов оцениваются весьма противоречиво.

Бескислородная среда в придонных водах бассейна, судя по наличию хотя бы бедной бентосной фауны, по-видимому, не существовала. Но если бы она даже и была, то ее воздействием никак невозможно объяснить одновременное обеднение не только бентосной фауны, но и фитопланктона, жившего у поверхности воды, и тем более значительное обеднение спорово-пыльцевых комплексов наземной растительности, встречающихся только в прибрежных зонах бассейна и полностью исчезающих при удалении от берега.

Видимо, как и в случае доманиковых отложений, для объяснения особенностей баженовской свиты необходимо прибегнуть к какой-то общей причине. Она должна была действовать одновременно, к тому же не только в Западной Сибири, но и в других районах мира, где синхронно накапливались такого же типа осадки, сильно обогащенные планктогенным ОВ, фосфором, ураном и другими металлами.

По нашему мнению, такой общей причиной могло быть значительное оживление в конце юры рифтогенеза, сопровождавшегося поступлением по разломам глубинных вод, содержащих значительное количество элементов, которые, с одной стороны, стимулировали огромную биопroduкцию очень бедного по видовому составу фитопланктона (фосфор, азот, углекислота), а с другой — привели к обеднению более высокоорганизованной фауны и флоры (уран и другие радиоактивные элементы, тяжелые металлы).

Установление интенсивных подводно-оползневых явлений в подстилающих отложениях и более редких деформаций в отложениях баженовской свиты свидетельствует, что перед отложением этих обогащенных ОВ осадков в Западной Сибири проявлялась повышенная сейсмическая активность, которая могла сопровождаться и гидротермальной деятельностью.

Сапропелевые голоценовые осадки Черного моря

Самым недавним примером образования морских осадков, обогащенных сапропелевым ОВ, фосфором, ураном и другими металлами являются голоценовые отложения Черного моря и сходные с ними синхронные сапропелевые илы в Балтийском море, Атлантическом и Тихом океанах.

Наиболее хорошо изучены эти отложения в последние годы в Черном море [58, 62, 72]. В послеледниковый период в условиях бореального климата здесь существовало крупное пресноводное озеро, не имевшее связи с океаном. Около 10 тыс. лет назад началась довольно быстрый подъем уровня вод; 9 тыс. лет назад фиксируется первое внедрение соленых вод из Средиземного моря. На пресноводных терригенных осадках с низкой концентрацией ОВ примерно 7300 лет назад в наиболее глубокой части моря началось накопление нормально-морских осадков, значительно обогащенных сапропелевым ОВ (до 15—20 %). Около 7 тыс. лет назад сапропелевые илы отлагались на современной глубине 2,1—2,2 км, а примерно через 1 тыс. лет — на глубине до 680—620 м и захватили, таким образом, почти всю площадь Черного моря (около 400 000 км²).

Одновременно с расширением ареала распространения сапропелевых илов в условиях затрудненного водообмена формировалось и мощное сероводородное заражение в преобладающей части объема вод бассейна. Возраст обогащенных сапропелевым ОВ осадков по ¹⁴С определяется примерно 7,3—3,3 тыс. лет. Они отлагались во время атлантического климатического оптимума и суббореального периода, что соответствовало максимуму трансгрессии. Далее последовали регрессия моря, наступление субатлантического периода и смена обогащенных сапропелевым ОВ осадков в основном светлыми органическими карбонатными илами с более низкой концентрацией сапропелевого ОВ, хотя условия сероводородного заражения вод Черного моря сохраняются до сих пор. Максимальной интенсивностью накопления сапропелевого ОВ и урана характеризовались начальный (7,3—6 тыс. лет) и конечный (примерно 4—3 тыс. лет) этапы;

в период от 6 до 4 тыс. лет интенсивность накопления ОВ иногда значительно снижалась и отлагались светлые органогенные карбонатные илы.

Сапропелевые илы с повышенной концентрацией урана, молибдена, ванадия и кобальта в основной бесструктурной массе коллоальгинита содержат большое количество оболочек динофлагелат и их цист, а также акритарх, которые весьма сходны в аналогичных сапропелевых илах самого различного возраста, в том числе даже в докембрийских отложениях.

Искать какие-либо сугубо локальные фациальные причины, вызвавшие интенсивное накопление сапропелевых илов с высокой концентрацией ОВ, по-видимому, бесполезно. Во всяком случае сероводородное заражение вод бассейна являлось не причиной, а следствием интенсивного накопления ОВ. Зараженность (в период 7—3 тыс. лет) вод Черного моря сероводородом, возникшая в результате разложения интенсивно накапливавшегося ОВ в условиях затрудненного водообмена, сохранилась до сих пор, но формирование осадков, столь богатых сапропелевым ОВ, в субатлантическом периоде прекратилось.

Начало накопления сильно обогащенных сапропелевым ОВ илов в Черном море соответствует моменту быстрого подъема уровня вод и превращения до этого крупного пресноводного озера в бассейн с нормальной морской соленостью. Однако этот быстрый подъем уровня вод (на 40—50 м) не был сугубо местным явлением, характерным только для Черного моря. Это было лишь частным проявлением одновременного быстрого подъема вод Мирового океана. В это же время произошла в глобальных масштабах смена бореального климата значительно более теплым и влажным атлантическим. По данным П. Смита [1968 г.], эпохе этих глобальных изменений, сопровождавшихся экстремальной биопродуктивностью фитопланктона и интенсивным накоплением сапропелевого ОВ в осадках Черного моря и в ряде других районов мира, соответствует значительное изменение магнитного поля Земли. Магнитный момент в период примерно от 7 до 5 тыс. лет значительно уменьшился от $10 \cdot 10^{25}$ до $4 \cdot 10^{25}$ СГС, достигнув минимума, а затем снова возрос до своего первоначального значения около $9 \cdot 10^{25}$ СГС примерно 3 тыс. лет назад, когда интенсивное накопление сапропелевого ОВ прекратилось. Наконец, по данным Е. В. Максимова [1972 г.], периоду накопления сапропелевых илов в голоцене отвечает глобальный сейсмико-тектонический кризис.

Таким образом, последняя эпоха интенсивного накопления в голоцене планктоногенного ОВ, обогащенного фосфором, ураном и другими металлами, была вызвана как в Черном море, так и в других бассейнах, по-видимому, не какими-либо сугубо местными причинами, а глобальными взаимосвязанными факторами, которые отразились в проявлении сейсмико-тектонического кризиса, изменении магнитного поля Земли, в проявлении значительного подъема уровня океана и развитии трансгрессии.

Специфика местных фациальных и гидродинамических условий, конечно, вносила некоторые особенности в проявление голоценовой эпохи интенсивного накопления сапропелевого планктоногенного ОВ в конкретных бассейнах. Затрудненный водообмен при значительной глубине Черного моря обусловил мощное развитие сероводородного заражения вод. В других районах, например на Атлантическом шельфе Юго-Западной Африки, не было условий для возникновения сероводородного заражения придонных вод, но проявлялся апвеллинг. Однако проявление голоценовой эпохи интенсивного накопления сапропелевого ОВ, обогащенного металлами, было обусловлено, конечно, не сероводородным заражением вод в Черном море, не апвеллингом на шельфе Юго-Западной Африки, а общими глобальными тектоническими и климатическими причинами. Интенсивная сейсмико-тектоническая активность во время накопления этих осадков свидетельствует о влиянии глубинных факторов на условия накопления сапропелевых илов. Предполагать возможность поступления глубинных вод с повышенной концентрацией урана и других металлов в это время заставляют также большие трудности, возникающие при попытке объяснить накопление в Черном море примерно 5,7 млн. т урана за 4 тыс. лет [62], если считать, что его поступление происходило в море только за счет речного стока.

СИХРОННЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ АНАЛОГИ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, БОГАЩЕННЫХ САПРОПЕЛЕВЫМ ОВ И УРАНОМ

Трудности корреляции морских и синхронных континентальных отложений, пестрота фациальных типов и невыдержанность континентальных образований в значительной мере затрудняют точные сопоставления морских отложений эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других металлов с их синхронными континентальными аналогами. Однако для некоторых стратиграфических уровней с прерывисто-глобальным распространением обогащенных сапропелевым ОВ осадков рассмотрение их континентальных аналогов все-таки возможно и представляет большой интерес.

Во время позднедевонской (франской) эпохи, характеризовавшейся максимумом трансгрессии и формированием сильно обогащенных планктоногенным ОВ морских осадков доманиковой свиты в морском бассейне восточной части Русской платформы, в области Балтийского щита существовала суша (рис. 6). По ее окраинам, а местами и во внутренних прогибах в это время происходило накопление континентальных красноцветных отложений. Континентальные красноцветы, мощность которых достигает местами 600 м, в конце девона формировались также и в районе Донбасса. Они состоят из пластов конгломератов и грубозернистых песчаников с мощными покровами базальтов и слоями вулканических туфов. Значительное развитие вулканических образований свидетельствует, что во время накопления доманиковых отложений интенсивным вулканизмом отличались не только Уральская геосинклиналь, но и прилегавшие к морскому бассейну области суши.

Широко известны на северо-западе Европы девонские отложения «древнего красного песчаника», формировавшиеся в отдельных сравнительно небольших областях осадконакопления. Верхняя часть этих отложений, соответствующая верхнему девону, местами залегает с размывом и угловым несогласием на нижнем красном песчанике в результате проявления орогенических движений. Эти отложения представляют собой сочетание речных, пролювиальных, озерных и золовых отложений, накапливавшихся в условиях засушливого пустынного климата, обуславливавшего периодическое высыхание озерных водоемов. Органические остатки в этих отложениях приурочены обычно к отдельным тонким прослоям, в которых они встречаются в массовом количестве, слагая «рыбные пласты». Массовая гибель этой фауны объясняется обычно периодическим высыханием водоемов, хотя, возможно, для этого были и другие причины.

Весьма интересные наблюдения об изменении и вымирании фауны в пределах главного девонского поля синхронно с формированием битуминозных отложений доманика в морских бассейнах восточной части Русской платформы приведены Р. Ф. Геккером [1948 г.]. Фауна чудовского горизонта северо-запада Рус-

ской платформы, сопоставляемого с подстилающими доманик саргаевскими слоями, очень богата. В начале шелонского века, синхронно с накоплением на востоке Русской платформы доманика, состав фауны резко изменился. Полностью исчезли многие группы животных, которые были характерны для чудовского века: криноидеи, текоидеи, трубчатые и четырехлучевые кораллы, строматопороидеи, гастроподы, тентакулиты. Из чудовских брахиопод и пеллеципод остались лишь немногие виды. Зато уцелевшие виды получили очень большое распространение. Несколько выше по разрезу проявившееся резкое обеднение фауны завершилось в желтых глинах ее полной гибелью. Причиной этого Р. Ф. Геккер [1948 г.] считает возросшее засоление вод лагуны, в которой накапливались эти осадки. Таким образом, в принципе одинаковые события с фауной произошли одновременно как в обширном морском доманиковом бассейне восточной части Русской платформы и Приуралья, так и в лагунных осадках «главного девонского поля».

Столь разные приводимые для объяснения причины (вулканическая деятельность и обогащение вод кремнекислотой в первом случае и осолонение вод — во втором) для этих одинаковых событий, происходивших синхронно в различных фациальных условиях на расстоянии около 1500 км, вряд ли можно считать правильными. Причина была, видимо, одна и, скорее всего, заключалась в зараженности среды обитания ураном и сопровождающими его радиоактивными элементами, а также другими тяжелыми металлами при усилении в позднем девоне вулканической и гидротермальной деятельности.

Среди пестроцветных континентальных отложений верхнего девона Северо-Западной Европы широко распространены вулканические образования — потоки и покровы лав и пласты вулканических туфов. Местами вулканические образования достигают весьма значительной мощности, свидетельствуя об интенсивной эффузивной магматической деятельности, связанной с образованием в это время глубоких разломов земной коры.

Сходные континентальные красноцветные терригенные отложения с покровами лав и туфов формировались в девоне также на юге Западной Сибири (Минусинская котловина) и на западной и юго-западной окраинах Сибирской платформы. Таким образом, в позднедевонскую эпоху интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана в морях на континентах отлагались красноцветные, почти лишенные ОВ, речные, пролювиальные и озерные осадки, по всеобщему мнению, в условиях жаркого и засушливого климата, что, вообще говоря, довольно странно для эпохи с обширной трансгрессией. Как в геосинклиналях, так и в пределах континентов эта эпоха характеризовалась весьма интенсивным эффузивным базальтовым магматизмом и, вероятно, повышенной концентрацией урана в водах бассейнов.

Другим стратиграфическим уровнем широкого глобального распространения осадков, сильно обогащенных сапропелевым ОВ,

фосфором, ураном, медью и другими металлами, является верхняя пермь. Накопление пестроцветных и красноцветных континентальных осадков позднепермского возраста и отложение гипса, ангидрита, каменной и калийной солей в отдельных лагунах и заливах цехштейнового моря свидетельствуют о существовании в это время в Западной Европе сухого и жаркого климата. К северу от суши в цехштейновом море в условиях жаркого сухого климата происходило накопление обогащенных сапропелевым ОВ и ураном медистых сланцев. Фауна этого бассейна, который характеризовался исключительно высокой биопродуктивностью фитопланктона, т. е. обилием пищи, была почему-то исключительно бедной и состоявшей главным образом из немногих форм плеченогих, пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Причиной бедности фауны считается опресненность морских вод. Накопление повышенных концентраций урана происходило в позднепермскую эпоху в Западной Европе не только в морских сапропелевых осадках, но и в пестроцветных континентальных отложениях, в которых образовался ряд месторождений урана во Франции и Италии.

Образование в позднепермскую эпоху мощных континентальных красноцветных толщ конгломератов, песчаников и глин аллювиального и пролювиального происхождения, бедных органическими остатками, происходило также в условиях жаркого и сухого климата в Приуралье.

На Китайской платформе в позднепермскую эпоху происходило накопление пестроцветных континентальных глин, мергелей и песчаников с прослоями гипса в речных и озерных условиях. Как и в других рассмотренных районах, эти осадки почти полностью лишены растительных остатков; накопление их происходило в условиях засушливого климата.

На Сибирской платформе в Тунгусской синеклизе в течение всей перми, в том числе и поздней, в условиях более умеренного и влажного климата происходило накопление континентальных угленосных отложений и проявился исключительно интенсивный трапповый магматизм по многочисленным разломам, которые служили путями проникновения основной магмы в верхние слои стратиферы. Континентальные угленосные отложения характерны и для всех южных областей Гондваны.

В Северной Америке на территориях Лисбон-Валли, Моньюмент-Валли и Уайт-Каньон (США) развиты континентальные красноцветные верхнепермские отложения формации Катлер, сложенные песчаниками, конгломератами, глинами и углистыми сланцами преимущественно речного и озерного генезиса. В верхней части разреза формации Катлер, вблизи от границы с триасом, эти отложения содержат в речных песчаниках не только повышенные концентрации урана, но и значительные его промышленные месторождения. Уран сопровождается молибденом, ванадием, мышьяком, барием, кадмием, медью, стронцием, селеном, кобальтом, а также редкими землями — иттрием и колумбием.

Континентальные аналоги позднеюрской эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и металлов известны в нескольких фациальных разновидностях. В пределах Восточной Сибири, большая часть территории которой являлась областью денудации, в Вилюйской синеклизе происходило накопление песчаных слабоугленосных осадков в условиях озерно-аллювиальных равнин умеренного климата.

В пределах Казахстана (хр. Малый Каратау) известны континентальные озерные осадки, так называемые «бумажные сланцы», представляющие собой тонкое переслаивание доломита и известняка с повышенной концентрацией ОВ (до 10% $C_{орг}$). В них встречаются многочисленные остатки ганоидных рыб, редкие остатки эстерий, малочисленные мелкие гастроподы [Р. Ф. Геккер, 1948 г.]. Полное отсутствие пеллеципод, мелкие и редкие гастроподы свидетельствуют о неблагоприятных условиях жизни для моллюсков, предположительно, как считает Р. Ф. Геккер, в высококарбонатных водах. В этих осадках много видов, родов и отрядов насекомых, но среди них полностью отсутствуют три отряда (поденки, веснянки и ручейники) с водной личиночной стадией развития. Рядом с крупным водоемом это может быть объяснено, как считает Р. Ф. Геккер, только полной непригодностью вод озера для развития личинок этих групп насекомых, по его мнению, из-за сильной насыщенности вод кальцием и магнием. К северу от Казахстана в это время располагалось огромное эпиконтинентальное Западно-Сибирское море с очень обедненной фауной и наземной флорой на его берегах в условиях семиаридного субтропического климата, в котором накапливались аномально-ураноносные сапропелевые илы баженовской свиты. В свете этого объяснить непригодность вод каратауских озер, как и Западно-Сибирского моря, для многих групп фауны можно и с других позиций.

На территории Европы (ФРГ) в это же время (в конце юры) существовала отделенная от моря лагуна, в которой в условиях теплого климата накапливались золенгофенские литографские сланцы, знаменитые находением в них огромных количеств насекомых, раков, пресмыкающихся и первых птиц.

В Средней Азии и южных районах европейской части СССР в течение поздней юры в лагунных и континентальных условиях накапливались толщи красноцветных терригенных отложений с мощными пластами гипса и каменной соли, что свидетельствует о засушливом и жарком климате.

В Северной Америке континентальные верхнеюрские осадки хорошо изучены в районе плато Колорадо и северо-западной части штата Нью-Мексико вдоль южного крыла впадины Сан-Хуан. Они представлены эоловыми песчаниками (Блафф и Джанкшен-Крик) и песчаниками и аргиллитами формации Моррисон, образовавшимися в руслах рек и равнинных потоков. Судя по развитию эоловых осадков, климат был засушливым и жарким; формация Моррисон, содержащая обогащенные углистым детритом песчаники и углистые сланцы, формировалась, видимо, в условиях более влаж-

ного и умеренного климата. Отложения формации Моррисон перекрываются континентальными песчано-глинистыми осадками формации Дакота раннемелового возраста. В континентальных отложениях формации Моррисон значительно распространен туфогенный материал, указывающий на существование вулканической обстановки, в которой могли быть лавовые потоки, гейзеры и извержения горячих источников [48].

Континентальные отложения верхнеюрской формации Моррисон, а в ряде районов и базальные континентальные осадки меловой формации Дакота характеризуются повышенной концентрацией урана и приуроченностью к ним основных известных промышленных запасов урана в США [48]. Рудные минералы рассеяны в виде вкраплений в чистых песчаниках, но концентрируются в органическом веществе или вблизи от его включений; урановые минералы ассоциируют с углефицированными остатками растений, замещают древесину, выполняют клеточную структуру. Залежи урана линзовидные и пластовые, связанные с песчаниками, выполняющими русла потоков. Взгляды на образование этих месторождений довольно противоречивы, но наиболее популярной является близингенетическая концепция. Источник урана для образования месторождений, по мнению ряда исследователей, связан с глубинными недрами и активизацией вулканической и гидротермальной деятельности в конце позднеюрской эпохи. С ураном в этих отложениях связан ванадий, который также дает промышленные концентрации. Повсеместно в породах рассеяны сульфиды меди; встречаются минералы, содержащие Mo, Se, Ni, Co, Ag.

В палеонтологическом аспекте континентальные верхнеюрские осадки свиты Моррисон известны многими находками бронтозавров, брахиозавров и стегозавров, размеры которых достигали от 6 до 20—26 м. Кости их, как известно, всегда значительно обогащены ураном, как в тех случаях, когда в осадках имеются значительные концентрации урана, так и других, когда сами отложения не характеризуются повышенной ураноносностью.

Континентальные отложения эоцена, синхронные во многих районах мира морским и океаническим осадкам, значительно обогащенным планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими металлами, изучены недостаточно полно.

В Западной Европе континентальные, озерные и лагунные отложения эоцена развиты в Парижском бассейне и представлены песками с *Unio* и озерными известняками, а в верхней части разреза — гипсами. О теплом климате и сравнительно высокой температуре вод свидетельствуют нуммулиты и субтропический характер растительности, а о возникновении более засушливых условий — мощные отложения гипсов. Значительная и резкая смена наземной фауны позвоночных в этих отложениях послужила в свое время Ж. Кювье для обоснования одной из его катастроф.

В ряде районов Европы в эоцене проявилась интенсивная вулканическая деятельность, о которой свидетельствуют излияния

базальтовых траппов в Ирландии, Шотландии, на Гебридских островах, в Исландии и Гренландии, а также накопление базальтовых вулканических туфов в морских эоценовых отложениях.

Континентальные сланценовые отложения эоцена широко распространены в Скалистых горах Северной Америки, где выполняют межгорные впадины Юинта, Пайсенс-Крик и Грин-Ривер. Впадины, в которых распространены озерные сланценовые отложения, имеют тектоническое происхождение и ограничены разломами. Мощность свиты Грин-Ривер возрастает к центральным частям бассейнов с одновременной сменой субэаральных и прибрежных фаций собственно озерными.

Мощность сланцев Грин-Ривер достигает 600 м. Помимо высокой концентрации сапропелевого ОВ, обогащенности фосфором и ураном эти озерные отложения характеризуются накоплением огромных количеств пластовой троны ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot [\text{NaHCO}_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), троны с галитом, торрита ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{CaCO}_3$), чистого галита и даусонита $[\text{NaAl}(\text{OH})_2 \cdot \text{CO}_3]$. Запасы рассеянного в сланцах глинозема в виде даусонита только в одной впадине Пайсенс-Крик в три раза превышают суммарные мировые запасы глинозема в бокситах. Запасы содовых минералов только в оз. Гоусит превышают 100 млрд. т. Имеется мнение, что образование озерных осадков произошло в условиях мелководья и аридного климата. Резкое преобладание одного индивидуального углеводорода C_{17} (до 87 %) в составе ОВ, как, например, и в современном оз. Киву, указывает, что огромная биопродукция в озере продуцировалась при крайне бедном видовом составе планктонных водорослей. Взрыв биопродуктивности произошел в этих озерах за счет колоссального развития 1—2 видов простейших водорослей при подавленности всех других организмов вследствие неблагоприятных условий.

Мнения ученых об условиях осадконакопления в этих озерах довольно противоречивы. Согласно наиболее обоснованной модели отложение нижних и верхних битуминозных сланцев происходило в восстановительной обстановке сравнительно мелководного пресноводного озера, а отложение средней подсвиты — в соленоводном озере в условиях аридного климата. Мелководные условия накопления осадков подтверждаются сериями горизонтов с трещинами усыхания [63].

Современными аналогами оз. Гоусит, в котором интенсивно накапливалось не только сапропелевое ОВ, но и карбонатные соли и другие минералы, являются содовые озера Магади, Натрон и Катве в зоне Восточно-Африканского рифта. По-видимому, эоценовые озера Северной Америки, как и современные озера Магади и Киву, питались гидротермальными источниками щелочных вод. В оз. Киву, на дне которого имеются гидротермальные источники, выявлена связь между отложением сапропеля и усилением гидротермальной деятельности, которая сопровождается выделением в бассейн больших количеств двуокиси углерода и других веществ [5]. На этом основании можно думать, что интенсивное накопле-

ние сапропелевого ОВ в эоценовых озерах Северной Америки также происходило при несомненном влиянии эндогенных флюидов, которые не только экстремально активизировали биопродуктивность наиболее стойких простейших сине-зеленых водорослей, но и приводили к подавленности всех остальных групп организмов.

В штатах Вайоминг и Южная Дакота в ряде впадин имеет развитие и другой тип континентальных эоценовых отложений. Эоценовые формации Уинд-Ривер и Уосатч представлены переслаиванием пестроцветных аркозовых песчаников, конгломератов, аргиллитов и сланцев с прослоями лигнитов. Встречаются прослой туфогенных пород. Эти отложения характеризуются повышенным содержанием урана и наличием его промышленных месторождений. Залежи урана приурочены к аркозовым песчаникам и конгломератам с обугленными растительными остатками, образовавшимся в аллювиальных отложениях рек. Относительно условий образования урановых месторождений не все ясно, однако наиболее вероятно, видимо, точка зрения, согласно которой источником урана являлась синхронная осадконакоплению гидротермальная деятельность [48]. Заканчивая краткий очерк континентальных аналогов морских отложений, образовавшихся в глобальные эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других металлов, можно сделать несколько основных выводов.

1. Синхронные континентальные отложения представлены обычно почти лишенными органических остатков красноцветными и пестроцветными, большей частью терригенными осадками, иногда сопровождающимися накоплением гипса, каменной и калийной солей, а в ряде случаев — содовых минералов и даусонита. Климатические условия накопления этих осадков оцениваются большей частью как аридные, жаркие и засушливые, что плохо сочетается с максимальным проявлением в это время трансгрессий.

2. Менее распространены слабоугленосные и угленосные континентальные формации более влажного и умеренного климата.

3. Во многих случаях накопление континентальных отложений, как и их морских синхронных аналогов в геосинклиналях, сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью.

4. В континентальных условиях, как и в морских, в эти эпохи во многих районах мира осуществлялось интенсивное накопление урана и ряда других металлов, вплоть до образования весьма крупных промышленных месторождений.

5. В озерах на континентах в ряде случаев столь же интенсивно, как и в морских бассейнах, происходило накопление огромных масс сапропелевого органического вещества с повышенной концентрацией фосфора, урана и ряда других металлов. Следовательно, для объяснения причин экстремальной биопродуктивности простейших водорослей в эти эпохи как в морских, так и в континентальных водоемах в расчет могут приниматься только какие-то общие глобальные причины.

6. Хотя фауна континентальных отложений изучена довольно слабо, в ряде объектов все же устанавливаются ее синхронные

изменения, приводящие к резкому видовому обеднению, какое наблюдается и в морских осадках, значительно обогащенных сапропелевым ОВ. Следовательно, для объяснения значительных синхронных изменений фауны и флоры в морских бассейнах и на континентах могут приниматься в расчет только какие-то общие причины глобального порядка, а не сугубо частные, зависящие от локальных условий морской или континентальной среды.

7. На примере эоценовых отложений пресноводных озер Северной Америки, сходных с современными озерами в области Восточно-Африканского рифта, с несомненностью видна роль глубинных флюидов как в стимулировании экстремальной биопродуктивности простейших сине-зеленых водорослей, так и в обеднении видового состава организмов в эпохи интенсивного накопления сапропелевого ОВ.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ НА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ СТАДИЯХ ЛИТОГЕНЕЗА

Осадки эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ, несмотря на весьма значительные различия в возрасте (от архейских до современных), по первичным генетическим признакам характеризуются весьма специфическим и поразительно сходным органическим материалом. Если сравнивать ОВ разновозрастных отложений таких эпох, но, разумеется, находящихся на одинаковых стадиях литогенеза, то ощутимых различий установить почти невозможно. Органическая масса пропитывает всю минеральную часть породы, являясь, по существу, одним из основных, а при концентрации $C_{орг}$ более 50 % — основным породообразующим компонентом. Обычно характерно волнисто-полосчатое залегание органического вещества, параллельное слоистости, иногда с образованием прерывистых линзовидных слоев и комочков.

По данным углепетрографических исследований [Гинзбург А. И., 1969 г.; Парпарова Г. М., 1967 г.] это органическое вещество преимущественно бесструктурное (75—100 %), однородное или шагренево-зернистое, желтое в проходящем свете, слабо люминесцирующее в ультрафиолетовом. Оно состоит из микрокомпонентов группы альгинита, в частности коллоальгинита, в котором преобладают продукты разложения фитопланктона. Надо отметить при этом, что в основной коллоидальной бесструктурной массе альгинита, диагностирующейся, таким образом, при обычных увеличениях под микроскопом, видимо, имеются все-таки и морфологически сохранившиеся очень мелкие одноклеточные микрофоссилии. Изучение современного голоценового «коллоальгинита» под сканирующим микроскопом показывает наличие в нем мельчайших (2—3 мкм) акритарх. Помимо коллоальгинита в ОВ нередко присутствуют немногочисленные (0—25 %) остатки донной флоры (бурые водоросли, морские травы), а также планктонные сине-зеленые и желто-зеленые водоросли. При специальных

палеофитологических исследованиях [54, 55] в ОВ устанавливается наличие хорошо сохранившихся главным образом весьма однообразных сине-зеленых водорослей [Парпарова Г. М., 1967 г.].

При сравнении отложений, богатых сапропелевым ОВ, с подстилающими и перекрывающими их, имеющими обычно низкую концентрацию $C_{орг}$, наблюдается крайне бедный видовой состав фитопланктона эпох интенсивного накопления ОВ. Даже в позднем докембрии, когда уже существовало не менее 20 видов разнообразных фитопланктонных форм, в обогащенных ОВ осадках встречается не более 1—2 видов самых примитивных одноклеточных сине-зеленых водорослей.

Значительно реже в ОВ в большом количестве наблюдаются остатки зоопланктона (например, в силурийских граптолитовых сланцах). Элементный состав на начальной стадии катагенеза (табл. 1) планктоногенного ОВ обычно следующий, %: С 65—75, Н 7—10, N 0,2—2, S 0,9—2,4 (иногда в диагенетически осерненных разностях до 6—8) и О—13—15. В отличие от гумусового ОВ прежде всего характерно значительно более высокое (в 1,5—2 раза) содержание водорода, свидетельствующее о большом количестве в керогене полимерлипидных компонентов. От гумусо-

Таблица 1
Элементный состав планктоногенного ОВ

Возраст, отложения	Район	Элементный состав				
		С	Н	N	S	О
Современный сапропель	Латвия	57,7	7,5		34,8	
Неоген, сапропелевые сланцы	Украина	56,2	6,9		36,9	
Эоцен, кумская свита	Северный Кавказ	69,42	6,72	2,09	6,16	15,61
Эоцен, сланцы Грин-Ривер	Северная Америка	80,5	10,3	2,4	1,0	5,80
Верхняя юра, баженовская свита	Западная Сибирь	74,69	7,81	1,54	1,62	14,34
Верхняя юра, кашпирские сланцы	Поволжье	65,3	7,4	1,0	8,9	17,4
Карбон	Казахстан	64,4	7,5	0,8	27,3	
	Шотландия	69,76	10,19	3,10	1,95	15,00
Верхний девон, доманиковская свита	Тимано-Печорская область	74,35	6,93	2,00	3,98	12,76
Силурийские сланцы	Прибалтика	72,83	6,68	3,71	1,78	15,00
Ордовик, кукерские сланцы	Прибалтика	75,50	8,71	0,2	2,44	13,15
Кембрий, куонамская свита	Якутия	82,67	7,57	0,65	0,90	8,4

вых углей с конденсированной ароматической структурой концентрированное планктоногенное ОВ отличается строением полимерных молекул, в них преобладают алифатические и алициклические структурные элементы. Характерным для планктоногенного ОВ является наличие до 5—10% (а на более высоких и средних стадиях катагенеза до 20—30%) растворимых битумоидных компонентов, в том числе метановых, нафтеновых и ароматических углеводородов.

Изучение битумоидной фракции ОВ и его основной нерастворимой части методами деструкции свидетельствует о том, что исходным биологическим материалом для образования этого ОВ служили жирные кислоты фитопланктона (40—70%), а в молодых осадках, кроме того, и восков наземных растений [Клесмент И. Р., 1975 г.]. Основные биохимические составляющие планктонных организмов (углеводы и белки) в процессе осадкообразования и диагенеза в основном разрушались и давали начало вторичным продуктам синтеза — гетерополиконденсированным «гумоидным» структурным компонентам ОВ.

Изучение с помощью современных физико-химических методов молекулярной структуры показывает, что в обогащенных планктоногенным ОВ осадках, вне зависимости от весьма значительных различий в их возрасте, во всех случаях ОВ характеризуется присутствием большого количества несомненных «биологических меток», унаследованных от живого вещества молекулярных структур, прежде всего нормальных и изопреноидных алканов с разной длиной цепи [Гуляева Н. Д. и др., 1977 г.]. Выделенные из ОВ разного возраста нормальные и изопреноидные алканы оказались весьма близкими, несмотря на значительные различия в возрасте обогащенных ОВ осадков. По составу алифатических структур ОВ, исходным материалом для которых послужили жирные кислоты, можно судить об основных исходных группах организмов. Так, по мнению И. Р. Клесмента, для ОВ, происходящего из сине-зеленых водорослей, характерны жирные кислоты C_{14} — C_{18} , из диатомовых водорослей — C_{16} — C_{24} , а для ОВ, исходным материалом которого послужили наземные растения, — C_{14} — C_{32} [Клесмент И. Р., 1975 г.]. В раннем палеозое и, видимо, в докембрии преобладает первый тип ОВ, в мезозое — второй, а в кайнозое — преимущественно третий.

Весьма характерными «биологическими метками» являются также изопреноиды, в особенности составляющие их основную часть фитан (C_{20}) и пристан (C_{19}), которые образуются из фитола — структурного элемента молекулы хлорофилла.

Больших значений в битумоидной фракции концентрированного планктоногенного ОВ достигает содержание порфиринов, также образующихся при диагенетической трансформации молекул хлорофилла. Имеются в ОВ стераны и тритерпаны, структура которых, состоящая из четырех сконденсированных гексанафтеновых колец, очень характерна для живого вещества морских водорослей и бактерий.

При гидролизе из концентрированного планктоногенного ОБ различного возраста (от ордовикского до кайнозойского) выделено большое количество разнообразных аминокислот (17 из 20 известных), являющихся основными структурными элементами белков живого вещества. В ордовикских сланцах их набор в порядке убывания концентраций представлен следующими видами: глицин, аланин, пролин, серин, лейцин, валин, треонин, изолейцин, лизин, тирозин, а в кайнозойских — глицин, лизин, лейцин, аланин, валин и др. [Наппа Л. П., 1975 г.].

Таким образом, концентрированное сапропелевое ОБ рассматриваемых эпох по данным углепетрографических, микропалеофитологических и физико-химических исследований является вне всяких сомнений продуктом фоссилизации исходного живого вещества организмов, в основном фитопланктонных, в составе которых в докембрии и палеозое значительную роль играли синезеленые водоросли и акритархи, в мезозое, кроме того, диатомовые водоросли. Поэтому встречающиеся иногда в литературе высказывания о неорганическом генезисе этого ОБ [Марченко Л. Г., 1978 г.] или образовании его из глубинной нефти [Бескровный Н. С., 1979 г.; Поплавко Е. М., 1978 г.] безусловно лишены какого-либо основания.

В процессе катагенеза при погружении осадков и повышении температуры в недрах сапропелевое ОБ пород испытывает сначала довольно медленные и незначительные превращения, сопровождающиеся в основном отщеплением летучих компонентов, таких как CO_2 , H_2O , NH_3 , CH_4 и H_2S , без существенного изменения основной молекулярной структуры. В результате этого процесса в ОБ постепенно возрастает содержание углерода (до 72—87%), содержание водорода почти не изменяется (6—9%) и уменьшается сумма гетероэлементов (до 4—28%). Выход летучих веществ в связи с отщеплением летучих газообразных продуктов уменьшается от 60—85 до 40—70%, что соответствует в среднем уменьшению исходной массы ОБ на 18—20%. На этом этапе породы с концентрированным сапропелевым ОБ соответствуют сапропелевым горючим сланцам.

На этапе мезокатагенеза при температуре от 90—100 до 160—170°C (градации МК₁—МК₃, что соответствует маркам углей от Д до Ж) происходит процесс интенсивной термодеструкции полимерлипидных компонентов ОБ с образованием большого количества преимущественно жидких нефтяных углеводородов и более сложных по структуре гетероциклических асфальтово-смолистых компонентов. Это ОБ сначала становится сильно битуминозным (до 20—30%), а затем довольно быстро при дальнейшем погружении теряет подвижные нефтяные углеводороды, миграция и аккумуляция которых приводит к образованию залежей нефти. Этот этап у геологов и геохимиков-нефтяников получил название главной фазы нефтеобразования [Вассоевич Н. Б., 1967 г.]. У специалистов по рудной геологии породы, обогащенные сапропелевым ОБ, битумоидами и металлами, на этом этапе квалифи-

цируются как «битуминозные» сланцы. В результате деструкции и потери подвижных УВ органическое вещество на этом этапе теряет еще около 30 % от исходного количества и остаточная его масса в долях от исходной массы не превышает 50—55 %. В результате деструкции и потери летучих УВ содержание углерода в ОВ несколько снижается и составляет около 68—80 %, водорода не превышает 4—7 %, а гетероэлементов снова относительно возрастает до 10—30 %. По степени обуглероживания сапропелевое ОВ в результате этого начинает отставать от гумусового ОВ, в котором содержание углерода достигает на сравнимых (МК₃—Ж) градациях катагенеза не менее 80—88 %.

При дальнейшем погружении и росте температуры от 160—170 до 200—250 °С продолжается дальнейшее довольно быстрое термическое разложение ОВ, сопровождающееся затуханием генерации жидких углеводородов при активном образовании газообразных, в составе которых резко преобладает метан. Это так называемая главная фаза газообразования (имеется в виду образование углеводородных газов), которая осуществляется на градациях катагенеза МК₄—АК₁—АК₂ (что соответствует маркам углей от К до ПА). Вследствие потери газообразных летучих компонентов деструкции ОВ теряет дополнительно еще около 13 % от исходной массы и его остаточная масса в долях от исходной не превышает уже 40—45 %. При генерации метана происходит быстрое обуглероживание ОВ, содержание углерода достигает 80—90 %, водорода — снижается до 1—3 % и гетероэлементов до 3—15 %.

К концу этого этапа сапропелевое планктоногенное ОВ, потерявшее значительную часть летучих компонентов, уже полностью теряет свои исходные генетические черты. С этого момента и на более высоких стадиях метаморфизма отложения, обогащенные сапропелевым ОВ, потерявшим свои характерные исходные признаки, квалифицируются рудниками уже как «углеродистые» сланцы, а нефтяниками — как бывшие нефтегазоматеринские породы.

На антрацитовый и более высоких стадиях метаморфизма теперь уже действительно в основном углеродистое ($C^r = 80 \div 90 \%$) сапропелевое ОВ продолжает термический распад с одновременным упорядочением молекулярной структуры и выделением сравнительно небольшого количества летучих газообразных продуктов — водорода, метана, сероводорода и азота. Однако затем характер процесса превращения ОВ существенно изменяется. Если на предыдущих стадиях происходил автономный распад ОВ, то в условиях высоких (более 250—300 °С) температур, оно начинает активно взаимодействовать с минеральной частью пород. ОВ взаимодействует с содержащимися в породах окислами металлов, в основном железа, и развивается процесс, аналогичный доменному. За счет восстановления окислов железа происходит окисление углерода с образованием значительных количеств метаморфогенной двуокиси углерода. При этом ОВ теряет

еще не менее 7—10 % от исходной массы и его остаточная масса (в долях от исходной в начале катагенеза) не превышает уже 30 %.

Таким образом, суммарная потеря массы сапропелевого ОВ от начала катагенеза до стадии «углеродистых» и «графитистых» сланцев составляет не менее 70, а может быть и 80 %. Это следует обязательно учитывать, анализируя материалы по ОВ метаморфизованных углеродистых сланцев. Например, если концентрация $C_{орг}$ в сильно метаморфизованных сланцах сейчас определяется аналитически равной 5 %, то это означает, что в начале катагенеза она была в этих породах не менее 16—25 %; соответственно при современной концентрации $C_{орг}$, равной 10 %, исходная составляла не менее 30—50 %, т. е. эти породы были типичными сапропелевыми сланцами. Продукты распада сапропелевого ОВ (до 70—80 % от исходной массы) в виде различных генерировавшихся газообразных и жидких летучих продуктов на всех стадиях литогенеза оказывали значительное влияние на превращения минеральной части пород и на перенос различных элементов, в том числе и металлов, всегда содержащихся в повышенных концентрациях в таких отложениях.

ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Обогащенные сапропелевым ОВ отложения часто характеризуются повышенными, по сравнению с другими типами осадочных пород, концентрациями целого ряда элементов.

Известно, что одни элементы осадочных пород в основном ассоциируют с их обломочной фракцией, другие — с карбонатной и, наконец, третьи — с органическим веществом. Последняя группа элементов представляет для нас наибольший интерес. В обогащенных сапропелевым ОВ отложениях в нее входят главным образом P, S, Mo, V, Cu, Zn, Ni, Cr, U, Co, Re, Ag, Au, As и TR. Конечно, не во всех отложениях, богатых сапропелевым ОВ, содержится весь набор этих элементов; в различных отложениях имеется своя специфика, однако обогащенность их Mo, V, Cu, Zn, U и TR почти повсеместна. По сильно осредненным субкларковым данным, полученным для «черных сланцев» различного возраста США и Канады [75], концентрация Mo в них превышает свойственную для глинистых пород в целом примерно в 4—13 раз, V — в 1,2—4 раза, Cu — в 2—5 раз, Zn — в 3—4 раза, Ni — в 2 раза, Ag — в 1,1—14 раз. Всегда повышенной в несколько раз, а то и в несколько десятков раз (максимально в 100—250 раз) является концентрация U.

Концентрация фосфора превышает кларковую в 2—10 раз, а иногда и значительно больше, вплоть до образования конкреций, прослоев и пластов фосфоритов, содержащих значительное количество планктоногенного ОВ. Между концентрацией фосфора и содержанием в породах $C_{орг}$ наблюдается прямая зависимость [30]. Всегда значительно повышенной (в 5—8 раз) в этих отло-

жениях бывает концентрация серы, которая входит в состав пирита и других аутигенных сульфидов металлов, она находится в элементарном состоянии, а частично входит в состав молекулярной структуры сапропелевого ОВ (до 4—8 % от его массы).

Устойчиво повышенным в отложениях, обогащенных сапропелевым планктоногенным ОВ, является также содержание редкоземельных элементов. Концентрация La в них нередко превышает кларковую в 2,6—3 раза, Се — в 8,5—13 раз, Pr — в 1,3—1,7 раза, Nd — в 2,5—3 раза, Sm — в 1,7—2 раза, Y — в 2,5 раза.

Каких-либо определенных закономерностей в составе элементов, имеющих повышенную концентрацию, от возраста, фациальных особенностей и тектонической приуроченности богатых планктоногенным ОВ отложений установить не удается.

По данным Дж. Вайна и Э. Туртло [75], в обогащенных сапропелевым ОВ отложениях докембрия фиксируется повышенная концентрация Ag, Co, Cu, Mo, Pb, Y. В протерозойских шунгитовых осадках Карелии (в золе шунгитов) обнаружено значительное количество V, Ni, Mo, W, As, TR спектрально определены также Co, Cu, Sr, Cr [Штеренберг Л. Е., 1963 г.].

В отложениях кембрия — ордовика сапропелевые «черные сланцы» характеризуются повышенным содержанием Cu, Mo, V, Zn. В сланцах ордовика — силура повышенная концентрация этих же элементов. В ордовикских диктионемовых сланцах отмечается повышенное содержание редких земель — Ce, Pr, Nd, Yb [30].

Сланцы верхнего девона — нижнего карбона характеризуются несколько повышенной концентрацией Ag, повышенной концентрацией Co, Cu, Mo, Ni, Pb, V и Zn. При этом Ag, Co, Cu, Mo, Ni и Zn явно ассоциируют с органическим веществом. Верхнедевонские доманиковые сланцы Русской платформы также характеризуются повышенным содержанием Cu, Mo, Ni, Pb, V и Zn [30].

Среди отложений нижнего — среднего карбона обогащенные планктоногенным ОВ осадки имеют повышенные концентрации Cr, Mo, Ni, V и Zn. Эти элементы, а также Ag и Cu ассоциируют в них с органическим планктоногенным веществом.

Богатые сапропелевым планктоногенным ОВ «черные сланцы» верхнего карбона характеризуются повышенными концентрациями Ag, Co, Cr, Cu, La, Mo, Ni, Pb, V и Zn, причем Ag, Cr, Cu, La, Mo, Ni, Pb, V, Y и Zn ассоциируют с органическим веществом.

Верхнепермские сапропелевые сланцы формации Фосфория имеют повышенную концентрацию Ag, Cr, Cu, La, Mo, Ni, V, Y и Zn, причем все они ассоциируют с органическим веществом пород. В сапропелевых сланцах поздне мелового возраста отмечается повышенная концентрация Cu, Mo, Ni, V и Zn. В богатых сапропелевым ОВ сланцах эоценового возраста наблюдается повышенное содержание Cu, Mo, Pb и Zn, причем Mo ассоциирует с органическим веществом.

Н. А. Созинов с соавторами [56] изучил в обогащенных планктоногенным ОВ осадках докембрия и фанерозоя состав и распределение редкоземельных элементов, содержание их количественно связано с ОВ, что позволяет утверждать о накоплении их в осадках совместно с органическим материалом. Для изученных силурийских отложений Н. А. Созинов отмечает, что коэффициент корреляции $C_{орг}$ и отдельных элементов редкоземельной группы колеблется от +0,65 до +0,80, причем положительная корреляция $C_{орг}$ отмечается лишь с элементами иттриевой группы. Для некоторых элементов цериевой группы (например, для неодима) характер связи отрицательный. С ростом степени метаморфизма отложений связь редкоземельных элементов с $C_{орг}$ ослабевает, а их концентрация в породах уменьшается.

Характерным является преобладание в основном элементов цериевой группы, отношение суммы редкоземельных элементов цериевой группы к сумме элементов иттриевой группы обычно больше 1. Во всех изученных отложениях отмечается ведущая роль церия и неодима; их содержания обычно близки друг к другу, иногда неодима меньше в 1,5—2 раза. В свою очередь неодим всегда преобладает над лантаном, что отличает обогащенные планктоногенным сапропелевым ОВ осадки как от большей части осадочных, так и магматических пород. Связанные с ОВ редкоземельные элементы образуют три максимума: цериевый, неодимовый и иттриевый, причем иттриевый максимум всегда превышает неодимовый и цериевый.

Весьма интересно установленное Н. А. Созиновым различие в характере распределения и концентрации редкоземельных элементов в обогащенных ОВ осадках континентальных и морских фаций. Для торфов и гумусовых углей, формирующихся в континентальных фациях, характерно, как правило, на порядок более низкое содержание редкоземельных элементов, чем в морских отложениях с планктоногенным сапропелевым ОВ; существенно отличается в них и характер распределения элементов. Наиболее обогащенными редкоземельными элементами, нередко на порядок большими концентрациями, отличаются богатые планктоногенным ОВ морские осадки, которые характеризуются фациальной взаимосвязью с фосфоритоносными отложениями.

В отложениях самого различного возраста — от раннего докембрия до позднего фанерозоя, — т. е. на протяжении более 3 млрд. лет, Н. А. Созиновым отмечается удивительное постоянство в характере распределения редкоземельных элементов в осадках, обогащенных планктоногенным ОВ, причиной чего, по его справедливому мнению, является единый механизм биохимического накопления. Имеющиеся радиобиохимические данные подтверждают это мнение. По данным Г. Г. Поликарпова [38], коэффициенты накопления ^{144}Ce различными видами водорослей составляют от 4350 до 9970 (на сухой вес), а организмами зоогипонейстона — от 42—125 до 320—465. Цезий накапливается, по-видимому, менее активно. Коэффициент накопления ^{137}Cs для

саргассовых водорослей составляет от 60 до 260 (для Се — 6320), а для зоогипонейстона — не более 14—48.

В некоторых отложениях, богатых планктоногенным ОВ, концентрация одного или нескольких элементов, ассоциирующих с ОВ, достигает уровня, представляющего интерес для промышленного использования. Большей частью содержащиеся в повышенных концентрациях элементы рассеяны в органо-минеральной массе породы, находясь, по-видимому, в основном в форме металло-органических соединений и не образуя выделений в виде самостоятельных минералов.

Однако известны и такие случаи, когда на фоне общей повышенной концентрации ряд элементов дает значительные по массе включения самостоятельных минералов в виде сульфидов металлов — пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, а также фосфорита. Например, значительные полиметаллические оруденения и промышленные месторождения связаны с обогащенными планктоногенным ОВ нижнепалеозойскими морскими отложениями Джунгарского Алатау [56]. Хотя авторы и называют эти отложения «углистыми», но к углям они отношения не имеют, это типичные морские осадки, обогащенные планктоногенным ОВ. Пирит в них встречается в виде редкой рассеянной вкрапленности, прожилков и линзочек; наблюдаются включения галенита и сфалерита. Руды и вмещающие породы обладают сходным и характерным для таких отложений комплексом элементов — в них повышенное содержание Ag, Mo, V, Ni, Co, Pb, Zn. Отсутствие связей с интрузиями, пострудный возраст складчатости и разрывных нарушений при стратиграфическом и фациальном контроле оруденений свидетельствуют о их сингенетичном характере.

Другой типичный пример широкого распространения в осадках, обогащенных сапропелевым ОВ, сингенетичных полиметаллических оруденений описан Д. Н. Алексеевым в докембрийских и кембрийских отложениях [1]. В графитистых сланцах присутствует тонкорассеянная вкрапленность сульфидов железа, мышьяка, свинца и цинка в виде послойных выделений или пятнистых обособлений. Вмещающие породы характеризуются повышенными концентрациями Fe, As, Zn, Pb, Au, V, Mo и Sn. Распределение повышенных концентраций этих элементов подчинено литологическому и литолого-фациальному контролю и согласуется с ритмичным строением осадков. К этим отложениям помимо устойчивых рудопроявлений приурочены многочисленные промышленные месторождения.

Имеются и многие другие случаи сингенетичных оруденений, связанных с осадками, значительно обогащенными планктоногенным сапропелевым ОВ; например, широко известны меденосные сланцы «мансфельдского» типа.

Таким образом, осадки эпох интенсивного накопления планктоногенного сапропелевого ОВ характеризуются не только уникальной насыщенностью органическим веществом, но часто и

устойчиво повышенной концентрацией широкого набора элементов — Р, S, Fe, Mo, V, Cu, Zn, Ni, Cr, U, Co, Ag, Au, As и TR, большая часть которых явно ассоциирует с планктоногенным органическим веществом, а в ряде случаев образует самостоятельные сингенетичные выделения рудных минералов в виде сульфидов металлов, иногда вплоть до образования крупных промышленных скоплений стратиформного типа.

Глобальные эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ являлись, таким образом, одновременно и эпохами интенсивного накопления Р, U и полиметаллов.

По своей обогащенности Р, U, V, Mo, редкоземельными и другими элементами богатые сапропелевым ОВ осадки существенно отличаются от всех других типов как осадочных, так и магматических пород.

УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА
В ОСАДКАХВЗАИМОСВЯЗЬ УРАНА И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ЭЛЕМЕНТОВ
С ОРГАНИЧЕСКИМ ВЕЩЕСТВОМ ОСАДКОВ

Рассматривая распределение урана в зависимости от фациальных условий (см. гл. I), мы отмечали уже, что оно весьма сходно с распределением рассеянного органического вещества. Между распределением урана и распределением органического вещества существует не только большое сходство, но и достаточно тесная корреляционная связь, совершенно очевидная, по данным многих авторов, для отложений, заметно обогащенных органическим веществом. Коэффициент корреляции урана и $C_{орг}$ как в современных, так и в древних осадках достигает нередко 0,6—0,9 [4, 74]. Наличие четкой зависимости содержания урана в породах от концентрации ОВ в обогащенных им осадках иллюстрирует рис. 8. Концентрация урана в таких осадках зависит также от содержания в них пирита, образующегося при восстановлении окислов железа за счет диагенетического окисления ОВ, и коллоидального водного фосфата кальция — коллофана, с которым уран также имеет положительную корреляционную связь. С другими компонентами пород (силикатами, карбонатами кальция, магния, окислами железа) уран находится в обратной зависимости [49] или не имеет заметной связи.

В осадках и осадочных породах с низкой концентрацией $C_{орг}$ и U связь между ними, по мнению А. А. Смылова [49], менее отчетлива и не всегда проявляется. Это действительно справедливо. Однако использование кларковых данных по содержанию $C_{орг}$ и U в современных осадках и осадочных породах разных типов свидетельствует, что даже при низких концентрациях ОВ и урана между ними проявляется совершенно отчетливая связь. Как в древних ископаемых, так и в современных осадках при росте концентрации $C_{орг}$ от 0,2 до 1—1,2 % содержание урана возрастает соответственно от $1,7 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-4}$ % и примерно от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-4}$ % (рис. 9). Одновременно при снижении концентрации $C_{орг}$ возрастает отношение $U/C_{орг}$.

При рассмотрении рис. 9 обращает на себя внимание тот факт, что при одинаковых значениях $C_{орг}$ древние ископаемые осадки содержат урана примерно на 30—40 % больше, чем современные; соответственно несколько более высокими для них являются и значения отношений $U/C_{орг}$. Объяснение этого явления весьма просто: в древних осадках в процессе катагенеза вследствие вы-

деления и потери летучих продуктов масса ОВ уменьшилась в среднем примерно на 30—40 %. При частичной потере массы ОВ произошло эквивалентное относительное обогащение ОВ ураном. В пересчете на начало катагенеза, если реконструировать первичные концентрации $C_{орг}$, древние и современные осадки при одинаковых значениях $C_{орг}$ содержали бы одинаковые количества урана. Следовательно, с учетом этого явления можно утверждать, что интенсивность накопления урана рассеянным органическим веществом в прошлые геологические эпохи не отличалась от современной. Это заключение безусловно справедливо для большей части геологического времени, характеризовавшегося накоплением сравнительно низких, кларковых концентраций ОВ и урана в осадках. Однако оно вряд ли справедливо, как увидим далее, для эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана.

Весьма интересно и важно то обстоятельство, что при уменьшении концентрации $C_{орг}$ в осадках, т. е. при переходе от более восстановительных условий к резко окислительным ($C_{орг} < 0,3 \div 0,2 \%$), значительно возрастает отношение $U/C_{орг}$ и содержание битумоида $\beta_{ХБ}$ в ОВ (рис. 9). Закономерное возрастание концентрации битумоида в ОВ при снижении $C_{орг}$,

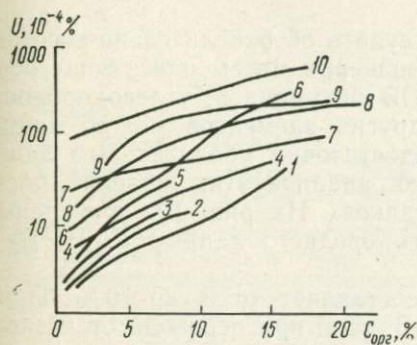
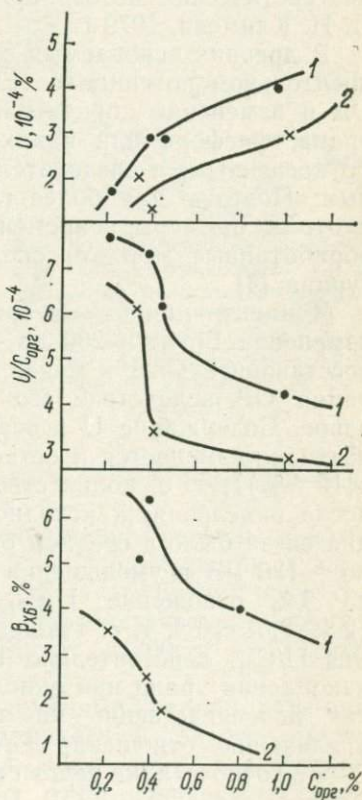


Рис. 8. Зависимость содержания урана от концентрации $C_{орг}$ в отложениях, обогащенных планктоногенным сапропелевым ОВ, по А. А. Смыслову [49], с дополнениями и изменениями.

1—9 — отложения: 1 — верхнедевонские, 2 — нижнекембрийские, 3 — эоценовые, 4 — верхнеюрские, 5 — верхнерифейские, 6 — ордовикские, 7 — верхнедевонские (чаттанугские), 8 — палеогеновые, 9 — кембрийские; 10 — сланцы Сент-Ипполит.

Рис. 9. Зависимость содержания урана и отношения $U/C_{орг}$ от концентрации $C_{орг}$ в отложениях с кларковым содержанием ОВ и U.

1—2 — осадки: 1 — древние, 2 — современные.



переходе к резко окислительным условиям и возрастании диагенетических потерь ОВ, носящее наименование закономерности Н. Б. Вассоевича — В. А. Успенского, хорошо известно в органической геохимии и объясняется остаточным накоплением в ОВ наиболее стойких к окислению битуминозных веществ. Очевидно, как результат остаточного накопления урана в уменьшающейся массе ОВ следует понимать также и возрастание отношения $U/C_{орг}$, происходящее при росте диагенетических потерь ОВ, которые достигают максимума ($>90\%$) в резкоокислительных фациях ($C_{орг} < 0,3 \div 0,2\%$). Аналогичное относительное возрастание концентрации урана и других микроэлементов происходит при озолении органического вещества углей в лабораторных условиях. В принципе то же самое происходит и при бактериальном диагенетическом окислении ОВ в осадках; в уменьшающейся вследствие окисления массе ОВ возрастает концентрация наиболее стойких органических компонентов (битумоида, углеводов), а также содержащихся в ОВ микроэлементов — урана, ванадия, молибдена, фосфора и др. Это явление нами уже отмечалось ранее в ряде изученных геологических объектов, а его количественный анализ был предложен в качестве нового метода для подсчета диагенетических потерь органического вещества [С. Г. Неручев, Л. И. Климова, 1979 г.].

В древних ископаемых осадках судить об окислительно-восстановительном потенциале (Еh), уменьшении массы окисляющегося ОВ и изменении концентрации в ОВ битумоидов, углеводов, урана, фосфора или каких-либо других элементов можно лишь по косвенным, а следовательно, недостаточно убедительным данным. Поэтому для более глубокого анализа этих явлений рассмотрим примеры современных осадков. На рис. 10 приведены обработанные методом скользящего среднего данные Г. Н. Батурина [4].

Концентрация $C_{орг}$ в среднем составляет от 5 до 10%. При изменении Еh от -200 до -120 мВ, т. е. при переходе от резко-восстановительных к менее восстановительным условиям, концентрация ОВ вследствие его бактериального окисления снижается вдвое. Содержание U в осадках по этому фациальному профилю почти не изменяется и остается в среднем постоянным [$(9 \div 10) \times 10^{-4}\%$], т. е. количество урана соответствует не оставшемуся после окисления, а исходному количеству ОВ, которое в начале диагенеза было в среднем около 10%. При изменении Еh от -200 до -120 мВ и уменьшении массы окислившегося ОВ вдвое от 10 до 5% отношение $U/C_{орг}$ возрастает от $(1,2 \div 1,3) \cdot 10^{-4}$ до $(2,5 \div 2,6) \cdot 10^{-4}$, т. е. также вдвое. Как видим, увеличение отношения $U/C_{орг}$ действительно происходит вследствие относительного накопления урана при окислении ОВ. Диагенетический расход ОВ как непосредственно по падению концентрации $C_{орг}$, так и по увеличению отношения $U/C_{орг}$ определяется одинаково — около 50%. Точно так же ведет себя и другой элемент в этих осадках — фосфор, связанный с ОВ. При окислении и уменьшении массы ОВ

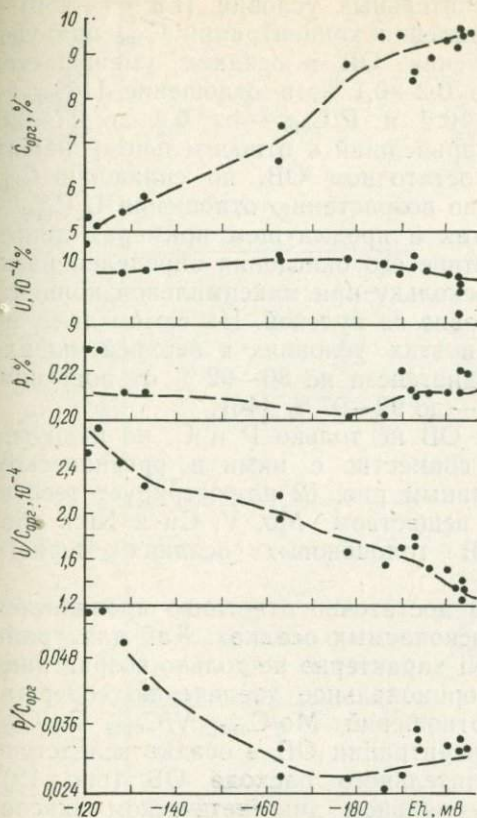


Рис. 10. Зависимость концентрации $C_{орг}$, U , P , отношений $U/C_{орг}$ и $P/C_{орг}$ от окислительно-восстановительного потенциала (Eh) для осадков шельфа Атлантического океана, по данным Г. Н. Батурина [4].

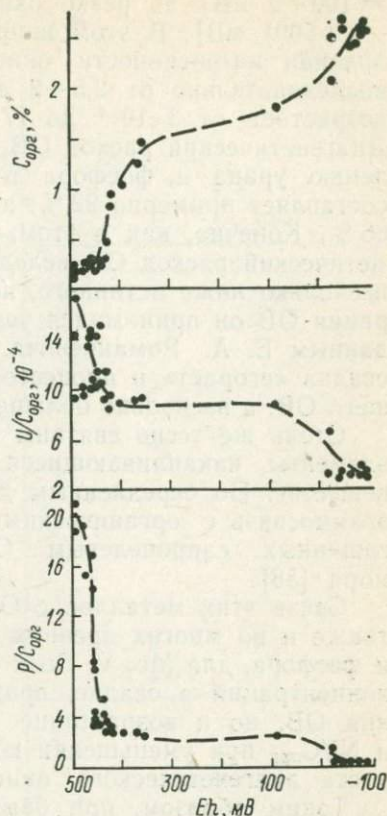


Рис. 11. Зависимость концентрации $C_{орг}$, отношений $U/C_{орг}$, $P/C_{орг}$ от окислительно-восстановительного потенциала (Eh) для осадков континентального склона и ложа Атлантического и Тихого океанов, по данным Г. Н. Батурина [4].

в два раза отношение $P/C_{орг}$ возрастает также примерно в два раза — от 0,26 до 0,56 (рис. 10).

Таким образом, фосфор и уран несомненно связаны с исходным планктоногенным ОВ этих осадков; их концентрации в осадке определяются количеством исходного ОВ, а отношения к остаточному ОВ — размером окислительных диагенетических потерь, и возрастают вдвое при увеличении Eh от -200 до -120 мВ и уменьшении массы ОВ от 10 до 5 %.

Другим примером являются современные осадки континентального склона и ложа Атлантического и Тихого океанов (рис. 11). Представленный материал характеризует фациально-геохимический профиль от умеренно восстановительных ($Eh =$

= 100 ÷ 0 мВ) до резко окислительных условий [Eh = (+450) — (+500) мВ]. В этом направлении концентрация $C_{орг}$ при увеличении интенсивности окисления ОВ в осадках уменьшается последовательно от 2,5—2 до 0,2—0,1 %, а отношение $U/C_{орг}$ — возрастает от $3 \cdot 10^{-4}$ до $17 \cdot 10^{-4}$ и $P/C_{орг}$ — от 0,2 до 17—20. Диагенетический расход ОВ, приведший к относительному накоплению урана и фосфора в остаточном ОВ, по снижению $C_{орг}$ составляет примерно 92 %, а по возрастанию отношения $U/C_{орг}$ — 86 %. Конечно, как в этом, так и предыдущем примерах диагенетический расход ОВ вследствие его окисления определен нами несколько ниже истинного, поскольку при максимальной концентрации ОВ он принимался условно за нулевой. На самом деле, по данным Е. А. Романкевича, в этих условиях в верхней пленке осадка «сгорает» в процессе диагенеза не 86—92 % от поступившего ОВ, а несколько больше — до 92—97 % [46].

Столь же тесно связаны с ОВ не только Р и U, но и другие элементы, накапливающиеся совместно с ними в органическом веществе. По осредненным данным рис. 12 иллюстрирует тесную взаимосвязь с органическим веществом Mo, V, Cu и Ni в обогащенных сапропелевым ОВ голоценовых осадках Черного моря [58].

Связь этих металлов с ОВ достаточно отчетливо проявляется также и во многих древних ископаемых осадках. Как для урана и фосфора, для Mo, V, Cu и Ni характерно не только возрастание концентраций в осадке, пропорциональное увеличению содержания ОВ, но и возрастание отношений $Mo/C_{орг}$, $V/C_{орг}$, $Cu/C_{орг}$ и $Ni/C_{орг}$ при уменьшении концентрации ОВ в осадке вследствие роста диагенетического окислительного расхода ОВ (рис. 12).

Таким образом, при бактериальном диагенетическом окислении ОВ уменьшение его массы сопровождается относительным накоплением многих элементов — P, U, V, Mo, Cu, Ni и других, не испытывающих значительного растворения в придонных водах бассейна. Другие элементы, накапливающиеся совместно с ОВ, но растворяющиеся затем при разложении ОВ в водах, постепенно теряют связь с ОВ.

Рассмотрение приведенных материалов и работ других исследователей позволяет сделать заключение, что уран и ряд сопровождающих его элементов (P, V, Mo, Ni, Cu и др.) тесно связаны с органическим веществом. Эта тесная связь урана и других бифильных элементов с ОВ, несомненно, проявляется как в современных, так и во многих древних ископаемых осадках; в осадках и осадочных породах, содержащих как низкие, так и значительно повышенные концентрации урана и органического вещества. При переходе от восстановительных к окислительным геохимическим фациям по мере снижения концентрации $C_{орг}$ и роста диагенетических потерь остаточное ОВ характеризуется относительным накоплением наиболее стойких к окислению органических компонентов (битумоидов, углеводородов), а также фосфора, урана, ванадия, молибдена и ряда других элементов. При окислении

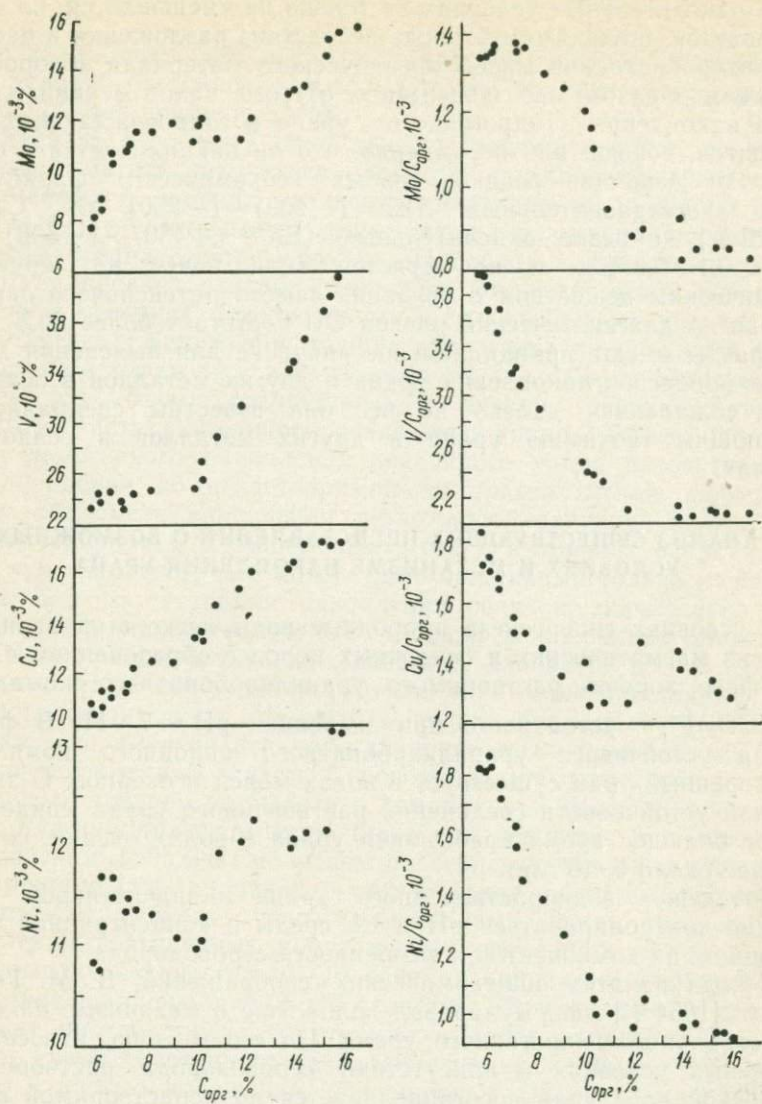


Рис. 12. Зависимость содержания металлов от количества органического вещества в сапропелевых голоценовых илах Черного моря, по данным Э. Т. Дегенса и Д. А. Росса [58].

рассеянного органического вещества уран, таким образом, ощутимо не растворяется в водах бассейна, а, напротив, относительно накапливается в остаточном органическом материале осадков. Это важное заключение подтверждается также наблюдениями В. В. Ковальского и И. Е. Воротницкой [22], согласно данным которых концентрация U в ОВ прошлогодних отмерших водорос-

лей в окислительных условиях не только не уменьшается, но даже повышается, по-видимому, также вследствие разложения и частичной потери исходной массы органического материала водорослей.

Таким образом, вне зависимости от того, каков механизм процесса накопления «водородного» урана и сопровождающих его элементов, совершенно несомненно, что он накапливается в органическом веществе осадков любых геохимических фаций — от резко восстановительных ($E_h = (-200) - (-250)$ мВ, $C_{орг} = 10 - 20 \%$) до резко окислительных ($E_h = (+450) - (+500)$ мВ, $C_{орг} < 0,1 - 0,3 \%$) — и не теряется (или почти не теряется) органическим веществом в условиях самого интенсивного окисления, когда диагенетический расход ОВ достигает более 90 %. Все эти факты имеют принципиальное значение для выяснения механизма процессов накопления урана и других металлов в осадках, но, к сожалению, далеко не все они известны специалистам, изучающим геохимию урана и других металлов в осадочных породах.

АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ВОЗМОЖНЫХ УСЛОВИЯХ И МЕХАНИЗМЕ НАКОПЛЕНИЯ УРАНА

В условиях гипергенеза природные воды легко выщелачивают уран из магматических и осадочных пород с образованием в водной фазе хорошо растворимого уранилкарбонатного комплекса $UO_2(CO_3)_3^{4-}$, устойчивого при значениях $pH = 7 \div 11$. В форме весьма устойчивого уранилкарбонатного анионного комплекса растворенный уран существует в водах морей и океанов. О значительной устойчивости соединений растворенного урана свидетельствует большое время пребывания урана в водах океана, составляющее около $5 \cdot 10^5$ лет.

Поведение воднорастворенного урана в значительной мере должно контролироваться pH и E_h среды и концентрацией определяющих их компонентов, в особенности сероводорода.

Исходя из этих общехимических соображений, В. М. Гольдшмидт [1954 г.] сформулировал положение о механизме накопления осадочного водородного урана. По его мнению, в восстановительных условиях в присутствии сероводорода растворенный в морской воде уран восстанавливается до нерастворимой окиси четырехвалентного урана UO_2 и выпадает в осадок. Наличие повышенных концентраций урана в обогащенных ОВ осадках ряда современных сероводородных бассейнов (Черное море, Балтийское море, Норвежские фиорды) и в обогащенных ОВ отложениях древних бассейнов, которые предположительно также характеризовались условиями сероводородного заражения, явилось подтверждением предложенной В. М. Гольдшмидтом схемы хемогенного накопления урана. До последних лет эта схема накопления «водородного» осадочного урана пользовалась наибольшей популярностью. Ее различные вариации в работах ряда авторов

отличаются лишь деталями геологических, вернее гидрологических условий бассейнов, в которых может возникать сероводородное заражение придонных вод.

Оценивая эту схему накопления осадочного урана, сразу же следует отметить, что связь урана с органическим веществом современных и древних осадков устанавливается в любых отложениях как с обычными низкими, так и с повышенными концентрациями органического вещества. Преобладающий объем современных и древних осадков с низкими концентрациями ОВ образовался в условиях окислительных, реже слабовосстановительных геохимических фаций при полном отсутствии даже следов сероводородного заражения в придонных водах. Именно эти преобладающие по объему современные и древние осадки содержат основную часть рассеянного осадочного урана. Таким образом, схема хемогенного накопления осадочного урана вследствие его восстановления до нерастворимой четырехвалентной формы не может объяснить накопления резко преобладающей массы осадочного урана как в современных, так и в древних осадках.

В лучшем случае она может быть приложима только к сравнительно редким ситуациям накопления осадков, значительно обогащенных планктогенным ОВ. Однако даже сильно обогащенные ОВ и ураном осадки, как известно, далеко не всегда формируются в условиях сероводородного заражения придонных вод. Его нет, например, в придонных водах юго-западного шельфа Африки, где образовались обогащенные планктогенным ОВ и ураном современные осадки. Сероводородного заражения придонных вод достоверно не было и в доманиковом бассейне восточной части Русской платформы; не было его, вероятно, и в огромном баженовском Западно-Сибирском бассейне, но это ни в коей мере не помешало формированию в них осадков, обогащенных сапропелевым ОВ, ураном и другими металлами. Таким образом, для накопления повышенных концентраций осадочного урана в обогащенных планктогенным ОВ осадках наличие сероводородного заражения придонных вод не является обязательным условием, а может иногда только сопутствовать этому процессу. Следовательно, схему хемогенного накопления урана возможно связывать только с частью отложений, обогащенных ОВ, которые действительно формировались в условиях сероводородного заражения.

Сначала накопление таких осадков связывалось исключительно с внутренними бассейнами, характеризовавшимися застойными условиями придонных вод типа Черного моря. Такая точка зрения высказывалась многими исследователями, например В. Е. Свенсоном [74].

Позже, когда была установлена возможность накопления обогащенных ОВ, фосфором и ураном осадков на океанических шельфах континентов в условиях апвеллинга [Brongersma-Sander, 1971 г.], ряд авторов стал отдавать предпочтение этой схеме. Она используется, например, в одной из последних работ Ф. Х. Геккеля [66] для объяснения условий формирования верхнекаменно-

угольных сапропелевых сланцев, обогащенных фосфором и рядом металлов на мидконтиненте Северной Америки.

В условиях достаточно высокого уровня воды возникает постоянный термоклин на большей части эпиконтинентального моря. В результате устойчивого сгона ветрами поверхностной воды в сторону океана устанавливается апвеллинг. Постоянный приток холодных глубинных вод, которые бедны кислородом и богаты фосфором, способствует бурному расцвету фитопланктона, осаждение которого на дно эпиконтинентального бассейна и дальнейшее разложение вызывает возникновение бескислородных условий и формирование сапропелевых илов, обогащенных фосфором и металлами.

Эти две схемы фаціальных условий накопления сапропелевых осадков, обогащенных фосфором, ураном и другими металлами, в сущности, мало чем отличаются в геохимическом аспекте. Накопление металлов и в том и в другом случаях объясняется возникновением бескислородных, сероводородных условий вследствие разложения значительных масс накапливающегося сапропелевого ОВ.

Осаждение урана в виде нерастворимой восстановленной четырехвалентной формы в этих условиях постулировалось В. М. Гольдшмидтом, исходя из общехимических соображений, но не имелось, в сущности, никаких определенных доказательств реального проявления этого процесса в природных условиях. Исследование форм растворенного урана в Черном море показало, что во всей водной толще, зараженной сероводородом, в том числе и в глубинных водах, уран находится в истинном растворе в шестивалентном состоянии в виде уранил-карбонатного комплекса [4]. Учитывая, что возраст придонных вод Черного моря составляет около 2000 лет, следует заключить, что в реальных условиях сероводородных морских вод восстановления урана в нерастворимую четырехвалентную форму не происходит даже за такое довольно продолжительное время.

Проведенные впоследствии термодинамические расчеты показали, что во всем диапазоне наблюдаемых в морских водах значениях рН и Eh уран может быть только шестивалентным, восстановление его до четырехвалентного состояния возможно только в самих донных осадках, где Eh достигает < -200 мВ. Концентрация U в иловых водах всегда выше, чем в придонных, поэтому диффузии его из придонных вод в осадок происходить не может. Следовательно, осаждение урана из придонных вод в виде четырехвалентной формы вообще невозможно, а осаждение его небольших количеств из иловых вод не может определять повышенной ураноносности осадков сероводородных фаций.

Наблюдения Г. Н. Батурина [4] свидетельствуют об отсутствии какой-либо связи между распределением урана в осадках и сероводорода в иловых водах Черного моря; их распределение прямо противоположно. Поэтому обогащенными ураном и другими

металлами являются сапропелевые илы вне зависимости от того, образовались ли они в условиях сероводородного заражения или нет. Сероводородное заражение не имеет прямого отношения к накоплению урана; оно может лишь сопутствовать ему в некоторых случаях и способствовать консервации и фоссилизации ОВ, обогащенного ураном. Эта точка зрения, являющаяся выводом из рассмотренных материалов, разделяется в последнее время не только автором, но также и Э. Т. Дегенсом [62].

Таким образом, до сих пор довольно популярная точка зрения о чисто хемогенном накоплении осадочного урана в восстановительных условиях совершенно неприемлема не только для большей части осадков, содержащих обычные, низкие концентрации ОВ, но и для осадков, обогащенных сапропелевым ОВ, которые иногда действительно формировались в условиях сероводородного заражения.

И тем не менее не вызывает никакого сомнения, что накопление осадочного «водородного» урана во всех геохимических фазах пресноводных и морских бассейнов происходит совместно с органическим веществом. Поэтому уже давно появились соображения о том, что накопление осадочного урана может определяться его сорбцией различными органическими веществами. В этом направлении было проведено довольно большое количество экспериментов [4, 74], которые подтверждают возможность сорбционного механизма фиксации урана. Однако ценность этих экспериментов весьма относительна, ибо почти все они проводились при концентрации урана в воде, которая превышала нормальную минимум в 60—70 раз, а обычно в 60 000 раз и более. Поэтому все они, естественно, не могут служить доказательством достаточно интенсивной сорбции урана органическим веществом при его кларковой концентрации в воде (около $3 \cdot 10^{-7} \%$).

Эксперименты С. М. Манской и Т. В. Дроздовой [1964, 1958 г.] показали, что в определенных условиях возможно осаждение урана гуминовыми кислотами. Однако гумусовое органическое вещество углей и углистых сланцев, изначально богатое гуминовыми кислотами, большей частью характеризуется весьма низкими концентрациями урана. Собственно гуминовых кислот в осадках с сапропелевым ОВ, которое бывает нередко обогащено ураном, имеется обычно немного. Для них характерно наличие сапропелевых кислот и «гумоидных», меланоидиновых веществ, которые поглощают уран только при нагревании раствора до 90°C [Манская С. М. и др., 1956 г.], что для седиментогенеза и диагенеза в природных условиях абсолютно неприемлемо.

Таким образом, активное осаждение урана из вод бассейнов с его нормальной концентрацией [$(1 \div 3) \cdot 10^{-7} \%$] путем сорбции на органическом веществе осадков нельзя считать доказанным. В принципе сорбция растворенного урана, вероятно, происходит и осуществляется в небольших масштабах, однако она не может обуславливать наблюдающиеся достаточно высокие его концентрации в органическом веществе осадков.

Нереальность схемы хемогенного накопления осадочного урана путем его восстановления до нерастворимой четырехвалентной формы и вместе с тем несомненная связь урана с органическим веществом осадков любых фаций привела Г. Н. Батурина [4] к точке зрения о сорбционном механизме накопления урана, как основном, определяющем его накопление в осадках.

По его мнению, наиболее активна сорбция урана на органических компонентах осадка в восстановительных условиях; при смене восстановительных условий окислительными сорбированный уран не только не накапливается, но частично даже снова растворяется в воде. Сорбционный механизм урана, по мнению Г. Н. Батурина, подтверждается также зависимостью концентрации урана в осадке от продолжительности времени контакта твердой и жидкой фаз. Чем медленнее накапливается осадок, тем в большей мере, по его данным, органическое вещество обогащается ураном, что проявляется в увеличении отношений $U/C_{орг}$. Эта зависимость действительно проявляется достаточно четко, хотя, на наш взгляд, может иметь и совсем другое объяснение.

При рассмотрении связи урана с органическим веществом осадков мы уже отмечали в предыдущем разделе, что при переходе от восстановительных фаций к окислительным по мере увеличения диагенетического расхода ОВ и снижении его концентрации остаточное ОВ характеризуется относительным накоплением наиболее стойких органических компонентов (битумоидов, углеводородов), а также фосфора, урана и ряда других металлов, связанных с органическим веществом (см. рис. 10, 11).

Это противоречит точке зрения о сорбционном механизме накопления урана органическим веществом осадка, наиболее активно происходящем, по мнению Г. Н. Батурина, в восстановительной обстановке. На основе прогрессирующего обогащения ОВ ураном при переходе от восстановительной к окислительной обстановке можно сделать прямо противоположный вывод о более активной сорбции урана и других элементов именно в окислительной обстановке и об отсутствии их растворения в окислительных условиях. Но и такой вывод, не имеющий достаточных оснований, был бы неправильным. Исходя из установленных закономерных связей урана и ряда других элементов с органическим веществом, можно утверждать, что количество «гидрогенного» урана в осадке определяется не остаточным, а исходным количеством органического вещества к началу стадии диагенеза, а отношение $U/C_{орг}$ — размером диагенетической потери окисляющегося ОВ. Следовательно, в осадок в процессе седиментации поступало биогенное органическое вещество, которое уже содержало определенную, но довольно невысокую концентрацию урана. Далее, в процессе диагенетического разложения и потери массы ОВ, происходило относительное обогащение его ураном, тем большее, чем большего значения достигал диагенетический расход ОВ. Все это может свидетельствовать только о том, что накопление урана в биогенном органическом веществе произошло задолго до начала стадии

диагенеза, по всей вероятности, еще живыми организмами планктона. Дальнейшее обогащение ОВ ураном, пропорциональное потере массы ОВ вследствие его окисления, достигающего максимума в резкоокислительной обстановке, как и обогащение остаточного ОВ наиболее стойкими органическими компонентами, является результатом относительного обогащения. О том, что при разложении ОВ уран в основном не переходит обратно в воду, а, напротив, его концентрация в разлагающемся ОВ водорослей относительно возрастает даже в окислительных условиях, свидетельствуют данные В. В. Ковальского и И. Е. Воротницкой [22].

На этом основании нами в 1974 г. [39] была высказана точка зрения о возможности прижизненного, биохимического накопления урана и ряда сопровождающих его элементов планктонными организмами. К идее прижизненного биохимического накопления урана планктоном, донными водорослями и другими организмами исследователи обращались не раз, но большинство из них относилось к ней негативно. Причины этого разные.

Уже давно было известно, что наземная растительность урана практически не накапливает, так, среднее содержание его в золе наземной растительности, по данным А. П. Виноградова, составляет 10^{-6} %, по данным Д. П. Малюги — $5 \cdot 10^{-5}$ %, что ниже кларка урана в почве. Это и не удивительно, ибо преобладающая часть урана в почве находится в труднорастворимом состоянии и не может усваиваться растениями.

Однако при повышенной концентрации урана в почвах, например в районах урановых месторождений, эффект накопления урана все-таки проявляется заметно. В Колорадо на «пустых» породах дерева содержат в среднем 0,5 г/т U, а в деревьях, корни которых уходят в руду, содержание его достигает 1,5 г/т, т. е. при наличии в почве достаточного количества растворенных форм урана его заметно накапливают даже наземные растения.

Способность водных организмов накапливать уран значительно выше, однако изучена она пока недостаточно.

Беспорная возможность биохимического накопления урана из воды водорослями и другими водными организмами была показана В. В. Ковальским и И. Е. Воротницкой [22] для оз. Иссык-Куль, в водах которого содержание урана на порядок выше, чем в океане. Ими установлено, что основным концентратором урана в этом бассейне являются харовые водоросли, в сухом ОВ которых накапливается урана на три порядка больше, чем в среде обитания. Содержание урана в илах озера зависит от содержания в них ОВ отмерших водорослей, причем при разложении водорослей уран из них не удаляется обратно в воду, а накапливается в осадке. Значительно накапливает уран (в 700 раз по сравнению с водой) и планктон, состоящий в основном из веслоногих рачков.

Некоторые экспериментальные данные о накоплении урана водорослями и другими организмами при значительно повышенной его концентрации в воде приводились в работе В. Н. Гуськовой [12]. В частности, ею указывалось, что достаточно активно

уран накапливается ряской (коэффициент накопления на сухой вес ОВ до 400), причем часть урана из воды с отмершими водорослями переходит в осадок. Э. Т. Дегенс [62] показал, что биохимический механизм накопления урана характерен для кокколито- в в Черном море, и привел данные, согласно которым коэффициент биологического накопления урана диатомовыми водорослями в одном из озер с повышенной концентрацией урана в воде составляет около 10 000.

Однако в большинстве других работ, особенно для бассейнов с нормальной низкой концентрацией урана в воде, возможность биохимического накопления урана оценивается обычно отрицательно, хотя в этих же работах приводятся данные, которые противоречат такому мнению. Например, В. Е. Свенсон указывает [74], что планктон в океане урана не накапливает. Но в этой же работе приводятся данные, согласно которым коэффициент накопления планктоном составляет от 26 до 1600, обычно около 200—500.

Г. Н. Батури- н [4], обобщив имеющиеся данные о концентрациях урана в ряде организмов океана, пришел к выводу о том, что живое вещество обладает способностью накапливать уран, но условия и механизм пока недостаточно изучены. Оценивая имеющийся материал, Г. Н. Батури- н показывает, что средние концентрации урана в морских организмах (кроме кораллов) ниже средних концентраций урана в морских и океанских осадках и в породах земной коры, и на этой основе приходит к выводу, что в морской среде интенсивность накопления урана в организмах столь же мала, как и на суше. Исходя из связи урана с ОВ, учитывая невозможность накопления урана в осадках вследствие его восстановления до четырехвалентной нерастворимой формы в восстановительных фациях и отрицательно оценивая возможность биологического накопления в значительных масштабах, Г. Н. Батури- н пришел к точке зрения о преобладании сорбционного механизма накопления урана продуктами посмертного разложения организмов. Отвлекаясь от деталей и оценивая основные идеи, которые привлекаются для объяснения накопления «водородного» урана в осадках, несомненно связанного с их органическим веществом, необходимо отметить следующее.

1. Модель химического накопления урана путем восстановления его до четырехвалентной нерастворимой формы в сероводородной среде безусловно несостоятельна для преобладающей части объема осадков с обычными низкими, кларковыми концентрациями ОВ. Несостоятельна она, как показывают экспериментальные данные и термодинамические расчеты, и для обогащенных ОВ осадков, часть которых действительно иногда формировалась в условиях сероводородного заражения придонных вод.

2. Модель сорбционного механизма накопления урана в ОВ осадков более универсальна. Однако она не имеет достоверных экспериментальных подтверждений, поскольку достаточно активная сорбция урана органическими веществами доказана только

для концентраций урана в воде, которые превосходят нормальную в сотни и тысячи раз. Кроме того, предположению о наиболее активной сорбции урана в восстановительных условиях противоречат все геохимические данные, свидетельствующие о возрастании отношения $U/C_{орг}$ при переходе от резко восстановительных к слабовосстановительным, а затем — к окислительным условиям.

3. Установленная геохимическая закономерность относительного обогащения окисляющегося ОВ наиболее стойкими органическими компонентами (битумоидными, углеводородными), фосфором, ураном и другими металлами пропорционально диагенетическому окислительному расходу ОВ при переходе от восстановительных к окислительным условиям и снижении концентрации $C_{орг}$ свидетельствует о том, что первичное накопление фосфора, урана и других металлов в органическом веществе происходит задолго до начала диагенеза и поступления ОВ в осадок, т. е. еще в водной среде, и, скорее всего, живым веществом планктона и других организмов.

4. Эффективный биохимический механизм накопления урана и других сопровождающих его элементов, обуславливающий их повышенную концентрацию в осадках (до $n \cdot 10^{-3} \%$), достоверно доказан в природных условиях и экспериментах для случаев несколько повышенных концентраций урана в воде (в 6—10 раз и более). Несомненным является биохимическое накопление урана в планктоне, донных водорослях и других организмах при нормальной его концентрации в воде бассейна. Однако не ясно, может ли такое биохимическое накопление урана обуславливать накопление осадков с кларковыми концентрациями ОВ и урана. Преобладающим является мнение о невозможности такого процесса.

5. По нашему мнению, наиболее вероятным является механизм первичного биохимического накопления урана в органическом веществе живых организмов с последующим относительным его накоплением в окисляющемся ОВ взвеси и осадка. Однако ни в одной работе пока не произведено количественного геохимического анализа поведения урана в этих процессах, без чего биохимическая схема накопления урана не может быть в достаточной мере обоснована.

УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ БИОХИМИЧЕСКОГО НАКОПЛЕНИЯ УРАНА

При наличии в радиобиологии большого экспериментального материала по накоплению организмами искусственных радиоактивных изотопов, попадающих в воды бассейнов при выпадении радиоактивных осадков или из различных промышленных ядерных установок, имеется довольно ограниченное количество данных, характеризующих накопление организмами природного урана. Эти данные обычно не имеют систематического характера и не сопровождаются определением элементного состава организ-

мов и их точной видовой принадлежности. Все это в значительной мере затрудняет использование и интерпретацию этих материалов в геохимическом аспекте. Тем не менее по ряду групп организмов некоторый материал по накоплению урана в природных и лабораторных условиях как при нормальной, так и значительной повышенной его концентрации в воде все же имеется.

Накопление урана организмами

Микроорганизмы, по данным С. В. Летуновой и В. В. Ковальского [29], могут активно накапливать уран и другие радиоактивные элементы; например *Ochomonas* sp. накапливает уран, повышая его концентрацию в 330 раз по отношению к окружающей среде.

В почвах основными концентраторами урана и других радиоактивных элементов являются грибы и дрожжи, а также лишайники. Актиномицеты и бактерии накапливают уран в меньших количествах при коэффициентах накопления от 2 до 60 и более.

С. В. Летуновой и В. В. Ковальским изучено накопление урана видами *Bacillus megaterium*, *Bacillus mesentericus*, *Bacterium* sp., *Mycobacterium* sp., полученными из илов оз. Иссык-Куль с повышенной концентрацией U в водах и илах и из подмосковного пруда с низкой его концентрацией. При низкой концентрации урана в среде ($2,8 \cdot 10^{-7} \%$) клетки разных штаммов накапливали уран в количестве от $1,5 \cdot 10^{-4}$ до $9,8 \cdot 10^{-3} \%$ на сухое вещество при коэффициенте накопления от 535 до 35 000. Минимальным коэффициентом накопления характеризовался *Mycobacterium* sp., а максимальным (35 000) — *Bacillus megaterium*. Средний коэффициент накопления составляет, вероятно, не менее 300. При повышении концентрации урана в среде наблюдалось увеличение его накопления клетками микроорганизмов. При повышении концентрации урана в среде примерно в 3000 раз (от 2,8 до $8,3 \cdot 10^{-4} \%$) концентрация его в клетках различных видов микроорганизмов повышалась в 15—350 раз.

В среднем по имеющимся данным можно считать, что возрастанию концентрации урана в 2700 раз выше нормы соответствует возрастание концентрации урана в микроорганизмах в 200—300 раз — примерно от $1,5 \cdot 10^{-3} \%$ до $(3 \div 3,5) \cdot 10^{-1} \%$, чему соответствует возрастание отношения $U/C_{орг}$ от $3 \cdot 10^{-5}$ до $6 \cdot 10^{-2}$.

Установлено, что один и тот же вид *Bacillus megaterium*, обитающий в илах с низкой концентрацией урана, при повышении его концентрации в среде до 3000 раз аккумулировал уран в 1,6 раза активнее, чем иссык-кульский штамм, обитавший постоянно в среде с повышенным содержанием урана. Вероятно, у иссык-кульского штамма, постоянно обитающего в условиях повышенной концентрации урана, существует регуляторный механизм, в какой-то мере ограничивающий его поглощение [29].

В планктоне океана, судя по имеющимся данным [4, 74], концентрация урана колеблется в разных пробах от $(0,01 \div 0,08) \times$

$\times 10^{-4}$ до $(1,8 \div 4,8) \cdot 10^{-4} \%$. Об интенсивности накопления урана принято судить по коэффициенту биологического накопления K_n , который представляет собой отношение концентрации урана в организме (на сухую массу) к концентрации его в окружающей водной среде.

При средней концентрации в воде $3 \cdot 10^{-7} \%$ коэффициенты накопления урана планктоном по приведенным данным определяются от 3—26 до 600—1600, большей частью — около 200—500. Коэффициенты накопления зависят от преобладающего вида планктонных организмов. В пробе преимущественно диатомового планктона [4] определена концентрация урана $1 \cdot 10^{-4} \%$, что отвечает коэффициенту биологического накопления около 300. В пробах гипонейстона, состоящего преимущественно из калянусов и изопод, концентрация урана колеблется в пределах $(0,83 \div 6,03) \cdot 10^{-6} \%$ (на сырую массу), а на сухую массу составляет, видимо, не менее $(0,4 \div 3,5) \cdot 10^{-5} \%$. Коэффициенты накопления при этом (на сухую массу) должны быть, вероятно, не ниже 13—100.

Количество зольных элементов в планктоне уменьшается в ряду диатомовые—перидиновые—сине-зеленые водоросли в среднем от 52,5 до 6,6% [46], а $C_{орг}$ возрастает от 24,4 (диатомовые) до 46,2% (сине-зеленые).

Согласно этим данным для диатомового фитопланктона, содержащего $1 \cdot 10^{-4} \%$ урана, концентрация его в расчете на ОВ составляет $2,1 \cdot 10^{-4} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $4,1 \cdot 10^{-4} \%$, что соответствует отношению $U/C_{орг} = 0,04 \cdot 10^{-4}$. Связи с SiO_2 уран не имеет [25], поэтому расчет всего количества урана на ОВ и $C_{орг}$ диатомей вполне правомочен. Получение таких характеристик весьма интересно и необходимо, поскольку о степени обогащения ОВ ураном в осадках обычно судят по отношению $U/C_{орг}$.

При среднем коэффициенте накопления, равном 400, концентрация урана в фитопланктоне может быть принята равной $1,2 \cdot 10^{-4} \%$. Если принять условно смешанный состав этого фитопланктона (диатомовые : перидиновые : сине-зеленые = 1 : 1 : 1), то с учетом зольности и содержания $C_{орг}$ концентрация урана в расчете на ОВ может быть принята равной $1,44 \cdot 10^{-4} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $3,24 \cdot 10^{-4} \%$, а отношение $U/C_{орг} = 0,032 \cdot 10^{-4}$. Соответственно для планктона смешанного состава с максимальной установленной концентрацией урана ($4,8 \cdot 10^{-4} \%$) содержание его в ОВ составит $5,18 \cdot 10^{-4} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $12,9 \cdot 10^{-4} \%$, а отношение $U/C_{орг} = 0,13 \cdot 10^{-4}$.

К сожалению, точных экспериментальных данных о накоплении урана планктоном немного и они не имеют всех необходимых характеристик. Поэтому приведенные нами выше осредненные значения содержаний урана в ОВ и отношений $U/C_{орг}$ имеют, конечно, приближенный характер и нуждаются в уточнении и детализации по группам организмов. Отдельные данные о накоплении урана планктоном и водорослями в природных условиях и в лабораторных экспериментах имеются для вод, содержащих

повышенные концентрации урана. В оз. Иссык-Куль концентрация урана в планктоне, состоящем в основном из веслоногих рачков *Diaptomus salinus*, составляет $2,2 \cdot 10^{-4} \%$. В расчете на ОВ это соответствует примерно $2,44 \cdot 10^{-4} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $5,1 \cdot 10^{-4} \%$ при отношении $U/C_{орг} = 0,05 \cdot 10^{-4}$. Если сравнить эти данные с данными по пробам гипонейстона из океана $[(0,4 \div 3,5) \times 10^{-5} \%]$, то можно заключить, что при повышении концентрации урана в воде на один порядок концентрация урана в зоопланктонных организмах также возрастает на один порядок — не менее чем в 6—10 раз.

Диатомовые водоросли в оз. Иссык-Куль содержат $8,6 \cdot 10^{-4} \%$ урана [22]. В расчете на их ОВ концентрация урана составляет примерно $18,3 \cdot 10^{-4} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $35,2 \cdot 10^{-4} \%$, а отношение $U/C_{орг} = 0,35 \cdot 10^{-4}$. Как видим, при возрастании концентрации урана в воде на один порядок содержание его в диатомовых водорослях возросло также примерно на порядок — в 8,6 раза.

В работе Т. Сакагухи и др. [73] приведены результаты изучения накопления урана одноклеточными морскими и пресноводными водорослями из растворов, содержащих $1 \cdot 10^{-4} \%$ урана в виде $UO_2(CO_3)_3$ или $UO_2(NO_3)_2$. Коэффициенты накопления составили при этом для *Chlorella regularis* 3900, *Chlamydomonas reinhardtii* 3400, *Chlamydomonas angulosa* 2300, *Scenedesmus bijuga* 1900, *Scenedesmus obliquus* 1100 и *Scenedesmus choreloides* 800.

Концентрация урана в этом эксперименте примерно в 300 раз превышала нормальную для океана; концентрация урана в водорослях составила от $8 \cdot 10^{-2}$ до $3,9 \cdot 10^{-1} \%$, в расчете на ОВ — примерно $9 \cdot 10^{-2} - 4,3 \cdot 10^{-1} \%$, в расчете на $C_{орг}$ — $1,8 \cdot 10^{-1} - 8,6 \cdot 10^{-1} \%$ при отношении $U/C_{орг}$ — от $0,18 \cdot 10^{-2}$ до $0,86 \cdot 10^{-2}$, в среднем — $0,5 \cdot 10^{-2}$. При возрастании концентрации урана в воде на 2 порядка отношение $U/C_{орг}$ в водорослях возросло также на 2 порядка.

В эксперименте В. Н. Гуськовой [12] при концентрации урана в воде $1 \cdot 10^{-3} \%$ и коэффициенте накопления (на сырую массу) около 50 концентрация урана в водоросли *Lemna minor* (ряска) может составлять примерно $5 \cdot 10^{-1}$, в расчете на $C_{орг}$ — $1,0 \%$ при отношении $U/C_{орг} = 1 \cdot 10^{-2}$. В данном случае при повышении концентрации урана в воде в $3 \cdot 10^3$ раз концентрация урана в ряске *Lemna minor* по сравнению со средней концентрацией в фитопланктоне океана возросла в $4,1 \cdot 10^3$ раза. Отношение $U/C_{орг}$ при этом возросло от $0,032 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-2}$, т. е. в $3 \cdot 10^3$ раз.

Как видим, при возрастании концентрации урана в воде на 1 порядок содержание его в планктонных организмах и отношение $U/C_{орг}$ также возрастают на 1 порядок, при росте концентрации урана в воде на 3 порядка соответственно на 3 порядка возрастают концентрация урана в ОВ и отношение $U/C_{орг}$. Это находится в полном соответствии с известным положением радиобиологии [44], согласно которому коэффициенты накопления радиоактивных изотопов остаются постоянными в широком диапа-

зоне изменения их концентраций в воде. Поэтому обогащение ОВ планктона ураном находится в прямой зависимости от роста концентрации урана в воде.

Донные водоросли. По данным Г. Н. Батурина [4], концентрация урана в тропических бентосных водорослях составляет от $0,07 \cdot 10^{-4}$ до $1,64 \cdot 10^{-4}$ %, в среднем $0,65 \cdot 10^{-4}$ %. Максимальная она в зеленых водорослях — от $0,13 \cdot 10^{-4}$ до $1,64 \cdot 10^{-4}$ %, в красных не превышает $(0,61 \div 1,27) \cdot 10^{-4}$ %, а в бурых — $(0,07 \div 0,86) \cdot 10^{-4}$ %. Коэффициенты биологического накопления урана составляют в соответствии с этими данными для донных водорослей в целом от 35 до 530, для зеленых от 43 до 530, для красных от 200 до 420 и для бурых от 35 до 280. Как видим, эти значения от свойственных планктону отличаются незначительно и большей частью составляют около 150—300.

При средней зольности фитобентоса 33 % и концентрации $C_{орг}$ 33,2 % [46] содержание урана в ОВ водорослей составляет от $0,1 \cdot 10^{-4}$ до $2,44 \cdot 10^{-4}$ %, в среднем $0,91 \cdot 10^{-4}$ %, в расчете на $C_{орг}$ от $0,21 \cdot 10^{-4}$ до $5,03 \cdot 10^{-4}$ %, в среднем $1,95 \cdot 10^{-4}$ %, а отношение $U/C_{орг}$ от 0,002 до 0,05, в среднем $0,02 \cdot 10^{-4}$. Таким образом, эти характеристики также мало отличимы от характеристик для планктона.

Имеются некоторые данные о накоплении урана донными водорослями в водоемах с повышенной концентрацией урана. В оз. Иссык-Куль концентрация урана в харовых водорослях составляет от $0,3 \cdot 10^{-3}$ до $4,3 \cdot 10^{-3}$ %, в среднем $2,35 \cdot 10^{-3}$ %. Коэффициент накопления колеблется от 100 до 1430, составляя в среднем 780. Этому примерно отвечает концентрация U в ОВ от $0,44 \cdot 10^{-3}$ до $6,4 \cdot 10^{-3}$ %, в среднем — $3,5 \cdot 10^{-3}$ %, в расчете на $C_{орг}$ — от $0,9 \cdot 10^{-3}$ до $12,95 \cdot 10^{-3}$ %, в среднем $7,0 \cdot 10^{-3}$ %; отношение $U/C_{орг}$ — от $0,009 \cdot 10^{-3}$ до $0,13 \cdot 10^{-3}$, в среднем $0,07 \cdot 10^{-3}$.

Низшие водоросли *Cladofora glomerata* и *Entheromorpha salina* содержат от $0,07 \cdot 10^{-3}$ до $1,5 \cdot 10^{-3}$ % урана, т. е. коэффициент накопления для них составляет от 23 до 500, в среднем около 150. Концентрация урана в расчете на ОВ в них составляет примерно от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $2,23 \cdot 10^{-3}$ %, в среднем $0,45 \cdot 10^{-3}$ %, в расчете на $C_{орг}$ от $0,21 \cdot 10^{-3}$ до $4,5 \cdot 10^{-3}$ %, в среднем $0,61 \cdot 10^{-3}$ % и отношение $U/C_{орг}$ от $0,002 \cdot 10^{-3}$ до $0,045 \cdot 10^{-3}$, в среднем $0,0061 \cdot 10^{-3}$. В целом для донных водорослей Иссык-Куля концентрация урана составляет в среднем $1,55 \cdot 10^{-3}$ %, в их ОВ — $2,31 \cdot 10^{-3}$ %, в расчете на $C_{орг}$ $4,66 \cdot 10^{-3}$ % и отношение $U/C_{орг} = 0,046 \cdot 10^{-3}$.

При возрастании концентрации урана в воде в 10 раз концентрация его в донных водорослях возросла в 23 раза, а отношение $U/C_{орг}$ от $0,024 \cdot 10^{-4}$ до $0,046 \cdot 10^{-3}$, т. е. в 24 раза. Не имея точного видového соответствия между донными водорослями, можно утверждать, что при возрастании концентрации урана в воде на порядок содержание U в ОВ и отношение $U/C_{орг}$ донных водорослей также возрастают на порядок. Иначе говоря, обогащение ОВ донных водорослей, как и планктона, происходит пропорционально возрастанию концентрации урана в воде.

Моллюски накапливают уран как в мягких тканях, так и в раковинах. Поскольку органического вещества в них на стадии диагенеза практически почти не остается, то наибольший интерес представляет накопление урана в раковинах, которое зависит от концентрации в них органического вещества. К. Ф. Оглоблин отмечает, что в раковинах современных моллюсков наблюдается линейная зависимость между концентрацией урана и $C_{орг}$: при росте концентрации $C_{орг}$ от 0,2 до 0,4 % содержание урана в раковинах возрастает от $3,5 \cdot 10^{-5}$ до $7 \cdot 10^{-5}$ % [41].

Концентрация урана в раковинах современных моллюсков океана, по данным Г. Н. Батурина [4], колеблется от $0,01 \cdot 10^{-4}$ до $0,58 \cdot 10^{-4}$ %, в среднем составляя $0,11 \cdot 10^{-4}$ %. Коэффициенты биологического накопления урана в соответствии с этими данными колеблются от 3 до 190, в среднем равны 36. К. Ф. Оглоблин [41] приводит еще более высокие средние коэффициенты накопления урана моллюсками: 33 для Балтийского моря, 120 для Черного моря, 55 для Каспийского моря, 24 для Японского моря и 130 для Индийского океана.

Способность накапливать уран для моллюсков, как и для других групп организмов, зависит от их видовой принадлежности. Например, в раковинах *Mya arenaria* концентрация урана в десятки раз выше, чем в раковинах *Mytilus edulis* и *Ostrea virginica* в тех же условиях [4]. К. Ф. Оглоблин указывает, что интенсивность накопления урана в раковинах зависит от климатических условий. В северных морях она невелика, в морях средних широт — несколько выше и максимальная в тропических.

Несомненная зависимость концентрации урана в раковинах моллюсков наблюдается от содержания его в водах бассейнов.

В Балтийском море с концентрацией урана в воде около $1,5 \cdot 10^{-7}$ % она составляет $0,5 \cdot 10^{-5}$ %, в водах океана при концентрации урана около $3 \cdot 10^{-7}$ — $0,11 \cdot 10^{-4}$ %, в Каспийском море (средняя концентрация урана $6 \cdot 10^{-7}$ %) — $0,35 \cdot 10^{-4}$ %, в водах оз. Иссык-Куль при концентрации урана в воде $3 \cdot 10^{-6}$ % — $1,83 \cdot 10^{-4}$ %. Таким образом, при возрастании концентрации урана в воде в 20 раз содержание урана в раковинах моллюсков возрастает в 36 раз. Обогащенность ураном раковин моллюсков, как и других организмов, находится в прямой зависимости от концентрации урана в воде.

Рыбы. В рыбах подмосковных прудов концентрация урана составляет $2 \cdot 10^{-6}$ %, что отвечает примерно коэффициенту биологического накопления около 20 [12]. В рыбах оз. Иссык-Куль при концентрации урана в воде $3 \cdot 10^{-6}$ % содержание урана заметно повышено — до $(2,5 \div 3,4) \cdot 10^{-5}$ %, что соответствует коэффициенту накопления около 8—12. Уран в рыбах концентрируется главным образом в опорно-покровных тканях — в плавниках, чешуе, костях и коже — более 90 % от общего его количества. Остальные несколько процентов накапливаются в мягких тканях тела. По данным экспериментов В. Н. Гуськовой [12], при концентрации урана в воде $1 \cdot 10^{-3}$ % содержание урана в рыбах

в расчете на сухую массу может быть оценено примерно в $4,9 \times 10^{-3} \%$, при концентрации его в тканях тела около $5,4 \cdot 10^{-3} \%$, а в костях — $5 \cdot 10^{-2} \%$.

По этим немногим и не особенно точным данным, относящимся к тому же к разным видам рыб, можно все-таки констатировать, что при возрастании концентрации урана в воде в 50 раз (подмосковные пруды — оз. Иссык-Куль) содержание его в рыбах возрастает примерно в 14 раз, а при дальнейшем возрастании концентрации урана в воде еще в 300 раз (оз. Иссык-Куль — эксперимент) содержание урана в рыбах увеличивается в 115 раз. Таким образом, относительно рыб также можно заключить, что обогащенность их ураном зависит от концентрации его в воде.

Поскольку в процессе диагенеза мягкие ткани рыб разлагаются полностью и остаются только скелет и чешуя, то наибольший интерес представляют, разумеется, данные о концентрации урана в костях и чешуе рыб. При нормальной концентрации урана в воде ($3 \cdot 10^{-7} \%$) содержание его в костном материале составляет примерно $0,5 \cdot 10^{-5} \%$, при концентрации урана в воде $3 \cdot 10^{-6} \%$ — $6,4 \cdot 10^{-5} \%$, а при концентрации урана в воде $1 \cdot 10^{-3} \%$ — $5 \cdot 10^{-2} \%$. Как видим, при повышении концентрации урана в воде на один порядок содержание урана в костном материале возросло в 12 раз, а при дальнейшем возрастании концентрации урана в воде еще в 300 раз — содержание его в костном веществе возросло в 700 раз. Можно считать приближенно, что как в теле, так и в костях рыб концентрация урана возрастает пропорционально его содержанию в воде.

Кораллы. Концентрация урана в современных кораллах океана колеблется, по данным Г. Н. Батурина [4], от $1,28 \cdot 10^{-4}$ до $4,8 \cdot 10^{-4} \%$, что соответствует коэффициентам биологического накопления от 420 до 1600. Из всех изученных организмов они характеризуются наиболее активным накоплением урана, вследствие чего концентрация урана в них достигает кларка, характерного для осадочных пород.

Как и для других организмов, способность к накоплению урана у кораллов зависит от их видовой принадлежности. В кораллах, сохраняющих арагонитовую структуру и остающихся в море, концентрация урана практически не изменяется. В древних кораллах, подвергшихся перекристаллизации, концентрация урана уменьшается и не превышает $(1 \div 2) \cdot 10^{-4} \%$ [4].

Наблюдений о накоплении урана кораллами в зависимости от концентрации его в воде, к сожалению, не имеется.

Механизм и некоторые общие закономерности накопления урана организмами

Рассмотренные материалы не оставляют никакого сомнения относительно возможности интенсивного прижизненного биохими-

ческого накопления урана организмами в водной среде. Японскими исследователями обсуждается даже возможность использования водорослей для извлечения урана из морской воды [73]. Используя, например, водоросли с таким высоким коэффициентом накопления, как у *Chlorella regularis* (3900), из воды с кларковой концентрацией урана ($3 \cdot 10^{-7} \%$) можно получить золу водорослей, содержащую примерно $1,2 \cdot 10^{-2} \%$ U.

Механизм процесса биохимического накопления урана организмами изучен пока лишь в общих чертах. В клетках эукариот имеются сложные мембранные органеллы, называемые аппаратами Гольджи, которые занимают центральное положение в транспортной системе клетки [62]. Через внешнюю мембрану клетки по ним переносятся металлы; в них они и фиксируются. Ионы металла связываются со специфическими протеинами и полисахаридами, которые впоследствии удаляются из клетки. В результате в аппаратах Гольджи происходит постепенное накопление урана и ряда других металлов. У кокколитов накопление урана осуществляется уроновыми кислотами и сульфатами полисахаридов. Картина накопления урана в кокколите хорошо видна на электронной микрофотографии [62]. В работе [70] изучалось поглощение U клетками хлореллы из растворов, содержащих 1‰ $UO_2(CO_3)_3^{4-}$. Было установлено, что добавление солей фосфата или карбоната приводит к подавлению поглощения урана. Ионы K^+ , Na^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , а также NO_3^- и SO_4^{2-} влияния на поглощение урана не оказывали. Максимальное накопление урана происходило при pH=5 и резко снижалось при смещении pH в ту или другую сторону. Авторы считают, что уран поступает из раствора внутрь клеток в виде катионов UO_2^+ или UO_2OH^- , и предполагают, что транспортировка этих катионов через клеточную мембрану сопряжена с выходом протонов из клеток в водную среду.

Весьма активно накапливают уран биохимическим путем, по данным Э. Т. Дегенса и др. [62], также и диатомовые водоросли. Коэффициент биологического накопления составляет около 10 000. В организмах животных уран может образовывать комплексные и хелатные соединения и способен селективно поглощаться аденозинтрифосфатом, оксидикарбоновыми кислотами; он обнаружен также в виде уранил-бикарбонатного и уранил-белкового комплекса [4].

В раковинах моллюсков уран частично накапливается в виде металлоорганических соединений, а частично, видимо, путем соосаждения с карбонатом кальция арагонитовой структуры. В костях рыб уран накапливается путем внедрения в минеральное вещество костной ткани, при этом ионы уранила замещают кальций в костном апатите.

Процессы биохимического накопления урана приводят к значительному обогащению им организмов по сравнению с окружающей водной средой. Для кораллов характерны высокие коэффи-

циенты биологического накопления урана, в среднем около 400—1000. Коэффициенты накопления урана фитопланктоном несколько меньше — 200—500; для донных водорослей они составляют большей частью 150—300, хотя у некоторых видов харовых водорослей достигают 1000—1600. По новым данным [73] ряд простейших одноклеточных водорослей характеризуется K_n от 800 до 4000, а зоопланктон — 15—100, моллюски — от 30—35 до 120—140, рыбы — около 10—20.

На рис. 13 приведены осредненные данные по биохимическому накоплению урана различными водными организмами в зависимости от концентрации его в воде. Хорошо видно, что между концентрацией урана в воде и накоплением его в организмах проявляется четкая линейная зависимость. Возрастание концентрации урана в воде на три порядка обуславливает такое же — на три порядка — возрастание концентрации урана в организмах. Соответственно росту концентрации урана в организмах столь же интенсивно — на три порядка — возрастает и отношение $U/C_{орг}$, которое является основной характеристикой степени обогащения органического вещества ураном в современных и древних ископаемых осадках.

Линейная зависимость между накоплением урана организмами и его концентрацией в воде полностью отвечает известному положению радиобиологии, согласно которому коэффициент биологического накопления радиоизотопов определяется видовой принадлежностью организмов и остается постоянным в широком диапазоне изменения концентраций радионуклидов в воде. Именно благодаря этому накопление урана в организмах и происходит пропорционально росту его концентрации в воде. При одинаковых концентрациях урана в воде наиболее активно его накапливают микроорганизмы, фитопланктон и донные водоросли; на заметно более низком уровне осуществляется накопление урана зоопланктоном, еще на более низком моллюсками и, наконец, на самом низком уровне — рыбами. Эти соотношения естественны и в полной мере отвечают другому известному положению радиобиологии о постепенном снижении концентрации урана в организмах на протяжении всей пищевой цепи.

Накопление урана в органическом веществе отмерших организмов на стадиях седиментогенеза и диагенеза

В тонком поверхностном слое воды водоемов скапливаются живые организмы и продукты их разложения в той или иной мере разбавленные взвешенным терригенным материалом. Содержание органического вещества в этой взвеси определяется зольностью фито- и зоопланктона и количеством терригенного материала. Часть органического материала взвеси представлена живым веществом еще не отмерших планктонных организмов; другая, более значительная, — продуктами начальной стадии их разложения. При

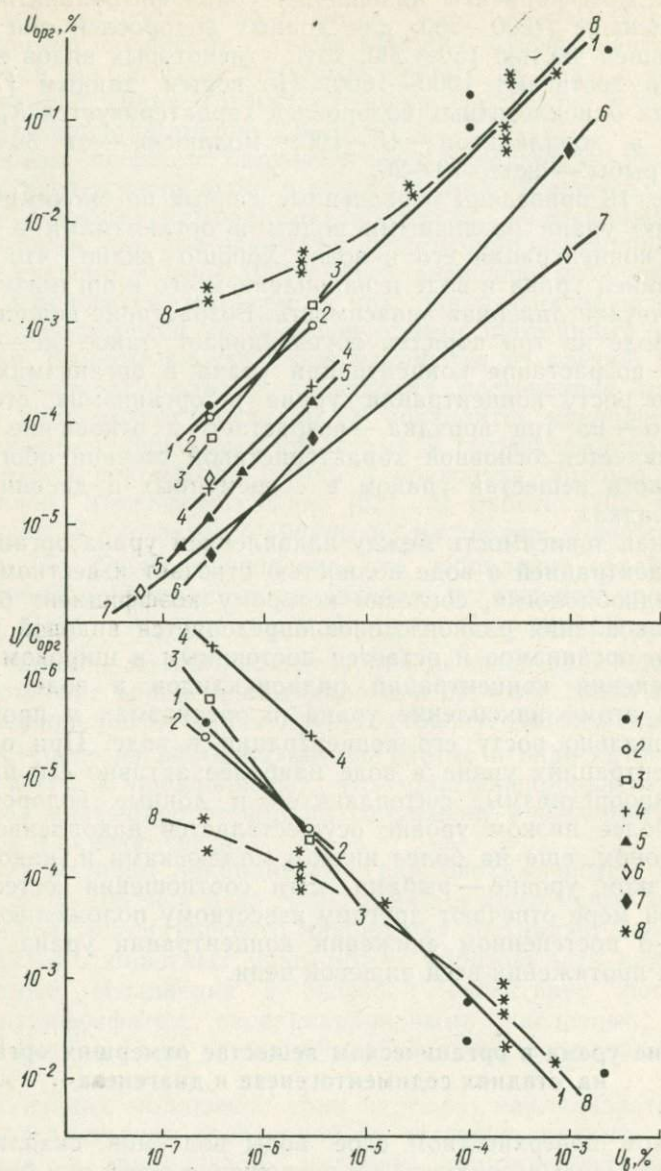


Рис. 13. Накопление урана водными организмами в зависимости от его концентрации в воде.

1 — фитопланктон; 2 — диатомовые водоросли; 3 — донные водоросли; 4 — зоопланктон; 5 — раковины моллюсков; 6 — тело рыб; 7 — скелет рыб; 8 — микроорганизмы. Содержание урана: $U_{\text{орг}}$ — в организмах, $U_{\text{в}}$ — в воде.

осаждении взвеси с увеличением глубины доля живого вещества в ней уменьшается и возрастает доля продуктов его разложения. Разложение ОВ происходит довольно быстро, и уже близко от поверхности воды разлагается до 80—90 % от его исходной массы. Вследствие этого в оседающей взвеси с ростом глубины проявляется тенденция к уменьшению концентрации $C_{орг}$, что становится заметным на глубинах более 1000 м. Время пребывания взвешенного ОВ в океане оценивается в 10—25 лет [46]. В мелководных эпиконтинентальных морских бассейнах оно, видимо, намного меньше. Дна океана достигает, в соответствии с расчетами Е. А. Романкевича, в среднем 5—15 % от первичной биопродукции, в некоторых районах с высокой биопродуктивностью намного больше, например, на шельфе Перу — 11—35 %. Видимо, не менее 30—40 % взвешенного органического вещества достигает дна и в мелководных эпиконтинентальных морских бассейнах.

Часть органического вещества в составе оседающей взвеси представлена плазмой живого вещества. Клетки диатомовых водорослей с неповрежденными хроматофорами встречаются, например, до глубины более 1000 м. Большая часть ОВ взвеси представлена агрегатами органических веществ. По мнению Е. А. Романкевича, вклад крупных частичек ОВ, поступающих в осадок, недооценивается. Кроме частичек ОВ в составе оседающей взвеси определенная часть органического вещества находится в связанном состоянии с кремнистым и карбонатным веществом раковин, а также с терригенным осадочным материалом и в значительно меньшей степени поддается разложению.

В составе органического вещества оседающей взвеси присутствуют живые организмы и продукты их разложения, в которых концентрация урана в результате прижизненного биохимического накопления значительно (в сотни раз) возрастает относительно его концентрации в воде. По данным Ю. В. Кузнецова и др. [25], концентрация урана во взвеси из приповерхностного слоя воды равна $(0,1 \div 2,1) \cdot 10^{-4} \%$, т. е. коэффициент накопления урана взвесью, по сравнению с водой, составляет от 30 до 700.

Ю. В. Кузнецовым и др. [25] при изучении взвесей установлено, что корреляция между ураном и большинством ее макрокомпонентов отсутствует. Коэффициент корреляции между концентрацией урана и терригенных компонентов составляет 0,1. Не обнаружено зависимости урана и $C_{орг}$ ($r=0,1$); для $U-SiO_2$ $r=-0,3$, для $U-P=0,1$. Единственным компонентом, имеющим корреляцию с ураном, оказался $CaCO_3$ (для $U-CaCO_3$ $r=0,5$).

Надо отметить, что в органической геохимии приходится обычно иметь дело с достаточно неоднородным материалом и на высокие коэффициенты корреляции рассчитывать часто не приходится. Тем более что в данном случае взвеси были явно неоднородны и собраны из различных пунктов Индийского океана, Красного и Средиземного морей [25]. Поэтому мы применили другую методику анализа этого материала, значительно осреднив

экспериментальные данные по методу скользящего среднего, и получили вполне четкие результаты.

Имеется несомненная прямая зависимость концентрации урана от $C_{орг}$ в составе взвеси (рис. 14). При возрастании концентрации $C_{орг}$ от 3 до 14 % концентрация урана увеличивается от $0,4 \cdot 10^{-4}$ до $1,2 \cdot 10^{-4}$ %. Одновременно установлено, что при снижении концентрации $C_{орг}$ в составе взвеси значительно возрастает отношение $U/C_{орг}$ от $(0,05 \div 0,06) \cdot 10^{-4}$ до $0,14 \cdot 10^{-4}$ (рис. 14). Аналогичным образом по усредненным данным мы установили связи между $C_{орг}$ и другими компонентами взвеси (рис. 15).

Оказалось, что проявляется вполне четкая прямая зависимость концентрации U от $C_{орг}$; при росте $C_{орг}$ в 4 раза концентрация урана возрастает в 3,5 раза, а железа — в 4 раза (рис. 15). Таким образом, совершенно несомненно, что уран и железо во взвеси накапливаются в ОВ. Установлена более слабая зависимость содержания во взвеси $CaCO_3$ и SiO_2 от концентрации $C_{орг}$. При росте $C_{орг}$ в 4 раза концентрация $CaCO_3$ возрастает примерно в 2,3, а SiO_2 в 2,1 раза (рис. 15). По всей вероятности, эта зависимость свидетельствует о том, что чем больше во взвеси раковин фитопланктона, тем больше в ней и органического вещества, поскольку оно частично содержится в них в виде плазмы, а частично в виде органо-минеральной формы. Количество терригенных компонентов во взвеси изменяется в довольно узких пределах, но тем не менее видно, что между ними и $C_{орг}$ существует обратная зависимость. Терригенные компоненты, таким образом, лишь разбавляют органическое вещество взвеси.

Рассмотрены нами также непосредственные связи между ураном и $C_{орг}$, $CaCO_3$, Fe, SiO_2 и терригенными компонентами взвеси (рис. 16). При повышении концентрации $C_{орг}$ в 4,5 раза концентрация урана возрастает в 4 раза, прямая зависимость между ними несомненна. Однако при росте концентрации железа в 6,5 раз содержание урана возрастает всего в 2 раза (рис. 16). Из этого можно заключить, что с железом уран связан значительно более слабо, чем с ОВ. Действительно, имеется прямая связь U с $CaCO_3$, как это было ранее показано Ю. В. Кузнецовым [25]. Она вполне понятна, поскольку уран накапливается как в минеральном веществе раковин, так и в заключенном в них ОВ. Связь между U и SiO_2 обратная, с кремневыми раковинами планктона он не связан, наоборот SiO_2 оказывает разбавляющий эффект на концентрацию урана. То же самое характерно и для терригенных компонентов. Небольшое увеличение их концентрации во взвеси (в 1,5 раза) приводит к снижению концентрации урана (рис. 16).

Таким образом, резко преобладающая часть урана во взвеси явно связана с ее органическим веществом, которое находится как в свободном состоянии, так частично и в связанном состоянии в карбонатных скелетных образованиях организмов.

Вернемся к рассмотрению рис. 14, характеризующего связь между $C_{орг}$, ураном и отношением $U/C_{орг}$. Максимальная кон-

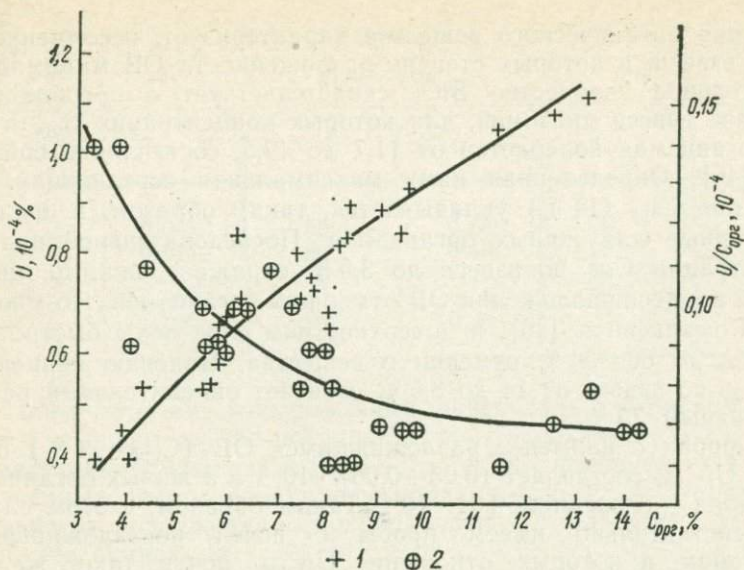


Рис. 14. Зависимость концентрации урана и отношения $U/C_{орг}$ от содержания органического вещества в океанической взвеси, по данным Г. Н. Батурина [4].
1 — концентрация урана; 2 — отношение $U/C_{орг}$.

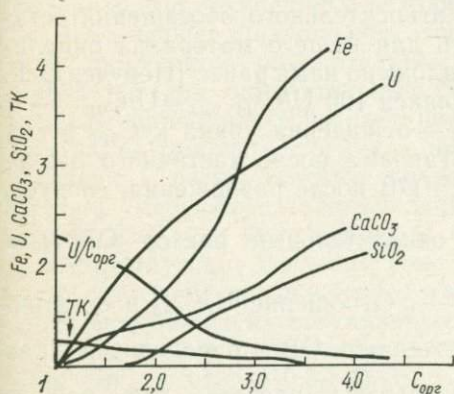


Рис. 15. Зависимость U, Fe, $CaCO_3$, SiO_2 , терригенных компонентов (TK) и отношения $U/C_{орг}$ от $C_{орг}$ в океанической взвеси, по данным Г. Н. Батурина [4].

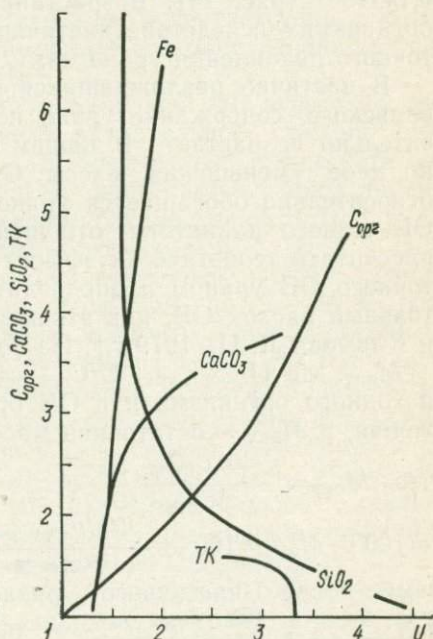


Рис. 16. Зависимость урана в океанической взвеси от $C_{орг}$, Fe, $CaCO_3$, SiO_2 и терригенных компонентов (TK) в ней, по данным Г. Н. Батурина [4].

центрация органического вещества характеризует, несомненно, те пробы взвеси, в которых степень разложенности ОВ минимальна. Значительное количество SiO_2 свидетельствует о преобладании в составе взвеси диатомей, для которых концентрация $C_{\text{орг}}$ в живых организмах колеблется от 11,7 до 49,5, составляя в среднем 24 % [46]. Определенная нами максимальная осредненная концентрация $C_{\text{орг}}$ (14 %) укладывается, таким образом, в пределы, характерные для живых организмов. Последовательное падение концентрации $C_{\text{орг}}$ во взвеси до 3,5 % отражает, видимо, интенсивный процесс разложения ОВ отмерших организмов. По мнению Е. А. Романкевича [46], в поверхностном слое воды быстро разлагается до 80—90 % отмершего вещества. Падению концентрации $C_{\text{орг}}$ во взвеси от 14 до 3,5 % отвечает окислительный расход ОВ, равный 75 %.

В пробах с наименее разложившимся ОВ ($C_{\text{орг}}=14\%$) отношение $U/C_{\text{орг}}$ составляет $(0,05 \div 0,06) \cdot 10^{-4}$, а в живых организмах планктона — в среднем $0,04 \cdot 10^{-4}$. Таким образом, в этом случае мы действительно имеем пробы с почти неразложившимся планктоном, в которых отношение $U/C_{\text{орг}}$ почти такое же, как в живых организмах. При разложении ОВ и уменьшении концентрации $C_{\text{орг}}$ отношение $U/C_{\text{орг}}$ последовательно возрастает до $0,14 \cdot 10^{-4}$ (рис. 14). Возрастание отношения $U/C_{\text{орг}}$ в отмерших организмах вследствие частичной потери ими массы ОВ и остаточного накопления урана нами уже отмечалось.

В частично разложившихся водорослях, по данным В. В. Ковальского, содержание урана не уменьшается, а, наоборот, относительно возрастает. В нашем случае происходит то же самое: по мере уменьшения массы ОВ ($C_{\text{орг}}$) остаточное ОВ взвеси относительно обогащается ураном. Если принять, что в исходном ОВ живого планктона отношение $U/C_{\text{орг}}=0,04 \cdot 10^{-4}$, то можно рассчитать теоретически эффект относительного обогащения остаточного ОВ ураном и определить для нашего материала окислительный расход ОВ, как это предложено нами ранее [Неручев С. Г. и Климова Л. И., 1979 г.]. Из баланса $100 U/C_{\text{орг. исх}} = U/C_{\text{орг. ост}} \times M_{\text{ост}}$, где $U/C_{\text{орг. исх}}$, $U/C_{\text{орг. ост}}$ — отношения урана к $C_{\text{орг}}$ в ОВ исходного организма и в ОВ организма после частичного разложения, а $M_{\text{ост}}$ — остаточная масса ОВ после разложения, следует,

что $M_{\text{ост}} = \frac{100 U/C_{\text{орг. исх}}}{U/C_{\text{орг. ост}}}$, а окислительный расход ОВ $R_0 = 100 - M_{\text{ост}} = 100 - \frac{100 U/C_{\text{орг. исх}}}{U/C_{\text{орг. ост}}}$. Отношение $U/C_{\text{орг}}$ в остаточном после частичного разложения ОВ определится как $U/C_{\text{орг. ост}} = \frac{100 U/C_{\text{орг. исх}}}{M_{\text{ост}}}$. Результаты расчета для нашего случая ($U/C_{\text{орг. исх}}=0,04 \cdot 10^{-4}$) приведены в табл. 2.

Как видим, минимальный окислительный расход ОВ во взвеси при отношении $U/C_{\text{орг}}=(0,05 \div 0,06) \cdot 10^{-4}$ составляет около 20—33 %, а максимальный при отношении $U/C_{\text{орг}}=0,14 \cdot 10^{-4}$ — 71,5 %.

Таблица 2

Расчет $U/C_{орг}$

R, %	$U/C_{орг}, 10^{-4}$	R, %	$U/C_{орг}, 10^{-4}$	R, %	$U/C_{орг}, 10^{-4}$
0	0,040	50	0,08	95	0,80
10	0,044	60	0,10	98	2,0
20	0,05	70	0,13	99	4,0
30	0,057	80	0,20	99,5	8,0
40	0,066	90	0,40		

Таким образом, максимальный окислительный расход OB во взвеси в нашем случае по падению $C_{орг}$ оценивается в 75 %, а по возрастанию отношения $U/C_{орг}$ — в 71,5 %, причем и та и другая полученные цифры вполне отвечают мнению Е. А. Романкевича о быстром разложении основной части OB планктона сразу же после его отмирания.

Расчетные теоретические данные о возрастании отношения $U/C_{орг}$ в разлагающемся OB взвеси вследствие относительного обогащения его ураном от $0,04 \cdot 10^{-4}$ до $0,13 \cdot 10^{-4}$ (при расходе 70 % OB) хорошо отвечают фактическим, в соответствии с которыми отношение $U/C_{орг}$ в OB взвеси при его окислительном расходе до 70 % возрастает до $0,14 \cdot 10^{-4}$.

Таким образом, при осаждении содержащей OB взвеси на дно бассейна в осадки попадает уже в значительной степени разложившееся OB , отношение $U/C_{орг}$ в котором вследствие остаточного накопления урана значительно повышается, при степени разложения около 70 %, как в нашем случае, до $0,14 \cdot 10^{-4}$, т. е. в 3,5 раза по сравнению с исходными организмами.

Дальнейшее разложение этого OB в верхней пленке осадка при суммарном окислительном расходе OB до 95—99 %, что считается для окислительных фаций явлением вполне обычным, должно приводить к возрастанию отношения $U/C_{орг}$ до $(0,8 \div 4) \times 10^{-4}$. О том, что в осадках при переходе от восстановительных условий к резко окислительным по мере возрастания Eh значительно уменьшается концентрация $C_{орг}$ и сильно возрастает отношение $U/C_{орг}$ в окисляющемся OB , нами уже были приведены соответствующие сведения (рис. 10, 11). Таким образом, дальнейшее окисление органического материала на дне водоема способствует еще большему обогащению остаточного OB ураном.

При концентрации остаточного $C_{орг}$ в осадке 0,5 % и отношении $U/C_{орг}$ около $(0,8 \div 4) \cdot 10^{-4}$ концентрация урана в расчете на осадок будет составлять $(0,4 \div 1 \div 2) \cdot 10^{-4}$ %, а при концентрации $C_{орг} = 1$ % — $(0,8 \div 4) \cdot 10^{-4}$ %. Таким образом, накопление сравнительно низких концентраций OB (до 0,5—1 %) при значительной степени его разложения и высоком окислительном расходе вполне объясняет накопление обычных, кларковых концентраций урана

в осадках. На рис. 9 хорошо видно, что концентрация урана в современных осадках при $C_{орг}=0,5\%$ составляет около $2 \cdot 10^{-4}\%$, а при $C_{орг}=1\%$ — $3 \cdot 10^{-4}\%$.

Таким образом, наблюдающаяся тесная связь между U и $C_{орг}$ и обычные кларковые концентрации урана в осадках вполне объясняются биохимическим прижизненным накоплением урана планктоном, донными водорослями и другими организмами, если учесть проявляющееся еще во взвеси, а затем и в верхней пленке осадка остаточное накопление урана в окисляющемся органическом веществе. Конечно, какая-то доля урана при разложении $ОВ$ снова переходит в воду, о чем можно судить по повышенной его концентрации в иловых растворах. Но эта потеря, по-видимому, сравнительно незначительна и потому не затушевывает основной тенденции относительного обогащения ураном $ОВ$ при его окислении, которая проявляется как в осаждающейся взвеси, так и в самых разнообразных современных и древних ископаемых осадках.

Связь урана с $ОВ$ и накопление кларковых концентраций урана в преобладающем объеме осадков вполне объяснимы с этих позиций и не требуют привлечения каких-либо дополнительных гипотез, обоснованность которых к тому же весьма сомнительна.

Развиваемая нами концепция биохимического накопления урана в осадках совместно с некромой ($ОВ$ отмерших организмов) подтверждает справедливость весьма важного давнего высказывания основоположника геохимии В. И. Вернадского о том, что «для большинства элементов их геохимия обуславливается живым веществом» [Вернадский В. И., 1934 г.].

Поскольку те же самые закономерности относительного обогащения окисляющегося $ОВ$ характерны для P , Mo , V , Ni , Cu и ряда других элементов, связанных с $ОВ$, для нас несомненно, что и их фоссилизация в осадках также в основном обязана рассмотренному биохимическому механизму накопления.

Возможность накопления кларковых концентраций урана и ряда других элементов в резко преобладающей части объема современных и древних ископаемых осадков совместно с продуктами разложения $ОВ$ отмерших организмов не вызывает никакого сомнения.

Однако несомненно прав и В. Е. Свенсон [74], считая, что накопление повышенных концентраций урана в «черных» сланцах с этих позиций необъяснимо. При концентрации $C_{орг}$ до 15—20% окислительный расход $ОВ$ в таких обогащенных $ОВ$ отложениях оценивается обычно не выше 20—30%. При такой степени разложения $ОВ$ отношение $U/C_{орг}$ в бассейне с нормальной концентрацией урана в воде ($3 \cdot 10^{-7}\%$) не может превышать $0,06 \cdot 10^{-4}$. Следовательно, при концентрации $C_{орг}=10\%$ содержание в осадке урана, связанного с $ОВ$, не может быть более $0,6 \cdot 10^{-4}$, а при $C_{орг}=20\%$ — не более $1,2 \cdot 10^{-4}\%$. Фактически, как известно, обогащенные сапропелевым $ОВ$ осадки (до 10—20%) содержат от $n \cdot 10^{-3}$ до $n \cdot 10^{-2}\%$ урана. Накопление таких высоких concentra-

ций урана в осадках совместно с ОВ при низком ($0,06 \cdot 10^{-4}$) отношении $U/C_{орг}$ действительно невозможно.

Но, рассматривая накопление урана организмами, мы уже показали, что концентрация его в ОВ и отношение $U/C_{орг}$ возрастают прямо пропорционально увеличению концентрации урана в водах бассейнов. При возрастании концентрации урана в воде в 10 раз, как это имеет место в оз. Иссык-Куль, отношение $U/C_{орг}$ в исходном ОВ водорослей составляет в среднем $0,7 \cdot 10^{-4}$, а при окислительном расходе $30-40\%$ — $(1,0 \div 1,16) \cdot 10^{-4}$.

При концентрации $C_{орг} = 10\%$ содержание урана в осадках должно составить при этом $(1,0 \div 1,16) \cdot 10^{-3}\%$, а при концентрации $C_{орг} = 20\%$ — $(2 \div 2,3) \cdot 10^{-3}\%$, что и наблюдается фактически в осадках этого озера [22]. Таким образом, при повышенной концентрации урана в воде всего в 10 раз относительно нормы прижизненное биохимическое накопление урана может обуславливать и действительно обуславливает формирование обогащенных ОВ осадков, концентрация урана в которых составляет $(1-2) \cdot 10^{-3}\%$, что вполне характерно для некоторых ископаемых «черных сланцев».

При более высокой концентрации урана в воде отношение $U/C_{орг}$ в исходном ОВ организмов может достигать $3 \cdot 10^{-4} - 2 \cdot 10^{-3}$ (рис. 13), а при степени разложения ОВ, равной 30% , — $4,28 \times 10^{-4} - 2,85 \cdot 10^{-3}$. При накоплении в осадке 10% $C_{орг}$ это должно обусловить концентрацию урана в осадке, равную $3 \cdot 10^{-3} - 20 \cdot 10^{-3}\%$, а при накоплении 20% $C_{орг}$ — $6 \cdot 10^{-3} - 40 \cdot 10^{-3}\%$, что и наблюдается иногда фактически в ископаемых «черных» сланцах, обогащенных ураном. Таким образом, за счет прижизненного биохимического накопления урана планктоном и водорослями в бассейнах с нормальной концентрацией урана в воде могут формироваться осадки с обычными для осадочных пород кларковыми концентрациями урана. Прижизненное биохимическое накопление урана планктоном и водорослями в бассейнах с повышенной концентрацией урана в воде может обуславливать накопление осадка с существенно повышенной концентрацией урана — до $n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}\%$, как во многих богатых ураном сланцах. Это не гипотеза, а положение, которое подтверждается опытом изучения биохимического накопления урана водорослями из вод с повышенной концентрацией урана в природных условиях и лабораторных экспериментах.

На основании этого можно сделать вывод, что на протяжении резко преобладавшей части геологической истории накопление осадочного урана в кларковых концентрациях осуществлялось в бассейнах, концентрация урана в водах которых почти не отличалась от современной. Вместе с тем биохимическое накопление повышенных концентраций урана во время проявления сравнительно кратковременных глобальных эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ, урана и сопровождающих их элементов могло осуществляться только в бассейнах с повышенной концентрацией урана в воде.

Оценка возможной концентрации урана в водах древних бассейнов

В соответствии с концепцией прижизненного биохимического накопления урана фитопланктоном и последующего относительного обогащения ураном отмершего ОВ организмов при его разложении для современного океана отношение $U/C_{орг}$ в планктоногенном ОВ должно возрастать теоретически от $0,04 \cdot 10^{-4}$ в исходных организмах до $4 \cdot 10^{-4}$ при окислительном расходе ОВ, равном 99 %, и до $8 \cdot 10^{-4}$ при расходе, равном 99,5 % (рис. 17). Фактические данные показывают, что в планктоногенном ОВ взвеси океана при окислительном расходе примерно от 20 до 80 % отношение $U/C_{орг}$ возрастает от $0,05 \cdot 10^{-4}$ до $0,14 \cdot 10^{-4}$. Как видим (рис. 17), на совпадающем участке теоретическая расчетная и фактическая кривые, отражающие относительное обогащение окисляющегося ОВ ураном, почти идеально соответствуют друг другу. Поэтому, располагая экспериментальными данными об исходных значениях отношений $U/C_{орг}$ для ОВ живых организмов в бассейнах с различной концентрацией урана в водах, можно рассчитать эталонные кривые относительного обогащения ураном ОВ при его окислении в зависимости от расхода ОВ. Такие расчетные теоретические кривые для нормальной, 10-, 100-, 500- и 1000-кратной концентрации урана в воде приведены на рис. 18, а.

Для условий нормальной концентрации урана в воде ($3 \cdot 10^{-7}$ %) кривая 1 характеризуется крайне медленным возрастанием отношения $U/C_{орг}$ — от $0,04 \cdot 10^{-4}$ до $0,4 \cdot 10^{-4}$ при окислительном расходе ОВ до 90 % от исходной массы. Лишь при расходе ОВ от 98 до 99,5 % отношение $U/C_{орг}$ быстро достигает больших значений — до $(2 \div 8) \cdot 10^{-4}$.

В условиях 10-кратного обогащения воды ураном, как это имеет место в оз. Иссык-Куль (кривая 10), отношение $U/C_{орг}$ в исходном ОВ не может быть ниже $0,4 \cdot 10^{-4}$ и возрастает при окислительном расходе 80 % до $2 \cdot 10^{-4}$, при расходе 90 % — до $4 \cdot 10^{-4}$, а затем весьма быстро до $20 \cdot 10^{-4}$ при расходе 98 % ОВ.

При 100-кратном обогащении отношении $U/C_{орг}$ возрастает на более высоком уровне, сначала сравнительно медленно от $3 \cdot 10^{-4}$ до $10 \cdot 10^{-4}$ при расходе ОВ до 70 %, а затем весьма быстро и достигает $22 \cdot 10^{-4}$ при расходе 85 % и $30 \cdot 10^{-4}$ при расходе 90 %.

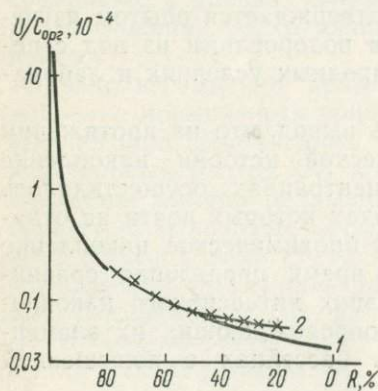


Рис. 17. Соотношение теоретической расчетной (1) и фактической (2) кривых относительного накопления U в окисляющемся органическом веществе.

R — окислительный расход ОВ, %.

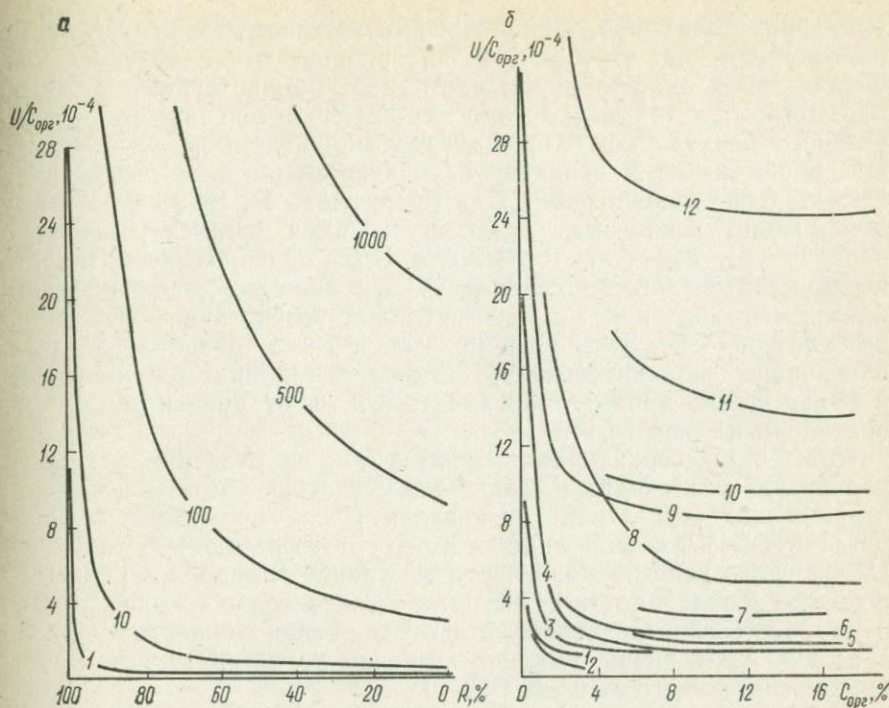


Рис. 18. Расчетные (а) и фактические (б) отношения $U/C_{орг}$ для бассейнов с различной концентрацией урана в воде.

1—11 — осадки: 1 — современные морские, 2 — юрские, 3 — доманковские, 4 — кумские, 5 — верхнеурские (волжские), 6 — верхнеурские (баженовские), 7 — рифейские, 8 — чаттанугские, 9 — ордовикские, 10 — олигоценовые, 11 — кембрийские; 12 — сланцы Сент-Ипполит.

Еще более быстро и круто поднимаются расчетные кривые отношений $U/C_{орг}$ для 500- и 1000-кратного обогащения воды ураном (рис. 18).

Если бы в каждом случае можно было определить полный окислительный расход $ОВ$, фоссилизованного в осадке, то по нанесенному на рис. 18 фактическому значению отношения $U/C_{орг}$ с учетом положения эталонных кривых легко было бы определить концентрацию урана в воде древнего бассейна седиментации. Однако проблема определения полного окислительного расхода $ОВ$ не проста. Существует общеизвестный способ определения лишь анаэробного окислительного расхода $ОВ$, предложенный Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон [1955 г.]. Для определения расхода $ОВ$ на аэробной стадии окисления, значительно большего по масштабу, до последнего времени ни одного метода не было предложено.

Исключением является лишь наша работа [Неручев С. Г., Климова Л. И., 1979 г.], в которой суммарный окислительный расход $ОВ$ определяется по отношению $U/C_{орг}$, возрастание кото-

рого происходит пропорционально суммарному окислительному расходу OB на аэробной и анаэробной стадиях окисления. О суммарном окислительном расходе OB можно судить также по параметрам, которые косвенно отражают интенсивность окислительного расхода OB . Хорошо известно, например, что степень окисленности OB в осадках увеличивается по мере возрастания Eh и падения концентрации $C_{орг}$ [Неручев С. Г., 1969 г.]. Поэтому для древних ископаемых осадков, не имея прямых данных по расходу OB , изменение отношения $U/C_{орг}$ можно рассматривать на фоне изменения концентрации $C_{орг}$, вполне обоснованно принимая, что снижению $C_{орг}$ соответствует возрастание окислительных потерь OB . Для современных и ряда древних осадков, в основном эпох интенсивного накопления планктоногенного OB и урана, такие кривые зависимости $U/C_{орг}$ от концентрации $C_{орг}$ приведены на рис. 18, б.

Как видим, серия кривых, построенных по экспериментальным данным, весьма сходна с серией теоретических расчетных кривых, отражающих возрастание отношений $U/C_{орг}$ при окислительном расходе OB . Различие лишь в том, что возрастание отношений $U/C_{орг}$ для разных концентраций урана в воде на рис. 18, а показано в зависимости от истинного окислительного расхода OB , а на рис. 18, б — в зависимости от снижения концентраций $C_{орг}$ в осадке, уменьшение которых косвенно характеризует возрастание окислительного расхода OB .

Кривые 1 (для современных осадков) и 2 (для юрских осадков) с кларковыми концентрациями U и OB и минимальными отношениями $U/C_{орг}$ наиболее сходны с теоретической кривой 1 рис. 18, а, характеризующей возрастание отношения $U/C_{орг}$ в окисляющемся OB для бассейна с нормальной концентрацией урана в воде ($3 \cdot 10^{-7} \%$). Теоретически при расходе от 90 до 99 % отношение $U/C_{орг}$ должно возрастать от $0,4 \cdot 10^{-4}$ до $4 \cdot 10^{-4}$; для современных и юрских осадков (кривые 1, 2) при снижении концентрации $C_{орг}$ от 2,5 до 0,2—0,1 % оно возрастает от $(0,4 \div 1) \cdot 10^{-4}$ до $(3 \div 4) \cdot 10^{-4}$. Следовательно, современные (голоценовые) и юрские осадки с кларковыми концентрациями OB и урана явно накапливались в бассейнах с нормальной концентрацией урана в воде.

Для обогащенных OB и ураном отложений верхнедевонской доманиковой (3), эоценовой кумской (4), верхнеюрской волжской (5) и верхнеюрской баженовской (6) свит (рис. 18, б) при максимальных концентрациях $C_{орг}$ (т. е. в условиях минимального окислительного расхода OB) отношения $U/C_{орг}$ составляют не менее $(1 \div 2) \cdot 10^{-4}$. При значительном снижении концентрации $C_{орг}$ от 18—15 до 3—4 %, т. е. при довольно существенном росте окислительного расхода OB , отношения $U/C_{орг}$ возрастают незначительно, как и на теоретических кривых 1 и 10 (рис. 18, а) при росте расхода OB до 85—90 %. Однако при дальнейшем снижении $C_{орг}$ от 2 до 0,5—0,2 % отношения $U/C_{орг}$ в этих отложениях резко и быстро возрастают до $(10 \div 20) \cdot 10^{-4}$, как и на теоретических

кривых при расходе ОВ более 90%. Вертикальными участками кривых пользоваться затруднительно, это может привести к ошибкам. Но положение горизонтальных ветвей кривых $U/C_{орг}$ вполне надежно. Судя по отношению $U/C_{орг} = (1 \div 2) \cdot 10^{-4}$, на этих участках кривых концентрация урана в наименее окисленных разностях ОВ значительно больше, чем в бассейнах с 10-кратной, и меньше, чем в бассейнах со 100-кратной концентрацией урана в воде.

Следовательно, можно заключить, что концентрация урана в водах позднедевонского доманиковского, эоценового кумского, позднеюрского волжского и позднеюрского баженовского бассейнов была в $n \cdot 10$ раз выше нормальной.

Аналогичным образом, сравнивая экспериментальные (рис. 18, б) и теоретические кривые (рис. 18, а), можно утверждать по отношениям $U/C_{орг}$ на горизонтальных ветвях кривых, что накопление планктоногенного ОВ, обогащенного ураном, происходило в рифейском и позднедевонском чаттанугском бассейнах при повышенной концентрации урана в воде — от 100- до 500-кратной.

Соответственно накопление обогащенных ОВ и ураном осадков олигоцена (10) и кембрия (11) происходило, вероятно, при повышении концентрации урана в воде от 500 до 1000 раз выше нормы, а сланцев Сент-Ипполит при повышении концентрации урана более чем в 1000 раз.

Столь высокие значения отношений $U/C_{орг}$ в этих отложениях связаны с повышением концентрации урана в водах бассейнов. Это подтверждается данными Г. Н. Батурина о прямой зависимости максимальных отношений $U/C_{орг}$ от концентрации урана в водах современных бассейнов [4]. При увеличении концентрации урана в водах современных бассейнов в 23—38 раз (от $1,3 \cdot 10^{-7}$ до $35 \cdot 10^{-6}$ %) отношения $U/C_{орг}$ возрастают в 4,5 раза от $2 \cdot 10^{-4}$ до $(8 \div 9) \cdot 10^{-4}$. Сопоставление расчетных кривых с аналогичными эмпирическими кривыми зависимости $U/C_{орг} - C_{орг}$ дает возможность, таким образом, приближенно оценивать концентрацию урана в водах древних седиментационных бассейнов.

К решению этого вопроса можно подойти и несколько другим образом, если учитывать минимальные отношения $U/C_{орг}$ в наиболее концентрированных и в то же самое время наименее окисленных разностях ОВ, для которых отношения $U/C_{орг}$ наиболее близки свойственным для исходных планктонных организмов. Например, для максимальных концентраций $C_{орг}$ кумской свиты эоцена (6—10 %) отношение $U/C_{орг}$ составляет в среднем $0,87 \cdot 10^{-4}$; для доманиковой ($C_{орг} = 10 \div 33$ %) — $0,90 \cdot 10^{-4}$ и для ордовикских диктионемовых сланцев ($C_{орг} = 10 \div 15$ %) — $5,5 \cdot 10^{-4}$. Если учесть, что степень разложенности ОВ в этих случаях, очевидно, не превышает 30 % (диагенетические потери ОВ оцениваются для этих объектов обычно не более 10—20 %), то отношение $U/C_{орг}$ в ОВ исходных организмов планктона кумской свиты может быть принято не менее $0,61 \cdot 10^{-4}$, в доманиковой — $0,63 \cdot 10^{-4}$ и в диктионемовых отложениях $3,8 \cdot 10^{-4}$. В соответствии с этим

концентрация урана в воде в кумском бассейне могла превышать нормальную не более чем в 10—12 раз, в доманиковом — в 10—15 и в ордовикском — в 130—140 раз.

На основании имеющихся материалов можно утверждать, таким образом, что большая часть геологического времени, как и современная эпоха, характеризовалась нормальной концентрацией урана в водах седиментационных бассейнов (около $3 \cdot 10^{-7} \%$), что обуславливало накопление осадков с кларковыми концентрациями ОВ и урана при низких значениях отношения $U/C_{орг}$. Вместе с тем в эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и ряда других металлов концентрация урана в водах многих очень крупных морских бассейнов в различных районах Земли синхронно и значительно повышалась — в несколько десятков, а то и сотен и тысяч раз по сравнению с нормой.

Вполне возможно, что повышение концентрации урана и других сопровождавших его элементов, особенно значительное в эти эпохи в отдельных морских бассейнах, ощущалось в какой-то мере и в целом в водах Мирового океана. Об этом свидетельствует широкое развитие значительно обогащенных планктоногенным ОВ и ураном осадков юрского, мелового и более молодого возраста не только в пределах континентов, но и в океанах.

Это находит хорошее подтверждение в последних работах Л. Альвареса [1980 г.] и других американских авторов. Так, например, в осадках выделяемой нами позднемеловой эпохи интенсивного накопления урана и планктоногенного ОВ геохимическая аномалия установлена во всех изученных разрезах в самых разных районах мира — на севере и юге Европы, в Новой Зеландии, Австралии, Северной Америке. Пограничный слой между мелом и палеогеном даже в тех районах, где не происходило интенсивного накопления ОВ, фиксирующего металлы, а отлагались карбонатные осадки, характеризуется незначительным, но резким повышением концентрации U, Mo, V, Cr, Ni и редкоземельных элементов и повсеместным интенсивным (в 30—160 раз) повышением концентрации иридия. Таким образом, резкое изменение геохимических условий среды на границе мела и палеогена имело несомненно глобальный характер.

Предполагаемые источники поступления урана и сопровождающих его элементов в бассейны

Приведенные в предыдущем разделе геохимические материалы и соображения свидетельствуют о том, что в эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ одновременно в водах многих крупных морских бассейнов, а возможно, и Мирового океана в целом, значительно повышалась концентрация урана и ряда сопровождавших его элементов. Ранее нас к этому выводу пришел М. Н. Альтгаузен [2], хотя каких-либо особых доказательств, помимо интенсивного накопления урана и сопутствующих ему

элементов в эти эпохи, не приводил. Предположение о возможных колебаниях концентрации урана в водах океана в течение последних 200 тыс. лет высказывал Ф. Косци [1957 г.]. В. С. Кролл [67] на основании избытка ^{230}Th в осадках океана относительно его концентрации в воде пришел к выводу о возможности существования более высоких концентраций урана в водах океана позднечетвертичной эпохи. О значительно повышавшейся в юрском морском бассейне Западной Европы концентрации урана, вызывавшей патогенные и мутагенные явления у ряда организмов, высказался Р. Лаутербах [27]. Таким образом, хотя точка зрения о периодически повышавшейся концентрации урана в водах бассейнов не является общепринятой, она разделяется не только нами, но и другими исследователями.

Вопрос об источниках более интенсивного, чем в другие эпохи, поступления урана во многие эпиконтинентальные моря в различных районах мира, а также в океан нельзя считать достаточно ясным. Наиболее распространенной является точка зрения, в соответствии с которой основная масса растворенного урана поступает за счет размыва и выветривания горных пород суши совместно с речным стоком, при весьма скромной оценке глубинных источников.

Однако, как известно, размыв и выветривание горных пород суши с кларковой концентрацией урана обуславливают в современных бассейнах обычную низкую концентрацию урана в водах (близкую к $3 \cdot 10^{-7} \%$) и накопление обычных кларковых концентраций урана в осадках. В современную эпоху лишь при размыве массивов пород с явно повышенной концентрацией урана в водах некоторых небольших бассейнов концентрация урана поднимается на порядок и в них происходит накопление осадков, обогащенных ОВ и ураном, как, например, в оз. Иссык-Куль. Этому способствует засушливый аридный климат; незначительный речной сток при повышенной интенсивности испарения приводит к некоторому повышению концентрации урана в воде. Но такая ситуация возможна лишь как исключение в отдельных небольших по площади районах и не может обуславливать значительное повышение концентрации урана в водах крупных морских бассейнов, а тем более в океане.

Это заставляет предполагать в эпохи интенсивного накопления урана и планктоногенного ОВ значительно более интенсивное, чем в современную эпоху, влияние глубинных источников урана. Ведь в эти эпохи в осадках накапливались астрономические массы урана. Например, только в верхнепермских осадках формации Фосфория Скалистых гор накопилось количество урана, которое при нормальной его концентрации могло бы содержаться не менее чем в 5 объемах Мирового океана [Бушинский Г. П., 1969 г.]. Если учесть и другие районы, где в позднепермскую эпоху в осадках также довольно интенсивно накапливался уран, то окажется, что в позднепермскую эпоху в осадках fossilizировалось количество урана, которое могло бы содержаться не

менее чем в 10 объемах Мирового океана. Аналогичная картина характерна также для части волжского века поздней юры; только в Западной Сибири в осадки в это время выпало совместно с планктоногенным ОВ количество урана, которое эквивалентно половине объема Мирового океана; если оценить суммарное количество урана в синхронных осадках, обогащенных ОВ, то опять-таки окажется, что только за часть волжского века поздней юры в осадки выпало количество урана, которое могло бы содержаться не менее чем в нескольких объемах Мирового океана. В другие, преобладающие по времени эпохи, характеризующиеся отсутствием широкого распространения осадков, обогащенных планктоногенным ОВ и U, темпы накопления осадочного «гидрогенного» урана были значительно ниже.

Проявление глубинных источников поступления урана в ряде морей и океанов известно и в настоящее время. Значительно повышенная концентрация урана установлена в гидротермальных металлоносных осадках рифта Красного моря. Повышенная концентрация урана в осадках фиксируется в центральной части рифтовой зоны Индийского океана и Срединно-Атлантического хребта [4], причем в ряде пунктов она явно связана с проявлением гидротермальной деятельности. О глубинном источнике урана свидетельствует не только приуроченность его повышенных концентраций к рифтовым зонам, но в ряде случаев и изотопный состав, характеризующийся повышенным по сравнению с океанской водой отношением активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (до 1,22). Вклад глубинных источников не только урана, но и других элементов (Fe, Mn, Cu, Ni, Zn) в воды Мирового океана и соответственно в осадки оценивался до последнего времени весьма скромно. Однако сейчас под влиянием новых фактов, полученных при изучении океанов, взгляды на эти явления начинают существенно изменяться. В ряде пунктов Атлантического и Тихого океанов [10] путем прямых наблюдений открыты поднимающиеся высоко над разломами дна «облака» повышенных концентраций Fe, Mn, Cu, Ni, Zn, обусловленные активной гидротермальной деятельностью.

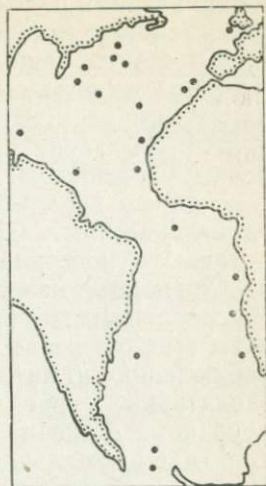
Вполне правомочно предполагать, что в эпохи повышенной активности рифтогенеза проявление гидротермальной деятельности могло иметь значительно большие масштабы и обуславливать поступление значительных масс ряда растворенных металлов, в том числе и урана, тяготение повышенных концентраций которого к рифтам фиксируется и в настоящее время.

Большая часть установленных эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ, урана и обычно сопровождающих его элементов приурочена по времени к фазам растяжения земной коры, к этапам активного рифтогенеза, некомпенсированных погружений, высокой сейсмической активности дна бассейнов и довольно интенсивной вулканической деятельности.

Достаточно вспомнить, например, что позднеюрской эпохе широкого распространения осадков, обогащенных планктоноген-

Рис. 19. Схема накопления богатых планктоногенным ОВ верхнеюрских и меловых осадков в Атлантическом океане.

Реконструкция положения материков в середине мелового периода, по А. Н. Храмову [1978 г.].



ным ОВ и ураном, отвечает начало процесса раздвижения континентов и образования Атлантического океана.

Атлантический океан, в котором на значительном протяжении формировались сначала верхнеюрские, а затем и меловые осадки, обогащенные сапропелевым органическим материалом, фосфором и рядом металлов, с позиции мобилизма не имел никакого сходства с современным. Это был большой протяженности, но сравнительно узкий щелевидный бассейн, образовавшийся по Срединно-Атлантическому рифту, по которому проявлялась несоизмеримо более активная, чем сейчас, вулканическая и гидротермальная деятельность (рис. 19).

По всеобщему мнению специалистов, изучавших во многих районах обогащенные сапропелевым ОВ и ураном осадки типа доманика, кумской или баженовской свит, все они образовались в условиях режима некомпенсированных погружений. По существу, все такого рода отложения характеризуются довольно сильной окремненностью и в ряде случаев полностью отвечают представлениям Н. С. Шатского об отдаленно-вулканогенных кремнистых формациях.

Многие исследователи, изучавшие обогащенные сапропелевым ОВ и металлами осадки [56], отмечают, что как перед их отложением, так и во время их накопления происходила интенсивная вулканическая деятельность. Особенно значительные ее проявления фиксируются, естественно, в геосинклинальных областях, но довольно широко развиты также и на платформах. Так, например, накопление доманикоидных отложений верхнего девона в Припятской впадине сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью с проявлением щелочных, ультращелочных и базальтоидных вулканитов [Керзун В. П., 1974]. Во многих отложениях такого типа встречается в той или иной мере измененный пирокластический материал, бентониты (кумская свита, горючие сланцы надсолевого девона Припятской впадины, ордовикские сланценозные отложения Эстонии, сланцы Грин-Ривер и т. п.). Интенсивное накопление планктоногенного ОВ, обогащенного фосфором, ураном и другими металлами, сопровождалось в ряде случаев, как, например, озерных сланцев Грин-Ривер, отложением даусонита и нахколита. Современными аналогами этих озер являются содовые озера Магади, Натрон, Катве в зоне Восточно-

Африканского рифта, на дне которых действуют щелочные гидротермальные источники, выносящие в озера большое количество CO_2 и других веществ. В этих условиях воздействие эндогенных флюидов на образование осадков, обогащенных сапропелевым ОВ и другими элементами, совершенно несомненно. В оз. Киву, например, выявлена прямая зависимость между отложением сапропеля и усилением гидротермальной деятельности.

Нашими исследованиями во многих отложениях, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими металлами, а также в подстилающих их осадках, установлено широкое распространение интенсивных подводно-оползневых деформаций, обусловленных высокой сейсмической активностью перед накоплением этих осадков и во время его. Эта особенность с учетом наших наблюдений и литературных данных представляется одной из характерных черт осадков, обогащенных планктоногенным ОВ и ураном. Даже при отсутствии прямых проявлений вулканизма или гидротермальной деятельности на дне бассейнов, в которых происходило интенсивное накопление планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других металлов, высокая сейсмическая активность дна бассейнов в эти эпохи является несомненным свидетельством значительного влияния глубинных факторов. В этой связи большой интерес представляет недавно открытое явление изменения состава подземных вод при землетрясениях [9]. В периоды, предшествующие землетрясениям, а также в процессе землетрясения в подземных водах эпицентральной зоны возрастает концентрация радона, гелия, аргона, соединений фтора, урана и изменяется их изотопный состав. Повышение отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ служит надежным индикатором связи поднимающихся подземных вод с разломами земной коры.

В свете этого широко распространенные следы высокой сейсмической активности в богатых планктоногенным ОВ осадках и обогащенность их ураном и другими металлами представляются вполне закономерным явлением. Вынос огромных количеств фосфора, CO_2 , урана и других металлов с эндогенными флюидами в бассейны вызывал в эпохи высокой сейсмической активности ответную реакцию биосферы, проявлявшуюся вспышкой в развитии планктона, в основном наиболее радиорезистентных сине-зеленых водорослей.

Таким образом, проявление вулканизма и высокой сейсмической активности в эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, совпадение во времени этих эпох с периодами интенсивного рифтогенеза, территориальное тяготение таких осадков к рифтовым зонам, отложение совместно с ОВ огромных масс фосфора, урана и других тяжелых металлов, необъяснимое с обычных позиций за счет речного стока,— все это вместе взятое позволяет предполагать, что основным источником урана и сопровождающих его элементов были эндогенные гидротермальные растворы.

**ВЛИЯНИЕ УРАНА И ПОВЫШЕННОЙ
РАДИОАКТИВНОСТИ СРЕДЫ НА ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР
В ЭПОХИ ИНТЕНСИВНОГО НАКОПЛЕНИЯ УРАНА
И ПЛАНКТОНОГЕННОГО ОБ**

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ
И ПРИРОДНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ О ВОЗДЕЙСТВИИ РАДИАЦИИ
И УРАНОВОГО ОТРАВЛЕНИЯ НА ОРГАНИЗМЫ**

Эффект воздействия радиации на организмы в настоящее время общеизвестен. Имеются обширные материалы, характеризующие воздействие на организмы интенсивных облучений в зонах взрыва атомных и водородных бомб, при выпадении радиоактивных осадков, при экспериментальном облучении организмов. Накоплен большой экспериментальный материал по определению летальных и полумлетальных доз облучения для различных групп организмов. Ведутся обширные исследования радиобиологов о влиянии радиоактивных веществ, поступающих в биосферу при атомных взрывах и из различных промышленных установок. Однако почти все эти исследования характеризуют воздействие на организмы искусственных радиоактивных изотопов (^{14}C , ^{32}P , ^{35}S , ^{54}Mn , ^{59}Fe , ^{60}Co , ^{89}Sr , ^{90}Sr , ^{65}Zn , ^{90}Y , ^{91}Y , ^{95}Zr , ^{95}Nb , ^{106}Ru , ^{137}Cs , ^{144}Ce , ^{185}W , ^{110}Ag), поступающих в биосферу в связи с быстро расширяющимся использованием атомной энергии.

Значительно меньше наблюдений имеется о действии на организмы естественных радиоактивных веществ и прежде всего урана и продуктов его деления как в экспериментальных условиях, так и особенно в природной среде обитания. К тому же все существующие материалы характеризуют результаты довольно краткосрочных наблюдений над отдельными организмами или небольшими их группами. И только сравнительно недавно начаты систематические радиозкологические исследования, целью которых является изучение взаимодействия радионуклидов с системой всех организмов биосферы.

**Источники повышенной радиоактивности среды
и характер их воздействия на биосферу**

Условия изучаемых нами периодических эпох заражения биосферы ураном и продуктами его деления значительно отличались от современных. На организмы в эти эпохи воздействовали не искусственные радиоактивные изотопы, а в основном уран и дочерние продукты его деления. Уран в природной среде представлен тремя изотопами: ^{238}U (99,285 %) с периодом полураспада $4,5 \cdot 10^9$ лет, ^{235}U (0,710 %) с периодом полураспада $7,13 \cdot 10^8$ лет

и ^{234}U (0,005 %) с периодом полураспада $2,48 \cdot 10^5$ лет. Все эти изотопы урана радиоактивны, причем в естественной смеси изотопов на долю ^{235}U приходится 2,2 % α -активности, а на ^{238}U и ^{234}U — поровну (48,9 %), в сумме 97,8 %. ^{238}U в процессе распада дает ряд радиоактивных элементов. Из них U I , U II , U o , Ra , Rn , Ra A , $\text{Ra C}'$, Ra F распадаются с испусканием α -частиц; Ra B , Ra C , UX , UX_2 , Ra D , Ra E испускают β -частицы; Ra B , Ra C и $\text{Ra C}'$ определяют в основном γ -излучение. Воздействие на организмы в среде, зараженной ураном, определяется, таким образом, α -, β - и γ -излучением. Помимо того, уран является химическим элементом, обладающим ярко выраженными токсическими свойствами. В экспериментах установлено, что влияние урана в начале поступления в организм сводится в основном к токсическому эффекту, в дальнейшем проявляется также и его радиационное воздействие.

Совместно с ураном в эпохи повышенной радиоактивности в среде обитания повышалось также содержание ряда других элементов — V , Mo , Ni , Cu , Ag , B , Pb , As и редких земель, которые также могли проявлять токсический и мутагенный эффект. В. В. Ковальским [20, 21] определены верхние пороговые концентрации для ряда химических элементов в почвах, превышение которых оказывает ощутимое воздействие на организмы. Они составляют (%) для $\text{Co} — 3 \cdot 10^{-3}$, $\text{Cu} — 6 \cdot 10^{-3}$, $\text{Zn} — 7 \cdot 10^{-3}$, $\text{Mo} — 4 \cdot 10^{-4}$, $\text{B} — 3 \cdot 10^{-3}$, $\text{Sr} — 6 \cdot 10^{-2}$ и $\text{Se} — (1-4) \cdot 10^{-4}$.

Реакция организмов на избыток (как и на недостаток) химических элементов может выражаться в морфологической, анатомической, физиологической изменчивости и в появлении у них эндемических заболеваний.

У микроорганизмов в условиях высокого содержания в среде обитания бора, урана, меди и некоторых других элементов наблюдается образование мутантных форм, которые могут хорошо развиваться в этих условиях. Концентрация этих элементов в осадках эпох ураноаккумуляции нередко значительно превышает верхний порог, установленный В. В. Ковальским [20, 21], следовательно, воздействие их на фауну и флору бентоса в рассматриваемые эпохи было несомненным.

В изучаемые нами эпохи радиоактивности концентрация урана в огромных морских бассейнах на поверхности Земли, а возможно, и в Мировом океане в целом повышалась в несколько десятков, сотен, а может быть даже тысяч раз выше нормы, как это показано в гл. III. Соответственно возрастанию концентрации урана в среде обитания эти эпохи характеризовались, следовательно, в несколько десятков, сотен, а то и тысяч раз большим радиоактивным фоном, воздействовавшим одновременно на всю совокупность организмов биосферы.

Помимо радиоактивных излучений, обусловленных значительно повышенной концентрацией урана в среде обитания, в протерозое, как теперь стало известно, в ряде районов мира действовали естественные ядерные реакторы на медленных нейтронах, в которых осуществлялась цепная реакция распада ^{235}U . Ничем не

защищенные от среды обитания, эти реакторы были источниками интенсивного и длительного облучения организмов в ряде районов Земли.

Протяженность по времени большей части древних эпох интенсивного накопления урана и заражения биосферы составляла не менее нескольких миллионов лет, реже несколько сотен тысяч лет и не менее нескольких тысяч лет, как, например, в голоцене. Современный же опыт радиобиологических наблюдений составляет всего около 30 лет, а систематических радиозоологических исследований и того меньше.

Как видим, древние эпохи повышенной радиоактивности в истории Земли отличались весьма высокой концентрацией урана и продуктов его деления в среде обитания; большой продолжительностью по времени (до нескольких миллионов лет) и воздействием интенсивного радиационного фона одновременно на весьма крупные зоны биосферы или на биосферу в целом.

Современные радиобиологические наблюдения характеризуют в основном воздействие малых доз искусственных радиоактивных изотопов на организмы; влияние интенсивных излучений оценивается только на небольших группах организмов и к тому же в несравнимо короткие моменты времени.

Все это свидетельствует о том, что накопленные в радиобиологии и радиационной генетике материалы, сделанные обобщения и сформулированные законы могут и должны использоваться в приложении к исследованию древних эпох высокой радиоактивности, но с некоторой осторожностью. Главные отличия заключаются, конечно, в несоизмеримо большей продолжительности времени воздействия радиации на организмы, а также в глобальности воздействия ионизирующих излучений на все без исключения организмы биосферы, хотя интенсивность этого воздействия была в разных районах Земли, вероятно, различной.

Воздействие ионизирующих излучений на организмы

Проблеме воздействия ионизирующих излучений на живые организмы посвящена огромная специальная литература, подробно освещать которую здесь не имеет смысла. Остановимся лишь на самых основных моментах, необходимых для лучшего понимания приводимых далее палеобиологических данных, характеризующих значительные изменения фауны в эпохи интенсивного накопления урана и существенно повышенной радиоактивности в среде обитания.

Общезвестно, что с увеличением дозы облучения все организмы от вирусов и бактерий до млекопитающих испытывают все более губительное воздействие, которое проявляется в угнетении роста, развития, в сокращении продолжительности жизни, уменьшении плодовитости, появлении наследственных аномалий, уродств, в возникновении лучевой болезни, поражении критиче-

ских органов и, наконец, при определенной дозе облучения — в гибели организмов. Радиорезистентность организмов оценивается обычно такими показателями, как полуметальная доза (LD_{50}), при которой погибает 50 % облученной популяции (за определенное время), и летальная доза, при которой гибнет вся популяция (LD_{100}). Эти показатели относительно варьируют в зависимости от вида живых организмов и даже в пределах одного и того же вида (линии, сорта). Отсюда следует, что один и тот же уровень радиации при одновременном воздействии на все организмы биосферы будет вызывать различные реакции у организмов разной систематической принадлежности и разного уровня организации. При этом различные реакции могут проявляться у отдельных организмов даже в пределах самых низких таксонов — родов, видов и даже подвидов.

В общем случае определенный достаточно высокий уровень радиоактивности при заражении среды обитания ураном и продуктами его деления должен вызывать в первую очередь весьма сильные изменения у высших животных — интенсивные мутации и гибель многих из них; затем по сопротивляемости следуют простейшие животные, растительность и, наконец, самые высоко-резистентные простейшие водоросли, особенно сине-зеленые. Сине-зеленые водоросли обладают значительной мутационной изменчивостью при ультрафиолетовом облучении и β -радиации. Г. Кумар [68] в условиях β -радиации получил различных мутантов сине-зеленых водорослей, отличающихся от исходных форм, в том числе выделил мутантов, устойчивых к β -радиации и рентгеновским лучам. По-видимому, именно вследствие высокой радиорезистентности сине-зеленые водоросли оказались первыми поселенцами на тихоокеанских островах после проведения на них взрывов атомных и водородных бомб. Именно поэтому, вероятно, в обогащенных ураном и планктоногенным веществом отложениях древних эпох высокой радиоактивности исходными организмами насыщающего их планктоногенного органического вещества наиболее часто являются примитивные сине-зеленые водоросли и продукты их разложения. Значительное заражение среды обитания радиоактивными веществами, создающими достаточно высокий фон радиоактивности, вызывает в биосфере весьма серьезные изменения: перестройки в структуре сообществ, изменение их биомассы, исчезновение из сообществ наиболее радиочувствительных компонентов биоценозов и переход к доминирующему положению в них наиболее резистентных видов. Общий результат воздействия значительно повышенной радиоактивности на биоценозы состоит в обеднении живых природных комплексов [38, 44].

Известно, что частота мутаций находится в линейной зависимости от дозы облучения [16]. Следовательно, даже самая незначительная доза облучения уже опасна, как возможная причина мутаций, большая часть которых имеет вредные для организма последствия. Даже единичная ионизирующая частица, пролетая через ядро клетки, может разрушить или повредить один ген, что

может вызвать серьезные последствия — нарушения обмена веществ и даже гибель клетки. Малые дозы радиации интересны как нижний предел, ниже которого вредные разрушающие последствия ионизирующего излучения практически уже не выявляются. Однако исходя из опыта радиобиологических исследований, к настоящему времени пришли к выводу, что для любого организма от вирусов и одноклеточных до высшей растительности и млекопитающих существуют такие минимальные параметры облучения, при которых проявляется не вредное, а стимулирующее действие, ускоряющее рост и развитие, увеличение биомассы, повышающее сопротивляемость организмов к неблагоприятным условиям среды [Кузин А. М., 1977 г.]. Доказательство стимулирующего эффекта радиации в малых дозах требует пересмотра правомочности экстраполяции на область малых доз закономерности доза радиации — эффект. Для любых видов организмов может быть выделена область низких доз радиации, которые вызывают не вредные, а даже стимулирующие действия. Для животных эта доза минимальна (3—10 рад), для семян растений — около нескольких сотен рад, а для радиоустойчивых их видов — до 2—4 крад [Кузин А. М., 1977 г.]. Следовательно, один и тот же уровень даже сравнительно низкой радиации уже может вызывать вредные последствия у высокоорганизованных форм организмов и в то же самое время стимулировать, интенсифицировать развитие некоторых групп простейших организмов.

Однако превышение предела стимулирующих доз радиации во всех случаях вызывает уже вредные, а то и губительные для организмов последствия. Облученные большой дозой радиации, клетки организмов уплотняются или, наоборот, разжижаются; их ядро увеличивается, а затем разрушается; разрушаются оболочки клеток, и они гибнут. Ядра клеток организмов наиболее чувствительны к поражению ионизирующей радиацией; опасно также разрушение внутриклеточных мембран, так как оно дезорганизует процессы обмена веществ, приводит к накоплению радиотоксинов и гибели клетки.

Ионизирующая радиация приводит к разрыву молекул, образованию ионов и возбужденных атомов. По месту разорванных связей белковых молекул присоединяется кислород и окисляет их. Образуются перекиси и окисляют другие структуры. В результате начальный разрушительный эффект ионизирующей радиации значительно усиливается. Образующиеся при разрушении молекул воды свободные радикалы вступают в реакции с другими молекулами, вызывая их окисление, образование новых молекул и новых радикалов по цепной реакции.

Наиболее опасны в клетках повреждения молекул ДНК, несущих в себе всю наследственную информацию. Даже поврежденный единичный ген может обусловить производство измененного белка, или этот ген окажется вообще непригодным для синтеза белка. Повреждение молекул ДНК во время митоза особенно опасно и ведет к образованию неполноценных дочерних клеток.

Хотя в клетках существует специальный репарационный механизм, далеко не все возникающие повреждения могут им быть устранены. Так возникают стойкие наследственные изменения генов, мутации.

При небольших дозах радиации вызывается временное угнетение клеточного деления; затем способность клеток к делению восстанавливается. При большой дозе облучения способность к делению у клеток может исчезнуть совсем. Такая клетка растет, достигает больших размеров и гибнет, не давая потомства.

При торможении митоза, если повреждается структура хромосом, часть из них может не разделиться. В других случаях происходит неравное деление хромосом, в результате чего дочерние клетки не могут нормально развиваться и гибнут. С помощью ионизирующего облучения и вызываемых им мутаций возможно получение видов растений, клетки которых содержат в 2—4 раза больше хромосом (полиплоиды), чем исходные. Такие растения, как пшеница, картофель, хлопчатник и многие плодовые, являются полиплоидами, возникшими в процессе естественного процесса мутагенеза. Чем чаще у данного вида организма происходит митоз, тем больше повреждается вследствие ионизирующей радиации клеток данного вида.

Повреждение клеток одного органа организма приводит к нарушению жизнедеятельности других. Причиной гибели организмов является выход из строя какой-либо одной важной системы органов, пораженных особенно сильно. У млекопитающих, например, критической является система органов кроветворения — костный мозг, лимфатические узлы и селезенка.

Уровень ионизирующей радиации, переносимый взрослыми особями организмов, может оказываться летальным для личиночных и эмбриональных стадий развития организмов, что могло обусловить в прошлом быстрое вымирание определенных групп организмов. Отдельная мутация, стойко изменяющая наследственные признаки организма, может возникнуть при попадании в половую клетку даже одной ионизирующей частицы или кванта при фоновой радиоактивности среды.

Неизбежным следствием увеличения радиоактивности на поверхности Земли в эпохи интенсивного накопления урана должно было быть значительное ускорение естественного темпа мутирования во всем органическом мире, вымирание определенных групп наименее резистентных организмов, появление многочисленных новых мутантных форм, часть которых могла обладать повышенной радиорезистентностью и определять, таким образом, дальнейшую эволюцию этих видов организмов.

Убыстрение темпа мутационного процесса, появление многих новых мутантных видов организмов означает одновременно и усиление естественного отбора. В результате мутаций появляются организмы с новыми признаками и свойствами, в значительной мере не полезными, а вредными. Однако при одновременном воздействии ионизирующей радиации на всю биосферу изо всей массы

часть мутаций должна вызывать также появление и полезных признаков, имеющих явное адаптивное значение. Из огромной массы мутационных изменений в это время очень мощный естественный отбор должен вести к элиминированию вредных и сохранению наиболее полезных признаков, способствующих лучшему приспособлению к среде. Обычно считается, что вызываемые ионизирующей радиацией мутации вредны, во всяком случае большая их часть. Однако без мутаций невозможно появление новых видов животных и растений, а следовательно, невозможна была бы и эволюция органического мира. Появление хотя бы сравнительно небольшого количества мутаций, несущих новые полезные признаки, на фоне миллионов мутаций «неудачных», устраняемых путем естественного отбора, имеет для осуществления эволюции органического мира принципиально важное значение.

Эпохи интенсивного уранонакопления, сопровождавшиеся значительным заражением среды обитания ураном и продуктами его деления, должны были играть особую, революционную роль, значительно убустроя темпы эволюции, обуславливая исчезновение многих старых и появление еще большего количества новых видов и принципиально новых типов строения организмов.

В этот период появилось огромное количество доминантных мутаций организмов, они быстро реализовались как в образовании новых видов, так и в летальных исходах. Еще большее количество вызываемых ионизирующей радиацией рецессивных мутаций реализовалось как в эти эпохи, так и на протяжении дальнейшего времени, что приводило как к образованию новых видов, так и к вымиранию других.

Постепенное уменьшение зараженности среды до нормального фонового уровня вследствие фоссилизации урана в осадках совместно с отмиравшим и осаждавшимся планктоногенным ОВ должно было приводить к соответствующему снижению уровня радиации в среде обитания, к снижению темпа мутационного процесса и замедлению эволюции.

Оценивая значение эпох интенсивного уранонакопления, сопровождавшихся значительным заражением среды обитания и высоким уровнем ионизирующей радиации, следует иметь в виду, что ядерные излучения являются одним из самых мощных в природе мутагенных факторов.

Влияние повышенной концентрации урана в среде обитания на различные виды организмов

Влияние урана на организмы представляет для нас значительно больший интерес, чем каких-либо других радиоактивных изотопов, поскольку имеются экспериментальные данные, показывающие, что даже при одной и той же α -активности среды действия ^{238}U и ^{239}Pu на организмы существенно различается [12].

Наблюдений над действием повышенных концентраций урана на организмы в природной среде почти не имеется. В. В. Коваль-

ский и И. Е. Воротницкая, например, указывают [22], что в оз. Иссык-Куль, в котором концентрация урана на порядок превышает свойственную океану, наблюдается необычайный полиморфизм харовых водорослей, которые накапливают уран на три порядка выше, чем в среде обитания. По-видимому, частота мутаций у харовых водорослей в этих условиях несколько повышена и за длительное время существования озера появилось много новых мутантных форм этих водорослей.

Наибольшей биопродуктивностью обладает фитопланктон, который вследствие этого и является основным источником поступления органического вещества в морские осадки, особенно в эпохи уранонакопления, когда планктоногенное ОВ становится важным породообразующим элементом. Поэтому для нас наиболее важны сведения о воздействии урана на фитопланктонные организмы.

Влияние уранилнитрата в растворе воды на зеленые водоросли *Species chlorococcum* изучалось по приросту их биомассы в течение 40 суток В. Н. Гуськовой [12]. Условия роста водорослей во всех экспериментах были одинаковы, устанавливались условия постоянного освещения и температуры, оптимального значения рН. Уранилнитрат добавлялся в колбочки в разных количествах — от 0,05 до 100 мг/л, т. е. с превышением фона от 16 до 33 000 раз.

Превышение концентрации выше нормы в 16 раз (0,05 мг/л) за первые десять дней стимулировало рост водорослей до 0,064 г/л вместо 0,5 г/л в контроле; на 20-й день стимуляция была уже почти незаметной (0,87 г/л вместо 0,84 в контроле). Превышение фоновой концентрации урана в 300—3000 раз снижало биопродуктивность водорослей на 54—62%. Повышение концентрации урана в воде в 30 000 раз приводило уже к полной гибели зеленых водорослей *Species chlorococcum*.

Таким образом, превышение фоновой концентрации урана в воде в 300—3000 раз приводит к угнетению водорослей, а в 30 000 раз — к их полной гибели. Генетические эффекты, происходящие в этих условиях, у зеленых водорослей не изучались.

Другие группы простейших водорослей в этом плане не изучались, однако известно, что сине-зеленые водоросли значительно более резистентны, чем зеленые. По-видимому, они выдерживают наиболее высокие концентрации урана в среде и наиболее высокий уровень ионизирующей радиации. Во всяком случае, они первыми обживали острова в Тихом океане, на которых производились взрывы атомных и водородных бомб. Видимо, о том же свидетельствует и широкое распространение отдельных их видов в древних ископаемых осадках, значительно обогащенных ураном; в которых нередко остатки каких-либо других организмов почти не встречаются.

Действие повышенных концентраций урана на зоопланктон, вторую важнейшую группу организмов, обладающую большой биомассой и биопродукцией, изучалось на примере дафний. Дафнии являются широко распространенными представителями зоопланктонных организмов пресноводных водоемов и удобны для

постановки экспериментов. Предварительно были проведены эксперименты по выяснению реакций дафний на ион NO_3^- , вносимый без уранилнитрата. Оказалось, что внесение в воду HNO_3 в больших количествах, чем вводилось затем с уранилнитратом, за 30 суток заметного влияния на дафний не оказывало. Вместе с тем введение в воду уранилнитрата за тот же срок и с тем же количеством NO_3^- оказывало на дафний значительное воздействие. Повышение концентрации урана в воде в 16—160 раз (0,05—0,5 мг/л) заметного влияния на дафний за 40 суток не оказывало. При превышении концентрации урана в воде в 300 раз (1 мг/л) количество дафний уменьшалось в период с 14-х по 45-е сутки. Наиболее отчетливо реакция дафний на уран при превышении его концентрации в воде в 300 раз проявлялась через 130 дней, а при превышении концентрации в 1600 раз (5 мг/л) — уже через 30—60 дней.

Превышение концентрации урана в воде в 300 раз приводило к снижению числа поколений до 12—13 вместо 15 в контроле; изменялась продолжительность периодов между линьками. Уран концентрировался в основном в хитиновых створках панцирей, а также в плавательных ножках дафний. При этом было установлено, что неполовозрелые дафнии накапливают больше урана, чем половозрелые.

При повышении концентрации урана в воде в 3300 раз (10 мг/л) дафнии выживали до 6—7 суток, а затем гибли. Появление молоди фиксировалось с задержкой только на 4-е сутки. Наконец, при превышении концентрации урана в воде в 33 000 гибель дафний происходила уже в первые сутки, ко вторым суткам осталась живой только одна особь, а к третьим — ни одной.

Если сравнить поведение фито- и зоопланктонных организмов при одинаковых концентрациях урана в воде, легко заметить, что полная гибель водорослей наступает только при превышении концентрации урана в 33 000 раз, а дафний — при превышении концентрации всего в 3300 раз, когда у водорослей фиксируется лишь угнетение жизнедеятельности, приводящее к снижению биомассы на 60 %. Таким образом, зоопланктон по имеющимся данным характеризуется в 10 раз меньшей радиорезистентностью.

Большое значение в окислении накапливающегося в осадках ОВ и в самоочищении бассейнов имеет гниlostная в основном анаэробная микрофлора. Эксперименты В. Н. Гуськовой [12] свидетельствуют, что повышение концентрации урана в воде оказывает на ее жизнедеятельность значительное воздействие. Даже превышение концентрации урана в 16 раз (0,05 мг/л) уже несколько задерживает рост сапрофитной флоры и процесс разложения ОВ в осадках. Превышение концентрации урана в воде в 160—300 раз уменьшает количество бактерий на 34 %, в 1600 раз — на 50 %, в 3300 раз — на 84 %. Превышение концентрации урана в воде в 33 000 раз вызывает полную гибель сапрофитных бактерий уже через 2 ч.

В связи с этим весьма интересно отметить, что анаэробное диагенетическое потребление органического вещества сапрофитными бактериями в осадках, обогащенных ураном и планктоногенным ОВ, чрезвычайно мало — от нескольких процентов до 15—20 %, в то время как в осадках других эпох обычно достигает 60—70 %, а то и более 90 % от исходного количества. По-видимому, это связано со значительным угнетением сапрофитной микрофлоры в условиях повышенной концентрации урана в придонной и иловой воде.

Весьма интересные данные о влиянии урана на жизнедеятельность и биопродуктивность бактерий приводят С. В. Летунова и В. В. Ковальский [29]. Ими установлено, что у исык-кульского штамма *Bacillus megaterium*, приспособленного к высокому содержанию урана в илах, повышение его концентрации в среде в 3000 раз не уменьшало, а даже значительно — в несколько раз — увеличивало прирост биомассы. В то же время штамм, привычный к существованию в среде с нормальной, низкой концентрацией урана, при таком же повышении его концентрации в среде значительно уменьшал прирост биомассы.

Таким образом, если у большей части представителей микрофлоры значительное повышение концентрации урана в среде обитания (в сотни и тысячи раз) подавляет жизнедеятельность и уменьшает биопродуктивность, то у некоторых ее представителей, как, например, у исык-кульского *Bacillus megaterium*, привычного к урану, и, вероятно, у некоторых видов сине-зеленых водорослей не подавляет, а, напротив, в несколько раз увеличивает биопродуктивность. Такой реакцией на значительное повышение концентрации урана в водах морских бассейнов обладали, вероятно, некоторые резистентные виды древних сине-зеленых водорослей, дававших огромную биопroduкцию, обуславливавшую накопление богатых сапропелевым ОВ илов в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды.

Имеются некоторые материалы и по характеристике воздействия урана на рыб [12, 38]. Задержка выклева предличинок различных видов рыб и морфологические аномалии наблюдаются уже при повышении концентрации урана в воде в 200 раз; при концентрации урана в воде в 1000 раз выше нормы фиксируется летальное воздействие на икру некоторых видов рыб. При повышении фона в 1600 раз и более у взрослых особей рыб наблюдаются такие генетические изменения, как перерождение яичников в семенники, что может послужить причиной конца воспроизводства и быстрого вымирания определенных видов рыб. При превышении фоновой концентрации урана в воде более чем в 3000 раз в гонадах самцов в течение первых 8—15 суток отмечалось уменьшение ДНК на 37 %, а РНК на 22 %. Таким образом, повышение концентрации урана в воде в 200—1000 раз уже может резко нарушать воспроизводство многих видов рыб, значительно сокращать их количество и приводить к быстрому вымиранию многих видов.

Представляют для нас интерес также и имеющиеся материалы по воздействию урана на наземную растительность и теплокровных животных.

Действие урана на наземную растительность изучалось на примере *Zea mais* и *Polygonum jagopurum* [12].

При повышении концентрации урана в воде в 400—1400 раз выше нормы наблюдалась интенсификация роста, фиксируемая по превышению относительно контроля прироста биомассы на 26—60 %, а при более высоких концентрациях — значительное угнетение роста растений. При повышении концентрации урана в воде в 46 000 раз растения развивались уже совсем плохо, у них обеднялась листовая крона, значительно уменьшался рост растений.

Обитание растений в среде с повышенной концентрацией урана не только сопровождается изменением ее биопродуктивности, но и вызывает морфологическую изменчивость. Например, у растений *Ferula gigantea* и *Eremurus stenophyllus* при концентрации урана в них от 0,01 до 0,1 % встречаются уродливые формы с искривленными стеблями, скрученными листьями и цветами неправильной формы [20, 29]. Для *Epilobium angustifolium* отмечена изменчивость цветов, у *Prunus prostrata* наблюдалось изменение окраски и размеров растения, иногда наличие опухолей, наростов и утолщений. Наблюдалось снижение содержания хлорофилла по сравнению с нормальными растениями того же вида и относительное увеличение содержания каротина и ксантофилла, вследствие чего у растений появлялась бледно-зеленая окраска с желтовато-бурым оттенком. В районе Иссык-Куля наиболее часто проявляется нарушение пигментации цветка у разных видов растений. У растения *Astragalus borodini* наблюдается морфологическая изменчивость, направленная в сторону расщепления листовой пластинки. У растений черноколосьника наблюдаются значительные морфологические изменения — низкорослые формы с ветвистыми соцветиями вместо прямой одиночной стрелки. В районах с повышенной концентрацией урана на фоне угнетения многих растений наблюдается пышное развитие некоторых из них — караганы, шлемника, перовския, гармалы. Гармала в таких условиях образует много махровых цветов с шестью—девятью лепестками вместо обычных пяти и концентрирует до $1,2 \cdot 10^{-5}$ % урана на сухое вещество [20].

На организм теплокровных животных уран воздействует, по данным ряда авторов, в первую очередь как токсический элемент, влияние его радиационных свойств проявляется за более продолжительное время. Установлено, что накопление урана, распределение в теле и выведение из организма зависит от валентности урана. Шестивалентный уран накапливается в почках (20 %), в костях (10—30 %) и совсем мало в печени. Четырехвалентный уран накапливается главным образом в печени и селезенке (50 %) и в почках (10—20 %). Депонированный уран становится малоподвижным и трудно выводится из организма, особенно из костей.

Особенно характерно накопление урана как у мелких, так и у крупных животных, в костях, а также в шерсти и копытах.

При введении больших доз урана вызываются острые отравления; через несколько часов — максимум несколько суток наступают изменения, свидетельствующие о нарушении многих функций организма. Животные отказываются от пищи и воды, становятся малоподвижными и угнетенными, затем появляются мышечная слабость, парезы конечностей, после чего наступает гибель животных. Во всех случаях характерно повреждение почек. Почечная недостаточность вызывает в организме задержку обмена веществ, накопление шлаков в крови, что влечет за собой летальный исход.

Уран может вызывать в организме сильные изменения не только в почках, но и в других органах, в центральной нервной системе, в ферментативной деятельности и в ряде обменных процессов. Наряду с этим отмечаются изменения в легких, в печени, желудочно-кишечном тракте. В печени возникают дегенеративные изменения, развивается гепатит, в легких возникают отеки.

При хроническом введении урана наблюдаются отставание в весе и росте от контрольных животных, угнетение репродуктивной способности, гибель зародышей, качественные изменения в составе крови с развитием цитолиза, пикноза, гиперсегментоза; у людей развивается анемия, лейкопения и лимфопения.

В целом теплокровные животные наименее резистентны, и повышение концентрации урана в среде обитания оказывает на них губительное влияние значительно скорее и при более низком уровне зараженности среды, чем на простейших или на растительность. Вследствие этого предельно допустимая концентрация урана в водах водоемов определяется около 0,6 мг/л, что превышает фоновое содержание урана в водах океана не более чем в 200 раз. Более высокая концентрация урана в воде при ее систематическом использовании уже опасна для человека и многих теплокровных животных.

ИЗМЕНЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ВО ВРЕМЯ ПРОЯВЛЕНИЯ ЭПОХ УРАНОНАКОПЛЕНИЯ

Эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других тяжелых металлов проявлялись в истории Земли от архея до голоцена неоднократно; их известно не менее 20, причем фактически было, вероятно, больше. Из ископаемых осадков к настоящему времени установлены, по-видимому, только осадки наиболее продолжительных по времени таких эпох, распространенные во многих районах Земли на обширных пространствах.

Далеко не по всем известным отложениям эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана имеются в достаточной мере полные и детальные геохимические и палеонтологические

материалы, характеризующие изменения организмов под влиянием повышенной радиоактивности среды и заражения ее мутагенными веществами. Наиболее слабо изученными с этой точки зрения являются, конечно, древнейшие отложения архея и протерозоя.

Для докембрийских эпох уранонакопления нами отмечено [1976 г.] совпадение во времени с основными переломными моментами в эволюции органического мира докембрия, выделенными Б. С. Соколовым [51]. Материалы Б. В. Тимофеева свидетельствуют, что все докембрийские эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана при экстремальной биопродуктивности фитопланктона характеризуются крайней бедностью видового состава микрофоссилий. Даже в протерозое, когда уже существовали десятки разнообразных видов фитопланктонных организмов, в отложениях, обогащенных ОВ и U, присутствует не более 1—2 мелких и наиболее примитивных форм. Слабая изученность древнейших отложений и относительная бедность органического мира не позволяют пока подробно охарактеризовать изменения организмов в докембрийские эпохи уранонакопления. Значительно больше материалов по этому вопросу имеется для фанерозойских осадков, хотя и их изученность в этом плане тоже пока недостаточна. Ниже нами приводятся материалы, характеризующие изменения природных комплексов организмов во время проявления целого ряда эпох уранонакопления и повышенной радиоактивности среды: ранне-среднекембрийской, позднедевонской, позднекаменноугольной, позднеюрской, средне-позднеэоценовой и антропогеновой.

Ранний и средний кембрий

Конец раннего и начало среднего кембрия во многих районах мира характеризуются интенсивной вспышкой биопродуктивности фитопланктона и накоплением осадков, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими тяжелыми металлами, на обширных пространствах развития эпиконтинентальных морских бассейнов.

Наиболее изученными являются отложения этого типа, развитые в северной и северо-восточной частях Сибирской платформы. Они характеризовались нормально-морскими условиями осадконакопления и были отделены от юго-западной области платформы с лагунным режимом протяженной рифовой зоной [19].

Значительно обогащенные планктоногенным ОВ осадки раннего — среднего кембрия (куонамская, иниканская и шумилинская свиты) характеризуются несколько повышенным содержанием терригенного, глинистого материала и высокой кремнистостью, как и многие другие осадки аналогичного типа. Исключительное обилие остатков бентосных животных, в основном трилобитов, а также брахиопод и текстурные особенности пород, по мнению

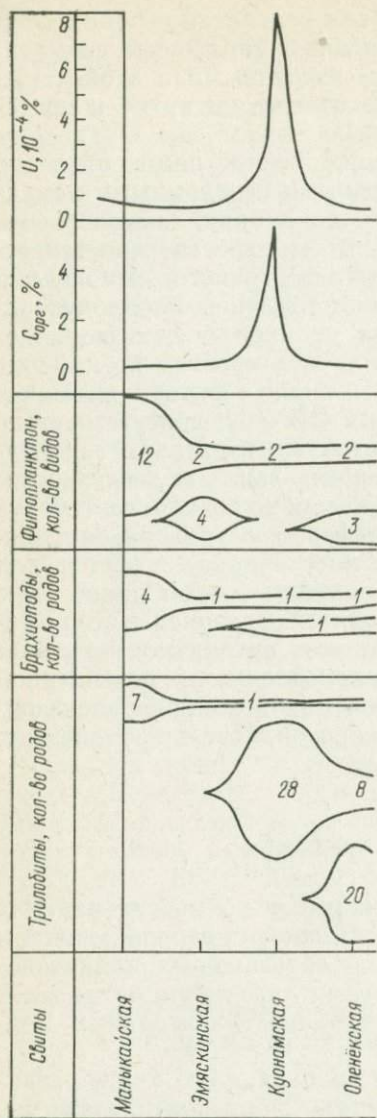


Рис. 20. Зависимость количества родов (видов) фауны и флоры от интенсивности накопления урана на границе раннего и среднего кембрия.

В. Е. Савицкого [19], свидетельствуют о небольшой глубине бассейна. Вместе с тем эти признаки говорят и о хорошей аэрируемости дна бассейна и отсутствии сероводородного заражения в придонных водах. Следовательно, накопление урана совместно с интенсивно осаждавшимся планктоногенным ОВ не могло происходить за счет восстановления урана до четырехвалентной формы в сероводородной среде по химической схеме и осуществлялось скорее всего планктоном в результате биохимической деятельности.

Судя по повышенным концентрациям урана в осадках, обогащенных планктоногенным ОВ, и по высоким значениям отношений $U/C_{орг}$, концентрация урана в водах обширного морского бассейна превышала нормальную для океана не менее чем в несколько сотен раз (см. гл. III). Повышенная концентрация U, V, Ni, Sr, Co и других металлов в осадках и в водах явно превышала предельно допустимую норму и не могла не оказывать значительного токсического и мутагенного воздействия на организмы, жившие в этом морском бассейне.

Рис. 20 наглядно показывает, что синхронно с возрастанием интенсивности накопления урана почти в 100 раз увеличивается интенсивность накопления планктоногенного ОВ в осадках; снижению интенсивности накопления U соответствует резкое снижение накопления ОВ. Резкому возрастанию биопродукции фитопланктона и интенсивности накопления ОВ в осадках сопутствует значительное сокращение видового состава микрофитопланктона [54, 55] при смене его видового состава (рис. 20). Окончание эпохи интенсивного накопления урана снова сопровождается воз-

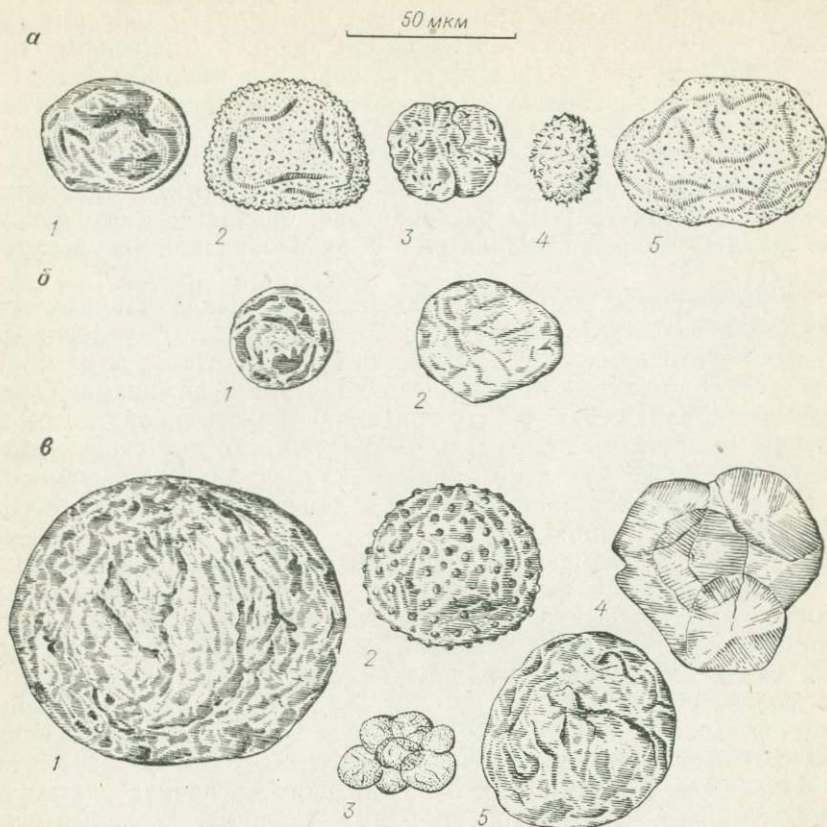


Рис. 21. Микрофоссилии ранне-среднекембрийской радиоактивной эпохи, по данным Б. В. Тимофеева [54].

а — средний кембрий (оленьская свита): 1 — *Protosphaeridium acis* sp. n., 2 — *Stictosphaeridium tortulosum* sp. n., 3 — *Gloeocapsomorpha* sp., 4 — *Archaeohystrichosphaeridium triviale* Tim., 5 — *Stictosphaeridium pectinale* sp. n.; б — куонамская свита: 1 — *Protosphaeridium laccatum* sp. n.; 2 — *Stictosphaeridium sinapticuliferum* sp. n.; в — пестроцветная свита нижнего кембрия: 1 — *Trachysphaeridium laminaritum* sp. n., 2 — *Lophosphaeridium rarum* Tim., 3 — *Symplastosphaeridium subcodlitum* Tim., 4 — *Polyedrosphaeridium bullatum* sp. n., 5 — *Stictosphaeridium sinapticuliferum* sp. n.

растанием количества видов микрофитопланктона при смене его видового состава.

На рис. 21 показаны типичные формы микрофитопланктонных организмов, живших в морском бассейне до, во время и сразу же после эпохи интенсивного ураноаккумуляции. Перед началом эпохи интенсивного ураноаккумуляции (в пестроцветной свите) микрофоссилии представлены целым рядом достаточно крупных (до 40—100 мкм) форм с разнообразной скульптурой. Интенсивное ураноаккумуляция сопровождается исчезновением почти всех ранее существовавших микрофоссилий. Осталось не более 1—2 мелких

бескульптурных шарообразных форм значительно меньших размеров типа *Protosphaeridium laccatum* sp. n. и *Stictosphaeridium sinapticuliferum* sp. n. (рис. 21). Однако эти микрофоссилии начали интенсивно развиваться в морском бассейне, давая огромную биопroduкцию и приводя к накоплению в осадках значительного количества планктоногенного ОВ. Сразу по окончании эпохи уранонакопления происходит смена видового состава микрофитопланктона, возрастает его разнообразие; появляются более крупные формы микрофитопланктона с разнообразной скульптурой (рис. 21).

Таким образом, эпоха интенсивного накопления планктоногенного ОВ отражает не исключительно благоприятные условия для развития фитопланктона, как это принято считать, а наоборот, крайне экстремальные условия существования организмов, когда в условиях заражения среды обитания ураном, продуктами его деления и другими тяжелыми металлами могли существовать только отдельные мутантные виды микрофитопланктона, обладавшие высокой радиорезистентностью и дававшие огромную, экстремальную биопroduкцию.

Значительные изменения испытывали в это время не только фитопланктон, но и фауна бентоса, обитавшая в обогащенных ураном сапропелевых илах и представленная в основном трилобитами и брахиоподами. Видовой состав брахиопод с наступлением эпохи интенсивного уранонакопления сокращается: от четырех родов, существовавших до начала эпохи уранонакопления, остается только один; вместе с тем появляется один новый (рис. 20). Значительные изменения испытывает фауна трилобитов: от семи родов трилобитов, существовавших до начала эпохи уранонакопления, остается только один — *Kootenia*, — который переходит и в вышележащие отложения после окончания эпохи уранонакопления.

Вместе с тем проявление эпохи уранонакопления отмечается у трилобитов значительной вспышкой видообразования — появляется не менее 26—28 новых родов трилобитов. Однако большая часть из них существует весьма кратковременно; одни роды быстро сменяются другими. В вышележащие отложения по окончании эпохи уранонакопления из 26—28 новых родов трилобитов, характерных только для этой эпохи, переходит не более восьми (рис. 20).

Особенно значительные изменения в родовом и видовом составе трилобитов происходят в осадках нижней части разреза куонамской свиты, обогащенной планктоногенным ОВ и ураном. На основании этого внутри литологически однородной и небольшой по мощности толщи отложений проводится граница между нижним и средним отделами кембрийской системы [19].

Верхней биостратиграфической зоной ленского яруса нижнего кембрия является зона *Anabaraspis*. Комплекс трилобитов этой зоны состоит из «проходящих» из нижележащих отложений (*Kootenia jakutensis* Lerm., *K. anabarensis* Lerm., *K. moori*

Легм., *Eoptychoparia manifesta* Laz. и *Neopagetina orbiculata* Laz.) и новых видов, впервые здесь появляющихся и широко распространенных в среднекембрийских отложениях (*Anabaraspis splendens* Легм., *A. cylindrica* Легм., *A. tenuis* Laz., *Pagetia horrida* Легм., *Alokistocare euchare* (Resser). Выше следуют отложения с типичной фауной трилобитов среднего кембрия — зона *Oryctocara*, характеризующаяся массовым распространением *Cheiruroides arcticus* N. Tchern. и других родов семейства Oryctocephalidae, а также первым появлением агностид и парадоксид [19].

Весьма интересно при этом, что в пограничных слоях нижнего и среднего кембрия появление в разрезе первых традиционно считающихся среднекембрийскими трилобитов — *Cheiruroides arcticus*, *Oryctocara granulata* и других — приурочено к прослоям темно-коричневых и черных аргиллитов, наиболее обогащенных планктоногенным ОВ и ураном. Несколько выше по разрезу в таких же обогащенных ОВ и ураном прослоях появляются трилобиты новых родов — *Oryctocephalops*, *Paradoxides* и *Pelopopsis* [19]. Вместе с тем в переслаивающихся с ними светлых прослоях, бедных ОВ и U, еще встречаются «нижнекембрийские» трилобиты, характерные для нижележащей биостратиграфической зоны, а среднекембрийские виды отсутствуют.

Появление новых родов и видов среднекембрийских трилобитов в моменты резкого усиления интенсивности уранонакопления свидетельствует, по нашему мнению, о их радиационно-мутационном происхождении. Окончание эпохи накопления куонамских отложений, обогащенных ОВ и ураном, как уже отмечено выше, также характеризуется значительной сменой комплекса трилобитов. Резкая смена фауны трилобитов в начале и в конце эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, урана и других тяжелых металлов объясняется [19] сначала обширной иммиграцией фауны куонамского типа в Среднесибирский морской бассейн, а затем почти полной эмиграцией этой фауны из морского бассейна.

Такое описание событий представляется нам довольно фантастичным; более естественным с позиций современной радиогенетики является объяснение, опирающееся на значительное изменение уровня ионизирующей радиации в среде обитания организмов и на усиление мутационного процесса.

Наличие хорошо изученных стратиграфических разрезов пограничных слоев раннего и среднего кембрия позволяет проследить некоторые весьма интересные детали изменения фауны трилобитов во время проявления эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана. Геохимические данные о послыжном распределении U в этих разрезах, к сожалению, отсутствуют. Однако опираясь на общеизвестную зависимость концентрации U от планктоногенного ОВ в осадках такого типа, можно утверждать, что в моменты максимальной интенсивности накопления планктоногенного ОВ максимальной интенсивностью характери-

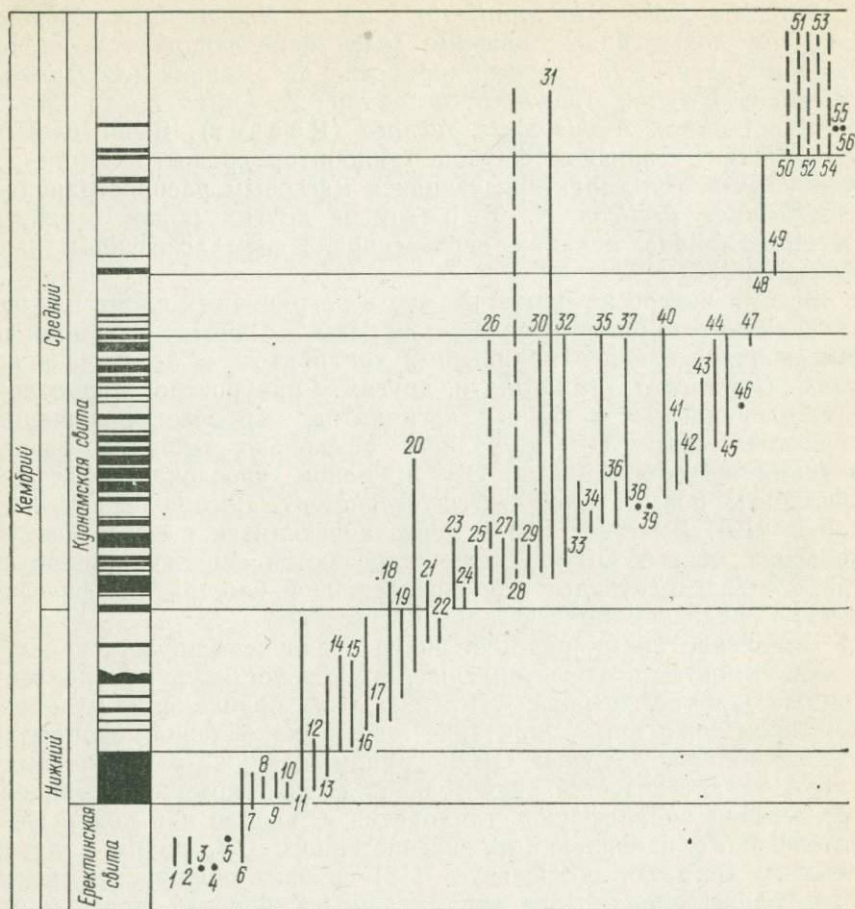


Рис. 22. Смена фауны трилобитов на границе раннего—среднего кембрия в стратотипическом разрезе р. Некекит, Восточная Сибирь [19].

зовалось и уранонакопление. Прямая зависимость между концентрацией урана и ОВ конкретно для отложений нижнего—среднего кембрия показана, например, в работе А. А. Смылова [49, рис. 8]. Рассмотрим в свете этого стратотипический разрез пограничных слоев нижнего и среднего кембрия р. Некекит [19], рис. 22.

В конце накопления доломитистых известняков еркекетской свиты перед самым началом отложения обогащенных сапропелевым ОВ и ураном сланцев (рис. 22) исчезает пять видов трилобитов: *Pagetiellus porrectus* Laz. (1), *Judomia Lermontova* (2), *Judomiella heba* Laz. (3), *Jakutus priscus* Laz. (4) и *Erbiella Fedyanina* (5). И только два вида трилобитов — *Pagetiellus* Lerm. (6) и *P. ultimus* Laz. (7) — доходят из подстилающих отложе-

ний до нижнего сапропелевого слоя и в нем исчезают. Вместе с тем во время накопления нижнего сапропелевого сланца с повышенной концентрацией урана появляется семь новых видов трилобитов. Три из них почти сразу же исчезают и более в разрезе не появляются: *Bergeroniellus asiaticus nekekitus* Jeg. (8), *B. expansus* (Lerm.) (9) и *Calodiscus granulatus* Jeg et Schab. (10). Другие виды продолжают еще существовать во время отложения вышележащей пачки мергелей с несколькими тонкими прослоями черных сланцев (рис. 22), но все исчезают в ее пределах. Вместе с тем во время отложения этой пачки осадков появляется ряд новых видов трилобитов: из них два при переходе от условий интенсивного накопления планктоногенного ОВ и U к нормальным условиям среды [*Lermontovia grandis* (Lerm.) и *Paramicmacca petropavlovskii* Суv. (14, 15)], а семь — в моменты накопления тонких прослоев черных сланцев [*Neopagetina orbiculata* Laz. (16), *Meneraspis striata* Покров. (17), *Eoptychoparia Rasetti* (18), *Kootenia Walcott* (19), *Pagetia Walcott* (20), *Anabaspis cylindrica* Lerm. (21) и *Alokistocare Lorenz.* (22)].

Начало отложения вышележащей толщи преимущественно черных сапропелевых сланцев с тонкими прослоями светлых мергелей и доломитов, т. е. переход к этапу повышенной интенсивности накопления планктоногенного ОВ и U, сопровождается новой сменой видового состава трилобитов. На этом уровне сразу исчезают виды трилобитов (рис. 22), которые были типичны для подстилающих отложений: *Neopagetina orbiculata* Laz. (16), *Neopagetina* Росов. (11), *Eoptyrhoparia Rasetti* (18) и *Kootenia Walcott* (19). Вместе с тем при отложении преимущественно черных обогащенных планктоногенным ОВ и U осадков быстро появляется богатый и разнообразный комплекс новых видов трилобитов, насчитывающий более 20 видов, что знаменует начало среднекембрийской эпохи (рис. 22). В этот комплекс входят: *Oryctocara Walcott* (23), *Cheiruroides arcticus* N. Tchern. (24), *Oryctocephalops frischfeldi* Lerm. (25), *Condylopyge Corda* (26), *Pagetides spinosus* Laz. (27), *Paradoxides* Brongn. (28), *Paradoxides* ex. gr. *eopinus* Solovjev (29), *Dolichometopus* Ang. (30), *Peronopsis Hawle et Corda* (31), *Oryctocephalus Walcott* (32), *O. vicinus* N. Tchern. (33), *Pagetides sibiricus* Laz. (34), *Kounamkites* Lerm. (35), *K. virgatus* N. Tchern. (35), *Chondronomocare Polet.* (37), *Erbia granulosa* Lerm. (39), *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm. (40), *Peronopsis lata* Schab. (41), *Oryctocephalus reticulatus* Lerm. (42), *Kounamkites rotundatus* N. Tchern. (43), *Peronopsis scutalis* Salter in Hicks (44), *Triplagnostus anabarensis* Lerm. (45), *Opsidiscus? korobovi* Schab. (46), *Elrathia alexandrovi* N. Tchern. (47). Многие из них являются чрезвычайно короткоживущими видами и исчезают почти сразу же после появления; другие прослеживаются по разрезу осадков всей пачки.

Окончание накопления этой пачки преимущественно черных сапропелевых сланцев с повышенной концентрацией урана и пере-

ход к нормальным условиям среды, когда начала накапливаться пачка светлых доломитов и мергелей, сопровождается одновременным исчезновением многих видов трилобитов выше охарактеризованного комплекса (рис. 22). В вышележащие отложения переходят только два из них — *Paradoxides Brongn.* (28) и *Peronopsis Hawle et Corda* (31). Эта пачка светлых доломитов и мергелей по сравнению с нижележащей бедна трилобитами; помимо двух «транзитных» видов в моменты накопления прослоев, обогащенных планктоногенным ОВ с повышенной концентрацией урана, появляется несколько новых видов: *Eodiscus oelandicus* (Wester.) (48), *Triplagnostus gibbicus* (Linn.) (49), *Pseudonomocarina horrida* N. Tchern. (50), *Hartschilla pussila* Laz. (51), *Ctenocephalus probus* N. Tchern. (52), *Peronopsis fallax* (Linn.) (53), *Phalacroma Hawle et Corda* (54), *Triplagnostus contortus* Pokr. et Jeg. (55) и *Triplagnostus arctus* Pokr. (56). Как видим, смена видового состава трилобитов и появление многих новых видов и родов на границе раннего и среднего кембрия происходит синхронно с резкими изменениями интенсивности накопления планктоногенного ОВ и урана, что вполне понятно с позиций современной радиационной генетики.

Изучение пограничных слоев раннего и среднего кембрия показывает, что в обширной зоне Среднесибирского морского бассейна обусловленные резкими изменениями радиоактивности среды изменения одновременно, синхронно охватывали весь комплекс организмов: и фитопланктон, живший у поверхности воды, и фауну беспозвоночных, обитавшую на дне в сапропелевых илах с повышенной концентрацией урана, представленную в основном трилобитами и в меньшей мере брахиоподами, хиолитами и другими организмами. При этом заражение среды обитания ураном, продуктами его распада и другими тяжелыми металлами привело к значительному обеднению видового состава микрофитопланктона и брахиопод, но вместе с тем к значительному усилению видообразования у трилобитов. Резкая смена видового состава организмов при этом была характерна не только для моментов возрастания интенсивности накопления ОВ и урана, но и для моментов перехода от высокой интенсивности уранонакопления к нормальным условиям среды, когда быстро вымирали мутантные формы, существовавшие в среде, зараженной ураном.

Исключительно низкий диагенетический расход планктоногенного ОВ в осадках этой эпохи свидетельствует о том, что в это время весьма подавленной была, вероятно, и микробиальная флора, питавшаяся планктоногенным ОВ в сапропелевых илах морского бассейна.

Поздний девон

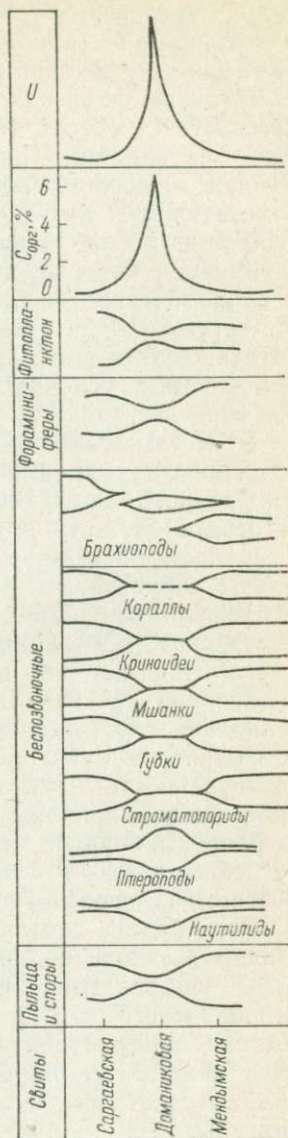
Среди отложений верхнего девона в различных районах мира довольно широко распространены осадки, обогащенные ураном и планктоногенным ОВ. Наиболее изученными из них являются

Рис. 23. Зависимость смены фауны и флоры в позднедевонскую эпоху на Русской платформе от интенсивности накопления урана.

отложения доманиковой свиты в восточной части Русской платформы и чаттанугские сланцы Северной Америки. Это весьма специфические отложения, относительно условий формирования которых высказываются самые разнообразные и противоречивые точки зрения. По мнению одних авторов, они накапливались в глубоководных бассейнах, по мнению других — в мелководных; по мнению одних, в условиях сероводородного заражения и бескислородной среды, по мнению других — в условиях хорошей аэрации* и кислородной среды; по мнению некоторых ученых — в бассейнах с нормальной соленостью; другие, наоборот, считают, что они накапливались в опресненных бассейнах и т. п. Причиной столь различных суждений является как специфический тип осадков, так и особенно весьма своеобразная их фауна.

От более древних саргаевских и более молодых мендымских отложений верхнего девона доманик отличается прежде всего значительно более высоким содержанием планктоногенного сапропелевого ОВ, концентрация которого в сланцах достигает 10—20 %, хотя в подстилающих и перекрывающих осадках она не превышает долей процента. Характерны также высокая кремнистость и более высокая концентрация урана (рис. 23). Высокая кремнистость отложений, по мнению С. В. Максимовой [30], объясняется интенсивной подводной вулканической деятельностью в пределах Уральской геосинклинали, по направлению от которой к платформе кремнистость пород значительно уменьшается.

От более древних и более молодых отложений позднего девона доманик отличается выпадением из разреза ряда групп фауны и флоры: донных водорослей, строматопорид, кремневых губок, кораллов, криноидей и мшанок, почти полным исчезновением фораминифер; сокращением видового состава пыльцы и спор наземных растений и микрофитопланктона, сокращением и сменой



видового состава брахиопод (рис. 23). Вместе с тем головоногие, пелециподы и радиолярии становятся в доманике значительно более распространенными.

Наличие фауны бентоса (пелециподы, брахиоподы) явно свидетельствует об отсутствии бескислородной среды и сероводородного заражения; распределение радиолярий — о нормальной солености морских вод. Широкое развитие лингул не является показателем каких-либо определенных условий, кроме мелководных; лингулы не только эвригалинные, но и вообще эврибионтные организмы, которые хорошо переносят не только опреснение, но и периодическое осушение, а также загрязнение вод различными веществами, одним словом, любые крайние условия. Они исключительно устойчивы, консервативны и, почти не меняясь, прожили в различных условиях от ордовика до нашего времени — более 400 млн. лет.

С. В. Максимова [30] совершенно правильно отмечает, что особенности гидродинамики, глубин или грунта при наличии нормального кислородного режима и нормальной солености вод не могли служить причиной одновременного исчезновения в доманиковом бассейне кораллов, мшанок и фораминифер. К этому можно добавить, что ни одна из привлекавшихся причин не может объяснить одновременно наблюдающегося исчезновения донных водорослей, обеднения видового состава фитопланктона и тем более пыльцы и спор наземной растительности. Отсутствие донных водорослей можно было бы объяснить, конечно, глубиной бассейна ниже фотической зоны, однако это не объясняет значительное одновременное обеднение состава фитопланктона и наземной растительности. Возможны поиски и обсуждение только какой-либо единой причины, одновременно воздействовавшей на фауну и флору, живущую как на дне, так и в поверхностных водах бассейна, а также и в области прилегающей суши, причем повсеместно и на огромных площадях Земли.

Своеобразие доманикового бассейна заключалось в исключительно высокой биопродуктивности фитопланктона, в меньшей мере зоопланктона, обусловивших накопление огромных масс сапропелевого ОВ в осадках при крайней бедности видового состава биопродукторов. Фауна сидячего бентоса характеризовалась обилием и широким распространением, но крайне бедным видовым составом. Особенно часто в этих отложениях встречаются лингулы.

С. В. Максимова [30], проведя экологический анализ фауны, показала, что доманиковый бассейн по всем показателям был нормальным, с нормальной соленостью вод, с нормальным кислородным режимом, с преобладанием глубин около 100 м и с грунтом, не исключающим возможности существования донной фауны. И все-таки многие группы фауны бентоса исчезают; донные водоросли отсутствуют, обедняется видовой состав фито- и зоопланктона и наземной растительности на прилегавших областях суши. С. В. Максимова правильно ставит вопрос о том, что фактором,

одновременно отсеивающим разные группы фауны, могла быть лишь какая-то общая причина. По ее мнению, это была значительно повышенная концентрация кремнекислоты в морской воде. Возможно, конечно, что эта причина в какой-то мере могла влиять на морские организмы, но никак не на организмы суши.

Общезвестно, что избыточное содержание в среде обитания ряда тяжелых металлов, в особенности урана и продуктов его деления, является несравнимо более интенсивным фактором воздействия на организмы. Концентрация ряда металлов в доманиковых осадках (Cu, V, Mo, Pb, Zn) заведомо превышает допустимый верхний пороговый уровень [21]. Следовательно, одновременное исчезновение ряда групп фауны бентоса, а также быстрая смена других бентосных организмов являются закономерным явлением.

О том, что концентрация урана и ряда сопровождающих его элементов в доманиковом осадке была выше верхнего порогового уровня, допустимого для организмов, сомневаться не приходится, это факт, следующий из прямых измерений. Следовательно, воздействие их на фауну бентоса было несомненным. Опираясь на радиобиологические закономерности, мы показали в гл. III, что по отношениям $U/C_{орг}$ в фитопланктонном ОВ доманика концентрация урана в водах этого бассейна могла превышать нормальную не менее чем в 10—20 раз. Этому соответствуют значительные изменения фауны и флоры, происходившие в доманиковом бассейне. Таким образом, наличие повышенных концентраций урана и сопровождающих его металлов в донных осадках и приближенно реконструированная значительно повышенная концентрация урана в водах палеобассейна — все это свидетельствует о том, что заражение бассейна и прилегавшей к нему суши ураном, продуктами его деления и другими тяжелыми металлами возникло в момент накопления доманиковых осадков. Оно и явилось мощным фактором исчезновения одних и быстрой смены других групп фауны и флоры в доманиковом бассейне.

Послойное изучение стратотипического разреза позволяет проследить детали, характеризующие неоднократные изменения интенсивности уранонакопления во время отложения доманиковых осадков и синхронные им изменения фауны. Распределение фауны в разрезе стратотипа дано по работе Т. И. Кушнаревой и др. [26]; литологическая и геохимическая характеристики разреза изучены В. М. Бекетовым и Л. И. Климовой (рис. 24).

Граница между саргаевскими и доманиковыми отложениями проводится не по смене саргаевских глин известняками, а несколько выше (рис. 24), в толще известняков. Нижний известняк содержит еще типичную саргаевскую фауну, для которой характерны остатки панцирных рыб, гастропод, замковых брахиопод и пелеципод. С проявлением первого А пика уранонакопления почти все они исчезают. Исчезают из разреза и типичные для саргаевских слбев гониатиты *Timanites keyserlingi* Miller и конодонты *Spathognathodus gradata* Joung. Однако синхронно с про-

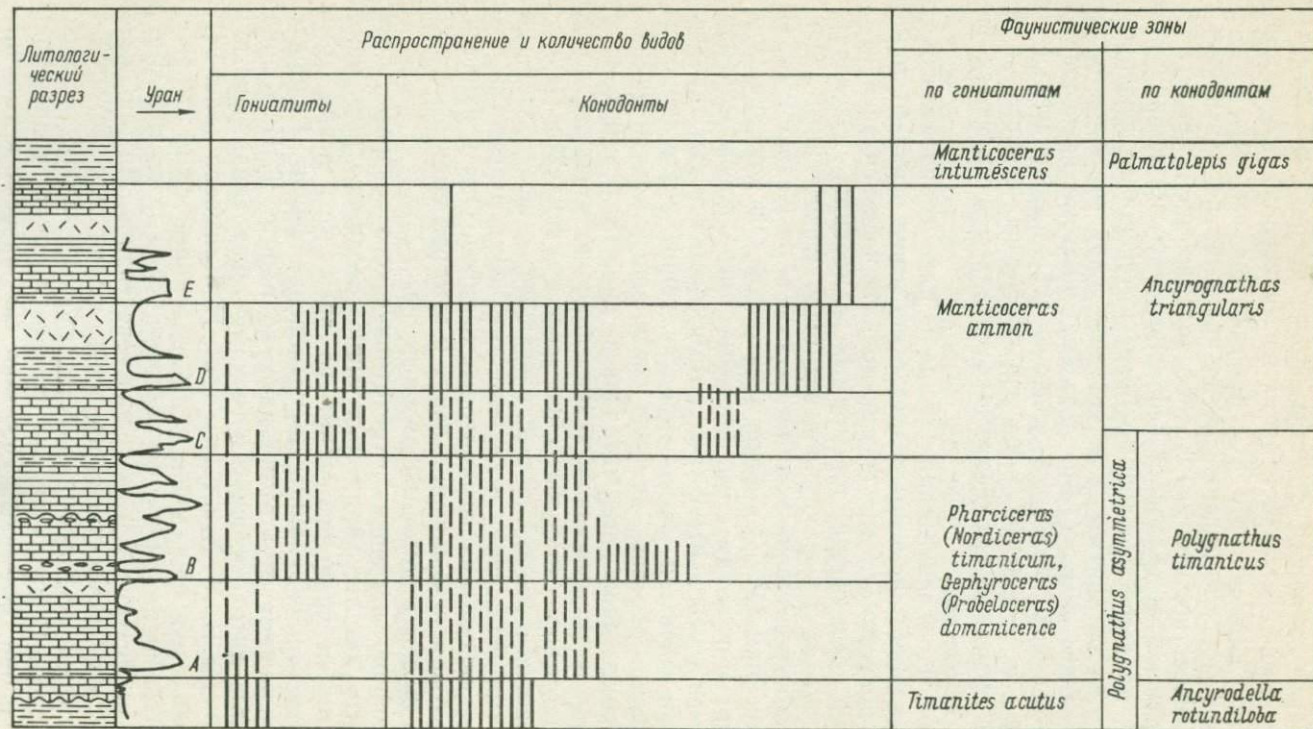


Рис. 24. Зависимость смены фауны гониатитов и конодонтов в отложениях стратотипа верхнего девона на р. Доманик от интенсивности накопления урана.

явлением этого первого пика уранонакопления появляются и новые виды организмов — 6 видов конодонтов: *Icriodus alternatus* Brans. et Mehl., *I. nodosus* Brans. et Mehl., *Palmaiolepis* cf. *hassi* Müll., *P. subrecta* Mill. et Joung., *Polygnathus dengleri* Sannem., *P. timanicus* Ovnat. (рис. 24).

После спада проявляется второй максимум уранонакопления B, синхронно с которым появляются 4 новых вида гониатитов *Ponticeras tschernyschewi* (Holz.), *P. bisulcatum* (Keys.), *P. uchtense* (Keys.), *Probeloceras* (*Gephyroceras*) *keyserlingi* (Holz.), *P. (Gephyroceras) domanicense* (Holz.) и 9 новых видов конодонтов. Далее интенсивность уранонакопления при некоторых колебаниях достигает максимума в III пачке доманиковой свиты (по Т. И. Кушнаревой), после чего в ее верхней части снова снижается (рис. 24). Охарактеризованность этих максимально обогащенных ураном осадков фауной весьма слабая — в них не встречено ни гониатитов, ни конодонтов. Новому пику уранонакопления C после кратковременного спада (рис. 24) соответствует синхронное появление пяти новых видов гониатитов, среди них — характерного зонального вида *Manticoceras ammon* (Keys.), а также пяти новых видов конодонтов (рис. 24).

После спада проявился следующий кратковременный пик уранонакопления D, фиксирующий появлением 9 новых видов конодонтов, в том числе характерного зонального вида *Ancyrognathus triangularis* Joung. (рис. 24). Следующий после спада уранонакопления пик E характеризуется выпадением из разреза всех гониатитов и 21 вида конодонтов (рис. 24); в верхнюю часть разреза доманика (в V пачку Т. И. Кушнаревой) из конодонтов более древних слоев переходят только 2 формы и появляются 2 новых вида — *Hindeodella* sp. и *Palmatolepis* cf. *gigas* Mill. Опыт изучения этого разреза показывает, что для моментов перехода от низких к максимальным, пиковым, интенсивностям уранонакопления характерно как исчезновение старых, так и появление многих новых видов гониатитов и конодонтов. Именно к пику уранонакопления, а не к литологической границе в разрезе, приурочена также и более крупная граница — между саргаевскими и доманиковыми отложениями, которая фиксируется значительной и быстрой сменой фауны.

Непосредственная связь между пиками уранонакопления и сменой фауны не только бентоса, но и пелагиали позволяет считать, что изменение концентраций урана в воде и соответственно уровня ионизирующей радиации являлось главным фактором, определявшим как быстрое вымирание старых, так и появление многих новых мутантных форм организмов.

Значительный интерес представляет детальное рассмотрение разреза чаттанугских черных сланцев позднего девона Северной Америки — аналога доманиковых отложений. Необходимые материалы по ним приведены во многих работах [61, 65, 74]. Верхнедевонские чаттанугские сланцы так же, как и доманиковые, очень богаты органическим веществом (до 20%) и характеризуются

повсеместно повышенной $[(15 \div 20) \cdot 10^{-3} \%$] концентрацией урана. Представления об условиях накопления этих осадков также крайне разнообразны и противоречивы. Вероятно, что наиболее обоснована все-таки точка зрения В. Е. Свенсона [74] о мелководно-морских условиях формирования этих осадков.

Концентрация урана в чаттанугских сланцах выше, чем в доманиковых; отношение $U/C_{орг}$ для них также значительно выше. По закономерным соотношениям концентрации урана в воде и ОВ организмов (гл. III) можно считать, что концентрация урана в водах чаттанугского бассейна Северной Америки превышала нормальную в несколько сотен раз и была выше, чем в доманиковом бассейне Русской платформы. В соответствии с этим воздействие токсических свойств урана и радиоактивности на организмы было в чаттанугском бассейне значительно сильнее, чем в доманиковом. Это выражается в еще более обедненном видовом составе фауны. Из фауны бентоса в значительном количестве в отдельных прослоях встречаются здесь только лингулы, как и в доманиковых отложениях. Очень редко наблюдаются орбикулоидные брахиоподы и мелкие *Schizobolus*.

Широко распространенные в доманиковом горизонте гониатиты и птероподы, в чаттанугских сланцах, характеризующихся значительно более высокой концентрацией урана, отсутствуют совершенно.

Из планктонных организмов изредка встречаются плохой сохранности радиолярии, а из нектона — редкие остатки рыб *Dinichthus terrelli*, *Rhadinichthus antiquus* (Williams), *R. devonicus* (Clarke). Единственными широко распространенными остатками морских животных являются конодонты.

Органическое вещество, насыщающее чаттанугские сапропелевые сланцы, в основном представлено коллоидальной массой, вероятно, продуктами разложения фитопланктона. Изредка встречаются остатки плавающих водорослей *Foerstia* и *Protosalvina*, иногда — остатки наземных растений *Callixylon*.

Мелководность обширного бассейна (по В. Е. Свенсону, глубина была, вероятнее всего, менее 30 м); наличие донной фауны, хотя и представленной почти одними лингулами, позволяет считать, что кислородный режим в нем был нормальным. Редкие, но все же встречающиеся остатки радиолярий свидетельствуют скорее всего о близкой к нормальной солёности вод. В этих условиях при огромной первичной биопродукции и обилии пищи почти полное отсутствие фауны, за исключением лингул и конодонтов, представляется совершенно ненормальным и непонятным, если, конечно, не принимать во внимание интенсивной зараженности Чаттанугского бассейна ураном, радиоактивными продуктами его деления и рядом других тяжелых металлов. Учет этого обстоятельства, по нашему мнению, снимает все недоумения, поскольку из радиобиологии известно, что зараженность среды радиоактивными элементами приводит к значительному обеднению живых природных комплексов, к исчезновению многих групп организмов

и переходу к доминирующему положению немногих видов организмов (лингул, конодонтов и простейших планктонных водорослей), обладавших, по-видимому, повышенной радиорезистентностью.

Хорошо изученный разрез чаттанугских сланцев в Теннесси как в смысле палеонтологической охарактеризованности [65], так и в отношении распределения в нем урана [61, 74] позволяет проследить во всех деталях влияние интенсивности уранонакопления на смену единственной широко распространенной в разрезе фауны — конодонтов (рис. 25). Нижний слой трансгрессивного песчаника, несогласно залегающий на ордовикских отложениях, при низкой радиоактивности характеризуется специфическим комплексом конодонтов (рис. 25), который включает восемь видов: *Ancyrodella rotundiloba* (Bryant) (23), *A. sp. B* (24), *Bryantodus sp. A* (25), *Hibbardella sp. A*. (26), *Polygnathus pennata* Hinde (27), *P. linguiformis* Hinde (28), *P. sp. A* (29), *Prioniodus alatus* Hinde (30).

Значительное возрастание интенсивности накопления урана в осадках, достигающее максимума во время накопления средней части пачки нижних черных сланцев, приводит к одновременному исчезновению существовавших до этого всех восьми видов конодонтов и почти синхронно — к появлению новых мутантных видов: *Ancyrognathus sp. A.* (22), *Palmatolepis unicornis* Miller and Jounquist (21), *Ancyrognathus euglypheus* Stauffer (20), *Palmatolepis marginata* Stauffer (19), *Palmatolepis subrecta* Miller and Jounquist (18).

После максимума осаждение средней пачки серых глинистых сланцев сопровождалось значительным снижением интенсивности уранонакопления и постепенным исчезновением трех видов конодонтов: *Ancyrognathus sp. A.*, *Palmatolepis unicornis* Miller and Jounquist, *Ancyrognathus euglypheus* Stauffer (рис. 25).

Начало отложения средней пачки черных сланцев снова фиксируется резким максимумом уранонакопления. В это время вымирают два вида предыдущего комплекса конодонтов — *Palmatolepis subrecta* Miller and Jounquist (18), *P. marginata* Stauffer (19) и почти синхронно появляются 13 новых видов конодонтов; два из них [*Palmatolepis sp. A.* (11) и *P. subperlobata* Branson and Mehl. (10)] — перед самым началом отложения этой пачки сланцев, а остальные 11 — непосредственно в начале максимума уранонакопления (рис. 25).

Во время отложения пачки верхних серых глинистых сланцев интенсивность уранонакопления снова снижается (рис. 25), чему соответствует вымирание двух видов конодонтов из ранее существовавших: *Ancyrodella* (Ulrich and Bassler) (34), *Ancyrognathus bifurcata* (Ulrich and Bassler).

Накопление верхней пачки черных сланцев снова отмечается значительным возрастанием интенсивности уранонакопления и вымиранием видов *Palmatolepis subperlobata* Branson and Mehl. (10), *Icriodus* Branson and Mehl. (35).

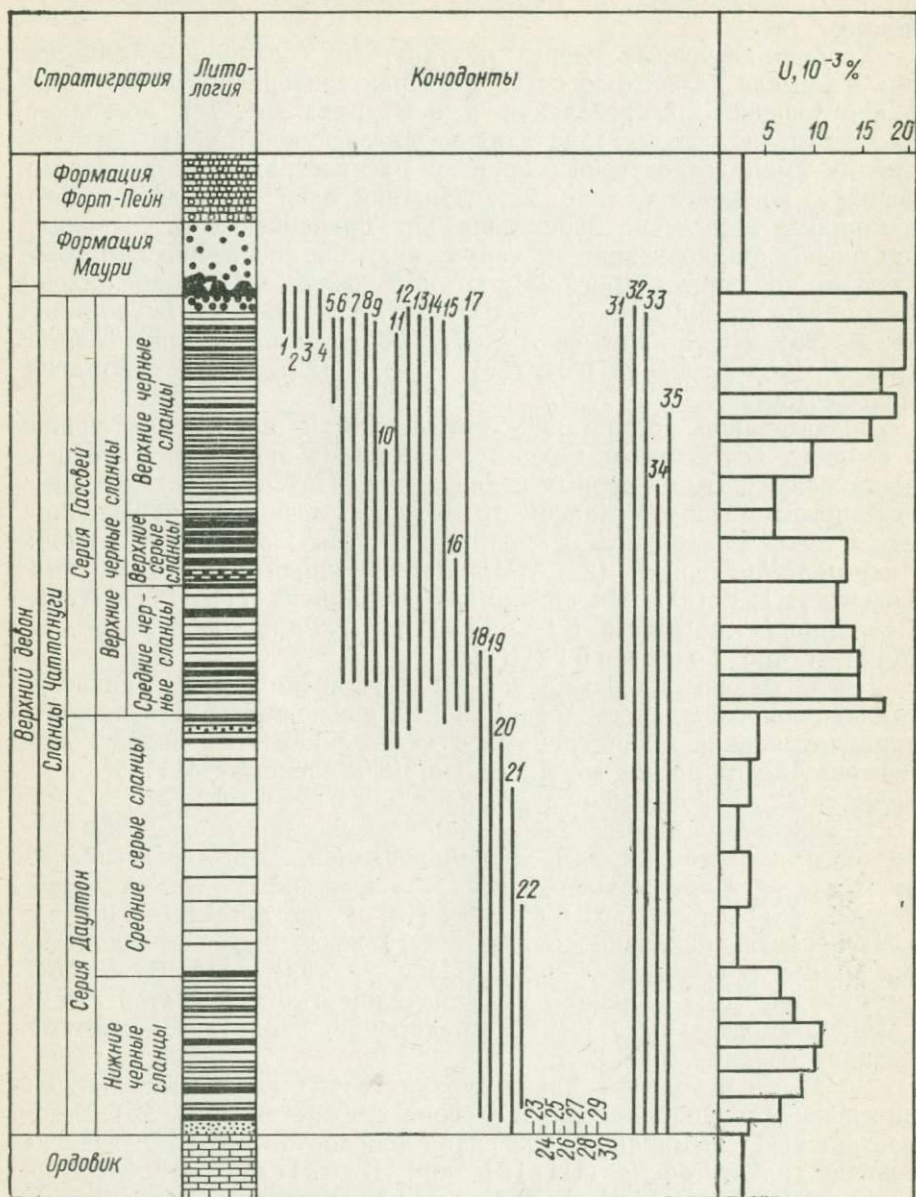


Рис. 25. Зависимость смены фауны конодонтов в отложениях верхнедевонской чаттанугской свиты Северной Америки от интенсивности накопления урана, по данным Л. К. Конанта, В. Е. Свенсона, У. Х. Хесса [61, 65].

Наконец, резкому снижению интенсивности уранонакопления в конце этапа отложения верхней пачки черных сланцев соответствует одновременное вымирание 14 видов конодонтов, существовавших ранее в условиях высокой радиоактивности среды (рис. 25) и чуть раньше этого появление 4 новых видов: *Hindeodella* sp. A (1), *Spathognathodus aculeatus* (Branson and Mehl.) (2), *S. disparilis* (Branson and Mehl.) (3) и *S. inornatus* (Branson and Mehl.) (4).

Изучение чаттанугских сланцев не оставляет сомнения в том, что смена фауны конодонтов происходила не постепенно, а быстро, с проявлением всплеск видообразования и вымирания организмов, приуроченных к моментам резкого изменения интенсивности уранонакопления.

Вспышки видообразования приурочены к моментам резкого возрастания интенсивности уранонакопления, к этим же моментам частично приурочено и быстрое вымирание организмов (рис. 25). Однако оно происходит, причем очень быстро, захватывая большое количество видов, и при резком переходе от максимальной к минимальной интенсивности уранонакопления, как, например, в конце эпохи накопления чаттанугских сланцев.

Обогащенные планктоногенным ОВ, ураном и другими металлами верхнедевонские отложения доманиковых и чаттанугских сланцев характеризуются многими весьма сходными чертами. Но главная из них — фаунистическая обедненность обогащенных ураном отложений при огромной первичной биопродукции фитопланктона. Детальное изучение разрезов свидетельствует о том, что развитие фауны в момент накопления ураносодержащих осадков происходило не постепенно, а с проявлением всплеск видообразования и вымирания организмов, которые полностью контролировались изменениями уровня заражения бассейнов ураном.

Поздний карбон

Обогащенные планктоногенным ОВ, фосфором и тяжелыми металлами осадки верхнего карбона распространены в ряде районов мира: на значительной территории мидконтинента Северной Америки, в Евразии — на западном склоне Урала и в Казахстане, в Южной Африке. Наиболее изученными из них являются «черные сланцы» верхнего пенсильвания [66]. Для них характерно обогащение планктоногенным ОВ, фосфором, ураном, а также Cd, Cr, Cu, Mo, Li, Pb, V и Zn.

Как и для других осадков такого типа, условия образования сланцев недостаточно ясны, мнения исследователей противоречивы. П. Геккель [66] считает, что накопление сланцев происходило в момент максимума трансгрессии при значительной глубине бассейна. Другие исследователи полагают, однако, что глубина бассейна была небольшой. Особенности этих сапропелевых сланцев (обогащенность металлами и фосфором и бедность фауны) П. Геккель связывает с существованием бескислородной среды



Рис. 26. Зависимость смены фауны и флоры в пенсильванских сланцах Северной Америки от изменения интенсивности накопления урана, по данным П. Х. Геккеля, В. Е. Свенсона [66, 75].

и сероводородного заражения в придонных водах обширного эпиконтинентального бассейна. Причиной этого, по его мнению, был установившийся постоянный термоклин и проявлявшийся апвеллинг в условиях устойчивого стога поверхностной воды от берега преобладавшими ветрами. Наличие бескислородной среды в придонных водах обширного эпиконтинентального бассейна во время отложения сланцев доказывается им бедностью видового состава фауны, которая представлена только орбикулоидными брахиоподами и пектенидами. При этом предполагается, что на дне фауна вообще отсутствовала, а брахиоподы и моллюски или вели эпипелагический образ жизни, или плавали на поверхности, прикрепившись к обломкам растений. Однако из палеонтологических руководств известно, что все виды древних и ныне известных брахиопод являются донными животными [43], а пектены, хотя и могут перемещаться, но недалеко ото дна. Таким образом, наличие бескислородных (сероводородных) условий представляется сомнительным. Хотя существовал бедный в видовом отношении комплекс бентосной или придонной фауны, тем не менее он мог обитать только в условиях кислородной среды и, во всяком случае, при отсутствии сероводородного заражения.

Во время отложения сланцев значительно обеднялась не только фауна бентоса, но одновременно исчезали донные водоросли, для объяснения чего автору приходится привлекать другую причину — глубину бассейна ниже фотической зоны. Одновременно изменялся и состав конодонтов, пелагических животных. Таким образом, во время отложения обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими тяжелыми металлами осадков значительные изменения испытывали фауна и флора как бентоса, так и пелагиали. Поэтому более естественно, как и в других случаях накопления подобных осадков, предположить, что существенные изменения, затрагивающие одновременно как фауну и флору бентоса, так и пелагические организмы, должны были вызываться не одновременно действовавшими различными причинами, а какой-то общей, которая могла их контролировать на огромном пространстве развития эпиконтинентального бассейна.

Рис. 26 схематично иллюстрирует изменения фауны и флоры и интенсивности уранонакопления во время отложения пенсиль-

ванских осадков. Хорошо видно, что одновременно со значительным усилением интенсивности уранонакопления исчезают донные известковые водоросли; от богатой и разнообразной фауны в подстилающих известняках почти ничего не остается, кроме орбикулонидных брахиопод и пектенид; исчезает ряд видов конодонтов — *Adetognathus* sp. p., *Aethotaxis advena* и *Ozarcodina minuta*; однако одновременно широкое развитие получают *Idiognathodus* sp., *Idiopronides lex* и появляются *Gondolella* sp., характерные для этих ураноносных осадков. Резкому снижению интенсивности уранонакопления соответствует появление донных водорослей, разнообразной бентосной фауны беспозвоночных, временно исчезнувших видов конодонтов и сокращение количества видов конодонтов, характерных для предыдущего этапа накопления ураноносных сланцев (рис. 26).

Появляющийся во время накопления обогащенных ураном осадков вид *Gondolella* sp. при снижении интенсивности уранонакопления до нормальной почти сразу же исчезает.

Судя по средней концентрации урана в пенсильванских сланцах, равной $5 \cdot 10^{-3} \%$ [74], концентрация его в водах бассейна в это время могла превышать нормальную в несколько десятков, а иногда и сотен раз. Однако если это только предположение, подтверждающееся для других аналогичных ураноносных осадков весьма высокими отношениями $U/C_{орг}$, то значительно повышенная концентрация в донных сапропелевых илах пенсильванского бассейна U, Cd, Cr, Cu, Mo, V, Ni, Pb и Zn является непреложным фактом, какова бы ни была его причина.

В таких условиях, когда концентрация урана и некоторых других тяжелых металлов в осадках явно превышала верхний пороговый уровень [21], бентосная фауна даже при нормальном кислородном режиме в придонных водах должна была испытывать весьма существенные токсические и мутационные воздействия, что неизбежно должно было привести, с одной стороны, к значительному обеднению ее видового состава, а с другой — к появлению новых мутантных форм.

Конечно, используя по этому объекту только весьма обобщенные литературные данные [66], не имея подробных материалов по характеристике фауны и флоры и послойному распределению урана и других металлов и органического вещества в осадках, невозможно делать категорические выводы. Однако большое сходство с другими осадками с повышенной концентрацией урана и планктоногенного ОВ вне зависимости от того, отлагались ли они в нормально-морских условиях или в условиях бескислородной среды, позволяет думать, что изменения фауны и флоры во время накопления пенсильванских сапропелевых сланцев, так же как и в других аналогичных случаях, определялись резким возрастанием радиоактивности в среде обитания организмов.

Позднеюрская эпоха во многих районах мира характеризовалась накоплением эпиконтинентальных морских и озерных осадков, значительно обогащенных планктоногенным органическим веществом, вплоть до образования сапропелевых горючих сланцев, и одновременно накоплением повышенных концентраций урана, молибдена и других металлов. В это время началось накопление аналогичных осадков не только в пределах развития морей на континентальных глыбах, но и в океане. В ряде районов мира в позднеюрскую эпоху интенсивное накопление урана происходило не только в морских, но и в континентальных фациях, в отложениях русловых потоков, где накопление урана также обуславливалось органическим веществом. Особенно широко развиты обогащенные планктоногенным ОВ и металлами морские осадки в пределах Западной Сибири и в восточной части Русской платформы. Распространение их в ряде районов прослеживается и далее на запад, вплоть до Англии, при строгой приуроченности к волжскому ярусу.

В Западной Сибири сильно насыщенные планктоногенным ОВ битуминозные отложения баженовской свиты развиты сплошным пятном. Условия их образования, как и других осадков такого типа, вызывают большие разногласия. Это морские отложения, весьма однородные на огромной площади. Для них характерно почти полное отсутствие фауны макробентоса: изредка встречаются двусторки, главным образом *Vuchia* (ауцеллы), реже — *Thracia* и *Muidea*. В них полностью, за исключением прибрежных зон, отсутствуют бентальные фораминиферы. Однако довольно широко распространены в верхней части разреза планктонные организмы, такие как радиолярии и кокколитофориды. Встречается много остатков морских пелагических организмов — рыб, белемнитов и аммонитов.

Широкое распространение радиолярий свидетельствует, по-видимому, о нормальной солености вод морского бассейна; наличие хотя и сравнительно редкой и однообразной бентосной фауны позволяет думать об отсутствии бескислородной среды и сероводородного заражения в придонных водах; отсутствие донных водорослей — о глубинах, превышавших, по видимому, 100—200 м.

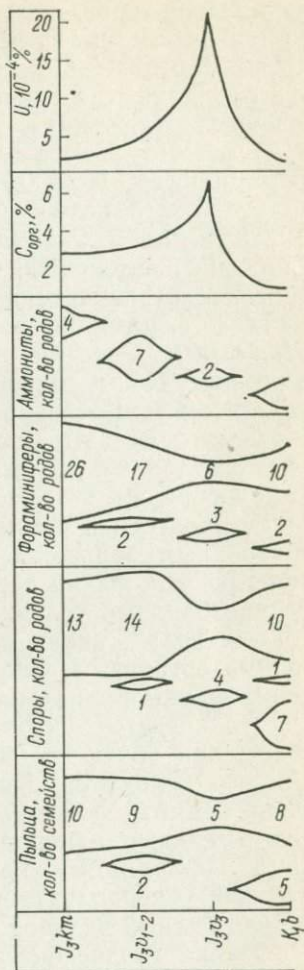
Исключительно высокой биопродуктивностью в этом морском бассейне отличался фитопланктон, хотя и весьма однообразный по своему видовому составу. Простейшие планктонные водоросли, обеспечившие значительную насыщенность осадков ОВ, составляют в выделяемых фракциях органических остатков до 90 % и более; пыльцы и спор наземных растений, особенно в осадках центральной части бассейна, почти нет. Многочисленные простейшие водоросли имеют округлую форму, размеры — до 20 мкм. Экина у них гладкая, тонкостенная и не имеет никаких скульптурных элементов.

Рис. 27. Зависимость смены фауны и флоры в верхнеюрских отложениях Западной Сибири от интенсивности накопления урана.

Детально и послойно изученных индивидуальных разрезов насыщенных ОВ пород баженовской свиты в нашем распоряжении, к сожалению, не имеется. Поэтому приходится ограничиваться обобщенной характеристикой. На рис. 27 видно, что в верхнеюрских осадках наблюдается четкая зависимость изменений интенсивности накопления урана, планктоногенного ОВ и изменений различных групп фауны и флоры, причем не только морской, но и наземной, пыльца и споры которой заносились в прибрежные осадки.

Аммониты характеризуются быстрой сменой форм на уровне рода. Между аммонитами баженовской свиты, обогащенных планктоногенным ОВ и ураном, и аммонитами более древних (нижне-, средневожских) и более молодых берриасовых осадков нет ни одного общего рода [Поплавская М. Д., 1971 г.]. При этом характерно, что, хотя в баженовской свите встречается много остатков аммонитов, они представлены всего двумя родами — *Virgatosphinctes* и *Berriassella*, тогда как и в более древних и в более молодых осадках с низкой концентрацией урана их разнообразие значительно больше (рис. 27). Максимальная интенсивность уранонакопления в осадках и максимальная концентрация его в это время в водах бассейна (в несколько десятков раз выше нормальной океанической, см. гл. III) способствовала, как и во всех других таких объектах, обеднению видового состава фауны, в данном случае аммонитов.

Концентрация урана в осадках была значительно выше, чем в водах бассейна, а потому воздействие его токсических свойств и радиоактивности на фауну бентоса было еще более сильным. Это, видимо, и обусловило как сравнительно редкую встречаемость, так и крайне бедный видовой состав бентосной фауны (всего 2—3 вида двустворок при полном отсутствии бентосных фораминифер на преобладающей части площади дна бассейна). Но даже с учетом прибрежных зон, где концентрация ОВ и урана в осадках была значительно ниже, хорошо видно, что максимуму



накопления урана соответствует наиболее обедненный родовой состав фораминифер (рис. 27). Из 17 родов, свойственных более древним отложениям, остается всего шесть. На видовом уровне эти различия еще значительнее: из 19 видов, известных в подстилающих отложениях, в обогащенные ураном и ОВ переходят всего шесть; вместе с тем в них появляется 10 новых видов фораминифер. Появляются в этих отложениях не только новые виды, но и 3 новых рода фораминифер (*Ammodiscoides*, *Arenoturrisspirillina* и *Orientalia*), свойственных только этим осадкам. Снижению интенсивности уранонакопления соответствует как возрастание разнообразия «транзитных» родов при смене видового состава фораминифер, так и появление трех новых родов — *Glomospira*, *Gaudrina* и *Frondicularia*, свойственных отложениям берриаса. Таким образом, повышение концентрации урана в водах бассейна обеспечивает усиление интенсивности его накопления в осадках. Все это приводит к одновременному обеднению видового состава как пелагической, так особенно и бентосной фауны. Таким образом, невозможно объяснить отсутствие или обедненный состав бентосной фауны бескислородными условиями или сероводородным заражением придонных вод. Как бентосная, так и пелагическая фауна изменялись однонаправленно и одновременно. Бескислородные условия, если бы они даже существовали в придонных водах, никак не могли влиять на пелагические и планктонные организмы. Следовательно, причина одновременного изменения фауны планктона и бентоса могла быть только одна.

Что касается фитопланктона, то он, к сожалению, в видовом отношении почти не изучен. Во время максимума уранонакопления его количество было наибольшим, но видовой состав был очень бедным; по существу, все простейшие водоросли представлены мелкими однородными гладкими и тонкостенными оболочками. По-видимому, как и в другие аналогичные эпохи, экстремальной биопродуктивности фитопланктона сопутствовал его крайне бедный видовой состав.

Осадки позднеюрской эпохи дают возможность охарактеризовать также и обусловленные радиацией изменения наземной растительности. Конечно, прямые данные о значительно повышенной концентрации урана в среде обитания имеются у нас только для морских донных осадков, а по отношению $U/C_{орг}$ и концентрации урана в воде определяют расчетные данные о вероятной концентрации урана в водах палеобассейна. Судить непосредственно о концентрации урана в почвах и почвенных водах в прилегавших к морскому бассейну областях суши не представляется возможным. Однако рис. 27 свидетельствует о том, что споропыльцевые комплексы наземной растительности испытывают точно такие же синхронные изменения, что и фауна морского бассейна.

Максимуму уранонакопления в осадках Западно-Сибирского морского бассейна соответствует значительное обеднение видового состава спор и пыльцы наземных растений (рис. 27). Коли-

чество семейств споровых растений уменьшается от 13—14 в подстилающих отложениях до четырех в верхневолжских отложениях с максимальной концентрацией урана. Остаются в этих отложениях споры, по-видимому, наиболее радиорезистентных растений— *Leiotriletes*, *Licopodiaceae*, *Osmundaceae* и *Gleicheniaceae*. Вместе с тем появляются 2 новые формы— *Ophiogloseaceae* и *Schizaeaceae*, неизвестные в подстилающих отложениях. Снижению интенсивности уранонакопления сопутствует как возрастание разнообразия «транзитных» семейств и родов споровых растений, так и появление 7 новых, ранее неизвестных: *Cycatriocosisporites*, *Salvinia*, *Gircellina*, *Lophotriletes*, *Acanthotriletes*, *Dictyotriletes* и *Trachytriletes*.

Среди спор наиболее распространены *Leiotriletes* (*Conioperteris*) — до 15—30 %, иногда до 60 %, *Osmundaceae* — до 10—15 %. В верхневолжских обогащенных ОБ и ураном осадках существенным становится содержание спор *Gleichenia* (до 5—10 %), которые в других отложениях встречаются редко.

Аналогичным образом ведет себя пыльца голосемянной растительности (рис. 27). При возрастании интенсивности уранонакопления до максимума в верхневолжских отложениях количество семейств сокращается вдвое, остаются в это время *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Classopolis*, *Sciadopitis* и *Ginkgo*. Преобладает пыльца хвойных растений, в небольшом количестве встречаются *Classopolis* и *Ginkgo*.

Последующее снижение интенсивности уранонакопления снова сопровождается увеличением разнообразия «транзитных» семейств и появлением пяти новых, неизвестных в подстилающих отложениях: *Protopicea*, *Piceites*, *Pseudopicea*, *Abietipetis* и *Gnetaceapolenites* (рис. 27).

Как видим, возрастание интенсивности уранонакопления до максимума в верхневолжское время, как и в другие аналогичные эпохи, сопровождалось одновременным обеднением всех живых природных комплексов — фауны планктона, пелагиали, бентоса, фитопланктона и, наконец, споровой и голосемянной растительности в прилегающих областях суши. По окончании эпохи уранонакопления наблюдается возрастание разнообразия живых природных комплексов при значительной смене видового состава фауны и флоры.

Никакими причинами (сероводородное заражение, апвеллинг и т. п.) эти явления, одновременно и однонаправленно происходящие с фауной и флорой как в морском бассейне, так и на прилегающей к нему суше, объяснить невозможно. Налицо серьезный экологический кризис, охватывавший при заражении среды обитания ураном всю совокупность организмов биосферы или по крайней мере огромную ее область — на протяжении всей Евразии. Судя по интенсивному уранонакоплению в это время в остатках наземной растительности в континентальных отложениях свиты Моррисон, этот кризис охватывал и Северную Америку и проявлялся, вероятно, в южной части Атлантического океана.

В европейской части СССР наиболее показательным разрезом верхнеюрских отложений как по своей полноте, так и по фаунистической характеристике, является разрез на правом берегу р. Волги, выбранный в качестве лектостратотипа волжского яруса.

Фаунистическая характеристика разреза приводится по М. С. Месежникову [33]. Геологическое и геохимическое изучение разреза произведено нами совместно с В. М. Бекетовым и Л. И. Климовой.

Разрез позволяет проследить зависимость смены фауны от изменения геохимических условий осадконакопления. Верхняя часть нижневолжского подъяруса (зона *pseudoscythicus*) и нижняя часть средневолжского подъяруса (зона *pavlovi* и частично *zarajskensis*) представлены однородными глинами, содержащими не более 1% рассеянного планктоногенного ОВ. Интенсивность уранонакопления во время формирования этих осадков была незначительной (рис. 28). Во второй половине средневолжского времени значительно усилилась интенсивность накопления планктоногенного ОВ; его концентрация в глинистых породах составляет повсеместно не менее 2%, а в пластах сапропелевых сланцев — от 10—12 до 30—34%. Соответственно усилению накопления планктоногенного ОВ значительно возросла в это время и интенсивность уранонакопления, достигавшая максимальных значений во время отложения сапропелевых сланцев (рис. 28).

Конец средневолжского времени (зоны *virgatus* и *nikitini*), а также поздневолжское время ознаменовались накоплением преимущественно песчаных осадков с горизонтами черных стяжений фосфоритов (рис. 28). Планктоногенного ОВ в этих осадках к концу диагенеза осталось весьма мало (0,1—0,2%), в полном соответствии с окислительными условиями их накопления, но концентрации урана достигли максимума, особенно во время формирования обогащенных ОВ горизонтов фосфоритов. Максимум уранонакопления приурочен к границе поздней юры и мела.

На первом этапе при низкой интенсивности уранонакопления комплекс аммонитов представлен родами *Glochyceras* (1), *Haploceras*? (2) *Pavlovia* (3) и *Sutneria* (4); несколько позже появляется *Zaraiskites quenstedti* (Rouill et Vos.) (5). Затем, уже незадолго до начала этапа повышенной интенсивности уранонакопления, появляются *Dorsoplanites* cf. *panderi* (d'Orb.) (6), два новых вида *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) (7) и *zarajskensis* (8) и *Pavlovia (Pallasicerias)* cf. *menneri* (Mich.) (9).

Резкое возрастание интенсивности уранонакопления (рис. 28) сопровождается вымиранием четырех родов аммонитов (1—4) и *Pavlovia (Pallasicerias)* cf. *menneri* (Mich.) (9).

Во время накопления пачки глин с прослоями сапропелевых сланцев и повышенного уранонакопления фауна аммонитов значительно обедняется; из шести родов остаются всего 2: *Dorsoplanites*, представленный видом *D.* cf. *panderi* (d'Orb.) (6), и *Zaraiskites*, представленный тремя видами: *Z. quenstedti* (Rouill

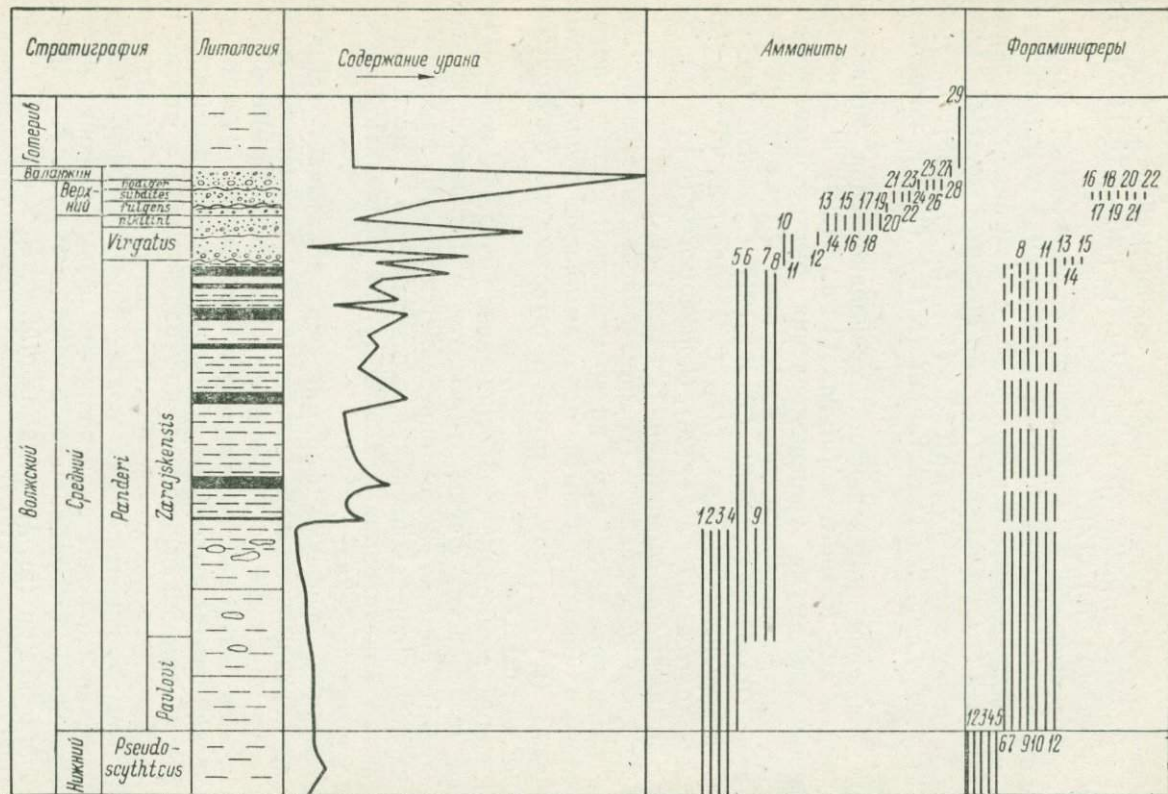


Рис. 28. Зависимость смены фауны аммонитов и фораминифер в верхнеюрских отложениях лектостратотипа у сел. Городище от интенсивности накопления урана.

et Vos.) (5), *Z. scythicus* (Vischn.) (7) и *Z. zarajskensis* (Mich.) (8).

Наступление кратковременного, но еще более сильного максимума уранонакопления в начале зоны *virgatus* приводит к исчезновению всех этих родов и видов и одновременно к появлению новых: *Virgatites virgatus* (Buch) (10), *V. pallasi* (Mich.) (11) и *V. pusillus* (Mich.) (12).

Затем проявляется следующий, еще более мощный максимум уранонакопления, приводящий к вымиранию вида *virgatus* и одновременно к появлению трех новых родов и семи видов аммонитов; *Epivirgatites nikitini* (Mich.) (13), *Epivirgatites* sp. (14), *Lomonossovella lomonossovi* (Vischn.) (15), *L.* sp. (18), *L. blakei* (PavI.) (16), *Laugaites stschurovskii* (Nik.) (17), и *Paracraspedites* sp. (19).

При снижении интенсивности уранонакопления появляется новый род и вид *Kaspurites fulgens* (Trd.) (20), а затем при достижении максимума уранонакопления быстро появляются и столь же быстро вымирают два новых рода и семь новых видов аммонитов: *Craspedites subditus* (Trd.) (21), *C. okensis* (d'Orb.) (22), *C. mosquensis* Gerass. (24), *C. kashpuricus* (Trd.) (25), *C. parakashpuricus* Gerass. (26), *C. milkovensis* (Strem.) (27), а также *Garniericeras catenulatum* (Fisch.) (23).

После этого интенсивность уранонакопления на границе юры и мела резко снижается, чему по времени соответствует появление мелового (валанжинского) рода аммонитов *Temnoptychites mokschensis* (Bog.) (28), а затем и готеривского *Speetoniceras versicolor* (Trd.) (29).

Как видим, вымирание и одновременное появление новых родов и видов пелагической фауны аммонитов в позднеюрскую эпоху в изученном разрезе во многом определяется резкими изменениями интенсивности уранонакопления и соответственно существенными изменениями концентрации урана и других радиоактивных элементов в водах бассейна.

Бентосная микрофауна фораминифер показывает примерно такую же картину изменений в соответствии с изменениями интенсивности уранонакопления в бассейне. Существенная смена видового состава бентосных фораминифер происходит раньше, чем пелагической фауны аммонитов, в конце ранневожского времени (рис. 28). Видимо, повышение концентрации урана и других радиоактивных элементов на дне бассейна ощущалось организмами раньше, чем в поверхностных водах. Комплекс фораминифер, существовавший в конце ранневожской фазы, включал в себя следующие формы: *Ceratolamarkina zatonica* Mjatl. (1), *Mironovella gemina* Dain (2), *Marginulina dilatata* K. Kuzn. (3), *Pseudolamarkina polonica* (Biel. et Poz.) (4) и *Spiroplectamina vicinalis* Dain (5).

Новый комплекс фораминифер, включающий 7 видов, появился перед началом эпохи повышенной интенсивности уранонакопления и существовал во время нее до проявления максимума урано-

накопления, который обусловил вымирание не только этого комплекса фораминифер, но одновременно и комплекса аммонитов зоны *Zarajskensis* (рис. 28). В моменты усиления уранонакопления, отвечавшие формированию слоев сапропелевых сланцев, количество донных фораминифер в бассейне, видимо, значительно сокращалось; в горючих сланцах их остатки практически отсутствуют. С проявлением последнего максимума уранонакопления вымирает комплекс фораминифер, включающий в себя *Lenticulina kovalevskii* Dain (6), *Marginulinopsis mediaformis* K. Kuzn. (7), *M. embaensis* (Furss. et Pol.) (8), *Nodosaria osynkiensis* Mjatl. (9), *Spiroplectamina vicinalis* Dain (10), *S. undorica* Furss. (11) и *Saracenaria pravoslavlevi* Furss. et Pol. (12).

Однако одновременно с его исчезновением при проявлении этого максимума уранонакопления появляются и новые виды и роды фораминифер: *Guttulina dogeli* Dain (13), *Lenticulina* sp. (14) и *L. ponderosa* (Mjatl.) (15), которые почти сразу же исчезают.

Далее картина по фораминиферам недостаточно полная и ясная; наличия их не установлено до зоны *subdites* (рис. 28), когда в начале последнего и самого мощного максимума уранонакопления в разрезе появляется, а затем быстро исчезает новый комплекс фораминифер, включающий в себя 7 видов: *Astacolus aequilonicus* (Mjatl.) (16), *A. taimyrensis* Bassov (17), *Marginulina improria* Bassov (18), *M. striatocostata* Reuss (19), *M. pseudolimaris* K. Kuzn. (20), *Saracenaria alfa* K. Kuzn. (21) и *S. bononiensis* Berth. (22).

Таким образом, смена бентосных фораминифер в позднеюрскую эпоху происходила во многом сходно со сменой пелагической фауны аммонитов и контролировалась происходившими изменениями радиоактивности среды обитания. Надо лишь отметить, что смена бентосной фауны как бы несколько предвворяла смену пелагической. Споро-пыльцевые комплексы верхнеюрских отложений рассматриваемого разреза, к сожалению, остались пока не изученными, поэтому не известно, происходили ли их изменения так же синхронно с изменениями фауны, как и в поздней юре Западной Сибири.

Средний — поздний эоцен

Образование осадков, значительно обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и тяжелыми металлами, происходило в конце среднего — начале позднего эоцена во многих районах мира на обширных территориях и в самых различных фациальных условиях в обширных морских эпиконтинентальных бассейнах, в океане, в континентальных условиях в крупных пресноводных озерах тектонического происхождения.

Такие обогащенные планктоногенным ОВ морские эпиконтинентальные отложения кумской свиты широкой полосой просле-

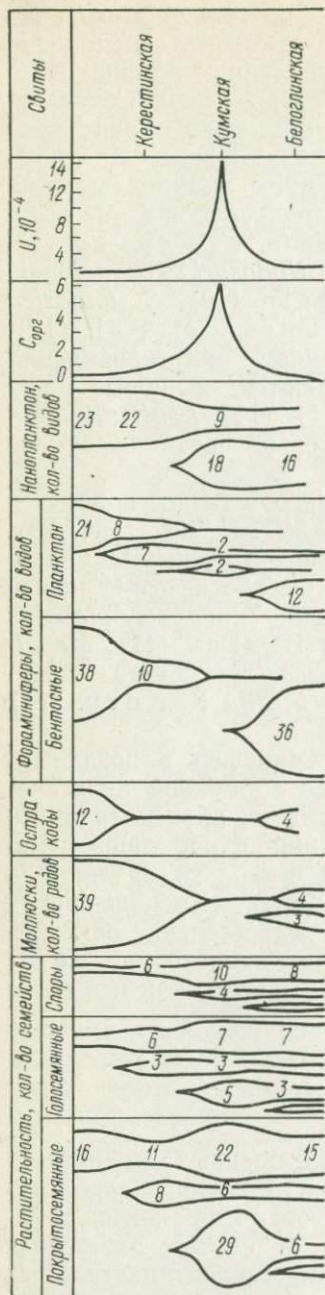


Рис. 29. Зависимость смены фауны и флоры в средне-верхнеэоценовых отложениях Северного Кавказа от интенсивности накопления урана.

живаются от восточного обрамления Каспийского моря вдоль всего Северного Кавказа, их аналоги широко развиты в Северной Африке. Черные кремнистые радиоактивные осадки эоценового возраста установлены в Атлантическом океане. В Северной Америке развитие ураноносных эоценовых осадков свиты Грин-Ривер известно в ряде бассейнов озерного типа.

Наиболее изученными в СССР являются отложения верхнеэоценовой кумской свиты, протягивающиеся полосой вдоль Северного Кавказа. Это нормально-морские карбонатно-глинистые, обогащенные сапропелевым ОВ осадки, которые, возможно, отлагались в условиях придонного сероводородного заражения вод. Судя по повышенным отношениям $U/C_{орг}$, концентрация урана в водах этого эпиконтинентального морского бассейна превышала нормальную океаническую в несколько десятков раз, что наряду с сероводородным заражением не могло не оказывать на водную фауну и флору значительного воздействия.

Возрастание интенсивности уранонакопления началось в керестинское и достигло максимума в кумское время, после чего интенсивность уранонакопления снова стала незначительной (рис. 29). Синхронно с изменением интенсивности уранонакопления изменялась и интенсивность накопления планктоногенного органического вещества в осадках, достигавшая максимального проявления также в кумское время. Состав основных микрофитопланктонных продуцентов органического вещества в осадках, к сожалению, недостаточно изучен. Поэтому

неизвестно, сопровождалась ли его экстремальная биопродуктивность обеднением видового состава, как в другие аналогичные эпохи.

Количество видов нанопланктона, переходящих из среднего эоцена, при возрастании интенсивности уранонакопления значительно уменьшается, достигая минимума при максимуме уранонакопления в верхней части кумской свиты (рис. 29). Вместе с тем возрастание интенсивности уранонакопления сопровождается усилением видообразования и появлением около 20 новых видов нанопланктонных организмов.

Сильно реагировал на возрастание интенсивности уранонакопления состав планктонных фораминифер (рис. 29). Так, по данным Е. К. Шуцкой [1960 г.], из 21 вида среднеэоценовых планктонных фораминифер в керестинском горизонте остается всего восемь: *Globigerina frontosa* Subb., *Gl. pseudoecena* Subb., *Gl. micra* (Cole), *Acarinina interposita* Subb., *A. rotundimarginata* Subb., *A. crassaeformis* Gall et Wissl., *Clavulina golutjatnikovii* Schutzk. и *Gyroidina eocena* var. *compacta* Subb. В вышележащие отложения кумской свиты из них переходит только один вид — *Globigerina micra* (Cole), а остальные исчезают.

Одновременно с возрастанием интенсивности уранонакопления оживляется процесс видообразования. В керестинском горизонте появляется 7 новых видов планктонных фораминифер: *G. subconglobatus* var. *micra* Schutzk., *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina eocena* Gümb., *G. triloculinoides* Plum., *G. ex gr. turcmunica* Chalilov, *Acarinina rotundimarginata* и *Globigerinoides subconglobatus* Chal. Однако все они, за исключением двух последних видов, выше по разрезу не прослеживаются. В момент максимальной интенсивности уранонакопления в кумское время появляются два новых вида планктонных фораминифер — *Globigerina ex gr. bulloides* d'Orb. и *G. inflata* d'Orb. Таким образом, комплекс планктонных фораминифер в момент максимальной интенсивности уранонакопления становится чрезвычайно бедным и содержит обычно не более 5—6 видов. По мнению Н. Н. Субботиной, все они отличаются мелкими размерами, бескульптурностью и угнетенным обликом. В раковинах отмечается повышенная концентрация урана.

Окончанию эпохи уранонакопления соответствует возрастание разнообразия планктонных фораминифер при почти полной смене их видового состава (рис. 29). В вышележащих отложениях белоглинской свиты верхнего эоцена, осадки которой накапливались уже в нормальных условиях среды, появляется не менее 12 новых видов планктонных фораминифер: *Globigerinoides conglobatus* (Brady), *Globigerina corpulenta* Subb., *G. bulloides* d'Orb., *Gl. eocena* Terquem, *Gümbelina globosa* Hant, *Globigerina officinalis* Subb., *Acarinina centrulis* (Cushm. et Bermudez), *G. antegressa* Subb., *G. bulloides* var. *compacta* Subb., *G. rubriformis* Subb., *Gyroidina soldanii* d'Orb. и *Globigerinella ex gr. micra* (Cole).

Еще более значительно реагируют на изменение интенсивности уранонакопления, а возможно, и на развитие в придонных водах

сероводородного заражения в момент максимальной радиоактивности бентосные фораминиферы. Из 38 видов, известных в среднем эоцене, в керестинские отложения переходит всего десять. Они представлены *Cibicides ungerianus* d'Orb., *C. kasahstanensis* Nikit. (msc), *C. perlucides* var. *kasahstanensis* Nikit. (msc), *C. ex gr. dutemplei* (d'Orb.), *Clavilina* ex gr. *Szaboi* Hantk., *Plectina dalmatina* (Liebus), *Marginulina fragaria* (Gümb.), *Marssonella indentata* (Cushm. et Jarv.), *Spiroplectamina carinataeformis* (Moroz.), *Acarinina* ex gr. *interposita* Subb. В кумской свите, по данным Е. К. Шуцкой, бентосных фораминифер нет или, возможно, присутствует только один вид. При детальном послыонном изучении разрезов, однако, установлено, что несколько бентосных видов фораминифер в кумское время все-таки существовало. В разрезе р. Пшехи Г. В. Игнатовой, например, найдено 8—9 видов бентосных фораминифер.

Окончание эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана сопровождается появлением весьма разнообразного комплекса бентосных фораминифер, который насчитывает не менее 36 новых видов (рис. 29).

Остракоды в момент максимальной интенсивности уранонакопления исчезают почти совсем. Исключительно редко встречаются только *Echinocythereis*. По окончании эпохи уранонакопления остракоды снова получают широкое распространение; наблюдается их пышный расцвет (рис. 29).

Богатая и разнообразная фауна моллюсков среднего эоцена, насчитывавшая около 40 родов, в момент максимального уранонакопления практически совсем исчезает, что типично почти для всех районов распространения кумских отложений. Однако И. А. Коробковым [1960 г.] упоминается, что в кумских отложениях им были определены *Propeamussium longisculum* Korob. и *Propeamussium asiaticum* (Korob. et Makag.). Автор в 1949—1951 гг. находил моллюсков в типичных кумских отложениях Южного Дагестана. Это важно в том смысле, что если не везде, то по крайней мере в ряде районов морского бассейна условия придонного сероводородного заражения не существовали. О том же свидетельствует и наличие нескольких видов бентосных фораминифер.

Окончанию эпохи накопления планктоногенного ОВ и урана снова соответствует появление фауны моллюсков, довольно бедной, содержащей несколько «транзитных» и несколько новых видов (рис. 29).

Как видим, переходу от нормальных условий среды среднего эоцена к позднеэоценовой эпохе интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана отвечают весьма интенсивные изменения всего комплекса организмов морского бассейна, как планктонных, так и особенно бентосных. Общий характер этих интенсивных изменений фауны и флоры состоит преимущественно в обеднении живых природных комплексов организмов. С другой стороны, максимум эпохи уранонакопления характеризуется также и ожив-

лением мутационного процесса и видообразования, что характерно для планктонных фораминифер и особенно для нанопланктона (рис. 29). Переход от эпохи уранонакопления к нормальным условиям среды снова характеризуется значительным возрастанием разнообразия всего комплекса планктонных и бентосных организмов бассейна и существенной сменой видового состава организмов (рис. 29).

Традиционное объяснение значительного обеднения видового состава фауны кумского морского бассейна основано на учете влияния возможного сероводородного заражения придонных вод. Вероятно, для бентосной фауны это объяснение может быть принято во внимание. Правда, находки моллюсков И. А. Коробковым и наши давние наблюдения говорят о том, что по крайней мере в некоторых пунктах бассейна придонное сероводородное заражение вод не имело места и тем не менее бентосная фауна весьма бедна в видовом отношении и весьма специфична. Она обитала в сапропелевых илах с повышенной концентрацией урана и не могла не испытывать его токсических и мутагенных воздействий.

Что касается планктонных организмов — нанопланктона и планктонных фораминифер, — то их резкие изменения на этапе максимального уранонакопления не могут быть объяснены ни в коей мере влиянием сероводородного заражения придонных вод. Ведь, например, в Черном море или в фиордах Балтийского моря наличие сероводородного заражения в придонных водах никак не влияет на планктон и нектон.

Резкие изменения планктонных организмов, синхронные максимальной интенсивности уранонакопления, по нашему мнению, могли быть следствием токсического и радиационного воздействия урана, концентрация которого в воде должна была заметно превышать нормальную. Однако нельзя отрицать и того, что бедность бентоса могла частично определяться и условиями сероводородного заражения придонных вод.

Наблюдающиеся синхронно с возрастанием интенсивности уранонакопления изменения наземной растительности, споры и пыльца которой заносилась в осадки морского бассейна с прилегающих областей суши, также представляют большой интерес (рис. 29) и, конечно, не могут быть объяснены какими-либо особыми условиями, существовавшими в морском бассейне. В первых палинологических работах [Козяр Л. А., 1958 г.] сообщалось, что обогащенные ОВ кумские отложения вообще не содержат пыльцы и спор наземных растений. Дальнейшее изучение показало, что они в кумских отложениях имеются и достаточно разнообразны, хотя, например, в бахчисарайском стратотипе отсутствуют в верхней части керестинского горизонта, а в кубанском разрезе действительно отсутствуют в нижней части разреза кумской свиты [Панова А. А. и др., 1977]. Но в целом разрез отложений среднего — позднего эоцена все-таки довольно хорошо охарактеризован спорами и пыльцой наземных растений.

Споровая растительность суши характеризуется одновременно с усилением интенсивности уранонакопления в прилегавшем морском бассейне увеличением количества «транзитных» семейств, переходящих из нижнего — среднего эоцена, от 3—6 до 10 во время отложения кумской свиты, когда в осадках появляются к тому же споры еще нескольких новых семейств, таких как *Equisetum*, *Moria*, *Osmunda* и *Schizaea* (рис. 29). Окончание эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОБ и урана отмечается уменьшением количества споровых растений (рис. 29).

Аналогичная картина характерна и для голосемянной растительности (рис. 29). Количество «транзитных» семейств, переходящих из нижнего — среднего эоцена, достигает максимума также при проявлении максимума уранонакопления в кумское время. При повышении интенсивности уранонакопления три новых семейства появляются в керестинских отложениях (*Aracariaceae*, *Ephedra* и *Tsuga*). Во время максимума уранонакопления в морском бассейне в кумских отложениях появляются еще четыре новых семейства — *Cycadoceae*, *Glyptostrobus*, *Gnetaceapollenites* и *Juniperus*. Окончание эпохи уранонакопления характеризуется уменьшением разнообразия голосемянной растительности (рис. 29).

Наибольшего разнообразия во время максимума уранонакопления в морском бассейне достигает покрытосемянная растительность суши (рис. 29). Количество «транзитных» семейств, переходящих из нижнего — среднего эоцена, достигает максимума и затем несколько уменьшается в осадках альминской свиты.

При повышении интенсивности уранонакопления во время отложения керестинских осадков появляется 8 новых семейств — *Ericaceae*, *Juglans*, *Laurus*, *Rhus*, *Schinus*, *Sterculia*, *Sapindaceae* и *Tilia*. Во время максимума уранонакопления в кумское время появляется около 30 новых семейств покрытосемянной растительности суши (рис. 29). Среди них встречаются *Alnus*, *Aralia*, *Cinnamomum*, *Comptonia*, *Carpinus*, *Celtis*, *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Hedera*, *Fagus*, *Gramineae*, *Geraniaceae*, *Liliaceae*, *Liquidambar*, *Leguminosae*, *Moraceae*, *Nymphaeaceae*, *Oleaceae*, *Pistacia*, *Parottia*, *Proteaceae*, *Potamogeton*, *Rosaceae*, *Subtriporo-pollenites*, *Sparganium*, *Santalaceae*, *Symplocos*, *Triatriomyricoides*.

Окончание эпохи уранонакопления характеризуется значительным уменьшением количества семейств покрытосемянной растительности (рис. 29). Из большого количества охарактеризованных выше семейств, появившихся в кумское время, в выше лежащие отложения переходит всего шесть (рис. 29), таких как *Santalaceae*, *Carpinus*, *Chenopodiaceae*, *Leguminosae*, *Moraceae* и *Cinnamomum* (рис. 29).

Вместе с тем по окончании эпохи уранонакопления появляются и четыре новых семейства — *Betula*, *Corylus*, *Tricolporomegaxactus* и *Tricolporo-edmundi* (рис. 29). Таким образом, значительные изменения фауны и флоры происходили в позднем эоцене одновременно не только в морском бассейне, но и на прилегавших к нему областях суши. Максимуму уранонакопления в морском

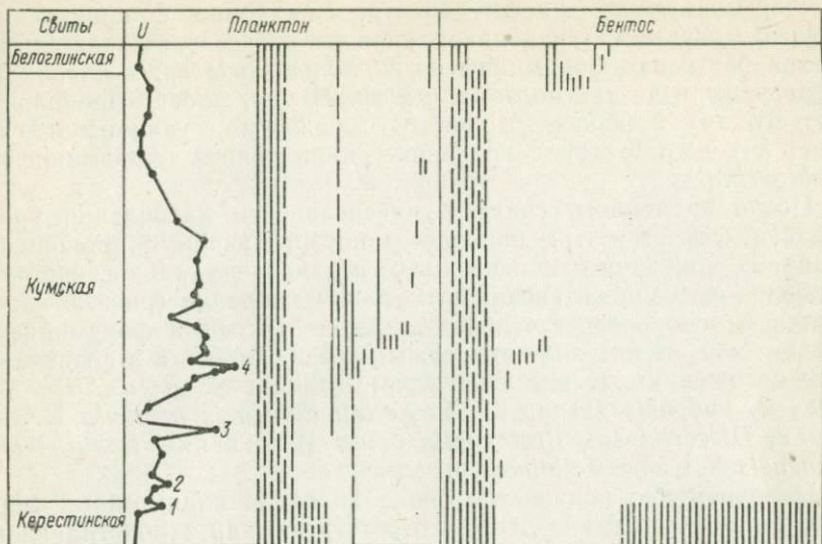


Рис. 30. Зависимость смены фауны фораминифер от интенсивности накопления урана в разрезе среднего—верхнего эоцена (Северный Кавказ), по данным В. М. Бекетова и Г. В. Игнатовой [1979 г.].

бассейне соответствует сначала почти полное исчезновение пыльцы и спор наземной растительности (в верхней части керестинской — нижней части кумской свиты), а затем значительное возрастание разнообразия наземной растительности, особенно сильно проявившееся в кумское время у покрытосемянной растительности. Эти явления, особенно сильное оживление видообразования, позволяют думать, что заражение среды обитания ураном и продуктами его распада имели место в позднем эоцене не только в морском бассейне, но и на прилегающих областях суши.

Некоторые интересные детали влияния изменений интенсивности уранонакопления на фауну фораминифер можно увидеть на примере послойно изученного разреза фораминиферовых отложений на р. Пшехе по материалам В. М. Бекетова и Г. В. Игнатовой (рис. 30). Одновременно с проявлением первого, хотя и небольшого, максимума уранонакопления из разреза отложений керестинского горизонта мгновенно исчезает около 40 видов бентосных фораминифер (рис. 30). Только один вид — *Siphonodossaria* sp. — наблюдается чуть выше и там исчезает. Одновременно с бентосными исчезают и все 12 видов планктонных фораминифер, имевшихся в осадках керестинского горизонта (рис. 30). Интенсивность уранонакопления во время отложения нижней части кумской свиты скачкообразно нарастает. Как бентосные, так и планктонные фораминиферы в этой части разреза осадков практически почти полностью отсутствуют. Отсутствуют в нижней части разреза кумской свиты в этих районах также пыльца

и споры наземной растительности. Синхронно с проявлением второго максимума уранонакопления из разреза исчезает единственная бентосная фораминифера *Siphonodosaria* sp. и появляется и сразу же исчезает *Foraminifera* sp. et gen. indet. Проявлению третьего и наиболее мощного максимума уранонакопления (рис. 30) соответствует появление планктонной фораминиферы *Globigerina* sp.

После временного спада в интенсивности накопления урана проявляется четвертый, наиболее мощный максимум уранонакопления. В это время и несколько позднее, но также еще при наиболее высокой интенсивности уранонакопления (рис. 30) появляется и вскоре исчезает девять видов бентосных фораминифер, причем семь из них являются новыми, неизвестными в подстилающих отложениях. К ним относятся: *Bolivina* ex gr. *asiatica* Мороз., *B. budensis* (Hantk), *Virgulina dibdensis pressula* N. Yukova, *Discorlis* sp., *Brotzenella acuta* (Plumm.), *Robulus subbinaensis* Chal., *Bolivina* sp.

Одновременно появляется около 20 видов планктонных фораминифер, более 10 из которых отсутствуют как в подстилающих, так и в более молодых осадках (рис. 30). К ним относятся *Globigerina compacta* Subb., *Globorotalia* sp., *Globigerina bulliformis* Mayer-Eymar, *Acarinina* ex gr. *rugosoaculeata* Subb., *Globigerina turkmenica* Chalilov, *G.* ex gr. *yequaensis pseudovenezuelana* Blowet, *Subbotina* ex gr. *triloculinoides* Plumm., *Acarinina* ex gr. *kiwensis* Мороз., *Globigerina* ex gr. *praebulloides* Blow.

Накопление осадков верхней части кумской свиты сопровождается значительным снижением интенсивности уранонакопления и исчезновением большей части планктонных фораминифер, появившихся на предыдущем этапе повышенной интенсивности уранонакопления (рис. 30). По окончании эпохи интенсивного накопления планктонного ОВ и урана из кумской свиты в более молодые осадки белоглинской переходит всего несколько видов планктонных и бентосных фораминифер (рис. 30). Одновременно появляется и несколько новых видов, неизвестных в более древних отложениях: *Globigeraspis tropiculis* Banner et Blow., *Siphonodosaria* sp. sp., *Eponides umbonatus* Reuss, *Anomalina* sp., *Cibicides* sp., *Pleurostomella subnodosa* Reuss, *Siphonia* sp., *Pullenia* sp., *Bolivinoidea reticulosus* (Hantk).

Рассмотренные материалы свидетельствуют о полной синхронности внезапного исчезновения старых и появления многочисленных новых видов планктонных и бентосных фораминифер с резкими изменениями интенсивности уранонакопления в бассейне (рис. 30). Одновременная и одинаковая реакция как бентосных, так и планктонных организмов свидетельствует об изменениях, вызывавшихся единой причиной. Сероводородное заражение придонных вод, если оно и имело место, такой причиной быть не могло. К тому же нахождение бентосных фораминифер ставит под сомнение существование сероводородного заражения.

По-видимому, как и в других рассмотренных аналогичных случаях, быстрая изменчивость организмов, синхронная изменениям интенсивности уранонакопления, определялась значительными колебаниями радиоактивности среды обитания организмов.

Антропоген

По имеющимся далеко не исчерпывающим материалам в антропогене устанавливаются три хронологических уровня, характеризующихся повышенной концентрацией урана и сапропелевого органического вещества в осадках в конце рисс-вюрма, на границе плейстоцена и голоцена и в голоцене (7—3 тыс. лет назад). О повышенной интенсивности накопления осадочного урана (до $n \cdot 10^{-3} \%$) совместно с сапропелевым органическим веществом в конце рисс-вюрма и в начале голоцена можно судить по данным Г. Н. Батурина [4], характеризующим осадки восточной части Средиземного моря (рис. 31). Большой интерес представляет рассмотрение этих материалов для выяснения взаимосвязи эпох повышенной интенсивности уранонакопления в антропогене с историей человека. Вопрос о возможном влиянии повышенных концентраций урана в среде обитания на процесс антропогенеза ранее ставился уже Г. Н. Матюшиным [32]. Граница рисс-вюрма и вюрма, к которой приурочено повышение интенсивности уранонакопления, весьма примечательна.

В осадках второй половины рисс-вюрмского межледниковья в Эрингсдорфе среди остатков ископаемых людей обнаружены как примитивные формы, так и формы сапиентного характера. Сапиентные черты ископаемого человека рисс-вюрмского возраста отмечаются также в Фонтешеваде и Сванскомбе [18]. Предположительно рисс-вюрмским возрастом характеризуется и Старосельское местонахождение, в котором ребенок, по заключению Я. Я. Рогинского, относится скорее к *Homo sapiens*, хотя и обладает некоторыми примитивными чертами. В стоянке Рожок к началу вюрма относится находка коренного зуба ископаемого человека, имеющего ряд примитивных признаков наряду с сапиентными, которые преобладают [18]. Имеются и другие аналогичные находки.

Таким образом, появление людей с наличием, а иногда и преобладанием признаков *Homo sapiens*, относится к концу рисс-вюрма — началу вюрма, т. е. ко времени повышенной интенсивности уранонакопления в осадках. Весьма интересно в связи с этим, что хотя широкое распространение позднего палеолита, связанного с *Homo sapiens*, отмечается с середины вюрма, примитивная индустрия, имеющая позднепалеолитический облик, зародилась также в конце рисс-вюрма — в начале вюрма [18].

Появление людей с признаками *Homo sapiens* и одновременно примитивной индустрии позднепалеолитического облика в конце рисс-вюрма, когда в связи с заражением среды ураном должен

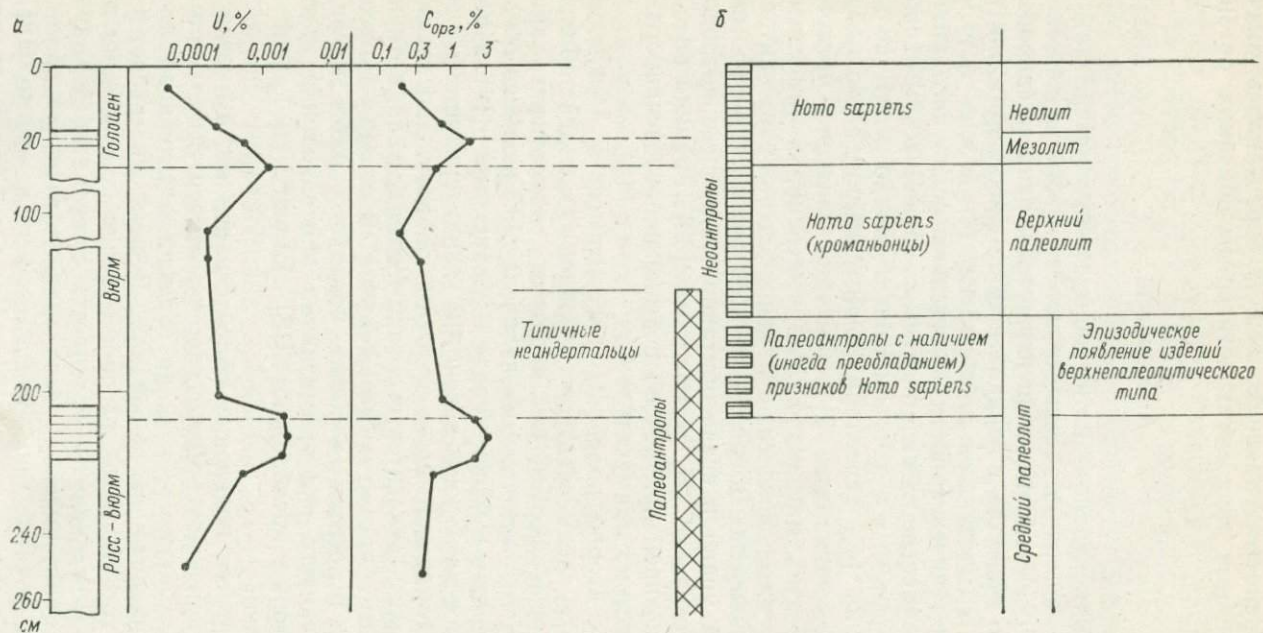


Рис. 31. Распределение урана и органического вещества в морских четвертичных осадках и этапы в развитии человека. а — распределение U и ОВ в осадках Средиземного моря, по Г. Н. Батурину [4]; б — этапы в развитии человека, по И. К. Ивановой [18], с дополнениями, горизонтальная штриховка — сапропелевый ил.

был значительно усиливаться мутагенез, не следует считать случайным. К середине вюрма (40—45 тыс. лет назад) относится уже широкое распространение *Homo sapiens* и исчезновение палеоантропов.

Второй максимум уранонакопления приурочен примерно к границе плейстоцена и голоцена (рис. 31). Ему, как известно, соответствует по времени конец позднего палеолита. Археологическая охарактеризованность этого отрезка времени, несмотря на большой объем проведенных исследований, во многих районах весьма слаба. До начала этой вспышки уранонакопления в Западной и Центральной Европе существовали многочисленные крупные стоянки охотников позднего палеолита, оставивших широко известные шедевры изобразительного искусства [36, 37]. Первоначально считалось, что между поздним палеолитом и неолитом в Европе имеется крупный разрыв. Более детальные исследования показали, что этому времени (от 9,5 до 7,5—7 тыс. лет) соответствует европейский мезолит — значительно более редкие остатки стоянок мелких обособленных друг от друга групп азийской и астурийской культур и маглемозе (9600—7600 лет). Мезолитические азийские орудия по сравнению с позднепалеолитическими мадленскими грубы и неуклюжи. От поразительно развитого реалистического искусства позднего палеолита ничего не осталось. Для азилия характерны лишь гальки с абстрактными и примитивными узорами. А. А. Формозов [1969 г.] отмечает, что облик неолитического искусства Западной Европы, более примитивный по сравнению с палеолитическим, смущает искусствоведов и они предпочитают это обстоятельство замалчивать.

Как видим, второму известному в разрезе антропогена максимуму накопления урана в осадках также соответствует существенный рубеж — конец позднего палеолита и начало мезолита, переход от крупных стабильных поселений к мелким и недолго существующим; в ряде районов несомненный разрыв во времени между археологическими культурами, а также падение уровня культуры.

Переход от климатических условий позднего ледникового к более мягкому климату послеледникового не может полностью объяснить все эти существенные изменения; по-видимому, для понимания этого момента следует учитывать и проявившуюся около 10 тыс. лет назад кратковременную вспышку уранонакопления.

Более изучена эпоха повышенной интенсивности уранонакопления, начавшаяся в среднем голоцене около 7,5—7,1 тыс. лет назад. Обогащенные сапропелевым ОВ осадки этой эпохи известны в Средиземном, Черном и Балтийском морях, в Атлантическом океане у юго-западной части Африки, в Тихом океане в Перуанской впадине [4, 58, 62, 72, 74].

Наиболее хорошо изучен разрез осадков этого возраста в Черном море (рис. 32). Обогащенные сапропелевым ОВ осадки отлагались в период от 7,1 до 3 тыс. лет в атлантическом и суббореальном климатических периодах. Максимальной интенсивностью

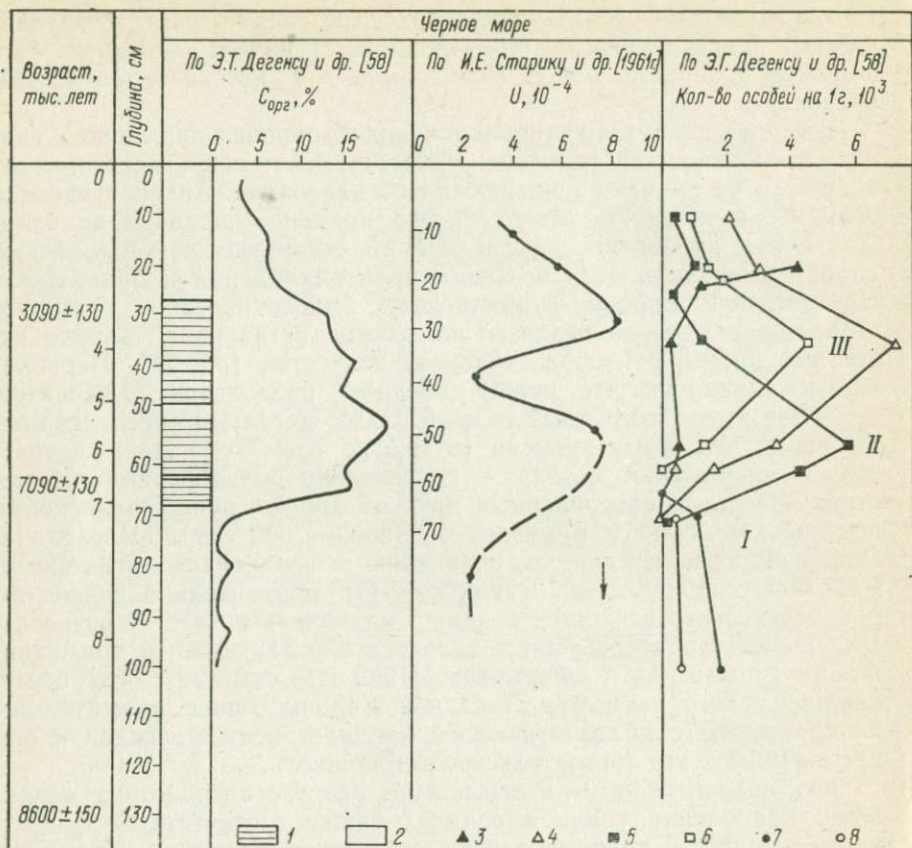


Рис. 32. Накопление сапропелевого ОВ и урана в осадках Черного моря
 1 — осадок, насыщенный сапропелевым ОВ; 2 — осадок с низким содержанием ОВ; 3 —
 6 — *Cymatiosphaera* sp., 7 — *Tectatodium*

накопления ОВ характеризовались начальным (7—6 тыс. лет) и конечным (4—3 тыс. лет) этапами; в период от 6 до 4 тыс. лет интенсивность накопления ОВ иногда значительно снижалась и накапливались светлые карбонатные илы [58, 62].

Концентрация урана в наиболее насыщенных ОВ илах составляет $(4,0 \div 4,5) \cdot 10^{-3} \%$ [58]. Светлые прослои в средней части разреза, несомненно, значительно беднее ураном. Схематическое послойное распределение урана дано по материалам И. Е. Старика и Д. С. Николаева [1961]. Материалы этих станций находятся в достаточно хорошем соответствии: нижней и верхней частям разреза, наиболее обогащенным ОВ, отвечают нижний (~7—6 тыс. лет) и верхний (около 3 тыс. лет) максимумы концентрации урана, а средней части разреза со светлыми прослоями — минимум уранонакопления (рис. 32).

Восточное Средиземноморье, Причерноморье и Ближний Восток

Смена археологических культур [59]

Кипр	Палестина	Египет	Анатолия	Северная Месопотамия	Северный Загос
Геометрическая культура		Поздний Египет			
Бронза	Средняя бронза	Новое царство	Троя I-VII	Государство Хеттов	
Энеолит		Среднее царство			
Неолит	Древняя бронза	Старое царство		Северный Ирак	Джемдет-Наср
Перерыв в культуре		Нагада - II	Мерсин XVI		Урук
Неолит	Неолит	Нагада - I бадари		Бейчесулан	Халаф
Неолит	Перерыв в культуре	Перерыв в культуре	Хаджилар	Хассуна	Самарра
	Докерамический неолит		Чатал-Гюк		Джарно 1-5

В связи со сменой некоторых организмов и археологических культур.

Peridinium sp. cf. *claydicans*; 4 — *Spiniferites buloides*; 5 — *Lingulodinium machaerophorum*; *psilatum*; 8 — *Spiniferites cruciformis*.

Сапропелевые ураноносные илы содержат большое количество оболочек динофлагеллат и акритарх (организмов неясной систематической принадлежности), причем последние весьма сходны с встречающимися в аналогичных ураноносных сапропелях различного возраста; в том числе даже в докембрийских отложениях.

Первому максимуму уранонакопления отвечает максимум оболочек *Lingulodinium machaerophorum*, включая необычную мутантную разновидность, при меньшем количестве *Spiniferites buloides* и акритарх *Cymatiosphaera* (рис. 32). Второму максимуму соответствует почти полное исчезновение *Lingulodinium machaerophorum* и максимум распространения *Spiniferites buloides* и *Cymatiosphaera* sp. Судя по такому хорошему соответствию в распределении урана, накапливавшегося совместно с ОБ отмиравшего планктона, и видового состава организмов планктона,

изменение уровня радиоактивности среды обитания в значительно большей степени контролировало видовой состав организмов, чем постепенное изменение климата или какие-либо другие условия.

В хорошем соответствии с интенсивностью уранонакопления находятся и имеющиеся археологические данные [59, рис. 32]. Использование радиоактивного углерода ^{14}C для датирования как разреза морских ураноносных осадков, так и археологических культур дает достаточно надежную основу для сопоставления. Как видим (рис. 32), первому максимуму накопления урана в осадках ($\sim 7,1$ — $5,5$ тыс. лет) в ряде районов Восточного Средиземноморья соответствует явный перерыв в культуре. На Кипре до начала уранонакопления (до 7 тыс. лет) существовал неолит I; далее следует перерыв в культуре продолжительностью около 1500 лет, после которого начиная с 5500 лет снова идет детально охарактеризованный неолит II. Культура *Troulli* может этот крупный разрыв заполнить лишь частично [59].

В Египте перерыв между мезолитом и неолитом (Нагада I, Бадари) продолжается от начала радиоактивной эпохи до 6200—6500 лет, составляя не менее 1000 лет. То же самое с несомненностью фиксируется в Палестине. Развитый неолит, характеризовавшийся оседлым образом жизни, наличием многочисленных поселений и даже городов (Иерихон), испытывает падение около 8—7,7 тыс. лет — перед самым началом радиоактивной эпохи. Далее следует длительный перерыв в культуре (около 1500 лет), когда население переходит к бродячему образу жизни, отмечаемому глубоким пробелом археологических данных [59].

Анатолия до начала эпохи повышенной радиоактивности среды находилась на этапе керамического неолита и энеолита. Здесь существовали многочисленные поселки и даже города с населением в несколько тысяч человек. Исключительно ярким и реалистичным было искусство. Перед началом эпохи уранонакопления (7700 лет) испытывает падение город Чатал-Гуюк, но дальнейшее развитие еще продолжается в Западном Чатал-Гуюке и Хаджиларе. Около 7 тыс. лет назад, синхронно с началом накопления ураноносных илов в Черном море, гибнут и эти города. Хаджилар и Мерсин сожжены; Чатал-Гуюк полностью разрушен. Между Хаджиларом и последующей культурой Бейчесултан налицо огромный разрыв [59]. Конец Хаджилара связывается с нашествием кочевых варварских племен с гораздо более низкой культурой; по времени это совпадает с началом радиоактивной эпохи, которая, возможно, и вызвала интенсивную миграцию населения.

Примерно к тому же времени, к началу радиоактивной эпохи (около 7,2 тыс. лет назад), в Северной Месопотамии относится конец весьма развитой земледельческой культуры Хассуна, а около 7 тыс. лет назад — культуры Самарра в Северном Загросе [59]. Культура Хассуны сменяется халафской, совершенно не связанной с предыдущими. Между самаррской и убейдской культурами период продолжительностью в 700—1000 лет, отвечающий макси-

муму накопления урана в осадках, ничем не охарактеризован и вызывает недоумение [59].

Около 7 тыс. лет назад начался атлантический период, понимаемый всеми как климатический оптимум голоцена. В это время имел место мягкий, теплый и влажный климат. Тем более странной представляется приуроченность к этому климатическому оптимуму длительного перерыва в развитии цивилизации, сопровождавшегося упадком культуры. Если же учесть, что начало климатического оптимума явилось вместе с тем началом интенсивного уранонакопления, которое сопровождалось заражением среды обитания ураном, и совпало с проявлением сейсмоструктурного кризиса [Максимов Е. В., 1972 г.], то приуроченные к этому времени события представляются более понятными. Второму, по-видимому, более слабому и кратковременному максимуму уранонакопления (около 3 тыс. лет) в рассмотренных нами и других районах мира также соответствуют крупные события.

В Греции и на Крите — это момент упадка поздней Эллады и позднеминийского периода, как считается, в результате нашествия дорийцев. На Кипре причина одновременного падения культуры неизвестна [36]. Происходит разрушение поздней (VII) Трои греками; на Ближнем Востоке испытывает падение государство хеттов [36], в долине Инда это момент падения культуры Хараппы и Мохенджо-Даро. Около 3 тыс. лет назад многие наиболее развитые цивилизации оказались кем-то побежденными. Все это, вероятно, так и было, археологические данные вполне достоверны. И все-таки на эти крупные события, синхронные усилению уранонакопления в осадках, следует, вероятно, взглянуть с новой, до этого не учитывавшейся стороны.

К северу от Европы, в Балтийском море, как уже указывалось, в то же самое время, т. е. в среднем голоцене, также происходило уранонакопление. Но разрез морских осадков детально не изучен. Рассмотрим поэтому хорошо изученный и типичный разрез голоценового торфяника у г. Ленинграда. Строение разреза, его палинологическая характеристика и датировки по ^{14}C приведены по М. Н. Нейштадту [42] (рис. 33). Снятый нами разрез, по-видимому, в той же зоне болота, оказался полностью идентичным, как по строению, так и по мощности. По нему приведены данные о распределении урана (рис. 33).

Хотя ранее рассмотренный разрез голоценовых осадков Черного моря генетически, разумеется, совсем иной, чем торфов Шуваловского болота, и расстояние между ними более 2000 км, при сравнении их сразу же заметны существенные общие черты (рис. 32, 33). В Черном море в период 7,1—3 тыс. лет накапливался уникальный ураноносный сапропелевый ил, а в Шуваловском болоте почти в то же самое время (7,9—3,2 тыс. лет) — не менее уникальный сильно разложившийся торф пограничного горизонта. Еще более поразительно сходство в распределении урана (рис. 32, 33): в Шуваловском болоте первый максимум накопления урана, как и в осадках Черного моря, приходится на

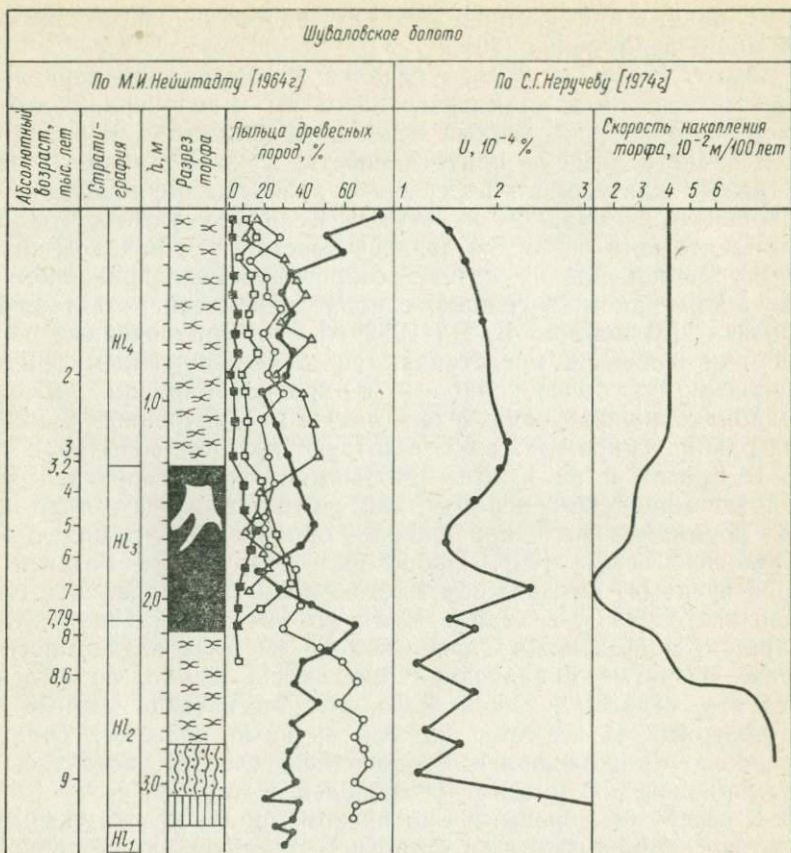


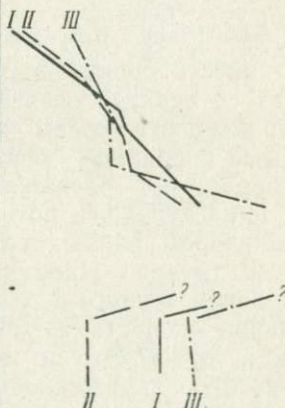
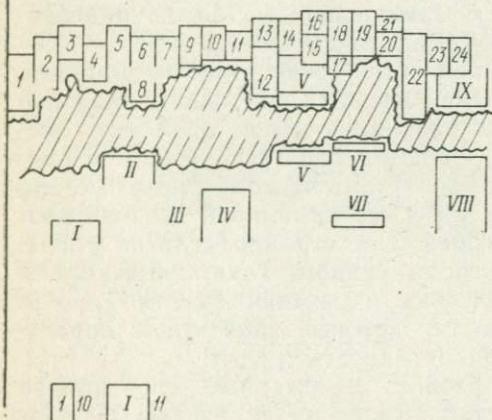
Рис. 33. Накопление урана в торфах Шуваловского верхового болота
 1—5 — пыльца древесных пород: 1 — береза, 2 — сосна, 3 — ольха, 4 — ель, 5 — сумма гипновый, 8 — фуксовый; 9 — пограничный
 Неолитические культуры: 1 — Днепровско-Донецкая (Северная и Центральная Украина);
 5 — Белевская, 6 — Позднельяловская, 7 — Балахнинская, 8 — Льяловская, 9 — Рязанская,
 Гребенчатая, печорский вариант, 15 — Льяловская (Волго-Камская), 16 — Вычегодская,
 (Костромской вариант), 21 — Галичская, 22 — Волго-Камская (Среднее
 Мезолит: 1 — Надпорожье, 2 — Крым, 3 — Берендеево, 4 — Кунда, 5 — Нарва, 6 —
 ФРГ (поздний
 Антропологические характеристики: 1 — рост, 2 —

период от 7 до 5,5 тыс. лет, а второй, более слабый, фиксируется на уровне около 3 тыс. лет. Такое сходство не случайно. Синхронность накопления повышенных концентраций урана органическим веществом отмиравших организмов в столь отдаленных районах и в столь различных условиях позволяет думать, что в данном случае мы имеем дело не со случайным эпигенетическим уранонакоплением, которое иногда имеет место в низинных торфяниках, а с биогенным, осуществлявшимся во время жизнедеятельности организмов. В Черном море это вело к образованию ураноносного сапропелевого ила, а в Шуваловском верховом и других

Лесная и лесостепная зоны европейской части СССР
 Распространение археологических культур, по Н.Н. Гуриной
 и др. [1973г.]

Украина. Антропологические характеристики населения, по Т.С. Кондукторовой [1973г.]

166	168	170	172	I	
40	60	60	100	120	II
134	136	138	140	III	



в связи с изменениями растительности и сменой археологических культур.

широколиственных пород; 6-8 — типы торфа: 6 — древесно-гипновый, 7 — тростниково-горизонт; 10 — неолит; 11 — мезолит.

2 — Днепровско-Донецкая (Юго-Запад РСФСР), 3 — Валдайская, 4 — Деснинско-Сожская, 10 — Каргопольская, 11 — Прибалтийская, 12 — Сперинг, 13 — Карельская, 14 — Ямочно-17 — Нарвская, 18 — Прибалтийская, 19 — Гребенчатая и Шнурковая, 20 — Балахнинская Поволжье), 23 — Волго-Камская (Прикамье), 24 — Южно-Уральская.

Оса, VII — р. Белая, VIII — Дания, ФРГ, Польша (Стар-Кар), IX — Дания, Швеция, Эртебелле).

массивность скелета, III — высотный диаметр черепа.

болотах в то же самое время — к образованию сильно разложившегося торфа пограничного горизонта, также с повышенной концентрацией урана.

О том, что накопление урана в Шуваловском болоте происходило биогенным путем одновременно с жизнедеятельностью торфообразующей растительности и с торфонакоплением, могут свидетельствовать и другие данные.

Кривая содержания пыльцы сосны в основных чертах является зеркальным отражением кривой концентрации урана (рис. 33). Перед началом отложения пограничного горизонта содержание

пыльцы сосны достигает максимума. Затем оно резко снижается, образуя характерный минимум; одновременно достигает максимума концентрация урана. Снижению концентрации урана ко времени около 4,5 тыс. лет соответствует повышение содержания пыльцы сосны; новому повышению концентрации урана опять отвечает снижение содержания пыльцы сосны и т. д.

Известно, что среди древесных пород сосна отличается наибольшей радиочувствительностью. Всхожесть ее семян сходит почти на нет уже при дозе в 5 Ки, у ели и лиственницы — при несколько более высокой дозе. Покрытосемянные деревья тоже относятся к радиочувствительной группе растений, но все-таки более устойчивы. Если ЛД₁₀₀ у различных видов сосны составляет 5—10 Ки, то у березы — от 10 до 15 Ки и ольхи — 15 Ки [Преображенская Е. И., 1971 г.]. Естественно, что повышение уровня радиоактивности среды, достигшее максимума около 7—6,5 тыс. лет назад, в первую очередь привело к резкому сокращению распространенности сосны и к замещению ее более радиорезистентными породами — березой и ольхой.

На сокращение распространенности сосны могло повлиять, конечно, и наступившее потепление климата. Но одним климатическим фактором наблюдаемую картину в целом объяснить все-таки очень трудно. Например, совершенно непонятно, почему с наступлением теплого и влажного атлантического климата стала минимальной скорость накопления и максимальной степень разложения торфа? Это по меньшей мере странно, если не учитывать возросшую зараженность среды ураном. Таким образом, на фоне имевших место климатических изменений заметно проявляются изменения растительности, которые явно могли определяться изменениями уровня радиоактивности среды.

В пограничном горизонте развит характерный слой торфа с многочисленными пнями и стволами сосны и березы (возраст пней около 4 тыс. лет). Сходные образования известны во многих болотах северного полушария [Хотинский Н. А., 1971 г.]. Они служат основным доказательством засушливого «ксеротермического» периода в суббореальное время, хотя встречаются в достаточно широком возрастном диапазоне, в том числе, как известно, и в осадках теплого и влажного атлантического периода.

Не обсуждая реальность проявления «ксеротермического» периода, в котором многие ботаники сомневаются, следует отметить, что концентрация урана в пнях деревьев этого горизонта составляет $2,4 \cdot 10^{-4} \%$, что в 30—40 раз превышает ее в современных деревьях. Такой порядок она имеет сейчас только в деревьях, растущих в районах с резко аномальной концентрацией урана в почвах.

По-видимому, для понимания генезиса этих глобально распространенных образований помимо климатических изменений, которые, возможно, имели место, следует учитывать и существовавшую повышенную зараженность среды ураном.

Данные о распространении неолитических культур в лесной и лесостепной зонах приведены по работе «Этнокультурные общности» [1973 г.], для мезолитических культур использованы данные как этой, так и некоторых других работ, в основном с учетом датировок по ^{14}C .

Как видим (рис. 33), атлантическому периоду, с которым связан климатический оптимум и в то же самое время сейсмо-тектонический кризис [Максимов Е. В., 1972 г.] и максимум уранонакопления, отвечает значительный во времени (около 1 тыс. лет) перерыв в культуре, примерно соответствующий окончанию мезолита — началу неолита. Преобладающая же часть неолитических культур возникает и широко распространяется лишь в период наиболее низкой радиоактивности среды, около 4,5 тыс. лет назад, т. е. через 2—2,5 тыс. лет после начала радиоактивной эпохи. Разрыв во времени между мезолитическими и неолитическими культурами составляет в разных районах, таким образом, от 1 до 2—2,5 тыс. лет. Кое-где сохранившиеся после эпохи повышенной радиации отдельные мезолитические культуры, в том числе отсталая пережиточная культура позднего Эртебёлле, еще долго существовали в Европе рядом с развивающимися неолитическими культурами, совершенно не воспринимая прогрессивных форм хозяйства нового типа.

Почти полное отсутствие населения во время проявления «климатического оптимума» выглядит довольно странным, если не принимать в расчет проявившейся тогда повышенной радиоактивности среды. Заражение среды обитания ураном должно было, несомненно, приводить и к повышенному накоплению его человеком. К сожалению, исследования такого рода антропологами не ставились. Нам известен из литературы только один случай, когда в костях человека, жившего около 4 тыс. лет назад, была установлена радиоактивность почти в 50 раз большая, чем нормальная у современного человека [Лебединский А. В., 1962 г.]. В связи с этим напомним, что в пнях деревьев, имеющих тот же возраст, концентрация урана превышает нормальную также не менее чем в 30—40 раз.

Второй максимум уранонакопления проявился на северо-западе европейской части СССР около 3 тыс. лет назад более слабо, чем в рассмотренной ранее южной зоне. Менее заметно он отражается и в смене археологических культур. В Средней Европе этому моменту соответствуют широкое распространение своеобразной культуры полей погребения и признаки усилившейся миграции населения [36, 37].

В связи с изменением во времени уровня радиоактивности среды представляют интерес имеющиеся сведения об изменениях физического типа людей. Наиболее детальные данные (рис. 33) для интересующей нас территории имеются по Украине в работе Т. С. Кондукторовой [23]. В общем с течением времени проявляется основной процесс, заключающийся в уменьшении массивности скелета. Наиболее четко этот процесс грацилизации скелета

прослеживается от начала неолита до поздней поры бронзы [23]. Однако на уровне проявления максимума уранонакопления, в начале атлантического периода, т. е. между мезолитом и неолитом, фиксируется весьма существенное отклонение от общего хода изменений. Изученные мезолитические захоронения относятся ко времени до начала радиоактивной эпохи; начало ее антропологическими данными не охарактеризовано. По сравнению с мезолитом в начале неолита, т. е. в конце эпохи повышенной радиоактивности среды, массивность скелета резко выражена, что проявляется как в строении костей конечностей, так и черепа; максимального размера в это время достигает также и средний рост человека [Кондукторова Т. С., 1973 г.].

Увеличение массивности скелета от мезолита к началу неолита, т. е. во время проявления эпохи радиоактивности, по мнению Г. Ф. Дебеца, свидетельствует о смене населения, о приходе еще «не грацилизированных» людей на смену «уже грацилизированным» людям мезолита. Т. С. Кондукторова [1973 г.] отмечает, что для утверждения правильности этого положения следует еще доказать, что массивность скелета не может увеличиваться под влиянием каких-либо причин. Не вдаваясь в обсуждение чисто антропологических проблем, можно отметить главное для нас: проявление эпохи повышенной радиоактивности характеризуется или полной сменой населения или увеличением массивности скелета и роста коренного населения. Так или иначе смена антропологического типа людей во время проявления эпохи радиоактивности несомненна. По нашему мнению, это заслуживает самого пристального внимания и специального изучения. Происходившие в антропогене изменения радиоактивности среды должны привлечь внимание специалистов, изучающих историю биосферы и человека.

ЭПОХИ УРАНОАКОПЛЕНИЯ И ПЕРЕЛОМНЫЕ МОМЕНТЫ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ИЗМЕНЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА В ЭПОХИ УРАНОАКОПЛЕНИЯ И ПОВЫШЕННОЙ РАДИОАКТИВНОСТИ СРЕДЫ

Рассмотренные в предыдущей главе данные по изменению фауны и флоры во время проявления изученных эпох ураноаккумуляции с использованием других литературных палеонтологических материалов дают возможность осветить наиболее характерные черты изменения органического мира в эпохи повышенной радиоактивности среды.

Проявление эпох ураноаккумуляции в течение довольно продолжительного времени (до нескольких миллионов лет) сопровождалось значительным воздействием уранового отравления и ионизирующей радиации на весь комплекс организмов во многих крупных регионах биосферы, а возможно, и на всю биосферу в целом.

Весьма характерной для этих эпох является реакция биосферы, выражавшаяся в экстремальной биопродуктивности ряда простейших, большей частью сине-зеленых водорослей, что было причиной накопления в осадках огромных масс планктоногенного сапропелевого ОВ, а совместно с ним фосфора, урана и других тяжелых металлов. Проявление такой реакции — значительного увеличения биопродукции у некоторых резистентных микроорганизмов при многократном (в сотни и тысячи раз выше нормы) возрастании концентрации урана в среде обитания — установлено недавно при проведении экспериментальных исследований [29].

При подавленности простейших, а тем более высокоорганизованных животных в условиях зараженности среды ураном фитопланктон характеризовался высокой биопродуктивностью. Ежегодная генерация огромной биомассы фитопланктона, насыщаемой ураном, лишь в небольшой степени потреблялась уцелевшими гетеротрофами. За счет этого из вод бассейнов переходили в осадки совместно с отмершим планктоном огромные массы урана, что максимально за несколько миллионов лет приводило к постепенному очищению гидросферы и поверхности Земли от избытка урана. Фитопланктон, особенно сине-зеленые водоросли, являлись в эти эпохи своеобразными «санитарами» планеты, обеспечивавшими выведение избытка урана и сопровождавших его элементов из среды обитания и возможность дальнейшей эволюции органического мира в нормальных условиях. Известно, что в связи с быстротой воспроизводства, краткостью жизни и непрерывным

осаждением на дно огромной биомассы отмирающих организмов и продуктов их разложения планктон и в современную эпоху действует подобно насосу, который «перекачивает» целый ряд заражающих среду жизни искусственных радионуклидов в более глубокие слои моря и в донные осадки, причем биологический перенос радионуклидов в определенных условиях превышает их физический перенос в 10—100 раз [44].

Как уже указывалось ранее, аномально высокая биопродуктивность фитопланктона в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды сопровождалась крайне бедным видовым составом фитопланктонных организмов, в основном простейших сине-зеленых водорослей.

В значительно обогащенных планктоногенным УВ и ураном осадках, как это впервые было сообщено нам Б. В. Тимофеевым, присутствует обычно не более 1—2 видов мелких бескульптурных микрофитофоссилий, хотя и в подстилающих и перекрывающих осадках их комплексы обычно богаты и весьма разнообразны, даже в древнейших отложениях докембрия. Таким образом, особенности фитопланктона свидетельствуют, что его огромная биопродуктивность в эпохи уранонакопления отражала наличие не особо благоприятных, а наоборот, весьма жестких условий существования, в которых выживали и давали огромную биопroduкцию лишь отдельные виды высокорезистентных фитопланктонных организмов.

Зоопланктон в нормальных условиях имеет большую биомассу, чем фитопланктон, но характеризуется гораздо меньшей годичной биопroduкцией и является второй важной группой организмов гидросферы, которая в эпохи уранонакопления способствовала выведению из вод бассейнов урана и других металлов в осадки совместно с фоссилизировавшимся их органическим веществом и скелетными частями.

Особенно важное значение для накопления колоссальных масс органического вещества в осадках и, следовательно, для выведения избыточного урана из вод бассейнов в раннепалеозойские эпохи уранонакопления имели граптолитоидаи, вымершие в основном на границе силура и девона. По-видимому, их хитиновый наружный скелет мог активно накапливать уран так же, как хитиновый скелет современного зоопланктона, например дафний.

Накопление во многих районах мира весьма специфических глинистых «битуминозных» граптолитовых сланцев в конце венлока характеризовалось значительным обеднением их видового состава и вымиранием многих видов граптолитоидаи. В лудловский век снова усилилось накопление граптолитовых сланцев, но накопление их происходило уже при крайне обедненном видовом составе организмов, большая часть которых в эту эпоху вымерла. В девон перешли только самые простые представители граптолитов — дендроидеи.

Значительным обеднением в эпохи уранонакопления характеризовались и другие группы зоопланктонных организмов. Напри-

мер, в палеогене из многих десятков видов (около ста) планктонных фораминифер в кумскую эпоху уранонакопления осталось не более 5—6 видов, которые характеризуются мелкими размерами, отсутствием скульптуры, угнетенным обликом и повышенной концентрацией урана в карбонатных раковинах.

Таким образом, зоопланктон в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, так же как и фитопланктон, характеризовался хотя и весьма значительной биопродукцией, вплоть до пороодообразующего значения («граптолитовые» сланцы, «фораминиферовые» отложения), но крайне бедным видовым составом организмов. В эпохи уранонакопления у фито- и зоопланктона заметно оживлялось видообразование, но большая часть вновь возникавших видов характеризовалась крайне коротким временем существования.

Все эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, в весьма широко распространенных зонах накопления обогащенных ОВ, ураном и другими тяжелыми металлами морских осадков, характеризовались значительным обеднением всего комплекса беспозвоночных животных, особенно бентосных. Во многих случаях ураноносные сапропелевые осадки почти не содержат никакой макрофауны. Приведенные в гл. IV сведения показывают, что в ураноносных осадках комплексы бентосной фауны или отсутствуют совсем, или значительно обеднены. Например, все исследователи отмечают, что в широкораспространенных в разных районах Земли черных граптолитовых сланцах остатки других животных очень редки и принадлежат большей частью не бентосным, а пелагическим животным. Совместно с граптолитами встречается бедная и весьма специфическая фауна, представленная конуляриями, филокардидами и некоторыми трилобитами, что указывает на их специфические условия существования [43].

Некоторые исследователи эти «специфические условия», вызывавшие отсутствие или обеднение бентосной фауны в граптолитовых сланцах, пытались объяснить возникновением сероводородного заражения в придонных водах. Однако Л. Ш. Давиташвили [13] справедливо указывает, что распространение сероводородных условий нельзя признать обоснованным, очевидно, они не могли быть как и сами граптолитовые сланцы, широко распространенными по всему земному шару. Установленная нами «специфичность» условий заключается в том, что в водах этих обширных бассейнов, судя по расчетам, концентрация урана значительно (в десятки и сотни раз) могла превышать норму, а в осадках, где обитал весьма обедненный бентос, концентрация урана, уже, судя не по расчетам, а по фактическим данным, достигла $n \cdot 10^{-3} \%$, а местами и выше.

В доманиковых отложениях позднедевонской эпохи уранонакопления, в отличие от более древних и более молодых отложений, одновременно исчезают донные водоросли, строматопориды, кремневые губки, кораллы, криноиды и мшанки, почти совсем исчезают фораминиферы, обедняется видовой состав

брахиопод. Еще большей, крайней бедностью бентосной фауны отличаются также и позднедевонские ураноносные чаттанугские сланцы.

Однако сероводородные условия в придонных водах и в том и в другом бассейнах не имели места, поскольку фауна бентоса, хотя и бедная по составу, но весьма обильная по количеству, все же существовала. В основном это были лингулы, которые способны переносить любые крайние условия существования, в том числе и значительную загрязненность вод различными веществами.

Испытали кризис на границе позднего девона и раннего карбона и пелагические животные, в частности аммоноидеи. Например, если в фаменском ярусе известно 60 родов аммоноидей, то в турнейском — всего 17. В конце девона во время проявления радиоактивной эпохи вымерло подавляющее большинство существовавших родов аммонитов, по-видимому, полностью вымерли климении. В начале карбона аммонитов остается мало и они, по мнению В. Е. Руженцева (1965 г.), гораздо примитивнее позднедевонских.

В результате проявления позднепермской эпохи уранонакопления в раннем триасе отсутствуют многие группы организмов, которые были обильны и разнообразны как до проявления эпохи уранонакопления, так и после нее. В этих отложениях чрезвычайно редки фораминиферы, иглокожие, замковые плеченогие, брюхоногие и членистоногие. Почти отсутствуют кораллы, мшанки и сифонные водоросли. Переживают значительный кризис аммониты, значительно сокращается количество их родов. Полностью вымирают гониатиты.

Такие же явления значительного обеднения всего комплекса беспозвоночных животных, как бентосных, так и пелагических, наблюдаются и в другие эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, например в позднеюрскую эпоху, как это показано в гл. IV.

Широко известны весьма значительные изменения фауны беспозвоночных в позднем мелу (в маастрихте), когда в ряде районов Северной Америки, Северной Африки, на Аравийском полуострове и в других районах земного шара происходило накопление сапропелевых и фосфоритоносных осадков с повышенной концентрацией урана. В Северной Америке (Вайоминг) в это время происходило формирование не только обогащенных ураном осадков, но и промышленных осадочных месторождений урана.

Значительное обеднение и даже полное вымирание многих групп фауны беспозвоночных в конце позднего мела (маастрихта) является фактом, не требующим подробного описания. Для бентосной фауны, среди которой преобладали пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски, наблюдается значительное обеднение видового состава. Многие из них, такие как иноцерамы и рудисты, в эпоху уранонакопления полностью вымирают. Значительное обеднение видового состава характерно и для плеченогих. Для

моллюсков наиболее интересно быстрое обеднение видового состава и затем вымирание огромных по размерам рудистов (до 1—1,5 м). Число их родов превышало сотню, а затем значительно уменьшилось. Роды *Bournonia* и *Durania* в момент своего вымирания имели огромный ареал распространения и были в расцвете, но быстро исчезли до конца поздне меловой (маастрихтской) эпохи урано накопления.

Коренным образом в маастрихте изменился также и состав бентосных фораминифер. Частичное обеднение их видового состава произошло в начале позднего маастрихта, на границе маастрихта и дания вымерли почти все меловые виды фораминифер [Маслакова Н. И., 1975 г.].

Значительное обеднение видового состава и вымирание было характерно не только для бентосных, но и пелагических животных. В мелу было еще известно не менее 30 родов аммонитов, однако во время проявления эпохи урано накопления в маастрихте они полностью вымирают, вымирают также и белемниты.

Таким образом, как приведенные нами в гл. IV материалы, так и обильные литературные данные свидетельствуют о том, что во время проявления радиоактивных эпох в общем происходило значительное обеднение фауны и флоры и сокращение их количества, временное исчезновение многих групп фауны, особенно в зонах накопления радиоактивных илов, главным образом бентосной, которая переживала эти эпохи, по-видимому, в экологических нишах, характеризовавшихся меньшим заражением среды. Отдельные группы фауны и флоры в эти эпохи вымирали полностью и уже не прослеживались в дальнейшей геологической истории.

Но было бы неправильно думать, что осадки радиоактивных эпох почти полностью лишены фауны. Напротив, в ряде таких отложений она весьма обильна и очень часто встречается, хотя и достаточно однообразна. В осадках позднедевонской радиоактивной эпохи это, например, обильные лингулы, а в ранне-среднекембрийскую эпоху — многочисленные трилобиты. Некоторые оставшиеся группы фауны, например трилобиты, в эту эпоху характеризуются даже не сокращением видового состава, а усилением видообразования и появлением многочисленных новых, но обычно очень короткоживущих видов, большая часть которых не переживала окончания радиоактивной эпохи. Значительной сменой видового состава и снова широким распространением после окончания эпохи урано накопления характеризуются те группы организмов, которые в осадках радиоактивной эпохи встречались исключительно редко.

Таким образом, в древние эпохи урано накопления значительное заражение среды обитания радиоактивными веществами и другими мутагенами — тяжелыми металлами — вызывало в биосфере весьма серьезные изменения: происходила заметная перестройка в структуре сообществ организмов, изменение их биомассы — экстремальное возрастание биомассы и биопродукции

фито- и реже зоопланктона и уменьшение биомассы многих групп более высокоорганизованных животных, временное исчезновение или даже вымирание наиболее радиочувствительных компонентов биоценозов и переход к доминирующему положению в них немногих наиболее радиорезистентных видов. Общий результат воздействия состоял в обеднении живых природных комплексов, что находится в полном соответствии с известными положениями радиобиологии и радиоэкологии [38, 44]. В полном соответствии с положениями радиобиологии минимальные изменения в эти эпохи испытывали наиболее радиорезистентные бактерии и простейшие, в основном сине-зеленые водоросли, более значительные — простейшие животные и максимальные, с интенсивными мутациями и гибелью многих из них — наиболее высокоорганизованные, но самые низкорезистентные организмы.

В соответствии с основным законом радиогенетики (о линейной зависимости частоты мутаций от дозы облучения) в эпохи ураноаккумуляции значительно возросла изменчивость организмов, реализовавшаяся как в появлении большого количества новых видов, так и в вымирании ранее существовавших. Следует отметить, что это проявляется в эпохи ураноаккумуляции весьма отчетливо не только в обширных бассейнах, где формировались обогащенные ураном сапропеллевые осадки, но и во всей сумме обобщенных палеобиологических данных.

О зависимости частоты мутаций от концентрации радиоактивных элементов в среде обитания свидетельствуют не только обобщенные палеонтологические материалы, но и конкретные данные по ряду детально изученных разрезов осадков эпох ураноаккумуляции.

Как показано в гл. IV, во многих разрезах и появление многочисленных новых видов, и вымирание многих существовавших до этого видов организмов четко приурочено к моментам резкого изменения интенсивности ураноаккумуляции. К максимумам ураноаккумуляции приурочено одновременное появление многих новых видов в различных группах планктонных и бентосных животных, а к моментам резкого перехода от максимальной интенсивности ураноаккумуляции к нормальным условиям среды — одновременное вымирание многих видов, существовавших до этого в условиях повышенной радиоактивности.

Следует отметить еще целый ряд весьма важных явлений, характерных для эпох ураноаккумуляции и повышенной радиоактивности среды. В эти эпохи не только испытывали интенсивную изменчивость существовавшие группы организмов, но неоднократно появлялись и принципиально новые типы животных и растений. Например, в отложениях радиоактивной эпохи раннего ордовика появились первые позвоночные животные — бесчелюстные панцирные рыбы *Ostracodermi*. Конечно, ссылаясь на неполноту геологической летописи, можно пытаться доказывать, что появились они еще раньше, а их первые находки в отложениях раннего ордовика — дело случая. Однако далее мы увидим, что

таких случаев первых появлений организмов принципиально нового типа строения из осадков радиоактивных эпох слишком много, чтобы всех их объяснять случайностью находок. Весьма любопытно к тому же, что наиболее обоснованной популярной гипотезой возникновения первых позвоночных является неотеническая, а явления неотении, т. е. достижения половой зрелости в недоразвитом состоянии организмов, вызываются, как известно, воздействием радиации.

Первые наземные четвероногие животные *Ichtyostega* найдены в отложениях пограничных слоев девона и карбона, которые также накапливались во время проявления радиоактивной эпохи. По ряду признаков ихтиостегиды занимают промежуточное положение между кистеперыми рыбами группы репидистий и более поздними амфибиями — лабиринтодонтами; они обладают хвостовым плавником и конечностями настоящих четвероногих животных, возникшими, вероятно, в результате крупных мутаций за счет значительного изменения плавников.

Появление первых рептилий датируется пенсильвaniem, т. е. тем же временем, в течение которого в Северной Америке в обширном морском бассейне, а также и в других районах мира интенсивно накапливались обогащенные ураном и другими тяжелыми металлами сапропелевые планктоногенные осадки.

Появившись в пенсильвании, рептилии начали существовать как нормальные четвероногие животные суши. Однако в следующую мощную эпоху уранонакопления и повышенной радиоактивности среды (в поздней перми — раннем триасе) они дают начало впервые появившимся в истории Земли летающим организмам — птерозаврам. По своему анатомическому строению типичный птерозавр *Rhamphorhynchus* (около 0,45 м в длину) мало чем отличался от других родственных наземных форм рептилий, даже по основным чертам строения передних конечностей. Единственное принципиально важное их отличие заключается в том, что крайние четвертые пальцы («мизинцы») при том же самом количестве фаланг, что и у других пальцев, приобрели размер около 40 см, т. е. равный длине тела животного с хвостом или вдвое превышающий длину тела без хвоста. Свисающие с этих непомерно длинных пальцев кожные перепонки и образовали первые в истории Земли крылья летающего животного; несовершенные, но все же как-то позволяющие летать. То обстоятельство, что такие летающие животные появились не раньше и не позже, чем в осадках радиоактивной эпохи на границе перми и триаса, позволяет думать, что возникновение их было итогом крупных разовых мутаций под воздействием высокой радиоактивности среды. По существу, птерозавр — это обычная по строению наземная рептилия с одним аномально «изуродованным» пальцем передних конечностей, получившая вследствие этого возможность передвигаться путем планирования и несовершенного полета.

Вторая закончившаяся более удачно попытка наземных организмов летать связана с появлением первых птиц и опять же во

время проявления очередной радиоактивной эпохи — на границе поздней юры и мела. И на этот раз находка первых птиц не случайно обнаружена в знаменитых верхнеюрских литографских сланцах, т. е. в отложениях той эпохи, когда во многих районах мира накапливались богатые ураном сапропелевые илы. По строению первые позднеюрские птицы *Archaeopteryx* и *Archaeornis* были очень похожи на некоторых маленьких двуногих динозавров, и размер их не превышал 20—25 см. Они еще имели длинный «рептилийный» хвост, хорошо развитые зубы и достаточно массивные кости; пневматических костей, как у настоящих птиц еще не было. Строение костей передних конечностей у них было примитивным, также характерным для рептилий. Кисть по своему строению была больше похожа на *manus* архозавра, чем на крыло птицы, и имела три пальца, похожих на пальцы плотоядных архозавров; каждый палец имел коготь. У «новых» птиц эти пальцы были впоследствии сильно редуцированы. В связи с этим А. Ш. Ромер отмечает, что, глядя на передние конечности первых птиц, ... «едва ли можно было бы подумать, что такие конечности служили для летания, если бы не сохранился отпечаток перьев крыла, расположенный позади локтевой кости» [71]. Принципиальным отличием, обусловившим возможность слабого полета первых птиц, явились перья, покрывающие все тело и значительно развитые на передних конечностях вместо обычных для рептилий роговых чешуй. Разница между ними, по мнению А. Ш. Ромера, не так уж велика: «перья представляют собой лишь видоизмененные чешуи, у которых края расщепились на множество тонких, сцепляющихся друг с другом бородак.» Таким образом, возможность не очень совершенного, но все-таки полета, у первых птиц в позднеюрскую радиоактивную эпоху возникла не вследствие каких-то постепенных существенных изменений передних конечностей динозавров, а вследствие мутации, обусловившей сильное расщепление роговых панцирных чешуй и превращение их в перья.

Наконец, третья успешная попытка наземных, на этот раз млекопитающих животных, осуществить полет произошла в эоценовую эпоху уранонакопления и повышенной радиоактивности среды. Остатки летучих мышей с полностью сохранившимся скелетом известны из средне-верхнеэоценовых отложений, когда во многих районах мира накапливались обогащенные ураном сапропели. Эта осуществившаяся попытка летать в большей мере напоминает попытку птерозавров, чем птиц. Скелет ископаемой летучей мыши *Palaeochiropteryx* мало чем отличается от скелета обычного наземного насекомоядного млекопитающего. Принципиальное отличие лишь в том, что четыре пальца передних конечностей при нормальном количестве фаланг стали у них аномально длинными, почти достигающими длины тела животного, а кожа между ними образовала «крыло». Появление этих летающих организмов, так же как ранее птерозавров и птиц, возможно объяснить, по нашему мнению, лишь крупными мутациями, пора-

жившими пальцы их передних конечностей во время проявления эоценовой эпохи ураноаккумуляции и высокой радиоактивности в среде обитания.

Таким образом, по крайней мере три раза в истории Земли разные группы организмов во время проявления радиоактивных эпох испытывали довольно сходные мутации передних конечностей, обуславливавшие для них возможность летать. Промежуточных форм, у которых бы постепенно изменялись передние конечности в направлении приспособления к полету, никогда не находили. Да они и не смогли бы существовать. Целесообразными были исходные формы; в какой-то мере целесообразными и жизнеспособными оказались конечные летающие мутантные формы.

Другая типичная форма мутаций, особенно сильная у конечностей при их значительной редукции, обусловила возникновение у разных групп рептилий и млекопитающих «возвратных» — рыбообразных плавающих и змеевидных ползающих форм.

В конце радиоактивной позднепермской эпохи появились первые ихтиозавры. Первые их триасовые формы были примитивными: не сильно вытянутое тело, короткое рыло, слабо развитый и почти прямой рыбообразный хвостовой плавник, редуцированные передние и особенно задние конечности. Длинные у исходных наземных рептилий кости конечностей были значительно укорочены и превратились в шестиугольные или круглые пластины; в лапах проявилась гиперфалангия — значительно возросло (до 10 и более) количество фаланг; в большую (до 7—8) или в меньшую (до 3) сторону изменилось количество пальцев. Передвигаться по земле такие мутанты не могли, или могли с большим трудом, впрочем, по мнению Л. Ш. Давиташвили [14], они вероятно, почти не могли и плавать.

В конце позднеюрской радиоактивной эпохи в отложениях нижнего мела появились змеи — самая молодая, однако отнюдь не самая высокоорганизованная группа рептилий. От исходных форм рептилий змеи отличаются значительным удлинением тела (число позвонков до нескольких сотен), полной редукцией передних конечностей, полной или весьма значительной редукцией задних конечностей; редукцией или утратой одного легкого, значительным изменением челюстей. Для них характерны также отсутствие наружного уха и барабанной перепонки, глаза с фиксированным прозрачным веком. Даже такой, везде видящий прогрессивное развитие палеонтолог, как Л. Ш. Давиташвили, был вынужден отметить, что в филогенезе змей можно видеть деградацию очень важных органов [14].

В среднем — верхнем эоцене во время проявления очередной эпохи ураноаккумуляции и высокой радиоактивности среды за счет исходных наземных млекопитающих при редукции конечностей и некоторых других изменениях строения тела появляются древние киты. Изменение хвоста вернуло его к первоначальному строению рыбьего плавника (но с горизонтальными лопастями); совсем не осталось задних конечностей, хотя их рудименты могут

иметься внутри тела; передние конечности сильно редуцированы; так же как у ихтиозавров, наблюдается гиперфалангия — число фаланг возрастает до 12; значительно удлинилось тело; как у змей, редуцируется наружное ухо и барабанная перепонка.

Промежуточных форм между исходными четвероногими суши (рептилиями и млекопитающими) и последующими рыбообразными их формами с редуцированными конечностями никогда не находили. Вероятно, их и не было.

В истории рептилий и других групп животных во время проявления радиоактивности не раз наблюдается смена во времени наиболее высокоорганизованных форм значительно менее организованными и «менее прогрессивными». В позднепермскую эпоху, например, появилась новая и «наиболее прогрессивная» группа рептилий — терапсид. По многим признакам организации они были весьма близки к млекопитающим, которые, как все полагают, от них вскоре и произошли. Однако они довольно скоро вымерли и были замещены на суше динозаврами, которые стояли по уровню развития значительно ниже, но тем не менее доминировали на суше около 200 млн. лет. Значительно позже, в позднеюрскую радиоактивную эпоху, как только что было отмечено, появились змеи — самая деградированная ветвь рептилий.

Во многие эпохи ураноаккумуляции проявлялись мутации не только рассмотренных выше типов, но и совершенно «невероятные», приводившие неоднократно к возникновению организмов совершенно абсурдного строения. Например, при проявлении эпохи ураноаккумуляции на границе силура и девона впервые появились древнейшие челюстноротые панцирные рыбы. Вот что отмечает по этому поводу известный палеонтолог А. Ш. Ромер: «Встречается ряд причудливо невероятных типов, которым нет места в соответствующей эволюционной схеме; которые, на первый взгляд, не могли произойти из какой бы то ни было возможной исходной группы и которые не могут быть настоящими предками каких-либо более поздних или более продвинутых типов. В самом деле, чувствуешь, что наличие этих пластинокожных, которым принадлежало столь важное место в развитии девонской ихтиофауны, представляет собой какой-то нелепый эпизод: положение было бы проще (?! — С. Н.), если бы их никогда не было».

Один из первых птерозавров, появившихся в конце позднепермской радиоактивной эпохи в раннем триасе, *Podopteryx mirabilis* [71] отличался наличием летательной перепонки между ногами и основанием хвоста и превращением задних конечностей в крылья, что по меньшей мере было весьма необычным и довольно абсурдным приспособлением для полета.

Из отложений поздне меловой радиоактивной эпохи известна птица *Hesperornis*, у которой были полностью редуцированы передние конечности, не осталось даже малейших рудиментов; это полное отрицание самой «идеи» птицы. До этого значительной редукцией передних конечностей характеризовались многие динозавры, что конечно же не имело никакого приспособитель-

ного значения и было не полезным; а вредным для них. Передние конечности у ряда форм динозавров были бесполезными или почти бесполезными рудиментами.

В радиоактивную эпоху на рубеже раннего — среднего кембрия среди трилобитов появляются агностиды, весьма примитивные по сравнению с более древними формами, у которых были полностью редуцированы лицевые швы и глаза. Нельзя согласиться с имеющимся мнением о том, что если уж они потеряли глаза, то для чего-то это им было нужно и полезно.

В верхнеюрской формации Моррисон Северной Америки, известной своими значительными запасами осадочного урана и многими находениями крупных динозавров, найдена весьма своеобразная форма стегозавр — панцирный динозавр размером около 6 м и более. У стегозавра был маленький череп, короткие передние ноги, а спина выгибалась высоко кверху над длинными задними конечностями; от шеи до хвоста вдоль тела проходили два ряда крупных пластин и шипов. В области таза стегозавр имел вздутые спинномозгового тяжа, объем которого в 20 раз превышал объем головного мозга. Предоставим слово А. Ш. Ромеру: «Невозможно поверить, что гротескная поза этих форм — область плечевого пояса находится очень низко, а таз значительно выше — могла возникнуть на основе простой четвероногости» [71].

Число примеров таких бессмысленных мутаций во время проявления эпох радиоактивности, не имеющих никакого приспособительного значения, можно было бы значительно продолжить.

Однако при воздействии повышенной радиоактивности и уранового отравления одновременно на всю систему организмов биосферы в течение продолжительного времени (до нескольких миллионов лет) среди значительного числа мутаций на фоне множества бесполезных и даже вредных проявлялись все-таки и полезные, в том числе преадаптационные, способствовавшие возникновению новых видов и даже новых типов строения организмов, могущих осваивать незанятые экологические ниши. Значительное увеличение количества мутаций, в том числе и крупных, в эпохи уранонакопления обуславливало усиление видообразования, а соответственно и усиление естественного отбора. В эволюции органического мира периодически проявлявшиеся эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды играли несомненно важную, революционную роль, что правильно подчеркнул для ряда этих эпох Ж. Кювье еще 150 лет назад.

НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА В СВЯЗИ С ПРОЯВЛЕНИЕМ ЭПОХ УРАНОНАКОПЛЕНИЯ И ПРОБЛЕМА ГРАНИЦ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Рассмотренные в предыдущих главах книги материалы по эпохам интенсивного накопления планктоногенного ОВ, урана и сопровождающих его элементов, а также по резким и синхронным изменениям фауны и флоры в обогащенных сапропелевым ОВ

и ураном фациях морских бассейнов в различных районах Земли свидетельствуют о глобальном проявлении эпох уранонакопления и повышенной радиоактивности среды. Конечно, уровень зараженности вод и соответственно осадков ураном испытывал значительные колебания в различных районах Земли и в разных бассейнах осадконакопления, однако в той или иной мере воздействие эпохи радиоактивности на органический мир должно было проявляться, по-видимому, повсеместно, в глобальных масштабах, а не только в крупных зонах накопления сапропелевых ураноносных осадков. В таком случае вызванные воздействием урана и повышенной радиации серьезные генетические изменения должны были проявляться у всех живых организмов биосферы, на всей поверхности Земли, а не только в специфических фациях. Эти изменения должны находить заметное отражение во всей совокупности палеобиологических данных, так как ионизирующие излучения являются мощнейшим мутационным фактором.

Объективно проследить закономерности изменения бесчисленных родов и видов фауны и флоры, используя традиционные чисто описательные приемы палеобиологии, абсолютно невозможно. Поэтому для характеристики основных закономерностей изменений фауны и флоры нами были использованы два основных количественных показателя. Первый из них — коэффициент, характеризующий интенсивность видообразования, или коэффициент мутации K_m , определяемый для любого стратиграфического уровня как $K_m = \frac{\sum n_n}{\sum n_t} \cdot 100$, где $\sum n_n$ — количество новых видов, родов или более крупных таксонов, а $\sum n_t$ — количество таксонов того же ранга, проходящих данный стратиграфический уровень без изменения. Аналогичным образом определяется коэффициент, отражающий интенсивность вымирания таксонов, или коэффициент летальности $K_l = \frac{\sum n_l}{\sum n_t} \cdot 100$, где $\sum n_l$ — количество таксонов, исчезающих на данном стратиграфическом уровне.

Использование этих показателей, по нашему мнению, дает более четкие представления, чем обычно применяемые в палеонтологических работах графики изменения количества таксонов во времени: при вымирании большого количества старых видов и одновременном появлении многих новых общее количество их может и не испытывать заметного изменения.

Используя эти характеристики и обобщая материал по беспозвоночным в ранге отрядов [43], мы получаем весьма компактное представление об основных закономерностях изменения интенсивности видообразования и вымирания беспозвоночных животных в ходе геологической истории (рис. 34). Не вызывает никакого сомнения, что процесс развития беспозвоночных характеризуется крайней неравномерностью. Кратковременные эпохи резкого увеличения количества мутаций и интенсивности вымирания организмов чередуются с более длительными эпохами, во время проявления которых как образование новых видов, так

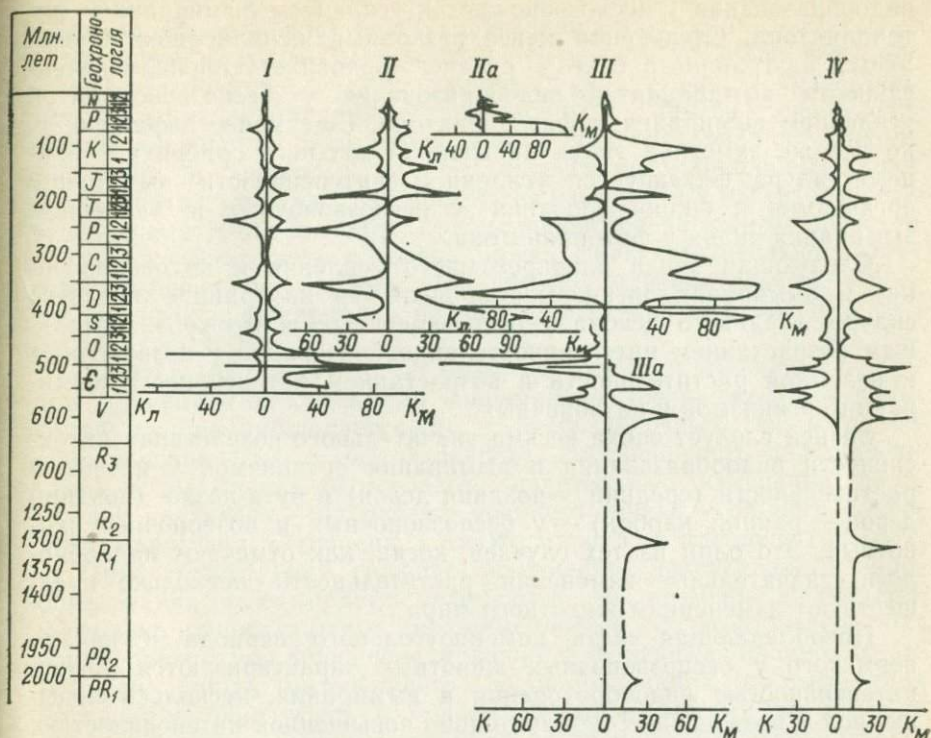


Рис. 34. Изменение интенсивности видообразования и вымирания организмов в ходе геологической истории.

I — беспозвоночные; *II* — позвоночные; *IIa* — млекопитающие; *III* — растительность; *IIIa* — фитопланктон; *IV* — растительные и животные организмы в целом.

и вымирание старых происходило значительно слабее. Проведенное на той же методической основе обобщение палеобиологических данных для позвоночных, в том числе млекопитающих, а также для растительности и для всех организмов в целом (рис. 34) дало сходные результаты.

Рассмотрим сначала обоснованные наиболее массовыми данными, а следовательно, наиболее объективные построения по закономерностям изменения органического мира в фанерозое. За точку отсчета принят ранний кембрий; первой эпохой резкого возрастания интенсивности видообразования и вымирания организмов является уровень, соответствующий границе раннего — среднего кембрия (рис. 34). Она проявляется весьма отчетливо по усилению интенсивности видообразования и вымирания организмов как для беспозвоночных животных, так и для растительности, представленной в это время почти исключительно фитопланктоном.

Следующая эпоха на границе позднего кембрия — раннего ордовика проявляется особенно резко возрастанием интенсивности

видообразования у беспозвоночных и усилением вымирания у фитопланктона. Следующая менее резко выраженная эпоха проявляется на границе раннего — среднего ордовика усилением интенсивности вымирания и видообразования у беспозвоночных и усилением вымирания у фитопланктона. Еще менее выраженная, но все же заметная эпоха на границе позднего ордовика — раннего силура фиксируется усилением интенсивности вымирания организмов и видообразования у беспозвоночных и усилением вымирания видов у фитопланктона.

Следующая эпоха одновременного усиления и видообразования и вымирания организмов проявляется на границе позднего силура и раннего девона у беспозвоночных, а также значительным возрастанием интенсивности видообразования у позвоночных и наземной растительности и возрастанием интенсивности вымирания организмов у позвоночных.

За ней следует эпоха весьма значительного возрастания интенсивности видообразования и вымирания организмов у наземной растительности (средний — поздний девон) и чуть позже (поздний девон — ранний карбон) — у беспозвоночных и позвоночных животных. Это один из тех случаев, когда, как отмечают палеобиологи, значительные изменения растительности несколько предшествуют изменениям животного мира.

Преобладающая часть каменноугольного периода и начало пермского у беспозвоночных животных характеризуются низкой интенсивностью видообразования и вымирания, несколько повышенной у позвоночных и значительно повышенной интенсивностью, особенно видообразования, у наземной растительности на уровне границы среднего — позднего карбона и несколько меньшей интенсивностью видообразования и вымирания на границе позднего карбона — ранней перми (рис. 34). Рубеж поздней перми — раннего триаса отмечается одновременным значительным возрастанием интенсивности видообразования и вымирания у беспозвоночных и позвоночных животных и у растительности, хотя максимум видообразования у растительности достигается чуть позже — на границе раннего и среднего триаса.

Следующая эпоха значительного возрастания интенсивности видообразования и вымирания у всех организмов проявляется по этим данным примерно на границе триаса и юры, причем особенно значительно — у позвоночных животных.

На рубеже поздней юры — раннего мела наблюдается очередная эпоха усиления мутационного процесса, причем для нее характерно, что интенсивность вымирания организмов у беспозвоночных и позвоночных животных и растительности выражена довольно слабо, а интенсивность видообразования у всех этих групп проявляется значительно более сильно (рис. 34).

Очередной этап заметного усиления изменений органического мира проявляется примерно на границе раннего и позднего мела. В это время возрастает интенсивность как видообразования, так и вымирания организмов. Наименее активно это проявляется

у беспозвоночных, более заметно — у позвоночных животных и особенно сильно — у наземной растительности.

В конце позднего мела также отмечается усиление изменчивости организмов. У беспозвоночных значительно возрастает интенсивность вымирания, у позвоночных животных возрастает как интенсивность вымирания, так и видообразования, причем последняя в основном за счет интенсивного видообразования у млекопитающих (рис. 34). Заметных изменений у растительности в это время не происходит, они усиливаются несколько позже — на рубеже палеоцена и эоцена, когда снова значительно возрастает интенсивность видообразования и у млекопитающих; у беспозвоночных в это время и позднее существенных изменений уже не наблюдается.

Следует отметить, что по этим построениям начиная от рубежа эоцена — олигоцена до современной эпохи заметных изменений уже не наблюдается ни у беспозвоночных, ни в целом у позвоночных, ни у растительности. Интенсивность видообразования и вымирания испытывает значительные изменения лишь у млекопитающих — на рубеже позднего эоцена — раннего олигоцена, олигоцена и миоцена, а также миоцена и плиоцена (рис. 34).

При рассмотрении графика изменения интенсивности видообразования и вымирания организмов во времени выявляется несколько общих важных закономерностей. У всех выделенных групп организмов процесс изменения в фанерозое крайне неравномерен. Эпохи интенсивного видообразования и вымирания организмов чередуются с более продолжительными во времени эпохами, когда интенсивность видообразования и вымирания значительно снижается. Эпохи интенсивных изменений фиксируются синхронно у всех организмов — беспозвоночных и позвоночных животных и у растительности.

От начала фанерозоя к современной эпохе интенсивность видообразования и вымирания в эпохи их максимумов у всех групп организмов в среднем уменьшается. На одноименных хронологических рубежах наименьшими амплитудами изменчивости характеризуются беспозвоночные, более значительными — позвоночные животные и максимальными — млекопитающие. Почти все выделяющиеся хронологические уровни значительного повышения интенсивности видообразования и вымирания организмов, как это следует из материалов предыдущих глав, по времени соответствуют установленным эпохам накопления ураноносных сапропелевых осадков в условиях повышенной радиоактивности среды. Таким образом, именно эпохи интенсивного уранонакопления характеризовались по всей сумме палеобиологических данных значительным усилением, а промежутки между ними — затуханием интенсивности видообразования и вымирания организмов. Резкая неравномерность эволюции органического мира во времени в свете этих данных несомненна. Это подтверждает важные выводы, сделанные акад. Б. С. Соколовым о том, что палеонтология отвергает представление о постепенном процессе эволюции органиче-

ского мира и вместе с тем показывает единство и взаимозависимость развития жизни от среды обитания [51]. Вспышки мутационного процесса в эпохи повышенной радиоактивности среды проявлялись синхронно на суше и в море у всех организмов — от бактерий и одноклеточных водорослей до наиболее крупных и наиболее высокоорганизованных животных. Таким образом, известный ныне наиболее мощный мутагенный фактор являлся таковым и в прошлые геологические эпохи, определяя весь ход и вполне определенную ритмичность развития органического мира, что особенно четко выявляется при рассмотрении палеобиологических данных по фанерозою. Докембрий в этом отношении изучен, конечно, гораздо более слабо. Однако и для него основные этапы развития органического мира намечены достаточно четко [51]. Значительное возрастание разнообразия организмов происходит на границе архея и протерозоя, чему по имеющимся данным соответствует проявление эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана. На границе раннего и среднего протерозоя (~1,8 млрд. лет), когда во многих районах мира накапливались ураноносные сапропелевые илы, а в ряде районов Африки действовали к тому же мощные природные атомные реакторы, облучавшие смежные зоны биосферы, появились десятки новых видов микроорганизмов — бактерий, цианофит, широко распространились строматолиты.

Широчайшему распространению разнообразных микрофитолитов и строматолитов по всему миру на границе среднего протерозоя и рифея (1,5—1,6 млрд. лет) также соответствует усиленное накопление ураноносных сланцев.

По Б. С. Соколову, фундаментальный эволюционный скачок с появлением эукариот и зеленых водорослей в конце раннего — начале среднего рифея синхронен накоплению во многих районах мира сапропелевых ураноносных сланцев. По данным Б. В. Тимофеева, для микрофитопланктона он находит отражение в значительном усилении интенсивности видообразования (рис. 34).

Накоплению ураносодержащих сланцев около 1 млрд. лет назад (средний — поздний рифей) соответствует появление богатейшей фауны эукариот, первых грибов и макроскопических органических форм. Поразительному, по Б. С. Соколову, эволюционному скачку на границе венда — кембрия, характеризующемуся появлением и широким распространением *Metaphita*, макропланктона, появлением всех основных типов беспозвоночных животных и планетарным распространением *Metazoa*, соответствует по времени накопление во многих районах мира ураноносных углеродистых сланцев и ураноносных фосфоритов и образование многих месторождений урана с возрастом оруденений 650—585 млн. лет. У микрофитопланктона эта эпоха проявляется значительным усилением интенсивности вымирания и видообразования (рис. 34).

Таким образом, как в докембрии, так и в фанерозое проявляется резкая неравномерность эволюции органического мира с приуроченностью вспышек видообразования и вымирания орга-

низмов к эпохам накопления ураноносных сапропелевых осадков в условиях значительно повышающейся радиоактивности среды.

Как видим, представления Ж. Кювье о наличии в истории Земли кратковременных революционных эпох значительного изменения органического мира в принципе оказываются правильными. Ж. Кювье был прав не только относительно революционных переворотов, приводивших к значительной смене фауны и флоры, но и совершенно правильно указал три из них — позднепермский, позднетюрский и позднэоценовый.

Конечно, 150 лет назад, когда не было известно ни явления радиоактивности, ни тем более его биолого-генетического эффекта, Ж. Кювье не мог правильно объяснить причины этих переворотов, но вопреки нередко встречающимся в литературе неправильным мнениям он объяснял их материалистически, без какого-либо оттенка идеализма. О неравномерности развития органического мира позже высказывались и другие крупные ученые, например Э. Зюсс, Л. С. Берг, А. Н. Криштофович, В. И. Вернадский, О. Г. Шиндевольф, В. В. Меннер, Б. С. Соколов.

Из приведенных материалов, по нашему мнению, со всей очевидностью следует, что новые виды организмов появлялись в основном в сравнительно кратковременные эпохи повышенной радиоактивности среды в результате внезапных и интенсивных генетических сдвигов одновременно во всем комплексе организмов биосферы, а не вследствие мелкой случайной ненаправленной изменчивости и постепенного накопления организмами полезных признаков в ходе естественного отбора. Вероятно, именно воздействие одного основного фактора — ионизирующих излучений определенной интенсивности приводило к направленным одновременным изменениям в самых различных группах организмов, обуславливая широко известные явления параллелизма в изменении признаков у неродственных организмов, встречающиеся случаи смены во времени высокоорганизованных животных более примитивными, но, вероятно, более резистентными к действию радиации, и, наконец, случаи появления организмов абсолютно «абсурдного» строения, появление у них не только полезных или нейтральных, но и вредных признаков.

Привлечение радиационно-мутационных факторов для объяснения закономерностей эволюции органического мира вполне обосновано имеющимися материалами и позволяет понять на уровне современных знаний вопросы, казавшиеся ранее непонятными и неразрешимыми при изучении их с традиционных позиций. Однако это не умаляет важности в эволюции органического мира фактора естественного отбора. Он ничего не творит, но значительно усиливается в эпохи повышенной радиоактивности. Многочисленные новые виды возникают в эпохи радиоактивности путем мутаций вне какой-либо зависимости от целесообразности: в истории Земли нередко возникали не только малоцелесообразные, но и совершенно абсурдные формы строения организмов, никак не объяснимые с позиций естественного отбора. Но естест-

венный отбор как своеобразный фильтр, конечно, способствовал выживанию и сохранению в дальнейшем только наиболее целесообразно построенных мутантов, хотя даже они вопреки естественному отбору нередко имеют не только полезные, но и многие вредные признаки.

Рассматривая эпохи значительного усиления интенсивности видообразования и вымирания организмов, проявившиеся во время накопления обогащенных ОВ ураноносных осадков и обуславливавшие неравномерность эволюции, мы отмечали уже неоднократно их близость или непосредственную приуроченность к границам крупных стратиграфических подразделений — систем и отделов. Этот вопрос весьма интересен и требует специального освещения.

Первоначальное выделение крупных подразделений международной стратиграфической шкалы было проведено в значительной мере стихийно, на чисто эмпирической основе по материалам Западной Европы и без какого-либо теоретического обоснования. Более того, в первоначальных работах, наметивших основы стратиграфического расчленения осадков, выделение крупных стратиграфических подразделений проводилось геологами в первую очередь с учетом литологических особенностей отложений, характерных полезных ископаемых, наличия перерывов и угловых несогласий между отдельными толщами осадков и практически без учета характера фауны и флоры и их изменений. Лишь позже, в XIX в., после работ В. Смита и Ж. Кювье, палеонтологический метод стратиграфических исследований получил широкое применение при выделении систем и отделов и особенно при обосновании их границ. Большая часть геологических систем, определивших основу современной стратиграфии, была выделена в XIX в. меньше чем за 20 лет, причем в случайной последовательности: каменноугольная (1822 г.), меловая (1822 г.), четвертичная (1823 г.), юрская (1829 г.), третичная (1833 г.), триасовая (1834 г.), силурийская (1835 г.), кембрийская (1836 г.), девонская (1839 г.), пермская (1844 г.). Одним словом, создание геохронологической шкалы происходило наощупь, сначала по сугубо общим геологическим признакам, а уже затем с привлечением палеонтологических материалов и уточнением их границ на палеонтологической основе. Этот процесс уточнения стратиграфической шкалы продолжается и до настоящего времени, вызывая временами оживленные дискуссии относительно положения границ почти всех систем. Такое положение, по нашему мнению, вполне понятно, поскольку не существует четких общепринятых теоретических положений относительно самого понятия систем; нет и общепринятых методических положений относительно выделения их границ. Более того, по этим вопросам существуют до сих пор диаметрально противоположные точки зрения.

Согласно одной из них системы охватывают определенные, но условно выделенные достаточно продолжительные отрезки геологической истории и развития органического мира, границы

которых следует проводить путем договоренности на любых удобных в практическом отношении уровнях по характерной фауне. Согласно другой точке зрения системы характеризуют собой крупные закономерные этапы развития органического мира и геологической истории с вполне определенными и естественными границами, отражающими существенные изменения органического мира. Но и в этом случае нет общих принципов для точного и полностью объективного проведения границ геологических систем — надо ли их проводить по упадку или исчезновению фауны или по появлению новой фауны, или по ее расцвету. К тому же разные группы фауны и флоры эти основные этапы развития проходят не строго синхронно, и неясно, на какую группу фауны следует ориентироваться.

Нам импонирует вторая, развиваемая В. В. Меннером и его последователями точка зрения на геологические системы как на единицы геохронологической шкалы, отражающие закономерные этапы развития органического мира и земной коры и имеющие естественные, а не условные границы.

По-видимому, большая часть геологических систем (и ряда отделов) после многолетнего уточнения их границ на основе детальных стратиграфо-палеонтологических исследований в основном и отвечает именно такому пониманию геологических систем. Однако исторически сложилось так, что границы некоторых систем, например карбона и перми, по существу, действительно не отражают какого-либо заметного естественного рубежа в развитии органического мира.

Во многих случаях, как нам уже неоднократно приходилось отмечать, выявленные эпохи интенсивного накопления планктонного органического вещества и осадочного урана в точности совпадают с границами геологических систем или отделов. И это, конечно, не случайные совпадения, а совершенно закономерное явление, свидетельствующее о том, что в результате многолетней коллективной работы палеонтологов крупные стратиграфические границы большей частью были установлены действительно на хронологических уровнях существенных изменений фауны и флоры. Приуроченность к ним специфических радиоактивных осадков на значительных площадях распространения морских палеобассейнов в разных районах мира и приуроченность в ряде случаев к этим же уровням значительных запасов осадочного урана в континентальных (речных и озерных) отложениях является весьма важным фактом, проливающим свет на возможные генетические причины существенных изменений фауны и флоры в эти эпохи.

Палеонтологи и стратиграфы за более чем столетнюю историю совершенствования международной геохронологической шкалы, хотя и на ощупь, но в большей части случаев совершенно правильно и обоснованно подошли к установлению границ геологических систем. Полученные нами данные о приуроченности во многих случаях этих границ к эпохам интенсивного уранонакопления и повышенной радиоактивности среды обитания организмов

дают, на наш взгляд, недостающее теоретическое обоснование для установленных палеонтологами значительных изменений фауны и флоры. С позиций современной радиогенетики значительные изменения фауны и флоры в эпохи накопления радиоактивных осадков и повышенной радиоактивности среды совершенно естественны и неизбежны. Однако проблема точного положения стратиграфических границ и при этом остается довольно сложной. Во-первых, эпохи повышенной радиоактивности среды, судя по имеющимся данным, были, конечно, не мгновенными, а имели в разных случаях различную продолжительность, по всей вероятности, до нескольких миллионов лет. Во-вторых, как известно из радиобиологии и показано в предыдущих главах, воздействие ионизирующих излучений одной и той же мощности вызывает существенно разные реакции не только у различных групп организмов, но иногда даже у одного рода или даже вида организмов, что обуславливает в эпохи радиоактивности некоторое смещение во времени фаз развития различных групп организмов. Поэтому если сравнительно легко установить положение пограничной зоны между двумя системами, охватывающей время интенсивных изменений органического мира, то положение конкретной и точной границы принять всегда значительно труднее, поскольку, как бы ее ни выбрать, она во всех случаях будет отражать лишь какую-то одну из сторон изменения органического мира.

Опыта специальных комплексных работ по изучению стратотипических разрезов пограничных слоев, систем и отделов с одновременным изучением фауны и флоры и изменений интенсивности уранонакопления в осадках пока не имеется. Тем не менее в ряде случаев по литературным данным и нашим материалам этот вопрос в общих чертах все же можно осветить.

В этом смысле весьма интересна граница позднего докембрия и кембрийской системы. Ее принято выделять по появлению первого представительного комплекса скелетной фауны [11]. В разрезе Малого Каратау верхний докембрий представлен «нижними доломитами» чулактауской свиты (50 м), которые соответствуют манькайскому или неманит-далдынскому горизонту и содержат *Protohertzina unguiformis* и *P. anabarica* Miss. Выше по разрезу следует продуктивная фосфоритоносная толща, обогащенная органическим веществом и рядом других элементов (до 70 м), а затем — сложенный доломитами железо-марганцевый горизонт (0—3 м). Вторая и третья пачки соответствуют томотскому ярусу. После перерыва следуют известняки и доломиты ленского яруса. Почти вся скелетная фауна, по А. Ю. Розанову, появляется внезапно от подошвы фосфоритоносной свиты, т. е. от подошвы томотского яруса [11], где появляются *Tiksitheca licis* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., *Hyolithellus vladimirovae* Miss., *H. sp. n. I*, *H. sp. n. II*, *Pseudorthothea filosa* Cobbold, *Ps. sp. n. I*, *Torellella biconuexa* Miss., *Protohertzina siciformis* Miss., *Chancelloria*, *Allatheca* sp. и др. Как видим, в этом стратотипе нижняя граница кембрийской системы точно соответ-

ствуется началу эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и ряда других элементов, вплоть до редкоземельных.

Такой же характер разреза пограничных слоев венда и кембрия, по данным Э. А. Еганова, характерен для Саян.

На Сибирской платформе (пос. Чекуровка) юдомский комплекс докембрия представлен доломитами, в верхней части с песчаниками и конгломератом. Выше следует томотский ярус, представленный сначала известняками, а затем переслаиванием известняков и сланцев с многочисленной фауной [11].

На Алдане залегающий на юдомском комплексе нижний слой кембрия (зона *Aldanocyathus sunnaginicus* — *Tiksitheca licis*) представлен глауконитовой породой, выше которого идут уже типичные отложения пестроцветной свиты кембрия.

Таким образом, в ряде рассмотренных и в других районах мира подошва отложений нижнего кембрия проводится точно по началу эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора и других сопровождающих его элементов. Именно с этого уровня везде на Сибирской платформе, в Саянах, на Малом Каратау и в других районах внезапно появляется многочисленная скелетная фауна. А. Ю. Розанов совершенно прав, когда отмечает, что бессмысленно рассуждать, откуда она мигрировала, она появилась внезапно повсюду в начале радиоактивной эпохи.

Граница между нижним и средним отделами кембрийской системы также представляет большой интерес, поскольку в ряде районов мира она проводится точно по толще осадков с радиоактивной минерализацией. Детали стратотипического разреза на Сибирской платформе (р. Некекит) и изменения фауны трилобитов в зависимости от повышения концентрации урана нами показаны в гл. IV, рис. 22. Здесь же отметим лишь основные моменты. Первая смена фауны трилобитов — исчезновение видов, характерных для еркекетской свиты, и появление ряда новых — фиксируется в основании нижнего слоя куонамской свиты, представленной обогащенными сапропелевым ОВ сланцами (бороулахский горизонт, 4,1 м). Однако границу нижнего — среднего кембрия В. Е. Савицкий считает необходимым проводить на несколько метров выше, в основании зоны *Anabaraspis* по появлению первых многочисленных представителей семейства *Paradoxidae* — видов рода *Anabaraspis* и *Alokistocare*, которые встречаются в типовых разрезах кембрия Северной Америки только в среднекембрийских отложениях. Но это уже, в сущности, незначительная деталь. Можно утверждать, что граница между нижним и средним отделами кембрия в стратотипическом разрезе р. Некекит соответствует началу эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ в условиях повышенной радиоактивности в среде обитания организмов.

Такой же характер имеет граница между нижним и средним кембрием на севере Европы, в Швеции. На песчаниках сначала кварцевых, а затем кварцево-глауконитовых (30—50 м) с ранне-

кембрийской фауной трилобитов *Olenellus* залегают обогащенные сапропелевым ОВ и ураном черные глины с обильной фауной трилобитов, среди которых в нижней части глин встречаются среднекембрийские *Paradoxides*.

Сходное строение разреза пограничных слоев нижнего — среднего кембрия со сменой нижекембрийских известняков сланцами среднего кембрия установлено Р. Робинсоном в кембрии Западной Юты, причем у этого исследователя нет сомнений в непрерывности разреза. Правда, существенные изменения в составе органических остатков он по традиции связывает с миграцией фауны, а не с появлением ее *in situ*, что более естественно, если учитывать несомненно возросшую радиоактивность среды.

Граница между кембрием и ордовиком (хотя и имеются различные варианты ее проведения), также представляет собой пример точного соответствия с эпохой интенсивного накопления урана и планктоногенного ОВ. Лучшие непрерывные и хорошо изученные разрезы пограничных слоев верхнего кембрия — нижнего ордовика известны в Скандинавии. Верхнекембрийские (оленелидные) и тремадокские отложения представлены непрерывным монотонным последовательным залеганием темных квасцовых сланцев со значительно повышенной концентрацией урана и планктоногенного сапропелевого органического вещества. На оленелидных сланцах зоны *Acerocare* без какого-либо перерыва залегают диктионемовые сланцы с *Dictyonema flabelliforme*, на них — цератопигиевые сланцы с *Platypeltoides incipiens* и далее — цератопигиевые известняки. Первоначально [Barrande, 1848] граница между «примордиальной» и «второй» фаунами проводилась по подошве цератопигиевых известняков, что соответствует кровле тремадока Англии. Есть сторонники этой точки зрения и сейчас. Этот вариант, в нашем понимании, означал проведение границы между кембрием и ордовиком в конце радиоактивной эпохи. Другой вариант [Moberg, 1900 г.] характеризует общепринятое в настоящее время положение границы между кембрием и ордовиком — по подошве диктионемовых сланцев с повышенной концентрацией урана, т. е., в нашем понимании, по началу радиоактивной эпохи. Усиление накопления планктоногенного ОВ и урана наблюдается на этом стратиграфическом уровне и в других районах, например на Сибирской платформе. Таким образом, и эта крупная стратиграфическая граница между верхним кембрием и ордовиком, какой бы ее вариант ни принять, также проводится по осадкам радиоактивной эпохи.

Граница ордовика и силура в Англии принята по кровле ашгиллских сланцев, охарактеризованных брахиоподами и трилобитами зоны *Dalmanitina mucronata*. Однако заметное обновление раннесилурийских брахиопод и смена граптолитов с появлением акидографтовой фауны приходится уже на ранний лландовери. В Швеции в кровле далманитиновых слоев с фауной *Hirnantia* (поздний ашгилл) залегают нижнелландоверийские сланцы с *Rastrites* и *Leonaspis*.

В Южном Китае в мало мощном разрезе (7 м) выделяются нижние сланцы с *Dicellograptus szechuanensis*, *D. complanatus ornatus* и *Orthograptus quadrimucronatus*, на которых залегают «верхние сланцы» — темно-серые глинистые известняки и мергели с *Dalmanitina nanchengensis* Li и *D. mucronata*. Верхняя граница ордовика сначала проводилась в кровле нижних сланцев, подстилающих известняки и мергели с *Dalmanitina mucronata*, однако в последние годы они включаются, как и в других районах, в ашгилл [11].

Изменения граптолитов на границе ордовика — силура (в кровле ашгилла) в британских стратотипах незначительные. Резкие изменения граптолитов — вымирание лептографтид и появление акидографтид — происходили, по мнению большинства специалистов, уже в раннем лландовери, в конце зоны *Glyptograptus persculptus*. Состав кораллов и части головоногих существенно обновляется на границе ордовика и силура.

В разрезах Казахстана граница ордовика и силура проводится по кровле зоны *Glyptograptus persculptus*, по смене позднеашгилльской фауны в кровле улькунтасского горизонта и по вымиранию лептографтид и появлению акидографтид, т. е., в понимании английских стратиграфов, не по кровле ашгилла, а в нижнем лландовери [11].

О том, что граптолитовые сланцы нижнего силура вообще обогащены планктоногенным ОВ и ураном, нам известно, но конкретными данными по стратотипическим разрезам мы, к сожалению, не располагаем. Однако по разрезам ряда скважин в Прибалтике такие данные имеются. Известняки и мергели верхов ордовика характеризуются очень низкой радиоактивностью и низкой (0,1—0,2 %) концентрацией ОВ. На них согласно залегают обогащенные органическим веществом глинистые граптолитовые сланцы ($C_{орг}$ — до 8—10 %) и мергели нижнего, а затем среднего лландовери мощностью 5—8 м, радиоактивность которых резко, в несколько раз возрастает, а затем в отложениях верхнего лландовери постепенно понижается. Эти данные показывают, что значительное усиление уранонакопления началось в раннем лландовери, возможно даже не с самого начала. Этому полностью соответствуют палеонтологические данные о том, что резкое и значительное изменение фауны граптолитов происходило не в конце ашгилла, а в раннем лландовери. Но это уже незначительные детали, которые, конечно, можно было бы уточнить при проведении специальных комплексных стратиграфических и геохимических исследований. Для нас важен пока сам факт в принципе — палеонтологически обоснованная в стратотипах граница ордовикской и силурийской систем, как и описанные ранее, совпадает с началом очередной эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана в условиях повышенной радиоактивности среды обитания организмов.

Большой интерес представляет для нас граница девона и карбона. Интенсивное накопление планктоногенного ОВ, урана и

сопровождающих его элементов происходило в позднем девоне во многих районах мира. Нам известны два таких уровня — в среднефранских отложениях и в верхних фаменского — нижних турнейского ярусов. В восточной части Русской платформы широко известны среднефранские доманиковые отложения, значительно обогащенные планктоногенным ОВ и характеризующиеся несколько повышенной концентрацией урана. Примерно такой же характер имеют и отложения нижнего турне. В некоторых районах «доманиковые» фации, широко распространенные в среднефранское время, прослеживаются и в более молодых осадках до начала раннего карбона.

В другом районе Русской платформы, в Припятской впадине, аналогичные осадки с пластами сапропелевых сланцев приурочены к отложениям верхнего фамена.

В восточной части Северной Америки на большой площади обогащенные планктоногенным ОВ высокоураноносные чаттанугские сланцы залегают в самой верхней части разреза верхнего девона, на границе с формацией Маури раннекаменноугольного возраста. По кровле чаттанугских радиоактивных сланцев там и проводят границу между девонem и карбоном.

Таким образом, от позднего девона до самого раннего карбона накопление радиоактивных осадков в разных районах мира происходило несколько по-разному; в одних районах дважды — в среднефранское время и на границе с турне, в других — только на границе девона и карбона, а в отдельных небольших по площади — без перерыва от среднефранского времени до раннего карбона.

Таким образом, картина довольно сложная. Сложно обстоит дело и с границей девона и карбона. По международной шкале граница принята в основании цефалоподовой зоны *Gattendorfia* (подошва турне), по унифицированной схеме СССР — в основании нижележащей зоны *Wocklumeria*, а в стратиграфии Франко-Бельгийского бассейна — по подошве слоев Этрень. Различия объясняются разными принципами обоснования по различным группам фауны [11].

Если говорить о границе девона и карбона вообще, то пограничное время в широком смысле слова должно охватывать весь фаменский век и ранний турне [11], когда во всех группах фауны происходят те или иные значительные изменения. Развитие фауны в пределах этого пограничного интервала, по мнению О. Н. Липиной и Е. А. Рейтлингер [11], происходило быстро и бурно по сравнению с предшествовавшими этапами и последующими периодами спокойной и медленной эволюции, что вполне понятно, если учитывать проявлявшееся тогда интенсивное уранонакопление. Это время представляет собой, с одной стороны, конечную стадию девонского этапа (угасания), а с другой — начало развития каменноугольного этапа.

По О. Н. Липиной и Е. А. Рейтлингер [11], если придерживаться принципа сохранения целостности этапов, границу между

девоном и карбоном следует проводить либо в основании фамена, либо в кровле нижнего турне. На границе франского и фаменского ярусов происходит настолько крупная смена фауны, что, по мнению Мак Ларен, она даже превышает в планетарном масштабе смену фауны на границе силура и девона. Одним словом, если учесть мнения авторитетных специалистов, то можно заключить, что границу между девоном и карбоном они предлагают проводить, в нашем понимании, либо вблизи первого (франского), либо по второму (позднедевонско-раннекарбонному) уровню накопления радиоактивных осадков.

Граница перми и триаса, а вместе с тем палеозоя и мезозоя, относится к числу наиболее интересных и важных, однако споры относительно нее до сих пор не утихают. Типичная палеозойская фауна сменяется значительно отличающейся мезозойской с господством аммонитов в морях, с расцветом пресмыкающихся на суше, а палеозойская флора — типично мезозойской с господством голосемянных растений. Отличия органического мира разительны, переходный период между ними весьма заметен и охватывал, по мнению Д. Л. Степанова, значительную часть позднепермской эпохи и начало раннего триаса. Вопрос о точном положении границы до сих пор вызывает много споров. Разрез соляного кряжа, на основании которого О. Шиндевольф сделал вывод о мгновенной, катастрофической смене фауны, не считается теперь непрерывным.

Неудобен и западно-европейский стратотип. В нем на медистых сланцах, значительно обогащенных сапропелевым ОВ и ураном и рядом других элементов, залегает цехштейн, который относят к верхней перми, а выше — пестрый песчаник, относимый уже к триасу. Однако беда в том, что верхняя (большая) часть цехштейна и большая часть пестрого песчаника практически лишены органических остатков. Более того, по споро-пыльцевым спектрам цехштейн и пестрый песчаник оказались весьма близки, и граница между ними, возможно, не возрастная, а фациальная [11]. Но если это действительно так, и цехштейн и пестрый песчаник являются триасовыми фациальными аналогами, то можно считать, что граница между пермью и триасом должна проходить фактически по кровле радиоактивных медистых сланцев.

Аналогичные взаимоотношения между верхнепермскими фосфоритоносными радиоактивными осадками и триасом наблюдаются и в Северной Америке. Отложения формаций Фосфория протягиваются полосой вдоль Кордильер на расстояние около 2000 км. Фосфоритоносная свита сложена черными фосфатизированными сланцами, фосфоритами и кремнистыми известняками. В ряде районов на ней с перерывом залегают красноцветные отложения триаса, в других — морские триасовые осадки без видимого перерыва. В зал. Лендер (район Саус-Форк) на песчаниках с фауной позднего карбона залегают: доломиты, глинистые известняки и кремнистые сланцы (15 м), нижний фосфоритовый пласт (фосфориты и фосфатизированные известняки) с *Lingulidiscina utahensis*

(1,2 м), нижний мшанковый известняк с *Leioclema*, *Productus nevadensis*, *Spirifer cameratus* и *Honetes genitziamus* (41,4 м), верхний фосфоритовый пласт с *Productus nevadensis* и *Pugnax* (0,85 м), кремнистый сланец с фосфоритом (11,2 м) и верхний мшанковый известняк с *Leioclema*, *Fenestella*, *Derbya*, *Spirifer pulchra* (10,2 м). Пермские отложения перекрываются свитой сланцев и сланцеватых известняков (45—60 м), которая относится уже к триасу.

В Айдахо фосфоритоносная толща также перекрывается морским нижним триасом, однако фаунистический перерыв между ними дает основание предполагать наличие перерыва в отложении осадков, хотя сам по себе он ничем не фиксируется. Как видим, соотношения пород верхней перми и триаса здесь примерно такое же, как в Западной Европе; выше кровли фосфоритоносной радиоактивной толщи фаунистический перерыв, а затем следуют триасовые отложения.

В Северной Америке в районах Лисбон-Валли и Моньюмент-Валли (штаты Юта и Аризона) верхняя пермь представлена красноцветными континентальными отложениями формации Чайнл с песчаниками и углистыми сланцами со значительными по запасам залежами урана в верхней части разреза на границе с триасом; нижняя формация триаса, залегающая с перерывом на этих отложениях, также ураноносна.

Таким образом, в ряде районов мира отложения верхней перми характеризуются как в морских, так и в континентальных фациях широким распространением радиоактивных осадков и значительными залежами осадочного урана. Нет достоверных данных о полной непрерывности изученных разрезов пограничных слоев верхней перми и триаса, поэтому о точном положении границы говорить весьма трудно. Однако не вызывает никакого сомнения, что в позднепермскую эпоху, незадолго до начала триаса, во многих районах мира происходило весьма интенсивное уранонакопление в условиях повышенной радиоактивности среды обитания организмов.

Положение границы между юрой и мелом вызывает дискуссии до сих пор, хотя различия между точками зрения отдельных исследователей, по нашему мнению, не столь уж и велики. Отнесение титонского (волжского) яруса к верхам юры сомнений ни у кого не вызывает. Сложнее обстоит дело с берриасом: одни считают необходимым относить его к юре, другие — к мелу, третьи — частично к юре и мелу.

В международной геохронологической шкале волжский ярус утверждён в качестве верхнего яруса юрской системы. В качестве лектостратотипа принят разрез на р. Волге. Рассматривая влияние изменения интенсивности радиоактивности на смену фауны аммонитов и фораминифер, мы приводили по нему уже соответствующие материалы в гл. IV, рис. 28.

Интенсивность уранонакопления там возросла во второй половине средневолжского подвека (зона *zarajskensis*) во время на-

копления сапропелевых сланцев. В конце средневожского подвека (зоны *virgatus* и *nikitini*) и в поздневожском (зоны *fulgens-nodiger*) накапливались песчаные осадки со стяжениями фосфоритов, обогащенными ураном. Максимум ураноаккумуляции приурочен к границе верхней юры и нижнего мела.

В Западной Европе вожскому ярусу соответствует выделенный А. Оппелем титонский, с которым он параллелизовал литографские сланцы Золенгофена, знаменитые находками первых птиц *Archaeopteryx* и *Archaeornis*. Какими-либо данными мы не располагаем, но вполне вероятно, что литографские сланцы должны быть несколько обогащены ураном. В Западной Сибири граница между юрской и меловой системами проводится по кровле однородной битуминозной баженовской свиты, обогащенной планктонногенным ОВ; в западных районах, правда, согласно имеющимся данным кровля этой свиты имеет уже, возможно, не поздневожский, а берриасский возраст.

В Северной Америке (Колорадо) граница между юрской и меловой системами проводится по кровле формации Моррисон, представленной континентальными отложениями с весьма значительными запасами осадочного урана; на ней с небольшим размывом залегают песчаники и сланцы континентальной формации Дакота мелового возраста.

Таким образом, граница между юрской и меловой системами как в морских, так и в континентальных осадках приурочена во многих районах мира к радиоактивным осадкам.

Граница между меловой и палеогеновой системами, а также между мезозоем и кайнозоем проводится в соответствии с международной стратиграфической шкалой по кровле отложений датского яруса. Вместе с тем еще с конца прошлого века была выдвинута другая точка зрения — о необходимости установления границы между мелом и палеогеном по подошве датского яруса, с отнесением его к палеогену. Основанием для этого является общезвестная исключительно крупная смена фауны на рубеже мезозоя и кайнозоя, но приуроченная в основном не к границе дания и палеоцена, а маастрихта и дания.

К сожалению, стратотипы маастрихта и дания Западной Европы представляют собой разрезы, характеризующиеся наличием перерыва, хотя, возможно, непродолжительного по времени в основании заведомо датских отложений. В кровле маастрихта часто развиты образования типа «твердого дна». Иногда в толще маастрихта, ниже контакта маастрихт—дания, прослеживаются фосфоритовые горизонты, всегда характеризующиеся повышенной радиоактивностью. Наличие перерывов в отложении характерно для границы маастрихта и дания во многих районах, причем не только на континентах, но и в океанах. Однако есть и совершенно непрерывные разрезы — в Средней Азии, в Альпах, Апеннингах, Карпатах, в Северной Африке и на Ближнем Востоке, в которых выше верхней подзоны *Abathomphalus mayaroensis* зоны *Racemiguembelina varians* верхнего маастрихта выделяется нижний

даний: внизу зона *Globigerina taurica*, выше — зона *Globigerina pseudobulloides* и еще выше — верхний даний. Весьма интересен непрерывный разрез пограничных слоев в долине Дес в Белуджистане [11]. В самой верхней части разреза маастрихта залегают глины и коричневые известняки с многочисленными остатками *Indoceras baluchistanensis* Noetl. (5 м). Выше следуют известковистые песчаники (6 м) с устрицами и *Venericardia beaumonti* d'Arçh., сменяющиеся затем согласно залегающими черными немymi глинами (30 м). В верхней части глин появляются прослой известняков, а затем следуют известняки с большим количеством нуммулитов и содержащие раковины *Ovula expansa* d'Arçh. В этом непрерывном разрезе аммониты отделены от нуммулитов толщей всего 30—40 м черных немых глин, которые, очевидно, при анализе окажутся обогащенными планктогенным ОВ и с повышенной концентрацией урана. Именно изучая этот разрез, Нётлинг поразился внезапному исчезновению аммонитов и связал это с проявлением каких-то катастрофических изменений физических условий среды [11].

На западном побережье Гренландии маастрихтские темно-серые битуминозные сланцы перекрываются отложениями формации Кангиллия, залегающими на них с конгломератом в основании (50 м); затем следуют черные сланцы (500 м) сверху с силлами и остатками раннедатских гастропод, двустворок, наутилоидей, иглокожих.

Накопление обогащенных планктогенным ОВ, фосфором и ураном осадков в маастрихте происходило, кроме того, в ряде районов Северной Африки и на окраине Аравийского щита. В Марокко (Мескала) под известняком с *Cardita beaumonti* залегают несколько пластов фосфоритов в известняках и мергелях. В 30 м выше фосфоритов залегают известняк с *Baculites*.

На окраине Аравийского щита (р. Иордан, Иудейская пустыня, Трансиорданское плато) на кремнисто-глинистой свите кампана залегают фосфоритоносные маастрихтские отложения, для которых характерно наличие темных битуминозных известняков и мергелей, обогащенных планктогенным ОВ. В верхнем сеноне области накопления фосфоритов на Земле, по мнению Е. В. Орловой [1951 г.], были распространены по сравнению со всеми другими эпохами наиболее широко. Они хорошо изучены во Франции, ГДР, ФРГ, на юге Испании, в Западном Казахстане; особенно крупные скопления фосфоритов выявлены в Северной Африке, на окраине Аравийского щита, в восточной части Индостана, в Австралии и т. д. В Северной Америке верхнемеловые отложения характеризуются распространением черных сланцев с повышенной концентрацией урана [74].

Исключительно интересные данные о наличии глобальной геохимической аномалии на границе меловых и палеоген-неогеновых осадков недавно получены Л. В. Альваресом [1980 г.] и другими авторами. Во всех изученных в разных районах мира непрерывных разрезах (север и юг Европы, Северная Америка, Новая

Зеландия, Австралия), даже в тех районах, где не происходило накопления планктоногенного ОВ, фиксирующего металлы в осадках, пограничный слой между мелом и палеогеном (маастрихтом и данием) характеризуется сильно повышенной концентрацией иридия (в 30—160 раз выше фона) и небольшим, но резким повышением содержания ряда элементов — U, Mo, V, Cr, Ni, Ba, Lu, Ta, Hf, W, Cs, Sc, La, Ce, Rb, Tb, Eu. Именно к этой глобальной геохимической аномалии и приурочена резкая смена позднемеловой фауны фораминифер *Globotruncana contusa* фораминиферами *Globigerina eugubina* нижней биозоны палеоген-неогеновых отложений. Одновременно произошла полная смена наннопланктона.

Л. В. Альварес делает вывод, что формирование этой глобальной геохимической аномалии на границе мела и палеогена могло быть или следствием изменения химического состава океанической воды, или результатом поступления в это время значительной массы внеземного материала вследствие падения, взрыва и распыления по всей поверхности Земли вещества довольно крупного астероида. Первое предположение о значительном, но сравнительно кратковременном изменении состава воды мирового океана на границе мела и палеогена за счет глубинных источников Земли представляется нам более вероятным. Оно соответствует другим имеющимся в нашем распоряжении многочисленным данным об интенсивной вспышке биопродукции фитопланктона на этом рубеже вследствие заражения гидросферы огромными массами фосфора, урана и сопровождающих их элементов.

Во всяком случае, гипотеза Л. В. Альвареса о кратковременном затемнении Земли и прекращении фотосинтеза, приведшего к вымиранию организмов, видимо, лишена каких-либо серьезных оснований. Напротив, фотосинтез на границе мела и палеогена совершался весьма интенсивно, о чем можно судить по широкому накоплению в ряде районов мира обогащенных ОВ фосфоритов и «черных» сапропелевых сланцев. Кстати, прослой черных и темно-серых пород, несомненно, обогащенных планктоногенным ОВ, отмечаются Л. В. Альваресом и в изученном им пограничном слое между мелом и палеогеном в Дании. Именно вследствие этого, вероятно, концентрация иридия, а возможно, и ряда других элементов здесь максимальна, поскольку накопление многих элементов в осадках прямо или косвенно определяется фоссилизацией ОВ отмершего планктона.

Весьма интересны пограничные слои между мелом и палеогеном в разрезе континентальных отложений Северной Америки. В Дакоте разрез морских отложений верхнего мела завершается формацией Фокс-Хиллс, а в Вайоминге — формацией Лейнс. Формация Фокс-Хиллс разделена на ряд аммонитовых зон и относится американскими исследователями к маастрихту. Вверх по разрезу морские отложения сменяются континентальными осадками формации Хелл-Крик и Лейнс. Континентальная толща представлена чередованием песчаников, глин и аргиллитов с прослоями углей и конгломератов, по-видимому, речного, болотного

и озерного генезиса. Именно к этим отложениям приурочены известные местонахождения костей динозавров, остатки пресноводных моллюсков и кости млекопитающих, в том числе примитивных плацентарных [11]. Отложения с костями динозавров выделяются в слои с *Triceratops*. Это были крупные рогатые динозавры, размер головы которых (с воротником) достигал 2 м.

В Северной Дакоте эти отложения перекрываются отложениями формации Каннонболл, заключающими остатки млекопитающих, морских пелеципод и гастропод, а также редкие раковины раннепалеоценовых планктонных фораминифер. На основе микропалеонтологических данных формация Каннонболл относится к датскому ярусу. В районе Блек-Хиллс континентальные отложения формации Хелл-Крик с костями динозавров зоны *Triceratops* перекрываются континентальными отложениями формации Форт-Юнион, которые характеризуются повышенной концентрацией урана и наличием промышленных залежей осадочного урана. Выше по разрезу идут уже типичные палеогеновые отложения без каких-либо следов остатков динозавров. Таким образом, после проявления эпохи уранонакопления на границе мела и палеогена динозавры полностью вымирают. Точно так же после накопления черных сланцев в непрерывном разрезе морских отложений Белуджистана полностью исчезают и аммониты.

Приведенных данных, видимо, достаточно для того, чтобы сделать заключение об обширном накоплении на границе мела и палеогена (маастрихта и дания) ураноносных и обогащенных ураном фосфоритоносных осадков и черных сланцев как в морских, так и континентальных отложениях во многих районах мира. Это происходило, несомненно, в условиях значительно повышенной радиоактивности среды обитания организмов, что и обусловило резкую и значительную смену органического мира на этом рубеже в глобальном масштабе. Вымирание многих групп мезозойских организмов было быстрым, почти внезапным; вместе с тем было на этом рубеже и появление ряда кайнозойских форм; особенно резкая, катастрофически быстрая смена произошла у планктона. Отрицать это невозможно; не следует также упрекать авторов, показывающих это явление, в пережитках креационизма. Значительное и сравнительно быстрое изменение органического мира в условиях повышенной радиоактивности среды с позиций современной радиогенетики и радиозоологии представляется совершенно естественным, неизбежным и ни в коей мере не таинственным.

Рассмотренные материалы показывают, что развитие органического мира происходило во времени крайне неравномерно, значительно убыстряясь в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, а крупные стратиграфические границы, обоснованные палеонтологами по изменениям фауны и флоры, во многих случаях действительно характеризуют естественные рубежи, приуроченные к эпохам накопления радиоактивных осадков.

МЕСТО ЭПОХ УРАНОНАКОПЛЕНИЯ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ЦИКЛАХ, ИХ ПЕРИОДИЧНОСТЬ И СВЯЗЬ С ДРУГИМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Начиная от позднего докембрия до современной эпохи выделяется около двадцати стратиграфических уровней распространения осадков, значительно обогащенных планктоногенным органическим веществом, фосфором, ураном и другими, всегда сопровождающими их элементами, вплоть до редкоземельных. Одни из них, такие, например, как отложения верхнего венда — нижнего кембрия, верхнего девона — нижнего карбона, верхней перми, верхней юры — нижнего мела, верхнего мела — нижнего палеоцена, среднего — верхнего эоцена, имеют наиболее широкое прерывисто-глобальное распространение. Другие, как например, отложения нижней перми, верхнего триаса, нижней — средней юры, менее широко распространены в отдельных, но достаточно крупных зонах Земли. Естественно, что наличие такого обширного ряда специфических, но очень сходных осадков, формировавшихся во время проявления эпох уранонакопления, вызывает желание понять, беспорядочно ли или в какой-то мере закономерно их проявление во времени, какова их связь с другими геологическими явлениями, каковы их положение в геологических циклах и периодичность проявления.

Проблема изучения периодичности различных геологических явлений издавна привлекала внимание многих геологов — С. Н. Бубнова, Г. Штилле, Л. В. Пустовалова, Н. М. Страхова, В. Д. Наливкина, Г. Ф. Лунсгерсгаузена, С. В. Тихомирова, Н. Ф. Балуховского и др. В последние годы много внимания уделяет проблеме периодичности геологических явлений и «синфазной стратиграфии» Ю. М. Малиновский [31].

Нами сделана попытка установить периодичность проявления эпох уранонакопления и их взаимосвязь с другими геологическими явлениями. В отличие от большинства исследователей за основные периоды фанерозойской истории нами были приняты не основные тектонические циклы в общепринятом понимании — альпийский, герцинский и каледонский, имеющие различную продолжительность во времени, а звездный галактический год (220 млн. лет). При этом за начальную точку отсчета времени был принят не современный момент, как у многих других авторов, являющийся несомненно случайным, а крупный естественный рубеж геологической истории — граница докембрия и кембрия (570 млн. лет). К этому нас подтолкнуло и то обстоятельство, что наиболее устойчивые в разрезе и глобально распространенные осадки радиоактивных эпох (вендско-раннекембрийской, позднедевонско-раннекаменноугольной и позднейурско-раннемеловой) повторяются через 220 млн. лет ($V - C_1 = 570$ млн. лет, $D_3 - C_1 = 570 - 220 = 350$ млн. лет, $J_3 - K_1 = 570 - 2 \cdot 220 = 130$ млн. лет). При проявлении этих основных эпох уранонакопления в начале и конце каждого выделенного таким образом звездного галактического

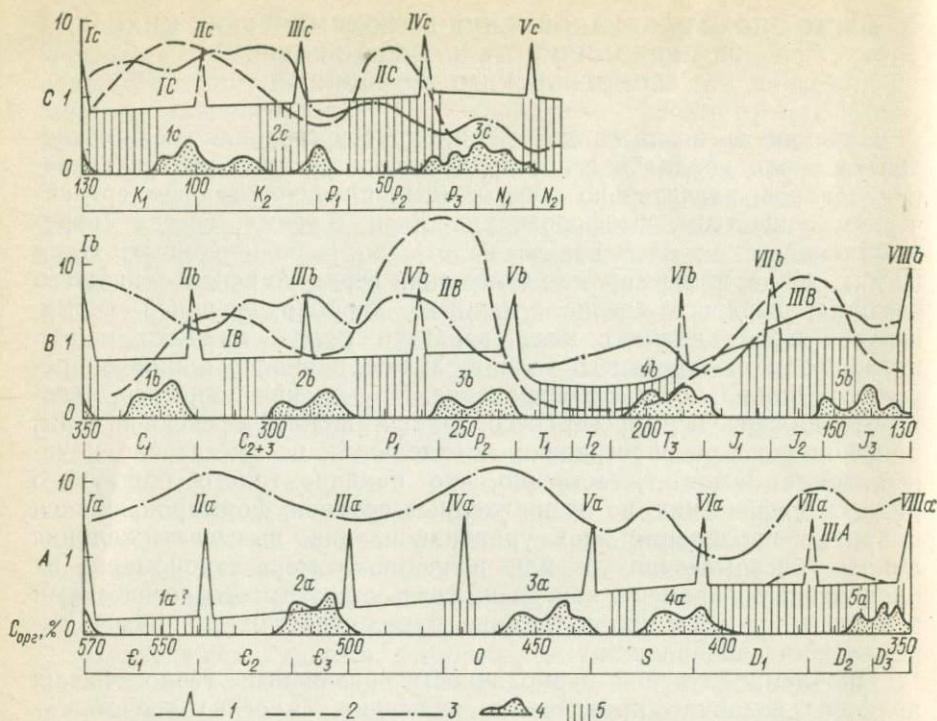


Рис. 35. Периодическая схема накопления в фанерозое отложений, обогащенных сапропелевым планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими металлами и их связь с другими геологическими явлениями.

1 — средняя концентрация $C_{\text{орп}}$, %; 2 — интенсивность угленакпления; 3 — изменение площади морей на континентах; 4 — фазы складчатости; 5 — этапы активизации рифтогенеза; I—VIII — эпохи накопления осадков, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором и ураном: Iа — поздневендско-раннекембрийская, IIа — ранне-среднекембрийская, IIIа — позднекембрийско-раннеордовикская, IVа — ранне-среднеордовикская, Va — позднеордовикско-раннесилурийская; VIа — позднесилурийско-раннедевонская; VIIа — ранне-среднедевонская, VIIIа—Ib — позднедевонско-раннекаменноугольная, IIb — раннекаменноугольная, IIIb — позднекаменноугольная, IVb — раннепермская, Vb — позднепермская, VIb — позднетриасовая, VIIb — ранне-среднеюрская; VIIIb—Ic — позднеюрская, IIc — средне меловая, IIIc — поздне меловая—палеоценовая, IVc — средне-верхнеэоценовая, Vc — позднепалеогеновая—раннемиоценовая; 1—5 — фазы складчатости: 1а — раннекембрийская, 2а — сардинская (сардская), 3а — раннекаледонская (таконская), 4а — позднекаледонская (эрийско-арденская), 5а — бретонско-тельбесская, 1b — судетско-саурская, 2b — уральско-астурийская, 3b — позднегерцинская (пфальцская), 4b — древнекимерийская, 5b — позднекимерийская (кольмско-адыгейская), 1c — субгерцинско-австрийская, 2c — ларамийская, 3c — поздней альпийская (аттикопиренейская). I—III — эпохи угленакпления: IIIA — ранне-среднедевонская, IB — ранне-среднекаменноугольная, IIB — ранне-среднепермская, IIIB — ранне-среднеюрская; IC — ранне-средне меловая, IIC — среднепалеогеновая.

года фанерозойская история распадается примерно на два с половиной галактических года (рис. 35).

Нанеся на схему (рис. 35) положение всех известных нам стратиграфических уровней распространения отложений, обогащенных планктоногенным ОВ, осадочным ураном и фосфором, мы убедились, что первый А полный период (галактический год $\epsilon_1 - D_3$) разбивается ими на семь малых, продолжительностью около 31 млн. лет ($220 : 7 \approx 31,4$ млн. лет). Второй В полный

период (галактический год $C_1 - J_3$) разбивается эпохами проявления радиоактивности также на семь малых со средней продолжительностью 34 млн. лет. В третьем C неполном периоде ($J_3 - Q$, 130 млн. лет) выделяются четыре малых со средней продолжительностью $130:4=32$ млн. лет. Примечательно, что к необходимости выделения именно 30—32 млн.— летних тектонических циклов — на совершенно иной фактической основе ранее нас пришел В. Д. Наливкин.

Как видим, эпохи интенсивного накопления урана, фосфора и планктоногенного ОВ проявляются во времени достаточно регулярно и ритмично, примерно через 31—32 млн. лет, причем радиоактивным эпохам первого (A) периода (галактического года), — $Ia, IIa, IIIa, IVa, Va, VIa, VIIa, VIIIa$ — довольно хорошо соответствуют аналогичные эпохи второго (B) периода (галактического года) — $Ib, IIb, IIIb, IVb, Vb, VIb, VIIb, VIIIb$ и третьего неполного (C) галактического года — $Ic, IIc, IIIc, IVc, Vc$ (рис. 35). Это позволило предположить, что ритмично проявляющиеся эпохи интенсивного накопления осадочного урана, фосфора и планктоногенного ОВ отражают общий пульсационный ритм развития Земли и, вероятно, соответствуют по времени оживлению каких-то определенных тектонических процессов, для которых характерен интенсивный вынос из подкорových глубин ряда элементов (P, U, V, Ni, Cu, Co и др.), что вызывало соответствующую ответную реакцию биосферы.

Изучая эти эпохи, мы убедились, что по своему времени проявления они никогда не соответствуют эпохам интенсивных тектонических движений складчатого типа, а реализуются в «спокойные» в тектоническом смысле этапы. На возможную тектоническую сущность ряда эпох проявления интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других сопровождающих их элементов нам впервые правильно указал проф. Л. Н. Розанов, отметив их приуроченность к периодам усиления рифтогенеза.

Например, позднеюрская эпоха уранонакопления является начальным этапом раздвига Атлантики, причем она фиксируется интенсивным накоплением обогащенных планктоногенным ОВ и ураном осадков как в южной части самого Атлантического океана, так и в ряде обширных регионов на континентальных глыбах, например в Западной Сибири.

По-видимому, предположение о приуроченности эпох уранонакопления к этапам оживления рифтогенеза является правильным. Положение в разрезе и возраст обычно небольших по мощности (30—50 м) отложений этих эпох, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором, ураном и другими металлами, определяются почти всегда с большой точностью, если, конечно, достаточно хорошо изучены разрезы. Вероятно, именно поэтому отложения таких эпох хорошо коррелируются в осадках всех трех фанерозойских галактических лет [35]. Положение фаз складчатости определяется также на стратиграфической основе, в основ-

ном по угловым несогласиям, но, конечно же, менее точно. Тем не менее нанесение данных обобщения Н. Я. Кунина и Н. М. Сардонникова [1977 г.] по фазам складчатости на нашу периодическую схему дало также вполне хорошие результаты — полный галактический год характеризуется проявлением пяти фаз складчатости, осуществлявшихся в среднем через 45 млн. лет (рис. 35). Только в первом (А) галактическом году ($\epsilon_1 - D_3$) по этим данным не выделяется особой раннекембрийской фазы складчатости ($1a?$), хотя на проявление складчатости в раннем кембрии в ряде районов указывается, например в Казахстане. Предполагаемой раннекембрийской фазе складчатости ($1a?$) первого (А) галактического года соответствует судетско-саурская фаза ($1b$) периода В и субгерцинская ($1c$) периода С. Аналогичным образом имеется соответствие и между всеми остальными фазами складчатости во всех трех периодах, например, последней пятой фазе складчатости (рис. 35) периода А (бретонско-тельбесской, $5a$) в периоде В соответствует позднекембрийская ($5b$).

Почти все выделенные эпохи ураноаккумуляции отвечают этапам между отдельными фазами складчатости, предваряют их или следуют вскоре за ними, но не совпадают с максимальным проявлением складчатости.

По сравнению с положением во времени эпох ураноаккумуляции и фаз складчатости временные интервалы активизации рифтовых зон определяются значительно менее точно. По данным Е. Е. Милановского [35], они в основном отвечают этапам между фазами складчатости, хотя частично и совпадают с ними. Нанесение на схему данных Е. Е. Милановского по этапам активизации рифтовых зон (рис. 35) показывает, что большая часть выделенных эпох накопления осадков, обогащенных планктоногенным ОВ, фосфором и ураном, действительно проявлялась в этапы значительной активизации рифтовых систем. По ним в эти эпохи, вероятно, вместе с магматическим материалом и гидротермальными растворами в гидросферу и на поверхность континентов поступали значительные избыточные массы фосфора, урана и других металлов, вызывавших сильную ответную реакцию биосферы, которая проявлялась, в частности, в пышном развитии весьма бедного в видовом отношении фитопланктона, накапливавшего эти элементы.

Вероятно, только в свете этого можно понять такие факты, как образование в кратковременные эпохи урано- и фосфоронакопления совместно с отмиравшим и осаждавшимся на дно планктоногенным ОВ огромных масс этих элементов, которые многократно превышают их количество, имеющееся в объеме всего мирового океана и возможность поступления с суши за счет размыва пород.

К аналогичным выводам о связи процессов фосфатного рудообразования с глобальным рифтогенезом недавно пришли независимо от нас Р. Н. Валеев, А. М. Файзуллин и М. М. Язмир [6]. Выделяемые ими позднерифейская, вендская, кембрийская, ордо-

викская, позднепермская, позднеюрская, ранне- и позднемеловая, палеогеновая и ранненеогеновая эпохи во многом соответствуют (хотя и более обобщенно) рассматриваемым нами эпохам. По мнению этих авторов, эпохи максимального фосфоритонакопления (а также интенсивного уранонакопления и накопления планктоногенного ОВ) совпадают со стадиями пульсационного раздвига закладывающихся рифтовых морей, а затем и океанов. Каждому такому этапу с некоторым опережением соответствовал этап глобального распада континентальных плит.

По данным В. М. Гуйна [64], в специфических щелочных базальтах рифтовых зон Атлантики концентрация P_2O_5 достигает 0,83—0,91 %, что подтверждает возможность поступления огромных масс фосфора и других элементов в океан в эпохи активизации рифтовых зон и магматизма. Как мы отмечали уже ранее, по данным Г. Н. Батурина [4], рифтовые зоны Атлантического и Индийского океанов характеризуются также и повышенными концентрациями урана в современных осадках, причем в ряде случаев повышенные концентрации ^{234}U с несомненностью свидетельствуют о его связи с разломами. Во многих случаях синхронное накопление урана не только в океане, но и в эпиконтинентальных морских бассейнах, а также в континентальных осадках во время проявления глобальных эпох уранонакопления свидетельствует о том, что огромные массы фосфора и урана поступали в эти эпохи по рифтовым зонам как в океан, так и на континенты.

Таким образом, проявление эпох уранонакопления, а одновременно фосфатонакопления и интенсивного накопления планктоногенного ОВ контролируется, вероятно, общим пульсационным ритмом развития Земли и осуществляется периодически в эпохи растяжения, сопровождающиеся активизацией рифтогенеза и вулканических процессов.

Значительное повышение концентрации урана и ряда других тяжелых металлов в эти эпохи в океане, в эпиконтинентальных морях и на поверхности континентов вызывало интенсивную ответную реакцию биосферы, усиливая мутационный процесс, видообразование и вымирание наименее резистентных организмов и интенсивное развитие простейших микроскопических планктонных водорослей, постепенно выводивших при фоссилизации ОВ избыток фосфора и урана из среды обитания.

Вследствие этого пульсационный ритм развития Земли во многом, вероятно, определял и ход эволюции органического мира с чередованием более продолжительных эпох медленных и незначительных изменений с эпохами быстрых революционных изменений всего комплекса организмов биосферы в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды.

Проявление эпох уранонакопления, всегда характеризовавшихся вспышками в развитии фитопланктона, в различных фациальных условиях приводило к формированию в морских бассейнах двух различающихся, но во многом и сходных типов осадков. В доста-

точно удаленных от берега зонах морских бассейнов в «иловых впадинах» в условиях замедленного поступления терригенного материала формировались сапропелевые илы с концентрацией ОВ до 10, иногда и более 20—50 %, всегда в той или иной мере обогащенные фосфором, ураном и другими металлами.

В условиях небольших погружений и раннего катагенеза они дают начало сапропелевым горючим сланцам, основные мировые запасы которых связаны с отложениями этих эпох. На средних ступенях катагенеза (МК₁—МК₂) в погружающихся осадочных бассейнах эти отложения при температуре 90—170 °С становятся исключительно продуктивными нефтепроизводящими свитами, которые в значительной мере определили формирование крупнейших нефтяных месторождений во многих нефтегазоносных бассейнах мира. Наконец, в тех случаях, когда такие сапропелевые илы достаточно сильно обогащены ураном или ванадием (концентрация U и V в них может быть на 1—2 порядка выше кларковой), они рассматриваются в практическом отношении как «черные» ураноносные или ванадиеносные сланцы.

В прибрежных мелководных зонах морских бассейнов с более активной гидродинамикой преобладающая часть осаждающегося на дно планктоногенного ОВ успевала окисляться и разлагаться, высвобождая органический фосфор. В условиях значительной насыщенности вод высвобождающимся фосфором, вероятно, осуществляется переход его в фосфат и осаждение в форме фосфорита. Об обилии исходного планктоногенного материала, послужившего источником для накопления фосфоритов, свидетельствует довольно часто проявляющаяся значительная обогащенность фосфоритоносных отложений планктоногенным органическим веществом. По-видимому, за счет изначальной обогащенности планктона в эти эпохи не только фосфором, но и ураном образующиеся фосфориты всегда характеризуются повышенной концентрацией урана.

Таким образом, с морскими отложениями эпох уранонакопления в зависимости от фациальных условий и других особенностей связано образование преобладающей части мировых запасов сапропелевых горючих сланцев, наиболее продуктивных нефтематеринских свит, обусловивших формирование крупнейших нефтяных месторождений, «черных» ураноносных и ванадиеносных сланцев, которые в ряде районов мира являются промышленными источниками этих металлов, а также основных мировых запасов фосфоритов в прибрежных мелководных зонах морских бассейнов.

С континентальными озерными осадками этих эпох в ряде случаев также связано образование крупнейших залежей сапропелевых сланцев (например, сланцев Грин-Ривер), а с речными — образование крупнейших месторождений осадочного урана, который фиксируется в них также по органическому веществу.

Сапропелевые сланцы этих эпох всегда характеризуются повышенной концентрацией широкого набора элементов (P, S, Fe, V, Mo, C, Zn, Ni, Cu, Co и др.) в дисперсной форме. Однако в неко-

торых случаях, когда, вероятно, в придонных водах действительно возникло сероводородное заражение, а концентрация ряда элементов в них была заметно повышенной, это приводило к образованию самостоятельных широко распространенных в породах выделений рудных минералов в виде сульфидов металлов, иногда вплоть до образования крупных полиметаллических месторождений стратиформного типа. Таким образом, образование в определенных условиях крупных полиметаллических месторождений стратиформного типа является еще одной особенностью проявления эпох интенсивного накопления планктоногенного ОВ и урана.

Иногда с осадками этих эпох бывают связаны и более экзотические рудопроявления огромных масштабов. Например, запасы глинозема в озерных сапропелевых сланцах Грин-Ривер в виде даусонита только в одной тектонической впадине втрое превышают мировые запасы в бокситах; огромны в таких впадинах также и запасы содовых минералов, таких же, какие образуются в современную эпоху в ряде озер Восточно-Африканского рифта. Как видим, осадочно-рудная специализация рассматриваемых эпох уранонакопления достаточно многогранна.

Располагаясь во вполне определенных местах в выделенных крупных геологических циклах, эпохи интенсивного накопления планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других металлов находятся, естественно, в закономерных соотношениях и с рядом других периодически проявляющихся геологических явлений. Как уже указывалось, они соответствуют этапам активизации рифтогенеза и рифтогенного вулканизма и отвечают промежуткам между основными фазами складчатости (рис. 35); наиболее устойчиво и широко распространены осадки этих эпох в моменты максимумов трансгрессий, а менее устойчивы и менее обширны — в эпохи регрессий, особенно крупных, которые на нашей периодической схеме в осадках всех трех фанерозойских галактических лет занимают довольно определенные «синфазные» места ($S - D_1$, $T_1 - J_1$ и $N_2 - Q$).

Соотношения во времени между эпохами интенсивного накопления планктоногенного ОВ в океане и эпиконтинентальных морских бассейнах и эпохами интенсивного угленакопления довольно сложные и в основном, видимо, взаимоисключающие.

Первая в геологической истории незначительная по масштабам эпоха угленакопления проявилась за счет развивавшейся псилофитной растительности в конце периода *A* (от конца раннего до начала позднего девона, *III A*), рис. 35. В периоде *B* (галактический год $C_1 - J_3$) проявились три мощных максимума угленакопления ($C_1 - C_2$, *IB*, $P_1 - P_2$, *IIB* и $J_1 - J_2$, *IIIB*). Юрский максимум угленакопления (*IIIB*) является, по-видимому, значительно более крупным аналогом первой эпохи девонского угленакопления предыдущего галактического года. В неполном периоде *C* ($J_3 - Q$) проявились два максимума угленакопления — меловой (*IC*) и палеогеновый (*IIC*), являющиеся аналогами соответствующих

максимумов угленакопления *IV* и *IVB* в предыдущем галактическом году.

В моменты проявления наиболее мощных радиоактивных эпох [поздний девон — ранний карбон (*Iв*), поздняя юра — ранний мел (*Iс*), поздний карбон (*IIIв*), поздний мел (*IIIс*), поздняя пермь (*Vв*), средний — поздний эоцен (*IVс*)] углеобразование почти совсем прекращается, возможно, из-за подавленности наземной растительности и временного уменьшения ее биомассы и биопродукции. Максимумы угленакопления характеризуются, напротив, отсутствием или распространением в эти эпохи менее выраженных и менее широко распространенных осадков, обогащенных планктоногенным *ОВ* и ураном. Наземная растительность значительно менее резистентна, чем простейшие одноклеточные водоросли фитопланктона, поэтому возрастающая зараженность среды обитания ураном в наиболее мощные эпохи уранакопления приводила, вероятно, с одной стороны, к пышному расцвету фитопланктона и накоплению сапропелевых илов, а с другой — к угнетению наземной растительности и затуханию процесса угленакопления.

В периодической схеме, отражающей пульсационное развитие Земли, обусловленное, вероятно, ее взаимодействием с космосом, находят свои вполне определенные места не только рассматриваемые нами эпохи радиоактивности, но и многие другие периодически проявляющиеся геологические явления на фоне поступательного развития планеты и ее биосферы. Изучение этих вопросов представляет исключительно большой теоретический и практический интерес, хотя находится еще в самой начальной стадии и, разумеется, результаты его пока весьма далеки от совершенства.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Положенные в основу книги результаты многочисленных исследований по отдельным научным направлениям и конкретным геологическим объектам являются итогом деятельности многих ученых разных стран на протяжении большого периода времени. Как и следовало ожидать, почти все эти исследования выполнены весьма основательно и содержат вполне достоверные и обоснованные данные и частные выводы, против которых не приходится возражать. Но взятые отдельно эти работы сами по себе, без комплексного всестороннего охвата взаимосвязанных явлений, не могли привести к сделанным нами выводам.

Обобщение материалов этих работ по геологии, стратиграфии, палеогеографии, палеонтологии и полезным ископаемым осадков, обогащенных планктоногенным органическим веществом и ураном, с учетом данных океанологии, радиобиологии и радиоэкологии и других наук показало, что многочисленные факты из разных областей науки находятся в хорошем соответствии и взаимно дополняют друг друга. Они дают в целом непротиворечивую картину в свете развиваемой нами концепции о периодическом проявлении в истории Земли эпох уранонакопления и повышенной радиоактивности среды, что неоднократно вызывало интенсивную ответную реакцию всего комплекса организмов биосферы. Эти эпохи отражают общий пульсационный ритм развития Земли, обусловленный взаимодействием земных и космических факторов, и определяют неравномерный ход развития органического мира — чередование более длительных эволюционных и относительно кратковременных революционных этапов.

Представления о пульсационном развитии Земли, о тесной взаимосвязи и взаимообусловленности в развитии неживой и живой природы и неравномерности эволюционного процесса не новы. Они имеют большую историю и в настоящее время поддерживаются рядом крупных ученых — Б. С. Соколовым, В. Д. Наливкиным, Е. Е. Милановским, В. И. Кузьминым, А. В. Жирмуном и др.

В книге нашла отражение, по существу, лишь одна сторона этой общей концепции, характеризующая обусловленность эволюции органического мира развитием земной коры и объясняющая

механизм неравномерной эволюции в соответствии с законами современной радиобиологии и радиационной генетики.

Разумеется, что на основе обобщения имеющихся научных материалов и ограниченного объема собственных исследований далеко не все затронутые вопросы этой важной проблемы удалось осветить достаточно полно и исчерпывающе. Во-первых, это довольно трудно было сделать на основе разрозненных данных многочисленных работ. Во-вторых, автор проводил исследование в одиночку и, хотя и пользовался многочисленными консультациями специалистов из разных областей знания, из-за ограниченности своего научного диапазона не мог, конечно, одинаково глубоко осветить как близкие ему вопросы геологии и геохимии, так и значительно более далекие вопросы палеобиологии, радиобиологии, радиогенетики или антропологии. Поэтому ряд вопросов в книге охарактеризован, вероятно, без должной глубины; возможно, встречаются в ней и неточности или даже отдельные ошибки в узкоспециальных вопросах.

Тем не менее автор надеется, что произведенная им попытка обобщения накопленных разрозненных материалов по проблеме влияния урана и повышенной радиоактивности среды на развитие органического мира окажется все-таки в какой-то мере полезной. Она позволяет очертить основные контуры этой важной проблемы, освещает ее наиболее обоснованные положения и дает возможность судить о наименее разработанных и слабообоснованных вопросах, которые подлежат дальнейшему изучению. Изучение этой проблемы весьма важно не только в теоретическом аспекте, но и в практическом отношении, поскольку с отложениями радиоактивных эпох связана основная часть мировых запасов сапропелевых горючих сланцев, нефтематеринских пород, обусловивших формирование крупнейших нефтеносных провинций, основных запасов фосфоритов, ряда крупных стратиформных полиметаллических месторождений, промышленно ванадиеносных, ураноносных и золотоносных «черных» сланцев и других полезных ископаемых. Поэтому несомненно, что широкое развитие исследований по изучению осадков эпох ураноаккумуляции и повышенной радиоактивности среды в ближайшие годы весьма важно и необходимо.

Основным условием успешного развития этих исследований должен явиться комплексный, системный подход к изучению осадков радиоактивных эпох по единой программе при участии стратиграфов, палеогеографов, тектонистов, литологов, специалистов в области органической и рудной геохимии, палеозоологов, палеоботаников и палеоэкологов, радиобиологов и генетиков, а при изучении антропогенных осадков, кроме того, — археологов и антропологов. Время энциклопедически образованных натуралистов, к сожалению, прошло, и дальнейший успех в разработке важных межотраслевых проблем возможен только путем постановки комплексных коллективных исследований.

На первых порах особенно важными представляются исследования по детальной глобальной корреляции отложений радио-

активных эпох, по картированию их осадков в различных районах мира с тем, чтобы можно было количественно оценить эти образования и заключенные в них огромные массы планктоногенного ОВ, фосфора, урана и других металлов. Необходимы исследования по изучению тектонических и палеогеографических условий образования осадков этих эпох, особенно в свете идей новой глобальной тектоники.

Необходима постановка очень детальных исследований стратотипических разрезов отложений с применением всего комплекса геологических, литологических, палеогеографических, палеобиологических, палеоэкологических и геохимических методов.

Одновременно необходима постановка специальных систематических исследований в области радиобиологии по уточнению закономерностей биохимического накопления урана и других металлов различными группами водных и наземных организмов, по разработке более точных методов оценки концентраций урана и других естественных радиоактивных веществ в среде обитания в прошлые геологические эпохи. Крайне важной представляется никогда ранее не проводившаяся совместная работа палеобиологов, радиобиологов и радиогенетиков по детальному анализу палеозоологических и палеоботанических материалов из отложенных радиоактивных эпох.

Весьма важными как в историческом аспекте, так и в плане изучения возможных последствий длительного воздействия повышенной радиоактивности среды на человека должны явиться совместные исследования геологов, геохимиков, антропологов, археологов и радиогенетиков по изучению радиоактивных осадков антропогена, наиболее молодые из которых имеют возраст всего около 7—5 тыс. лет.

Наконец, крайне полезным в практическом отношении окажется привлечение к исследованию осадков радиоактивных эпох специалистов по изучению генезиса и закономерностей размещения связанных с ними разнообразных полезных ископаемых, значение которых уже сейчас весьма велико и несомненно значительно возрастет в будущем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеев Д. Н.* Литолого-геохимические особенности докембрия и палеозоя Приаргуны и полиметаллические оруденения в них.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., Наука, 1970, с. 86—93.
2. *Альтгаузен М. Н.* Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолиздат, 1956. 16 с.
3. *Байкенов Ш. А., Бродский И. С., Дегтярев Р. А.* Признаки сингенетического и эпигенетического оруденения на колчеданно-полиметаллических месторождениях текелийского типа (Джунгарский Алатау).— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., Наука, 1970, с. 77—85.
4. *Батурич Г. Н.* Уран в современном морском осадкообразовании. М., Атомиздат, 1975. 152 с.
5. *Бескровный Н. С., Краснов С. Г.* Нефтегазоносность, геохимическая характеристика и условия образования битуминозных сланцев. М., 1979. 44 с.
6. *Валеев Р. Н., Файзуллин Р. М., Языр М. М.* Глобальный фитогенез и процессы фосфатного рудообразования.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 934—937.
7. *Вассович Н. Б.* Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., Наука, 1973, с. 11—57.
8. *Геология месторождений угля и горючих сланцев.* Т. 11. Горючие сланцы. М., Недра, 1968. 607 с.
9. *Горбушина Л. В., Тыминский В. Г., Спиридонов А. И.* Явление изменения химического состава подземных вод при землетрясении.— Бюл. «Открытия в СССР», № 12, диплом № 129. М., ЦНИИПИ, 1973, с. 24—27.
10. *Гордеев В. В., Демина Л. Л.* Прямые наблюдения за гидротермами на дне Тихого океана (Галапагосская активная зона, депрессия Хосса).— Геохимия, 1979, № 6, с. 902—917.
11. *Границы геологических систем.* М., Наука, 1976. 320 с.
12. *Гуськова В. Н.* Уран. Радиационно-гигиеническая характеристика. М., Атомиздат, 1972. 216 с.
13. *Давиташвили Л. Ш.* Причины вымирания организмов. М., Наука, 1969. 440 с.
14. *Давиташвили Л. Ш.* Учение об эволюционном прогрессе (теория араморфоа). Тбилиси, «Мецниереба», 1972. 324 с.
15. *Действие ионизирующих излучений на гидробииоты и наземные растения.* Свердловск, 1970. 98 с.
16. *Дубинин Н. П.* Молекулярная генетика и действие излучений на наследственность. М., Госатомиздат, 1963. 240 с.
17. *Евстрахин В. А.* Урановорудные эпохи.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 13—27.
18. *Иванова И. К.* Геологический возраст ископаемого человека. М., Наука, 1965. 192 с.
19. *Кембрий Сибирской платформы.* М., Недра, 1972. 199 с.
20. *Ковальский В. В.* Геохимическая экология. М., Наука, 1974. 281 с.

21. Ковальский В. В. Теоретические основы биогеохимического районирования.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1278—1286.
22. Ковальский В. В., Воротицкая И. Е. Биогенная миграция урана в озере Иссык-Куль.— Геохимия, 1965, № 6, с. 724—732.
23. Кондукторова Т. С. Антропология населения Украины мезолита, неолита и эпохи бронзы. М., Наука, 1973. 127 с.
24. Конторович А. Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. М., Недра, 1976. 249 с.
25. Кузнецов Ю. В. Радиохронология океана. М., Атомиздат, 1976. 279 с.
26. Кушнарёва Т. И., Халымбаджа В. Г., Бусыгина Ю. Н. Биостратиграфическая зональность доманиковой свиты в разрезе стратотипа.— Сов. геология, 1978, № 1, с. 60—71.
27. Лаутербах Р. Биогеофизика на страже биосферы.— В кн.: Будущее науки. М., Знание, 1975, с. 142—152.
28. Левитан М. А. О черных глинах Атлантического океана.— В кн.: Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М., Наука, 1978, с. 100—104.
29. Летунова С. В., Ковальский В. В. Геохимическая экология микроорганизмов. М., Наука, 1978. 127 с.
30. Максимова С. В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М., Наука, 1970. 84 с.
31. Малиновский Ю. М. Проблема синфазной стратиграфии и стратиграфические критерии поисков крупных месторождений.— В кн.: Материалы конференции молодых ученых геологов Москвы. М., 1971, с. 18—35.
32. Матюшин Г. Н. О роли ионизирующей радиации в процессе антропогенеза.— В кн.: Космос и эволюция организмов. М., 1974, с. 276—290.
33. Месторождения горючих полезных ископаемых. Т. 4. Горючие сланцы зарубежных стран. М., 1973. 152 с.
34. Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозе (проблемы пульсации и расширения Земли).— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—15.
35. Монгайт А. Л. Археология Западной Европы. Бронзовый и железный века. М., Наука, 1974. 408 с.
36. Монгайт А. Л. Археология Западной Европы. Каменный век. М., Наука, 1973. 355 с.
37. Морская радиоэкология/Ред. Г. Г. Поликарпов. Киев, Изд-во Наукова думка, 1970. 276 с.
38. Неручев С. Г. Эпохи интенсивного накопления планктона в истории Земли и их причины. Л., Наука, 1974, с. 38—48.
39. Неручев С. Г. Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы.— Геология и геофизика, 1976, № 2, с. 3—14.
40. Оглоблин К. Ф. Закономерности распространения урана и тория в раковинах современных и ископаемых моллюсков. Автореф. канд. дис. 1975. 27 с.
41. Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиуглеродного метода/Ред. М. И. Нейштадт. М., Наука, 1965. 148 с.
42. Палеонтология беспозвоночных. М., Изд-во МГУ, 1962. 468 с.
43. Пограничные слои юры и мела в Среднем Поволжье/М. С. Месежников, Л. Г. Данин, К. И. Кузнецова, С. Г. Яковлева. Л., 1977. 34 с.
44. Поликарпов Г. Г. Радиоэкология морских организмов. М., Атомиздат, 1964. 295 с.
45. Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, Наука, 1975. 288 с.
46. Романкевич Е. А. Геохимия органического вещества в океане. М., Наука, 1977. 256 с.
47. Ронов А. Б. Вулканизм, карбонатакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода).— Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
48. Рудные месторождения США. Т. 2/Ред. Дж. Ридж. М., Мир, 1973. 636 с.
49. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974. 231 с.
50. Созинов Н. А., Дерягин А. А., Сидоренко Св. А. Редкоземельные элементы* в углеродистых* отложениях.— В кн.: Накопление и преобразование орга-

нического вещества в современных и ископаемых осадках. М., Наука, 1978, с. 41—47.

51. Соколов Б. С. Органический мир Земли на пути к фанерозойской дифференциации.— Вест. АН СССР, 1976, № 1, с. 126—143.

52. Страхов Н. М., Родионова К. Ф. О связи рассеянных битумов с петрографическими типами пород.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1954, т. 29, вып. 2, с. 3—24.

53. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., Изд-во АН СССР, 1960—1962. Т. 1. 212 с.; т. 2. 574 с.; т. 3, 550 с.

54. Тимофеев Б. В. Микроралеофитологическое исследование древних свит. М.—Л., Наука, 1966. 115 с.

55. Тимофеев Б. В. Микрофитофоссилии докембрия Украины. Л., Наука, 1973. 58 с.

56. Углеродистые отложения докембрия и нижнего палеозоя и их рудоносность.— Фрунзе, «Илим», 1978. 300 с.

57. Эклунд З. Околяядерный реактор, запущенный за 18 млн. веков до нашей эры.— Природа, 1975, № 11, с. 72—73.

58. *The Black Sea, Geology, chemistry and biology.* Ed. E. T. Degens and D. A. Ross. Tulsa, Oklahoma, 1974. 350 p.

59. *Cambridge Ancient History.*— Cambridge Univ. press, 1970, vol. 1. P. 1, 1970. 758 p.; p. 2, 1971. 1058 p.

60. Cherry R. D. Alpha-radioactivity of plankton.— Nature, 1964, vol. 203, № 4941, p. 139—143.

61. Conant L. C., Swanson V. E. Chattanooga shale and Related Rocks of Central Tennessee and Nearby Areas.— Geol. surv., prof. paper, 1961, 357, p. 1—91.

62. Degens E. T., Khoo F., Michaelis W. Uranium anomaly in Black Sea Sediments.— Nature, 1977, vol. 269, № 5629, p. 566—569.

63. Eugster H. P., Surdam R. C. Depositional environment of the Green River formation of Wyoming. A preliminary report.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, № 4, p. 1115—1120.

64. Gunn B. M., Watkins N. D. Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernando de Noronha.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1976, vol. 87, № 8, p. 1089—1100.

65. Hass W. H. Age and correlation of the Chattanooga Shale and the Maury Formation.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1956, 286. 47 p.

66. Heckel P. H. Origin of phosphatic Black Shale facies in Pennsylvanian Cyclothems of Mid-Continent North America.— AAPG Bull., 1977, vol. 61/7, p. 1045—1068.

67. Kroll V. S. On the age determination in deep-sea sediments by radium measurements "Deep-Sea Res." 1954, № 1. 211 p.

68. Kumar H. Effects of radiations on blue-green algae. Ann. Bot. N. S., 1964, vol. 28, № 110, p. 555—568.

69. Miyake Y., Saruhashi K., Sugimura Y. Biogeochemical Balance of Natural Radioactive Elements in the Oceans.— Rec. Oceanogr. Works Japan, 1968, vol. 9, № 2. 179 p.

70. Nakajima A., Horikoshi T., Sakaguchi T. Ion effects on uptake of uranium by *Chlorella regularis*.— Agr. Biol. Chem., 1973, 43, № 3, p. 625—629.

71. Romer A. S. Vertebrate paleontology. Chicago—London, 1966. 687 p.

72. Ross D. A., Degens E. T., Mac. Ivaine J. Black Sea.— Recent Sediment. History Sci., 1970, vol. 170, № 3954, p. 113—115.

73. Sakaguchi T., Horikoshi T., Nakajima A. Uptake of uranium from sea water by microalgae.— J. Ferment. Technol., 1978, 56, № 6, p. 561—565.

74. Swanson V. E. Geology and geochemistry of Uranium in Marine Black Shales. Washington, 1961. 112 p.

75. Vine J. D., Tourtelot E. B. Geochemistry of Black shale deposits a summary report.— Econ. Geol., 1970, vol. 65, № 3, p. 253—272.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Закономерности накопления и распределения органического вещества и урана в осадках	9
Общие закономерности накопления и распределения органического вещества в осадках	—
Исходный материал, седиментация и фоссилизация органического вещества	—
Накопление и распределение органического вещества в различных фациальных условиях	14
Изменение интенсивности накопления органического вещества в осадках в ходе геологического времени	19
Накопление и распределение урана в осадках	22
Источники поступления и седиментация урана в бассейнах	—
Распределение урана в зависимости от фациальных условий осадконакопления	25
Глава II. Эпохи интенсивного накопления планктоногенного сапропелевого органического вещества и урана	28
Стратиграфическое распространение	30
Условия накопления и литологические особенности	37
Доманиковые отложения восточной части Русской платформы	44
Отложения баженовской свиты Западной Сибири	45
Сапропелевые голоценовые осадки Черного моря	47
Синхронные континентальные аналоги морских отложений, обогащенных сапропелевым ОВ и ураном	49
Особенности состава органического вещества и его изменения на последовательных стадиях литогенеза	56
Характерный комплекс химических элементов	61
Глава III. Условия и механизм накопления урана в осадках	66
Взаимосвязь урана и некоторых других элементов с органическим веществом осадков	—
Анализ существующих представлений о возможных условиях и механизме накопления урана	72
Условия и механизм биохимического накопления урана	79
Накопление урана организмами	80
Механизм и некоторые общие закономерности накопления урана организмами	85
Накопление урана в органическом веществе отмерших организмов на стадиях седиментогенеза и диагенеза	87
Оценка возможной концентрации урана в водах древних бассейнов	96
Предполагаемые источники поступления урана и сопровождающих его элементов в бассейны	100

Глава IV. Влияние урана и повышенной радиоактивности среды на органический мир в эпохи интенсивного накопления урана и планктоногенного ОВ	105
Экспериментальные данные и природные наблюдения о воздействии радиации и уранового отравления на организмы	—
Источники повышенной радиоактивности среды и характер их воздействия на биосферу	—
Воздействие ионизирующих излучений на организмы	107
Влияние повышенной концентрации урана в среде обитания на различные виды организмов	111
Изменение органического мира во время проявления эпох уранонакопления	116
Ранний и средний кембрий	117
Поздний девон	124
Поздний карбон	133
Поздняя юра	136
Средний—поздний эоцен	143
Антропоген	151
Глава V. Эпохи уранонакопления и переломные моменты эволюции органического мира	163
Характерные черты изменения органического мира в эпохи уранонакопления и повышенной радиоактивности среды	—
Неравномерность эволюции органического мира в связи с проявлением эпох уранонакопления и проблема границ геологических систем	173
Место эпох уранонакопления в геохимических циклах, их периодичность и связь с другими геологическими явлениями	193
Заключение	201
Список литературы	204

Сергей Германович Неручев

УРАН и ЖИЗНЬ
в истории Земли

Редактор издательства Т. М. Пономарева. Переплет художника А. И. Бородина. Техн. редактор Н. П. Старостина. Корректоры М. И. Витис, Л. Ю. Орлова.

ИБ № 4001

Сдано в набор 29.10.81. Подписано в печать 15.03.82. М-24369. Формат 60×90^{1/16}. Бумага кн.-журн. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 13. Усл. кр.-отт. 13. Уч.-изд. л. 15,7. Тираж 3000 экз. Заказ № 320/555. Цена 2 р. 70 к.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгения Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3866

25708

НЕДРА