

Х. А. АРСЛАНОВ

**РАДИОУГЛЕРОДНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР
(ледниковая и перигляциальная зоны)**

Начиная с 1963 г. автором этой статьи совместно со многими исследователями четвертичного периода были проведены геохронологические исследования опорных разрезов верхнего плейстоцена в ледниковых и перигляциальных районах Европейской части СССР. Экспериментальная часть работы сводилась к отбору органогенных проб из хорошо изученных опорных разрезов и определению их возраста радиоуглеродным методом. Программа исследований была нацелена на геохронологическое изучение менее исследованного промежутка времени — от максимального предела возраста, который можно определить радиоуглеродным методом (60—65 тыс. лет назад), до позднеледниковья (14—15 тыс. лет назад). Геохронологическая съемка опорных разрезов была проведена совместно со следующими исследователями: на Северо-Западе — с В. А. Ауслендером, И. П. Бакановой, В. И. Гаркушей, О. М. Знаменской, Д. Б. Малаховским, Е. А. Спиридоновой, В. И. Хомутовой; в центральных районах — с С. И. Бреславом, Е. П. Зарриной, И. И. Красновым, В. А. Новским, Л. Т. Семененко, Н. Г. Судаковой; на северо-востоке Европейской части СССР (район р. Печора) — с Г. Н. Бердовской, Б. И. Гуслицером, А. С. Лавровым, Э. И. Лосевой; в Белоруссии — с Л. Н. Вознячуком, Г. И. Горецким, О. И. Зименковым, Е. Г. Калечиц; в Прибалтике — с П. П. Вайтекунасом, О. П. Кондратене, М. Я. Крукле; на Кольском п-ве — с В. Я. Евзеровым, Б. И. Кошечкиным и С. А. Стрелковым. Палинологические исследования выполнили Г. Н. Бердовская, Р. А. Бичурина, В. Б. Кадацкий, О. П. Кондратене, Н. А. Махнач, Н. С. Соколова, Е. А. Спиридонова и В. И. Хомутова. Палеокарпологические анализы провели Ф. Ю. Величкевич и Т. Д. Колесникова. В указанных районах совместно с перечисленными исследователями были проведены полевые работы с отбором проб на радиоуглеродный, спорово-пыльцевой, палеокарпологический и другие виды анализов. При отборе проб основное внимание уделялось взятию незагрязненных, наиболее надежных для радиоуглеродного датирования проб растительных остатков и раковин моллюсков (из морских отложений). Образцы были отобраны из глубоких расчисток, на расстоянии от 1,5 до 2,5 м от поверхности склона обнажения. Ряд проб представляли керны из скважин.

Известно, что датирование древних проб — сложная задача из-за сильного влияния на возраст даже небольшого загрязнения более молодым углеродом. Это загрязнение приводит к уменьшению возраста древних проб в такой степени, что может быть причиной неправильной геологической интерпретации результата. Поэтому для получения достоверных древних датировок в начальном периоде работы были проведены исследования по разработке методики отбора проб, обоснованию

лабораторных методов идентификации и удаления загрязняющего углерода и разработке простого и надежного метода синтеза из углерода пробы бензола, применяемого в сцинтилляционном варианте радиоуглеродного метода (Арсланов, 1971б, 1972; Арсланов и др., 1964, 1968). Эти методические исследования позволили значительно повысить надежность определения возраста.

Радиоуглеродные датировки опорных разрезов Европейской части СССР

Полученные по опорным разрезам геохронологические результаты обобщены в таблице. Все приведенные в таблице опорные разрезы изучались палеоботаническими методами. Датированные горизонты отнесены к ледниковым стадиям, межстадиям и межледниковью на основе палинологических и палеокарпологических данных; датировка фиксирует только геохронологию этих климатических событий. Все приводимые в таблице датировки получены по наиболее надежным для датирования пробам — древесине, торфу, гиттии и другим растительным остаткам. Возраст вычислен на основе общепринятого значения периода полураспада C^{14} 5570 ± 30 лет. Рассмотрим полученные результаты.

Все образцы из молодого-шекснинских отложений в разрезах у д. Черменино, на реках Черемуха и Яковка вблизи Рыбинска показали определенный возраст — более 50 000—61 800 лет назад (Арсланов и др., 1967). Возраст более 53 000—54 000 лет имеют также образцы древесины и торфа из обнажений у д. д. Сосновка, Данильцево и г. Тутаев, расположенных между краевыми образованиями ошашковского и калининского оледенений по схеме А. И. Москвитина (Арсланов, Козлов и др., 1973). По данным Л. Т. Семененко и В. Б. Козлова эти межледниковые отложения сверху не перекрыты мореной и подстилаются мореной московского оледенения. Для этих отложений получены спорово-пыльцевые диаграммы, характерные для микулинского межледниковья. Значение геохронологических исследований молодого-шекснинских (по схеме А. И. Москвитина) отложений состоит в установлении факта, что эти отложения являются древними и время их образования не может быть отнесено к длительному, внутривалдайскому неледниковому интервалу. Это имеет большое значение для решения вопроса о калининском оледенении.

К микулинскому межледниковью по данным О. М. Знаменской (1959) относятся и мгинские морские межледниковые глины. Тонко-стенный детрит раковин моллюсков из верхних слоев этих глин имеет минимальный возраст $47\,400 \pm 1400$ лет (ЛЕ-57; Старик и др., 1964).

Геохронологическое изучение ранневалдайских межстадиалов, следующих за микулинским межледниковьем, было проведено на опорных разрезах Черменино (окрестности Рыбинска), Короженна (близ Велье-гонска), Ивановские Пороги (на Неве, близ устья р. Тосна), Мурава (главный овраг, на р. Березина), Комотово и Йоненис II (на Немане), Слобода (на р. Каспля). Как видно по данным таблицы, растительные остатки из всех этих межстадиальных отложений имеют определенный возраст (более 45 000—55 000 лет). Разрезы Черменино, Мурава, Комотово и Йоненис II находятся в ясных геологических условиях; ниже межстадиальных отложений в этих же разрезах залегают микулинские межледниковые отложения. Спорово-пыльцевые спектры ранневалдайских межстадиалов в разрезах Черменино, Мурава и Йоненис II воспроизводят условия таежных лесов практически без участия широколиственных пород (Вознячук, Леонович, 1965; Кондратеня, 1965; Спиридо-

**Предварительная геохронологическая шкала верхнего плейстоцена
Европейской части СССР (ледниковая и перигляциальная зоны)**

Климато-геохронологические подразделения		Возраст, тыс. лет назад	Возраст органических остатков из опорных разрезов		
Голоцен		10,2—0			
Поздневалдайские стадии и межстадии	деградация оледенения	Верхний дриас	11,0—10,2		
		Аллерёд	11,8—11,0		
		Средний дриас	12,0—11,8		
		Бёллинг	12,4—12,0	12530± 250 ЛУ—25 Леоново	
		Нижний дриас	13,2—12,4	13160± 390 ЛУ—8А Ирхино	
		Раунисский межстадиал	13,7—13,2		
		Вепсовская стадия	15,0—13,7	14300± 310 ЛУ—45В Пучка	
		Потепление	16,5—15,0		
		максимальная стадия	Максимальная (бологовско-едровская) стадия	25,0—16,5	17700± 170 ЛУ—95А Дричалуки 17900± 160 ЛУ—95В » 18370± 180 ЛУ—96А » 21410± 150 ЛУ—18В Пучка 21880± 110 ЛУ—18А » 22500± 210 ЛУ—91 Шапурово 22950± 440 ЛУ—89 Гожа 23200± 520 ЛУ—76С » 23630± 370 ЛУ—97А Дричалуки 24860± 230 ЛУ—90В Гожа
	Средневалдайский межстадиальный комплекс		Дунаевский межстадиал	32,0—25,0	25440± 270 ЛУ—28В Дунаево 25600± 360 ЛУ—28С » 28170± 750 ЛУ—105 Борнсова Гора 31470± 590 ЛУ—107 Шенское 32650± 720 ЛУ—339 »
Леясциемское похолодание		36,0—32,0	32260± 730 ЛУ—159 Леясцием, верхний слой 34500± 790 ЛУ—311В Леясцием, нижний слой		
Межстадиал „Гражданский проспект“		50,0—36,0	36400± 800 ЛУ—92А Шапурово 37960± 1000 ЛУ—98 Слобода 39000± 800 ЛУ—63 Гражданский пр. 40380± 800 ЛУ—22 » 40490± 870 ЛУ—15С Кашин 40700± 930 ЛУ—345 Родионовское 40800± 1900 ЛУ—94 Сухона 41100± 1500 ЛУ—93 » 41290± 320 ЛУ—181 Долгополка 41700± 730 ЛУ—15В Кашин 44400± 1700 ЛУ—74 Красная Горка 45260± 800 ЛУ—133В » 46030± 1710 ЛУ—164 » 47340± 1420 ЛУ—340А Шестихино		

Таблица (окончание)

Климато-геохронологические подразделения		Возраст, тыс. лет назад	Возраст органических остатков из опорных разрезов
Ранневалдайские ледниковые стадии и межстадии	Ледниковая стадия	>50,0	>47730 ЛУ—139 Мигово 49000±1530 ЛУ—14В Шестихино
	Межстадии и стадии похолодания	>55,0	>44000 ЛУ—101 Комотово >45000 ЛУ—5 Ивановские Пороги >50000 ЛУ—100 Мурава >50000 ЛУ—309 Слобода >52810 ЛУ—155 Йоненис II >54930 ЛУ—124 Корожечна >55000 ЛГ—32 Черменино
Микулинское межледниковье		130—100 (начало) 75—70 (конец)	>50500 ЛГ—8 Яковка >53340 ЛУ—154 Сосновка >54250 ЛУ—174 Тутаев >54930 ЛУ—171 Данильцево >58900 ЛГ—4А Черменино >61800 ЛГ—3А Черемуха

нова, 1970). В то же время межстадиальные отложения в разрезах Ивановские Пороги, Корожечна и Йоненис I (последний предшествует Йоненис II) отражают более теплые условия, с участием в небольшом количестве широколиственных пород (Кондратене, 1965; Спиридонова, 1970).

Верхние слои межледникового торфяника в разрезе Карукюла в юго-западной Эстонии, согласно нашим определениям, имеют возраст >52 780 (ЛУ-44) и >53 240 лет (ЛУ-128). Поэтому эти отложения не могут быть отнесены к более позднему, несравненно более холодному, средневалдайскому неледниковому интервалу (Арсланов, 1971а).

По данным К. К. Орвику и Р. О. Пирруса (1965) торфяник в разрезе Карукюла образовался во время ранневалдайского межстадиала, сопоставляемого с брёрупским межстадиалом. По мнению Э. Д. Лийвранда (1972) эти отложения образовались во время лихвинского межледниковья.

Отложения ранневалдайской ледниковой стадии датированы в разрезе кирпичного карьера у ст. Шестихино в Ярославском Поволжье. Согласно данным Е. А. Спиридоновой, верхние слои осадков в этом разрезе отражают межстадиальные условия, сопоставимые с условиями осадконакопления в разрезе у г. Кашин, а нижние слои озерных осадков, для которых получен возраст $49\,000 \pm 1530$ лет (ЛУ-14В), отражают очень холодные условия, когда широкое развитие получили настоящие тундровые группировки (Арсланов, Бреслав и др., 1970). Ввиду того, что крупная фракция образца ЛУ-14 загрязнена более молодым углеродом и имеет кажущийся возраст всего $19\,420 \pm 610$ лет (ЛУ-14А), датировку 49 000 лет следует считать лишь минимальной. Таким образом, возрастной предел ранневалдайской ледниковой стадии по разрезу Шестихино составляет >49 000 лет. В 1972 г. совместно с Л. Т. Семененко, Н. С. Чеботаревой и М. А. Фаустовой в этом карьере нами были повторно отобраны пробы для радиоуглеродного и палеоботанического анализов. В настоящее время определен возраст крупной фракции одного из об-

разцов торфа — $47\,340 \pm 1420$ лет (ЛУ-340А), относящийся к начальной фазе средневалдайского межстадиального комплекса.

К ранневалдайской ледниковой стадии предположительно может быть отнесен прослой алеврита с растительным детритом, из нижней части мостовской террасы р. Неман, у д. Мигово в 15 км к юго-востоку от Гродно (Вознячук и др., 1972). Растительный детрит, в котором определена дриасовая флора, имеет возраст $>47\,730$ лет (ЛУ-139). Первые определения возраста осадков средневалдайского межстадиального комплекса в ледниковой зоне были проведены нами в 1966 г. по образцам керн, взятым О. М. Знаменской из скважины, пробуренной на Гражданском проспекте в Ленинграде. По палинологическим данным датированный прослой торфа ($40\,380 \pm 800$ лет, ЛУ-22) в этом разрезе характеризуется северо-таежным лесным спорово-пыльцевым спектром (Спиридонова, 1970). Позже были найдены новые опорные разрезы, аналогичные «Гражданскому проспекту» — в карьере кирпичного завода вблизи г. Кашин (Арсланов, Бреслав и др., 1970), на р. Сухона (Ауслендер и др., 1970) и на р. Долгополка близ г. Тутаев (Х. А. Арсланов, Н. Г. Судакова, Н. С. Соколова). Органогенные отложения во всех перечисленных разрезах имеют лесной спектр северо-таежного типа и по возрасту (6 определений, см. табл.) укладываются в узкий интервал от $40\,380 \pm 800$ (ЛУ-22) до $41\,100 \pm 1500$ лет (ЛУ-93). Превосходное согласие возраста и палеоботанических данных этих разрезов свидетельствует о надежности палеоботанических и геохронологических результатов.

Более ранний период средневалдайского межстадиального комплекса продатирован в вышеупомянутом разрезе Шестихино $47\,340 \pm 1420$ лет (ЛУ-340А) и в разрезе Красная Горка на левом берегу Днепра в Рогачевском районе Гомельской области. Первоначальные датировки разреза Красная Горка составляли от $38\,500 \pm 1220$ (ЛУ-99, верхний слой) до $44\,400 \pm 1700$ лет (ЛУ-74, нижний слой) (Арсланов, Вознячук и др., 1971б). Датирование повторно отобранных проб торфа по более тонким прослойкам показало, что основная часть органогенного слоя имеет возраст $45\,000$ — $46\,000$ лет (ЛУ-133В, ЛУ-164), но трехсантиметровый прослой кровли торфяника снова показал более молодой возраст — $30\,340 \pm 610$ лет (ЛУ-132) (Вознячук, Арсланов, 1971). Согласно палеоботаническим данным во время образования межстадиального торфа в разрезе Красная Горка, в долине Днепра были развиты несомкнутые редкостойные сосновые и березовые леса с примесью серой ольхи, а травянистый и кустарничковый покров составляли карликовая березка, толокнянка, кашубский лютик, гвоздика и т. п. (Арсланов, Вознячук и др., 1971б). О холодном климате $38\,000$ — $36\,000$ лет назад свидетельствуют палеоботанические данные из датированных органогенных отложений в разрезах Слобода и Шапурово на Каспле, близ г. Сураж. Датировки для этих разрезов составляют соответственно $36\,400 \pm 800$ (ЛУ-92А) и $37\,960 \pm 1000$ лет (ЛУ-98), (Арсланов, Вознячук и др., 1971в; Вознячук, Арсланов, 1971).

Промежутки времени приблизительно от $36\,000$ до $32\,000$ лет соответствует похолоданию. Нами недавно изучен опорный разрез, отражающий это похолодание, в Латвии в верхнем течении р. Гауя около населенного пункта Леясциемс (Х. А. Арсланов, Ф. Ю. Величkevич, О. П. Кондратене, М. Я. Крукле). Растительный детрит из нижней части межморенных алевритов имеет возраст $32\,260 \pm 730$ лет (ЛУ-159, верхний слой) и $34\,500 \pm 790$ лет (ЛУ-311В, нижний слой). Крупная фракция образца ЛУ-311 ($>0,5$ мм), обработанная холодным раствором щелочи, имеет возраст $>33\,450$ лет (ЛУ-311А), свидетельствуя о том, что торф

не загрязнен корешками более молодых растений и гуминовыми кислотами.

По данным О. П. Кондратене в разрезе Леясциемс в общем составе преобладает пыльца травянистых растений и споры. Пыльца древесных растений составляет только 5—22%, причем большая часть древесной пыльцы принадлежит карликовой березке. Палеокарпологический анализ, проведенный Ф. Ю. Величковичем, подтвердил палинологические данные о безлесных перигляциальных условиях осадконакопления. В органических остатках найдено обилие мегаспор *Selaginella selaginoides*.

Отложения дунаевского межстадиала впервые были изучены в обнажении вблизи д. Дунаево на р. Ловать, в 20 км выше г. Холм (Арсланов, Баканова и др., 1972). Датированный слой торфа в этом обнажении ($25\,440 \pm 270$ —ЛУ-28В; $25\,600 \pm 360$ —ЛУ-28С) отражает поздний этап дунаевского межстадиала и по данным Е. А. Спиридоновой, характеризуется северо-таежным лесным спектром. В общих чертах аналогичную палинологическую характеристику имеют межстадиальные отложения в разрезе Шенское, для которых получены две независимые датировки, $31\,470 \pm 590$ (ЛУ-107) и $32\,650 \pm 720$ лет (ЛУ-339) (Заррина, Арсланов, и др., 1973). Датировка ЛУ-339 получена по образцу, отобранному в 1972 г. Л. Т. Семеновым из скважины, пробуренной рядом с обнажением, из которого датирован образец ЛУ-107. В Белоруссии осадки дунаевского межстадиала датированы в обнажении Борисова Гора на Западной Двине вблизи г. Сураж. Возраст торфа составляет $28\,170 \pm 750$ (ЛУ-105). Палеоботанические данные этого разреза свидетельствуют о таком же или более холодном климате, как и во время формирования межстадиальных отложений в разрезах Красная Горка, Слобода и Шапурово (Вознячук, Арсланов, 1971).

Первые данные о времени наибольшего распространения валдайского оледенения на Русской равнине были получены в результате датирования подморенных осадков в обнажении на р. Пучка у д. Покровское на западном склоне котловины оз. Кубенское. Прослойка торфа под мореной максимальной стадии валдайского оледенения в зоне ее максимального распространения в этом обнажении имеет возраст $21\,410 \pm 150$ (ЛУ-18В) и $21\,880 \pm 110$ лет (ЛУ-18А, целлюлоза из торфа). Палинологические и палеокарпологические исследования, проведенные В. И. Хомутовой и Т. Д. Колесниковой, свидетельствуют, что во время накопления озерных осадков в этой местности были распространены арктические и гипоарктические группировки растительности (Арсланов, Ауслендер и др., 1970).

В Белоруссии торф и растительный детрит под мореной (или под коррелятными ледниковыми отложениями) максимальной стадии валдайского оледенения были датированы в трех пунктах — у д. Гожа на Немане вблизи Гродно, у д. Дричалуки на р. Усвяча и у д. Шапурово на р. Каспля (Арсланов, Вознячук и др., 1971а, 1971в, 1972). Особенно четкие и убедительные датировки получены для алевритов в обнажении на р. Усвяча (усвячская свита, по определению Г. И. Горецкого). Растительный детрит с глубины 1,3 м ниже подошвы валдайской морены имеет возраст $17\,770 \pm 170$ (ЛУ-95А, фракция > 1 мм) и $17\,900 \pm 160$ лет (ЛУ-95В, фракция < 1 мм), с глубины 2 м ниже подошвы морены — $18\,370 \pm 180$ лет (ЛУ-96А), а с глубины 3 м ниже подошвы морены — $23\,630 \pm 370$ лет (ЛУ-97А).

Результаты свидетельствуют о том, что район г. Сураж, отстоящего приблизительно на 60 км к северу от границы валдайского оледенения, был покрыт валдайским ледником позже 18 000 лет назад (Арсланов,

Вознячук и др., 1971а). Возможность отнесения осадков усвяческой свиты к межстадиалам периода деградации валдайского оледенения исключается непрерывным формированием этих осадков почти от конца дунаевского межстадиала, как об этом свидетельствует датировка $23\ 630 \pm 37$ лет для нижних слоев алевритов.

Результаты определения возраста максимальной стадии валдайского оледенения в разрезе Гожа вблизи Гродно имеют большое значение для сопоставления этой стадии с аналогичной стадией в смежных районах Польши. Датировки обнажения Шапурово также представляют большой интерес, так как здесь в одной и той же расчистке под многометровым слоем морены датированы осадки межстадиала «Гражданский проспект» ($36\ 400 \pm 800$, ЛУ-92А) и максимальной стадии валдайского оледенения ($22\ 500 \pm 210$, ЛУ-91) (Арсланов, Вознячук и др., 1971а).

На данном этапе геохронологических исследований мы не исследовали опорных разрезов позднеледниковья, как наиболее изученного периода валдайской ледниковой эпохи. Тем не менее попутно были получены две важные датировки, относящиеся к периоду деградации валдайского оледенения. Первая датировка — $14\ 300 \pm 310$ лет (ЛУ-45В) получена по торфу из отложений верхней террасы Кубенского озера, высотой 10—15 м в обнажении на р. Пучка. Датированный торф, по определениям Т. Д. Колесниковой, содержит элементы арктической флоры: *Dryas octopetala*, *Salix pumularia*, *Betula nana* и т. д. (Арсланов, Ауслендер и др., 1970). Несколько более теплые условия — преимущественно лесотундровые — характеризуют время образования прослойки торфа в обнажении на р. Щепинка у д. Ирхино, Вологодской области, для которого получена датировка $13\ 160 \pm 390$ лет (ЛУ-8А). Палинологические и геохронологические результаты позволяют отнести время образования прослойки торфа к начальной фазе межстадиала нижний дриас (Пуннинг и др., 1968). Геохронология межстадиалов бёллинг и аллерёд и холодных интервалов нижнего, среднего, верхнего дриаса хорошо установлена на основе как метода ленточной геохронологии, так и радиоуглеродного метода (Mörner, 1969; Tauber, 1970).

Радиоактивные методы датирования дают прекрасную возможность сопоставить одновременные геологические события на отдаленных друг от друга территориях. Сопоставим приводимые в этой работе геохронологические данные с аналогичными данными для других территорий.

Геохронология росс-вюрмского межледниковья и ранневюрмских межстадиалов

В настоящее время основные сведения о геохронологии росс-вюрмского (микулинского, казанцевского, земского, сангамонского) межледниковья и ранневюрмских (валдайских, зырянских, вислинских, висконсинских) межстадиалов получены датированием глубоководных осадков радиоуглеродным и протактиниево-иониевым ($\text{Pa}^{231}/\text{Th}^{230}$) методами и датированием раковин моллюсков, кораллов и оолитов из отложений морских террас ураново-иониевым ($\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$) и ураново-протактиниевым ($\text{Pa}^{231}/\text{U}^{235}$) методами. Палеоклиматические данные для кернов глубоководных осадков получены определением отношения $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ в створках пеллагических фораминифер или микропалеонтологическим анализом фораминифер (Emiliani, 1955, 1972; Ericson, 1964). Со времени опубликования первого варианта обобщений палеотемпературной кривой (Emiliani, 1955) было исследовано большое количество длинных ненарушенных кернов, которые показали замечательное сходство палеотемпературных кривых, полученных изотопным и микропалеонтологическим

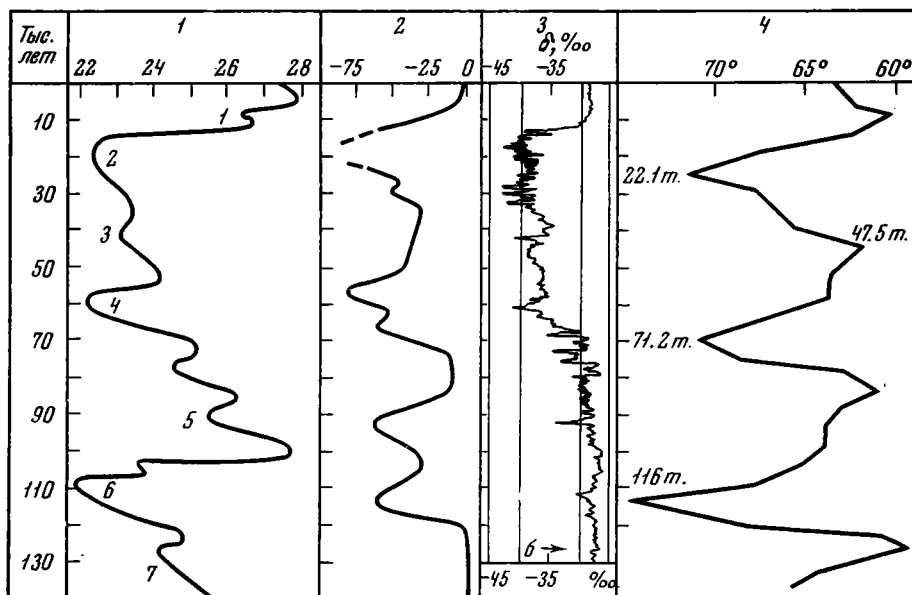


Рис. 1. Сопоставление палеотемпературной кривой

(1) для глубоководных осадков из Карибского моря (Emiliani, 1972) кривой эвстатического уровня океана (2), полученной датированием коралловых террас на о-ве Барбадос (Veeh, Chappel, 1970), кривой измерения O^{18}/O^{16} (3) керна Гренландского ледника (Dansgaard et al., 1971) и летней инсоляционной кривой (4) на 65° с. ш. (Woerckom, 1953)

методами (Emiliani, 1972; Broecker, Van Donk, 1970; Imbrie, Kipp, 1971; Kennet, Huddleston, 1972).

Ряд исследователей после сопоставления результатов анализа кернов из Атлантического и Тихого океанов пришли к выводу о синхронности климатических изменений в этих бассейнах (Blackman, Somayajulu, 1966; Morin et al., 1970).

Обобщенная температурная кривая поверхностной воды Карибского моря, недавно опубликованная Эмилиани (Emiliani, 1972), приведена на рис. 1. Согласно Эмилиани, последнее межледниковье (межледниковая стадия 5) началось около 100 000 лет и завершилось около 70 000 лет назад. На основе датирования керна из Карибского моря протактиниево-иониевым методом Брокер и Ван Донк (Broecker, Van Donk, 1970) определили продолжительность последнего межледниковья интервалом от 127 000 лет до 75 000 лет назад. Причиной расхождения своих геохронологических данных с данными Эмилиани, Брокер и Ку (Broecker, Ku, 1969) считают возможные погрешности аналитической методики датирования, примененной Росхольтом, Рона и Эмилиани (Rona, Emiliani, 1969).

За последние годы определен по ураново-иониевому и ураново-протактиниевому методам возраст большого количества образцов кораллов, оолитов и раковин моллюсков из отложений морских террас. Во Флориде и на Багамских островах высокий уровень моря датирован в промежутке 130 000—85 000 лет назад (Broecker, Thurber, 1965; Osmond et al., 1965, 1970), на Тихоокеанском побережье США—140 000—130 000 лет (Veeh, Valentine, 1967; Valentine, Veeh, 1969) и 100 000—68 000 лет назад (Bradley, Addocott, 1968) на Средиземном море—95 000—75 000 лет (Stearns, Thurber, 1967), на побережье Красного моря—90 000—70 000 лет (Veeh, Giegenach, 1970) и около 80 000 лет (Lalou et al., 1970), на за-

падном побережье Австралии и вулканических островах в Индийском и Тихом океане — 140 000—100 000 лет (Veeh, 1966), на Новой Гвинее — 140 000—116 000 лет назад (Veeh, Chappel, 1970). Брокер и другие (Brocker, et al., 1968) датировали по ураново-иониевому и ураново-протактиниевому методам последовательно расположенные поднятые коралловые террасы на о-ве Барбадос. Полученные датировки составляли от $79\,000 \pm 4000$ до $83\,000 \pm 4000$ лет для I террасы, от $102\,000 \pm 2000$ до $104\,000 \pm 8000$ лет для II террасы и от $120\,000 \pm 6000$ до $128\,000 \pm 6000$ лет для III террасы. Уровень моря во время образования III террасы авторы на основе литературных данных приняли равным на 6 м выше современного уровня. Уровень I и II террас они вычислили равным 13—16 м на основе абсолютных отметок и возраста этих террас. Однако, по данным ряда исследователей уровень моря 90 000—80 000 лет назад был таким же, как современный уровень или выше современного (Stearns, Thurber, 1967; Bradley, Addocott, 1968; Veeh, Giegenach, 1970). Брокер и другие (Broecker et al., 1968) все три высоких уровня на о-ве Барбадос сопоставили с тремя максимумами температуры межледниковой стадии 5 на кривой Эмилиани и отметили, что эти максимумы следуют непосредственно за инсоляционными максимумами на южных широтах 127 000, 106 000 и 85 000 лет назад (Broecker et al., 1968). Эмилиани к последнему межледниковью относит высокие уровни океана в промежутке 90 000—75 000 лет назад, а высокий уровень 140 000—120 000 лет он сопоставляет с предшествующим межледниковьем. Промежуток времени между 120 000—100 000 лет назад по шкале Эмилиани (Emiliani, 1971) соответствует ледниковой эпохе.

По геохронологической шкале Эмилиани температурный минимум, предшествующий последнему межледниковью, датируется в 105 000 лет, тогда как по астрономической шкале этот минимум датируется в 117 000 лет (рис. 1). Эмилиани это расхождение объясняет отставанием образования ледникового покрова от инсоляционного минимума, которое занимает более длительный период, чем обратный переход от ледниковья к межледниковью. То, что это отставание действительно существует, теперь хорошо доказано на примере инсоляционного минимума 22 100 лет назад. Максимальные краевые образования валдайского, вислинского, висконсинского оледенений и самый низкий уровень океана (около — 130 м), как будет показано ниже, имеют возраст около 17 000—18 000 лет, что доказывает отставание максимума оледенения от инсоляционного минимума на 4 000—5 000 лет. Вполне допустимо, что в различные ледниковые стадии это отставание по продолжительности было неодинаковым.

В ряде работ отмечается, что временная шкала Эмилиани — короткая и ее следует увеличить приблизительно на 25% (Broecker, Van Donk, 1970). Но подобное увеличение, по-видимому, недопустимо для последней ледниковой эпохи. Например, по шкале Эмилиани ранневюрмский минимум датируется в 60 000 лет. Если допустить аналогичное отставание на 4 000—5 000 лет инсоляционного минимума, который произошел 71 200 лет назад, от максимума оледенения, то наиболее вероятный возраст этого ледникового максимума составляет 66 000—67 000 лет. Это значит, что шкала Эмилиани в данном временном интервале короче астрономической (с учетом отставания оледенения от инсоляционного минимума на 5 000 лет) вероятно, не более чем на 10%. Если речь идет о значительном удлинении шкалы Эмилиани, то, по-видимому, это относится ко времени более 100 000 лет, когда количество нераспавшегося Ra^{231} в пробе составляет меньше $1/8$ части от первоначального количества и аналитические погрешности, а также возможные процессы

миграции Ra^{231} в осадках, могут вызвать значительную ошибку при определении возраста.

Несмотря на то, что Брокером и сотрудниками приведены довольно веские данные по обоснованию геохронологии последнего межледниковья (127 000—75 000 лет назад), она, по-видимому, не может быть безоговорочно принята, так как в этот интервал оказывается включенным самый глубокий за последние 200 000 лет инсоляционный минимум, происшедший 116 000 лет назад (см. рис. 1). По теории Миланковича этот минимум должен был вызвать оледенение, поскольку меньшие по амплитуде минимумы 71 200 лет назад и 22 100 лет назад (если придерживаться астрономической теории) вызвали две главные ледниковые стадии последней ледниковой эпохи.

Отличительной чертой климато-геохронологической последовательности, установленной по глубоководным осадкам, является то, что в глубоководных осадках не отражены ранневюрмские межстадиалы (амерсфорт, брёруп, оддераде, сен-пьер, верхне-волжский межстадиал, йоненис I, II и т. д.), столь широко представленные в континентальных отложениях.

Это расхождение, по-видимому, можно объяснить следующими причинами: 1. Океанические осадки не фиксируют кратковременные изменения климата из-за перемешивания верхней части осадка живыми организмами и придонными течениями. По данным Имбри и Киппа (Imbrie, Kipp, 1971) толщина перемешанного верхнего слоя осадка составляет 4—5 см, что может соответствовать времени осадконакопления 2 000—3 000 лет. 2. Эти межстадиалы, возможно, соответствуют позднему температурному максимуму последнего межледниковья на палеотемпературной кривой Эмилиани. В этом случае последнее межледниковье и следующие за ним сравнительно теплые межстадиалы вместе взятые представляют собой единый неледниковый интервал с высоким уровнем океана, характеризующимся небольшим смещением его уровня. Брокер и др. (Broecker et al., 1968) и Эмилиани (Emiliani, 1972) все три максимума межледниковой стадии 5 относят к последнему межледниковью, не затрагивая вопроса о том, какой интервал кривой в этом случае соответствует ранневюрмским межстадиалам. Мёрнер (Möner, 1972) поздний максимум межледниковой стадии 5 и высокий уровень океана около 80 000 лет назад относит к ранневюрмским межстадиалам. Шеклетон (Shackleton, 1969) относит к последнему межледниковью только самый ранний и самый высокий пик температуры межледниковой стадии 5 на кривой Эмилиани. С другой стороны, датировки коралловых террас на островах Барбадос и Рюкю (James et al., 1971; Sakanoue et al., 1967) около 60 000—70 000 лет не противоречат отнесению этого высокого уровня океана к ранневюрмским межстадиалам.

Рассмотрим теперь геохронологию континентальных отложений ранневюрмских межстадиалов. При этом необходимо учесть, что согласно спорово-пыльцевым и геохронологическим данным в Западной Европе в настоящее время выделяются три ранневислинских межстадиала — амерсфорт, брёруп и оддераде, причем наиболее продолжительным и наиболее теплым является брёрупский межстадиал (van der Hammen et al., 1971; Averdick, 1967). В непрерывном разрезе болотных отложений мощностью 120 м в Македонии (Греция), эти три межстадиала на спорово-пыльцевой диаграмме выражены максимумом дуба, а холодные периоды между ними представлены открытой степной растительностью (van der Hammen et al., 1971).

Для амерсфортского межстадиала наиболее древней является хорошо известная датировка $63\,500 \pm 900$ лет (GrN-1397) (van der Hammen

et al., 1967). Брёрупские разрезы в Дании имеют датировки в пределах 58 000—59 000 лет (Andersen, 1961). В настоящее время эти датировки считаются лишь минимальной оценкой возраста ранневислинских межстадиалов.

В Англии челфортский межстадиал, представленный бореальным лесным спорово-пыльцевым спектром и фауной жесткокрылых насекомых, аналогичной фауне современной Южной Финляндии, имеет минимальный возраст $60\,800 \pm 1500$ лет (GrN-1475) и сопоставляется с брёрупским межстадиалом (Coore et al., 1971).

По мнению Лундквиста (Lundqvist, 1967, 1971), ранневислинское потепление в Швеции представлено емтландским межстадиалом, сопоставляемым с брёрупским межстадиалом в Дании и межстадиалом перяпохьола в Северной Финляндии (Korpela, 1969). Лундквист считает, что потепление во время емтландского межстадиала вызвало таяние ледников в центральной части Скандинавии. Мёрнер (Mögner, 1969) полагает, что во время этого межстадиала, вероятно, вся Швеция была свободной от ледников. Этот исследователь считает омоложенной известную датировку торфа $45\,400 \pm 2000$ лет (GrN-4491) из отложений межстадиала перяпохьола в Северной Финляндии и считает ошибочным сопоставление этого межстадиала со средневислинским потеплением (Mögner, 1972). Фогель и Ватерболк (Vogel, Waterbolk, 1972) в комментариях к этой датировке отмечают, что данный образец был обработан лишь холодным раствором щелочи. Известно, что для более полного извлечения гуминовых кислот древние пробы необходимо обрабатывать длительное время горячим раствором щелочи (Арсланов и др., 1968). Поэтому конечная датировка образца GrN-4491 вполне может быть обусловлена загрязнением гуминовыми кислотами.

В Северной Америке, как известно, единственным хорошо изученным ранневисконсинским межстадиалом является межстадиал сен-пьер в долине р. Св. Лаврентия. Спорово-пыльцевая диаграмма этого межстадиала показывает растительность северных бореальных лесов. В это время долина р. Св. Лаврентия была свободной от ледников (Dreimanis, Kargow, 1972). По мнению Мак Дональда (Mc Donald, 1971), в это время Гудзонский залив и Гудзонский пролив также не были покрыты ледниками. Для сен-пьерского межстадиала получены три конечные датировки: $67\,000 \pm 1000$ (Gro-1711), $65\,300 \pm 1400$ (Gro-1799) и $64\,000 \pm 2000$ лет (Gro-1766) (Mc Donald, 1971; Vogel, Waterbolk, 1972). Если возраст вычислить на основе более точного значения периода полураспада C^{14} (5730 ± 40 лет), то датировка образца Gro-1711 становится равной $69\,010 \pm 1030$ лет. Таким образом, возраст ранневисконсинского межстадиала по радиоуглероду не менее 69 000—70 000 лет.

На основании палинологических данных отложения верхневолжского межстадиала в Черменино с датировкой более 55 000 лет (ЛГ-32) Е. А. Спиридонова (1970) сопоставляет с амерсфортским межстадиалом, а более теплый тосненский межстадиал с датировкой $> 45\,000$ лет (ЛУ-5) с брёрупским межстадиалом. Ранневалдайский межстадиал Йоненис II, для которого мы недавно получили датировку $> 52\,810$ лет (ЛУ-155), О. П. Кондратене (личное сообщение, 1973 г.) сопоставляет с оддерадским межстадиалом, а нижележащий более теплый межстадиал Йоненис I с брёрупским межстадиалом. Таким образом, в настоящее время установлено, что самый поздний ранневалдайский межстадиал в ледниковой зоне Европейской части СССР имеет возраст более 52 800 лет.

Ранневалдайская ледниковая стадия, наступившая после ранневалдайских межстадиалов, хорошо выражена в климатических кривых глубоководных осадков, Гренландского ледника и в ледниковых отложениях

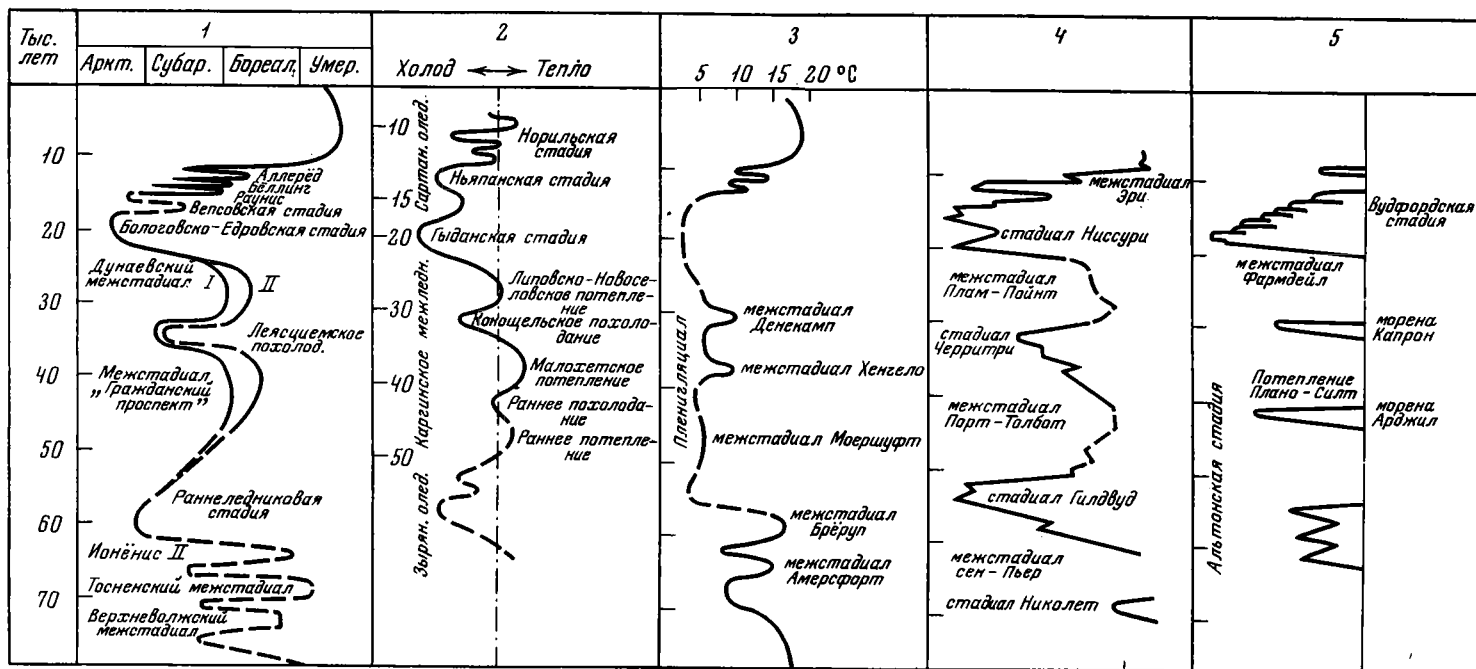


Рис. 2. Сопоставление климато-геохронологических схем верхнего плейстоцена

Ледниковые и перигляциальные районы: 1 — Европейская часть СССР (I — Белоруссия, Прибалтика, II — северо-западные и центральные районы Европейской части СССР; 2 — Сибирь (Кинд, 1973); 3 — Нидер-

ланды (Van der Hammen et al., 1967); 4 — Восточная часть бассейна Великих Озер (Dreimanis et al., 1972); 5 — штат Иллинойс США (William et al., 1970)

Сев. Америки, Зап. Европы, Европейской части СССР и Сибири (рис. 1, 2). В Северной Америке во время ранневисконсинской стадии ледники достигли центральной части штатов Огайо и Индиана (Dreimanis, Kaggow, 1972), а в штате Иллинойс язык пектоника альтонской стадии достиг северной части этого штата (Frye et al., 1969, Willman, Frye, 1970). По данным Портера (Porter, 1971), ранневисконсинское кордильерское оледенение салмон-спрингс на юго-западе провинции Британская Колумбия и на западе штата Вашингтон было максимальным. Аналогично этому в Приверхоянье горно-долинные ледники зырянского оледенения также имели максимальное распространение (Кинд, 1972). Перигляциальные отложения ранневалдайской ледниковой стадии в обнажениях Шестихино и, возможно, Мигово, находящиеся близко от краевых образований максимальной (поздневалдайской) стадии последнего оледенения, имеют датировки более 47 730—49 000 лет и характеризуются тундровыми климатическими условиями. Эти данные хорошо согласуются с приведенными выше данными о широком распространении ледниковых отложений ранневалдайской стадии оледенения.

Геохронология среднего и позднего вюрма

Три климато-геохронологические фазы: межстадиал «Гражданский проспект» (50 000—36 000 лет назад) — леясциемское похолодание (36 000—32 000 лет назад) — дунаевский межстадиал (32 000—24 000 лет назад) приблизительно в указанных же временных интервалах хорошо сопоставляются с основными геохронологическими схемами этого времени в Северной Америке, Западной Европе, Сибири, а также с палеотемпературными кривыми Эмилиани и Дансгаарда (см. рис. 1, 2). Межстадиальные комплексы: межстадиал порт-толбот — стадия черитри — межстадиал плам-пойнт в бассейне оз. Эри и Онтарио (Dreimanis, 1972), потепление плано-силт — похолодание верхнее виннебаго — фармдейлский межстадиал в штате Иллинойс (Frye et al., 1969, Willman, Frye, 1970), неледниковый интервал олимпийское межледниковье в Британской Колумбии и штате Вашингтон (Armstrong et al., 1965; Fulton, 1971), межстадиалы моер-шуфт, хенгело-похолодание (тундровые условия) — межстадиал денекамп в Нидерландах (van der Hammen et al., 1967, 1971), межстадиал аптон уоррен — похолодание — межстадиал тайм в Англии (Coore, Sand, 1966), малохетское потепление — конощельское похолодание — липовско-новоселовское потепление в Сибири (Кинд, 1972), чередование фаз потепление — похолодание — потепление в промежутке от $44\,600 \pm 2600$ до $26\,040 \pm 280$ лет на Северо-Востоке Азии (Шило и др., 1971) — все они, с учетом индивидуальных палеогеографических условий, являются аналогами средневалдайского межстадиального комплекса. Вместе с тем, сопоставление этих разновозрастных событий в отдаленных друг от друга регионах показывает различие климатических условий, причем выявляется определенная закономерность в проявлении этих различий. Межстадиалы хенгело и денекамп в Дании и Нидерландах в оптимуме выражены лесотундровыми условиями — в оптимуме сумма древесной и кустарниковой пыльцы, состоящей в основном из пыльцы ивы и березы, доходит до 40%, причем увеличение пыльцы березы, по мнению ван дер Хаммена и др. (van der Hammen et al., 1967), большей частью связано с *Betula pampa*. В Белоруссии, судя по разрезам Красная Горка, Шапурово, Слобода и Борисова Гора, дунаевский межстадиал и межстадиал «Гражданский проспект» несколько теплее, чем в Дании и Нидерландах, и палеоботанические данные воспроизводят условия несомкнутых лесов северотаежного типа (Арсланов, Вознячук и др. 1971б, 1971в; Вознячук, Арсланов, 1971). На Северо-Западе и в цент-

ральных районах Европейской части СССР эти межстадиалы характеризуются сомкнутыми лесами северотаежного типа (Арсланов, Бреслав и др., 1970; Арсланов, Баканова и др. 1972; Ауслендер и др. 1970; Спиридинова, 1970). В северных районах Западной и Восточной Сибири и на северо-востоке Азиатской части СССР климат каргинского межледниковья — аналога средневалдайского межстадиального комплекса, — в оптимуме был теплее современного климата (Кинд, 1972; Шило и др. 1971; Лаухин и др. 1972а, 1972б). Образование торфяника мощностью 3,4 м вблизи д. Родионовское на Печоре, судя по датировке торфа из кровли торфяника $40\,700 \pm 930$ лет (ЛУ-345), относится к оптимуму межстадиала «Гражданский проспект». По данным ряда исследователей, образование родионовского торфяника происходило в межледниковых условиях (Яхимович, 1971). К средневалдайскому потеплению, по данным Б. И. Гуслицера и А. А. Лийвы (1972), относится культурный слой Бызовской стоянки в этом же районе средней Печоры, образовавшейся в климатических условиях не более суровых по сравнению с современными. Возраст костей из этой стоянки, определенный А. А. Лийва, оказался равным $25\,450 \pm 380$ лет. Таким образом, по мере удаления от скандинавского ледникового покрова на восток отчетливо проявляется потепление климата во время межстадиалов «Гражданский проспект» и дунаево и одновозрастного каргинского межледниковья.

В формировании климатических условий определенного региона участвуют многие взаимосвязанные факторы, однако нельзя не обратить внимание на положительную корреляцию приводимых ниже двух факторов с улучшением климатических условий во время средневалдайского межстадиального комплекса в северо-восточных районах Европейской части СССР и в Сибири.

1. Сравнительно теплые климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса в северных районах, удаленных от ледниковых покровов, частично могут быть объяснены относительно высоким уровнем летней солнечной радиации в это время на северных широтах. Как известно, инсоляционный максимум в северных широтах 47 500 лет назад (см. рис. 1), в основном, обусловлен изменением наклона оси вращения Земли к плоскости орбиты. Этот цикл имеет периодичность около 41 000 лет и вызывает синхронные сезонные изменения солнечной радиации на обоих полушариях. Сезонные изменения радиации, обусловленные изменением наклона оси вращения Земли, зависят от широты: они почти отсутствуют на низких широтах и резко возрастают на высоких широтах. В противоположность этому изменения сезонной радиации, вызываемые двумя другими причинами — изменением долготы перигелия и эксцентриситета орбиты Земли заметно не зависят от широты. В инсоляционной кривой, приведенной на рис. 1, максимум летней радиации, соответствующий средневалдайскому межстадиальному комплексу и каргинскому межледниковью на широте 65° с. ш., лишь немного меньше максимумов, соответствующих микулинскому (казанцевскому) межледниковью и оптимуму голоцена. В то же время этот максимум значительно меньше на более южных широтах.

2. Более благоприятные климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса в центральных и восточных районах Европейской части СССР и в Сибири положительно коррелируются с уменьшением влияния скандинавского ледникового щита, который по данным ряда исследователей во время средневислинского потепления в Скандинавии сохранил значительные размеры (Mögnér, 1969; Lundqvist, 1967, 1971). По мнению Мёрнера (1969), межстадиальные отложения глумслов на юго-западе Швеции образовались 29 000—27 000 лет назад

в условиях, когда край ледника находился близко от этого района. Как известно, ледниковый купол полярных бассейнов сам вызывает понижение температуры на $2,7-2,8^{\circ}\text{C}$ в близлежащих районах (Брукс, 1952). Подобно этому скандинавский ледниковый щит, вероятно, оказывал влияние на климат близлежащих территорий, тогда как его влияние на более отдаленные районы было значительно меньше. Уралосибирский ледник из-за малого размера, по-видимому, не мог существенно влиять на климат Восточной Европы и Сибири.

Сравнительно благоприятные климатические условия во время средневалдайского межстадиального комплекса существовали также на тихоокеанском побережье Северной Америки, связанном с маломощным кордильерским оледенением и удаленном от крупнейшего лаврентийского ледникового покрова. Объемы этих ледников в максимуме оледенения по данным К. К. Маркова и И. А. Суетовой (1965) составляли соответственно 2,139 млн. км³ и 19,48 млн. км³. На тихоокеанском побережье межстадиальные отложения средневисконсинского возраста обнаружены на границе Канады и Аляски (территория Юкон). Здесь неледниковый интервал бутелье в долине р. Шэкуок имеет серию датировок по древесине из илестых отложений от $37\,700 \pm 1500$ (У-1356) до $30\,100 \pm 600$ (У-1385) лет назад (Denton, Stuiver, 1967; Porter, 1971). Эти отложения заключены между двумя моренами, соответствующими ранне- и поздневисконсинскому оледенениям. В то же время в ледниковой области восточной Канады намного южнее расположенные районы (например, долина р. Св. Лаврентия) были в это время покрыты льдами (Dreimanis, Karrow, 1972).

Во время олимпийского межледниковья (52 000—19 000 лет назад), по данным Фултона (Fulton, 1971), климат в южной части Британской Колумбии был несколько более холодным и влажным, но не слишком сильно отличался от современного. Палеоботанические исследования, проведенные Терасмаем, показали, что в это время леса в Британской Колумбии состояли из сосны, ели, пихты и тсуги, но дугласская пихта отсутствовала, что свидетельствует о несколько более холодном климате, чем сейчас (Armstrong et al., 1965). В то же время аналогичная растительность (хвойные леса) существовала в это время в более южных ледниковых районах Северной Америки (бассейны озер Эри, Онтарио и штат Иллинойс, США), которые в настоящее время расположены в зоне лиственных лесов (Wright, 1971). Более холодный климат, по сравнению с современным, во время средневалдайского межстадиального комплекса на юге Западной Европы (например, в Греции, Испании, van der Hammen et al., 1971; Vogel, Waterbolk, 1972) и в Карибском море (Emiliani, 1972) частично может быть объяснен тем, что в южных районах, по сравнению с северными, в этот период практически не было увеличения летней инсоляции, связанной с изменением наклона оси вращения Земли. В свою очередь более холодные условия в Атлантическом океане не могли не влиять на климат Северо-Западной Европы, зависящий от тепла, приносимого течениями из Атлантического океана. Куп и другие (Coore et al., 1971), объясняя расхождение между безлесными условиями в Англии во время аптон-уорренского межстадиала (43 000—38 000 лет назад) и теплолюбивой фауны жуков в отложениях этого межстадиала, которые обитают в условиях среднеиюльской температуры 15°C , пришли к заключению о резко континентальном климате в это время со среднеянварской температурой около -20°C (в настоящее время среднеянварская температура $+2^{\circ}\text{C}$).

Средневалдайскому межстадиальному комплексу, по данным многих исследователей, соответствует сравнительно высокий уровень океана.

В оценке величины уровня и климатических условий в это время в основном доминируют две точки зрения. Одни исследователи считают, что уровень океана в это время был ниже современного (от -10 до -40 м по данным разных авторов), а климатические условия были холоднее, чем в настоящее время. Другие авторы считают, что уровень океана во время этой трансгрессии был таким же, как современный, или несколько выше. Соответственно климатические условия были такие же как в настоящее время или теплее.

Наиболее достоверные датировки этого интервала получили Вии и Чэппел (Veeh, Charpel, 1970) для низких коралловых террас на Новой Гвинее. Серия датировок, полученных по ураново-иониевому методу, составляет от $53\,000 \pm 3000$ до $3\,400 \pm 4000$ лет. Уровень моря, вычисленный по данным величины поднятия последовательно расположенных датированных террас, для отрезка времени $50\,000$ — $35\,000$ лет назад составляет -25 м (см. рис. 1). Образцы из поднятых коралловых рифов низких террас на о-ве Кикаи (о-ва Рюкю) по ураново-иониевому и ураново-протактиниевому методам имеют возраст от $47\,000 \pm 2000$ до $39\,000 \pm 2000$ лет назад (Sakapoue et al., 1967). Морская терраса Итами в Японии, осадки которой образовались в более холодных климатических условиях по сравнению с современным климатом, имеет датировки по раковинам моллюсков и древесине от $35\,000$ до $30\,000$ лет назад (Huzita, Maeda, 1971). Уровень моря в это время, по данным указанных авторов, был ниже современного.

Фор и Элуар (Faure, Elouard, 1967) получили серию датировок по раковинам моллюсков около $31\,000$ — $32\,000$ лет для побережья Северной Африки. Уровень моря в это время, согласно их вычислениям, составлял -12 м. Наиболее высокий уровень океана в средневалдайское время, соответствующий межледниковому уровню, приводят в своих работах Миллиман и Эмери (Milliman, Emery, 1968) для атлантического побережья США, Евзеров и др. (1972) для побережья Кольского п-ова и Благоволин и др. (1972) для побережья морей Восточной Европы. Но более подробное рассмотрение датировок, на основании которых авторы пришли к этому выводу, показывает их ненадежность. Заключение Миллимана и Эмери о высоком уровне, равном современному, $35\,000$ — $30\,000$ лет назад, в основном, базируется на двух датировках раковин $33\,750 \pm 3200$ и $34\,000 \pm 2000$ лет и одной датировке лиманного торфа, определенной с большой ошибкой: $36\,000 \pm 3700$ лет (I-1745). Датировки раковин получены по одной фракции и не содержат никакой информации о загрязнении. В настоящее время твердо установлено, что древние раковины очень часто дают заниженный возраст из-за загрязнения. Для обнаружения загрязнения древние раковины необходимо датировать по двум фракциям — внешней и внутренней.

С выводами В. Я. Евзерова и др. (1972) о молодом возрасте межледниковой трансгрессии трудно согласиться, так как датирование раковин моллюсков по фракциям показало загрязнение. Эти датировки, выполненные нами, приводятся ниже.

	Внешняя фракция	Внутренняя фракция
ЛУ-136 р. М. Качковка	$35\,540 \pm 510$ лет	$>43\,700$
ЛУ-137 Святоносский залив	$41\,900 \pm 1290$	$46\,540 \pm 1770$
ЛУ-141 р. Варзуга	$>40\,930$	$>37\,040$
ЛУ-142 Попов Ручей	$38\,850 \pm 970$	$44\,200 \pm 1770$
ЛУ-144 р. Поной	—	$>43\,000$
ЛУ-140 р. Пулоньга	$35\,290 \pm 750$	$36\,290 \pm 600$

Поскольку для всех раковин из межледниковых морских отложений, за исключением образцов ЛУ-140, ЛУ-141 и ЛУ-144, обнаружено за-

грязнение внешней фракции, возраст внутренней фракции, согласно существующим правилам интерпретации подобных датировок (Арсланов, 1971б), должен рассматриваться лишь как минимальный. Датировки $33\,650 \pm 400$ (ТА-271, р. Поной) и $34\,500 \pm 500$ (ТА-270, р. Чапома), полученные Я. М. Пуннингом, выполнены лишь по одной фракции и не дают сведений о загрязнении. Среди приведенных выше данных представляет интерес датировка образца ЛУ-140 (р. Пулоньга). Согласно В. Я. Евзерову и другим (1972), этот образец относится ко второй, холодной трансгрессии. Обе фракции образца имеют согласующийся возраст, что свидетельствует об отсутствии заметного загрязнения. Возраст и климатические условия образования морских трансгрессивных осадков на р. Пулоньге хорошо согласуются с климато-геохронологическими данными средневалдайского межстадиального комплекса в ледниковой зоне Европейской части СССР.

Датировка $37\,800 \pm 2200$ (Мо-538) (Благоволин и др., 1972) из типично карангатских отложений в известном разрезе у пос. Героевское (Эльтиген) является лишь минимальной. Для этих отложений в этом же разрезе нами получены по ураново-иониевому методу датировки $81\,600 \pm 3000$ (ЛУ-402А, внешняя фракция) и $88\,300 \pm 3000$ лет (ЛУ-402В, внутренняя фракция), типичные для микулинского межледниковья (Х. А. Арсланов, А. Б. Островский, Н. И. Тertyчный и другие).

Леясциемское похолодание, разделяющее межстадиалы «Гражданский проспект» и дунаевский, также, как и ранне- и поздневалдайские ледниковые максимумы, относится к крупным климатическим изменениям. Это похолодание в промежутке $36\,000$ — $32\,000$ лет назад зафиксировано во многих пунктах северного полушария. В восточной части области Великих Озер это время соответствует стадии черитри, когда ледники оставили морену в Торонто, центральной части оз. Эри и на севере Пенсильвании, но не достигли центральной части штата Огайо (Dreimanis, Kargow, 1972). В штате Иллинойс ледниковая стадия этого времени отражена мореной капрон, разделяющей отложения неледникового интервала плано-силт и фармдейлского межстадиала (Willman, Frye, 1970). В Нидерландах этому похолоданию соответствует похолодание (тундровые условия) между хенгельским и денекампским межстадиалами (van der Hammen et al., 1967), в Западной Сибири — конощельское похолодание, в Восточной Сибири — жиганская стадия зырянского оледенения (Кинд, 1972).

Датировки опорных разрезов Гродно, Шапурово, Дричалуки в Белоруссии и Пучка в Вологодской области убедительно свидетельствуют о том, что в западных и восточных районах Европейской части СССР максимальной стадией валдайского оледенения была поздневалдайская стадия. Как известно, на Русской равнине максимальная стадия получила название бологовской или в более широком интервале времени бологовско-едровской стадии (Вигдорчик и др., 1971; Чеботарева и др., 1971). Хотя в классическом валдайском ледниковом районе абсолютный возраст краевых образований бологовской стадии еще не определен и вследствие этого вопрос о ее возрасте в этом районе дискусионен (Малаховский и др., 1969; Чеботарева и др., 1971), эта неопределенность не должна быть отнесена к геохронологически хорошо изученным западным и восточным районам Русской равнины. Единый термин для обозначения максимальной стадии валдайского оледенения введен с той надеждой, что последующие исследования подтвердят поздневалдайский возраст бологовско-едровской стадии и в районе Валдайской возвышенности, поскольку в ледниковых районах Северной Америки и Европы, связанных с Лаврентийским и Скандинавским ледниковыми

покровами, поздневислинский (висконсинский) возраст имеют практически все датированные органогенные отложения под максимальными краевыми образованиями этих ледников. Растительные остатки под мореной максимальной (бранденбургской) стадии в ГДР имеют датировки от $19\,310 \pm 1000$ (Blп-364) до $21\,160 \pm 800$ лет (Blп-126) (Серек, 1965). В Англии максимальная стадия вислинского оледенения — оледенение «Ирландское море» и «Главное оледенение Уэльса» — имеет поздневислинский возраст о чем свидетельствуют датировки в зоне максимальных краевых образований в Южном Уэльсе $18\,460 \pm 340$ лет (BM-374; John, Ellis, 1970), в долине р. Клайд $18\,000 \pm 1200$ лет (Birm-146; Rowlands, 1971) и в восточной части графства Йоркшир $18\,500 \pm 400$ (I-3372), $18\,240 \pm 250$ лет (Birm-108; Coore et al., 1971). В Северной Америке, в восточной части района Великих озер, самое дальнее, самое южное продвижение висконсинского оледенения, по данным Дрейманиса (Dreimanis, Kaggow, 1972), происходило во время поздневисконсинской стадии ниссури.

Кемптон и другие (Kempton, Gross, 1971), анализируя 30 радиоуглеродных датировок из 18 мест, установили, что на северо-востоке штата Иллинойс подморенные органогенные отложения имеют возраст около 23 000 лет, а на юге — около 19 000 лет. Датировка древесины под мореной на самой южной границе висконсинского оледенения в штате Иллинойс составляет $19\,500 \pm 200$ лет (ISGS-271, Kempton, Gross, 1971).

В Новой Зеландии максимальная стадия позднеотирского оледенения кульминировала около 18 600 лет назад (Suggate, Moog, 1970). Чилийские ледники, согласно данным Мерсера (Mercer, 1972), достигли максимального распространения на широте 41° ю. ш. около 19 400 лет назад, сократились на 50% около 16 000 лет назад и снова продвинулись до нового меньшего максимума после 14 800 лет назад.

Ледниковые покровы во время максимальной стадии валдайского оледенения вызвали резкое понижение уровня океана. Большинство исследователей считают, что уровень океана 16 000—20 000 лет назад был ниже современного на 110—130 м (Milliman, Emery, 1968; Shepard, Curray, 1967; Jongsima, 1970). В то же время в некоторых районах, связанных с горным оледенением, например, в штате Вашингтон (США) и Приверхоаяне, максимальной была ранняя стадия висконсинского и зырянского оледенений (Porter, 1971; Кинд, 1972). По мнению Н. В. Кинд (1972), в горных районах на ледниковые процессы наиболее ощутимое влияние оказывает геологический фактор (прежде всего тектонические движения), обуславливая различия в проявлении этих процессов (хорологическую гетеродинамию, по определению Н. В. Кинд).

За максимальной стадией валдайского оледенения наступило кратковременное потепление, которое фиксировано во многих пунктах Земли. В бассейне озер Эри и Онтарио во время этого потепления, получившего название межстадиала эри, ледник максимальной стадии висконсинского оледенения отступил до восточного конца бассейна озера Эри (Dreimanis, Kaggow, 1972). Во Франции это потепление (17 000—16 000 лет назад) соответствует межстадиалу ласко, в Бельгии — межстадиалу ложери — ласко (Bastin, 1970), в Греции — межстадиалу филиппи (van der Hammen et al., 1971), в Чили — межстадиалу варас (Mercer, 1972). В Европейской части СССР осадки этого межстадиала, содержащие органические остатки, пригодные для датирования, еще не обнаружены. К этому межстадиалу в Западной Сибири может быть отнесена датировка $15\,500 \pm 150$ лет назад (ЛГ-12) по образцу ископаемой березы из аласового торфяника на п-ве Ямал у полярной станции Марре-Сале (Арсланов и др., 1968). Второй ледниковый максимум, после-

довавший за этим потеплением, на Русской равнине соответствует велсовской стадии (Вигдорчик и др., 1971). Для этой стадии получена лишь одна датировка — Пучка II $14\,300 \pm 310$ лет назад (ЛУ-45В). Датированный торф содержит элементы арктической флоры и, по данным Вигдорчика и других исследователей (1971), относится к перигляциальной зоне по отношению к велсовской стадии. Эту корреляцию поддерживают датировки из других ледниковых районов. В бассейне Эри-Онтарио второй ледниковый максимум датируется $14\,300 \pm 450$ лет назад, в штате Вашингтон — $15\,000 \pm 300$, в районе пролива Каттегат (Дания) — около 14 800, на севере ФРГ и ГДР (померанская стадия) — около 15 000, в Альпах — $14\,470 \pm 385$ (Mörner, 1972), в Чили $14\,800 \pm 230$ лет назад. (Mercer, 1972). Мёрнер (Mörner, 1972), обобщая геохронологию первого и второго ледниковых максимумов во многих ледниковых районах Земли, приводит следующие средние значения: первый (главный) ледниковый максимум — 20 000—17 000 лет назад, второй ледниковый максимум — около 15 000 лет назад и межстадиал между ними — 16 500—15 500 лет назад.

Климато-геохронологическая последовательность после второго ледникового максимума хорошо установлена: это межстадиалы раунис, бёллинг, аллерёд и разделяющие их похолодания нижнего, среднего и верхнего дриаса. Однако во многих пунктах сопоставление краевых образований и межстадиалов с конкретной позднеледниковой стадией или межстадиалом вызывает трудности и для уверенного сопоставления необходимы дополнительные геохронологические исследования.

В заключение автор приносит глубокую благодарность исследователям, принимавшим участие в геохронологическом изучении опорных разрезов, а также сотрудникам Лаборатории геохронологии НИГЭИ Астахову А. С., Горбачкоу Е. В., Петрову Г. С., Филонову Б. А., Чернову С. Б. и Тертычному Н. И. за помощь, оказанную при химической подготовке и измерениях проб. Автор считает приятным долгом поблагодарить А. И. Зубкова за внимание и содействие при выполнении этой работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А. К вопросу о возрасте отложений Карукюла в Юго-Западной Эстонии. — В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971а.
- Арсланов Х. А. Об увеличении надежности датирования по радиоуглероду отложений верхнего плейстоцена. — В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971б.
- Арсланов Х. А. Химическая подготовка проб для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом. — В кн. «Дендроклиматохронология и радиоуглерод», гл. III, Каунас, 1972.
- Арсланов Х. А., Бутомо С. В., Кинд Н. В. Инструкция по сбору образцов для радиоуглеродного анализа. — В кн. «Абсолютная геохронология четвертичного периода». Изд-во АН СССР, М., 1964.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Заррина Е. П., Краснов И. И., Новский В. А., Руднев Ю. П., Спиридонова Е. А. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера. — Докл. АН СССР т. 172, № 1, 1967.
- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Полевая Н. И., Руднев Ю. П. Определение абсолютного возраста по радиоуглероду сцинтилляционным методом. — Геохимия, № 2, 1968.
- Арсланов Х. А., Бреслав С. Л., Громова Л. И., Заррина Е. П., Зубков А. И., Краснов И. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте верхнеплейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. — Докл. АН СССР, т. 195, № 5, 1970.
- Арсланов Х. А., Ауслендер В. Г., Громова Л. И., Зубков А. И., Хомутова В. И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера. — Докл. АН СССР, т. 195, № 6, 1970.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величквич Ф. Ю., Курьерова Л. В., Петров Г. С. Возраст максимальной стадии последнего оледенения на междуречье Западной Двины и Днепра. — Докл. АН СССР, т. 196, № 1, 1971а.

- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Махнач Н. А., Калечиц Е. Г., Петров Г. С. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра.— Докл. АН СССР, т. 200, № 6, 1971б.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г., Махнач Н. А. Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья.— Докл. АН СССР, т. 201, № 3, 1971в.
- Арсланов Х. А., Вознячук Л. Н., Величkevич Ф. Ю., Зубков А. И., Калечиц Е. Г. О возрасте максимальной стадии последнего оледенения в районе Гродно.— Докл. АН СССР, т. 202, № 1, 1972.
- Арсланов Х. А., Баканова И. П., Зубков А. И., Спиридонова Е. А. Новые данные о возрасте и палеоботанической характеристике средневалдайского интерстадиала по разрезу в среднем течении р. Ловати.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 39. М., изд-во «Наука», 1972.
- Арсланов Х. А., Козлов В. Б., Колесникова Т. Д., Семенов Л. Т. Новые разрезы с микунинскими межледниковыми отложениями в бассейне Верхней Волги и их значение для палеогеографии.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 5, 1973.
- Ауслендер В. Г., Арсланов Х. А., Гаркуша В. И. К вопросу о стратиграфии и геохронологии позднеплейстоценовых отложений Кубено-Сухонской низины и прилегающих водоразделов.— В сб. «Периодизация и геохронология плейстоцена». Л., 1970.
- Благоволит Н. С., Девиц А. Л., Серебрянный Л. Р. Гляциозватические колебания уровня моря Восточной Европы в юрме по новым радиоуглеродным данным.— Тезисы симпозиума «Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии». М., 1972.
- Брукс Ч. Климаты прошлого. М., Изд-во ИЛ, 1952.
- Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Долуханов П. М., Знаменская О. М., Резник В. С., Агранова Д. Н., Гайгерова Л. А. Геохронология и периодизация плейстоцена Северо-Запада Русской равнины.— В сб. «Проблемы периодизации плейстоцена». Л., 1971.
- Вознячук Л. Н., Леонович О. П. Стратиграфия верхнеплейстоценовых отложений опорного разреза Мурава I.— Материалы 1-й научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1965.
- Вознячук Л. Н., Арсланов Х. А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии.— В сб. «Хронология ледникового века». Л., 1971.
- Вознячук Л. Н., Кузнецов В. А., Шандер Е. П. Новые данные о строении верхней валдайской террасы Немана.— Докл. АН СССР, т. 16, № 5, 1972.
- Гуслицер Б. И., Лийва А. А. О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих и палеолитической стоянки Бывозая на средней Печоре.— Изв. АН Эстон. ССР, биология, т. 21, № 3, 1972.
- Евзеров В. Я., Кошечкин Б. И., Стрелков С. А. Хронология морского плейстоцена и голцена северо-востока Балтийского шита.— В сб. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Заррина Е. П., Арсланов Х. А., Спиридонова Е. А. Новый разрез средневалдайского межстадиала у с. Шенское (Молого-Шекснинская низина).— В сб. «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л., 1973.
- Знаменская О. М. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений.— Докл. АН СССР, т. 129, № 2. 1959.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового света (радиоуглеродная хронология).— В сб. «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». М., «Наука», 1972.
- Кинд Н. В. Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным.— В сб.: «Итоги науки и техники. Стратиграфия, палеонтология», т. 4. М., 1973.
- Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных.— Тр. Института геологии (Вильнюс), вып. II. Вильнюс, 1965.
- Лаухин С. А., Алексеев В. А., Мильникова З. К. Новое определение абсолютного возраста из верхнечетвертичных отложений с унионидами на р. Иркунеевой (северное Приангарье).— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 39. М., изд-во «Наука», 1972а.
- Лаухин С. А., Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А. Новые данные по абсолютной хронологии последнего межледниковья во внеледниковой зоне Западной Сибири.— Докл. АН СССР, т. 204, № 6, 1972б.
- Лийвранд Э. Д. Применение спорово-пыльцевого анализа для обоснования биостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Эстонии.— Автореф. диссерт. Таллин, 1972.
- Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Котлукова И. В., Баканова И. П., Буслевич А. Л., Квасов Д. Д. Валдайский горизонт.— В кн. «Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада Европейской части СССР». Л., «Наука», 1969.

- Марков К. К., Суетова И. А. Эвстатические колебания уровня океана.— В кн. «Основные проблемы изучения четвертичного периода». М., «Наука», 1965.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла.— В сб. «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, изд-во АН Эст. ССР, 1965.
- Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Стелле В. Я. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине.— Докл. АН СССР, т. 178, № 4, 1968.
- Спиридинова Е. А. Палинологическая характеристика межстадиальных отложений валдайского оледенения на Северо-Западе Русской равнины и ее значение для стратиграфии и палеогеографии.— Автореферат диссертации. Л., 1970.
- Старик И. Е., Арсланов Х. А., Малаховский Д. Б. О возрасте мгинской межледниковой морской толщи по данным радиоуглеродного метода.— Докл. АН СССР, т. 157, № 6, 1964.
- Чеботарева Н. С., Гричук В. П., Фаустова М. А., Данилова-Макарычева И. А., Гузман А. А. Проблема возраста максимальной стадии валдайского оледенения.— Изв. АН СССР, сер. геогр., № 6, 1971.
- Шило Н. А., Беспальев В. Г., Давидович Т. Д., Диков Н. Н., Ложкин А. В., Носов В. В., Орлова З. В. Обзор радиоуглеродных датировок верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Северо-Востока Азии.— Геология и геофизика, № 10, 1971.
- Яхимович В. Л. Об абсолютном возрасте аналогов моголо-шекснинских отложений в Предуралье.— В сб. «Радиоуглерод», Вильнюс, 1971.
- Andersen S. T. Vegetation and its environment in Denmark in the early Weichselian Glacial (Last Glacial).— Denmarks Geologiske Undersøgelse, 2 raekke, N 75, 1961.
- Armstrong J. E., Crandell D. R., Easterbrook D. J. Late Pleistocene stratigraphy and chronology in Southwestern British Columbia and Northwestern Washington.— Geological Society of America Bulletin, v. 76, N 3, 1965.
- Averdieck F. R. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade (Schleswig-Holstein) — Fundamenta, v. 2 (Reihe B), S. 101, 1967.
- Bastin B. La chronostratigraphie du würm en Belgique, à la lumière de la palynologie des loess et limons.— Annales de la Société géologique de Belgique, t. 93, p. 545, 1970.
- Blackman A., Somayajulu B. L. K. Pacific Pleistocene cores: faunal analyses and geochronology.— Science, v. 154, N 3751, 1966.
- Bradley W. C., Addocott W. O. Age of the first marine terrace near Santa Cruz, California.— Geological Society of America Bulletin, v. 79, N 9, 1968.
- Broecker W. S., Thurber D. L. Uranium series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida Key limestones.— Science, v. 149, N 3679, 1965.
- Broecker W. S., Thurber D. L., Goddard J., Ku T. L., Matthews R. K., Mesolella K. J.— Milankovitch hypothesis supported by precise dating coral reefs and deep-sea sediments.— Science, v. 159, N 3812, 1968.
- Broecker W. S., Ku T. L. Caribbean cores P6304-8 and P6304-9: new analysis of absolute chronology.— Science, v. 166, N 3903, 1969.
- Broecker W. S., van Donk J. Insolation change, ice volumes and the O¹⁸ record in deep sea cores.— Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 8, N 1, 1970.
- Cepek A. G. Geologische Ergebnisse der ersten Radiocarbonatierungen von Interstadialen in Lausitzer Urstromtal.— Geologie, H. 5/6, 1965.
- Coope G. R., Sands C. H. S. Insect faunas of last glaciation from the Tame Valley.— Proceedings of the Royal Society, ser. B, v. 165, N 1000, 1966.
- Coope G. R., Morgan A., Osborne P. J. Fossil coleoptera as indicators of climatic fluctuations during the last glaciation in Britain.— Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, v. 10, N 2/3, 1971.
- Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen M. B., Langway C. C., Jr. Climatic record revealed by the Camp Century ice core.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Denton G. H., Stuiver M. Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology Northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada.— Geological Society of America Bulletin, v. 78, N 4, 1967.
- Donald Mc B. C. Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in Eastern Canada.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Dreimanis A., Karrow P. F. Glacial history of the Great Lakes — St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin (an) Stage, and its correlatives.— 24th International Geological Congress, section 12, Quaternary Geology, Montreal, 1972.
- Emiliani C. Pleistocene temperatures.— Journal of Geology, v. 63, p. 538, 1955.
- Emiliani C. The last interglacial: paleotemperatures and chronology.— Science, v. 171, N 3971, 1971.

- Emiliani C.* Quaternary paleotemperatures and the duration of the high-temperature intervals.—*Science*, v. 178, N 4059, 1972.
- Faure H., Elouard P.* Schema des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40 000 ans.—*Comp. Rend. Acad. Sci. Paris*, ser. D, t. 265, N 10, 1967.
- Frye J. C., Glass H. D., Kempton J. P., Willman H. B.* Glacial tills of Northwestern Illinois.—*Illinois State Geological Survey Circular*, N 437, 1969.
- Fulton R. J.* Radiocarbon geochronology of Southern British Columbia.—*Geological Survey of Canada, Paper N 71-37*, 1971.
- Hammen van der I., Maarleveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H.* Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in Netherlands.—*Geologie en Mijnbouw*, v. 46, N 3, 1967.
- Hammen van der T., Wijmstra T. A., Zagwijn W. H.* The floral record of the late Cenozoic of Europe.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Huzita K., Maeda Y.* Itami terrace, with special reference to the late pleistocene transgression in Japan.—*Geosci. Osaka City Univ.*, v. 14, p. 53, 1971.
- Imbrie J., Kipp N. G.* A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late pleistocene Caribbean core.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- James N. P., Mountjoy E. W., Omura A.* An early wisconsin reef terrace at Barbados, west Indies, and its climatic implications.—*Geological Society of America Bulletin*, v. 82, N 7, 1971.
- John B. S., Ellis J. D.* Weichelian stratigraphy and radiocarbon dating in South Wales.—*Geologie en Mijnbouw*, v. 49, N 4, 1970.
- Jongsima D.* Eustatic sea level changes in the Arafura sea.—*Nature*, v. 228, N 5267, 1970.
- Kempton J. P., Gross D. L.* Rate of advance of the woodfordian (late wisconsinian) glacial margin in Illinois: Stratigraphic and radiocarbon evidence.—*Geological Society of America Bulletin*, v. 82, N 11, 1971.
- Kennet J. P., Huddleston P.* Late pleistocene paleoclimatology, foraminiferal biostratigraphy and tephrochronology, western gulf of Mexico.—*Quaternary Research*, v. 2, N 1, 1972.
- Korpela K.* Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (Nördliches Nordfinnland) im Licht von Submoränen sedimenten.—*Annales Academiae Scientiarum Fennicae*, ser. A., geologica-geographica, N 99, 1969.
- Lalou C., Nguyen H. V., Faure F. H., Moreira L.* Datation par la methode uranium-thorium des hauts niveaux de coraux de la depression de l'Afar (Ethiopie).—*Rev. geogr. phys. et geol. dyn.*, t. 12, N 1, 1970.
- Lundqvist J.* Submoräne Sediments I Jämtlands Län.—*Sveriges geologiska undersökning*, ser. C, N 618, 1967.
- Lundqvist J.* The interglacial deposits at the Leveäniemi Mine, Svappavaara, Swedish Lapland.—*Sveriges Geologiska Undersökning*, ser. C, N 658, Stockholm, 1971.
- Mercer J. H.* Chilean glacial chronology 20 000 to 11 000 Carbon-14 years ago: some global comparisons.—*Science*, v. 176, N 4039, 1972.
- Milliman J. D., Emery K. O.* Sea levels during the past 35 000 years.—*Science*, v. 162, N 3858, 1968.
- Morin R. W., Theyler F., Vincent E.* Pleistocene climates in the Atlantic and Pacific oceans: a reevaluated comparison based on deep-sea sediments.—*Science*, v. 169, N 3943, 1970.
- Mörner N.-A.* The late Quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish west coast.—*Sveriges geologiska undersökning*, ser. C, N 640, Stockholm, 1969.
- Mörner N.-A.* World climate during the last 130 000 years.—24th International Geological Congress, section 12, Quaternary Geology, Montreal, 1972.
- Osmond J. K., Carpenter J. R., Windom H. L.* Th²³⁰/U²³⁴ age of the pleistocene corals and oolites of Florida.—*Journal of Geophysical Research*, v. 70, N 8, 1965.
- Osmond J. K., May J. P., Tanner W. F.* Age of the Cape Kennedy barrier and lagoon complex.—*Journal of Geophysical Research*, v. 75, N 2, 1970.
- Porter S. C.* Fluctuations of late pleistocene alpine glaciers in Western North America.—In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.
- Rona R., Emiliani C.* Absolute dating of Caribbean cores P6304-8 and P6304-9.—*Science*, v. 163, N 3862, 1969.
- Rowlands B. M.* Radiocarbon evidence of the age of an Irish Sea glaciation in the vale of Clwyd.—*Nature. Physical Science*, v. 230, N 1, 1971.
- Sakanoue M., Konishi K., Komura K.* Stepwise determinations of thorium, protactinium and uranium isotopes and their applications in geochronological studies.—*Radioactive dating and methods low-level counting*, Vienna, 1967.
- Shackleton N. J.* The last interglacial in the marine and terrestrial records.—*Proc. Royal Soc. London*, ser. B., v. 174, p. 135, 1969.

- Shepard F. P., Curray J. R.* Carbon-14 determination of sea level changes in stable areas.— *Progress in Oceanography*, v. 4, p. 283, 1967.
- Stearns C. E., Thurber D. L.* Th²³⁰/U²³⁴ dates of late pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals.— *Progress in Oceanography*, v. 4, p. 293, 1967.
- Suggate R. P., Moor N. T.* Revision of the chronology of the late Otira glacial.— *New Zealand Journal of geology and geophysics*, v. 13, N 3, 1970.
- Tauber H.* The Scandinavian varve chronology and C¹⁴-dating.— *Proc. XII Nobel Symposium*, Olsson I. (Ed.), Uppsala, 1970.
- Valentine J. W., Veeh H. H.* Radiometric age of pleistocene terraces from San Nicolas island, California.— *Geological Society of American Bulletin*, v. 80, N 7, 1969.
- Veeh H. H.* Th²³⁰/U²³⁸ and U²³⁴/U²³⁸ ages of pleistocene high sea level stand.— *Journal of Geophysical Research*, v. 71, N 14, 1966.
- Veeh H. H., Valentine J. W.* Radiometric age of pleistocene fossils from Cayucos, California.— *Geological Society of American Bulletin*, v. 78, N 4, 1967.
- Veeh H. H., Chappel J.* Astronomical theory of climatic change: support from New Guinea.— *Science*, v. 167, N 3919, 1970.
- Veeh H. H., Giegenach R.* Uranium-series ages of Corals from the Red sea.— *Nature*, v. 226, N 5241, 1970.
- Vogel J. C., Waterbolk H. T.* Groningen radiocarbon dates X.— *Radiocarbon*, v. 14, N 1, 1972.
- Willman H. B., Frye J. C.* Pleistocene stratigraphy of Illinois.— *Illinois State Geological Survey Bulletin*, N 94, 1970.
- Woerkom van A.* The astronomical theory of climate changes.— In: «Climate change», Shapley N. (Ed.), Cambridge, Harvard Univ. Press, 1953.
- Wright H. E., Jr.* Late Quaternary vegetational history of North America.— In: «The Late Cenozoic Glacial Ages», Turecian K. K. (Ed.), New Haven and London, 1971.