



ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ГОЛОЦЕНА

Посвящается памяти
МАРКА ИЛЬИЧА НЕЙШТАДТА —
основоположника советской школы
палинологии и палеогеографии голоцена

*This publication is intended as a memorial to
MARK I. NEYSTADT,
the founder of the Soviet school of
Holocene palynology and paleogeography*



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE ARMENIAN SSR
INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES

ՀՈԼՈՑԵՆԻ ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՑԵՐ

INQUA XI ԿՈՆԳՐԵՍ, ՄՈՍԿՎԱ, 1982
ՀՈԼՈՑԵՆԻ ՀԱՆՁՆԱԺՈՂՈՎԻ ՍԻՄՊՈԶԻՈՒՄ, ԵՐԵՎԱՆ

PROBLEMS OF GEOLOGY OF HOLOCENE

XI CONGRESS OF INQUA, MOSCOW, 1982
HOLOCENE COMMISSION SYMPOSIUM, YEREVAN

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԱ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
PUBLISHING HOUSE OF THE ACADEMY OF SCIENCES OF ARMENIAN SSR
ԵՐԵՎԱՆ 1985 YEREVAN

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ГОЛОЦЕНА

XI КОНГРЕСС ИНКВА, МОСКВА, 1982
СИМПОЗИУМ ГОЛОЦЕНОВОЙ КОМИССИИ, ЕРЕВАН

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



1985

4432

*Печатается по решению Ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР*

Редакторы:

член-корреспондент АН Армянской ССР А. Т. АСЛАНЯН
кандидат геолого-минералогических наук Ю. В. САЯДЯН

Книгу рекомендовали к печати рецензенты:

доктор геолого-минералогических наук А. Т. Вегуни
кандидат геолого-минералогических наук К. И. Карапетян

В сборнике публикуются материалы симпозиума Голоценовой комиссии ИНКВА (Ереван, 1982), освещающие некоторые теоретические, общие и частные вопросы геологии голоцена Армении, некоторых регионов СССР и зарубежных стран, приведенные в статьях советских и зарубежных исследователей по геохронологии, стратиграфии, палеоботанике, палеогеографии, палеомагнетизму, археологии, изменениям природной среды и развитию человеческого общества.

The materials of INQUA Holocene commission symposium (Yerevan, 1982) elucidating some theoretical, general and particular problems of Holocene geology of Armenia, some regions of the USSR, as well as foreign scientists on geochronology, stratigraphy, palaeobotany, palaeogeography, palaeomagnetism, archaeology, natural environment changes as well as human society development.

В $\frac{1904010000}{703(02)-85}$ 49—84

А. Т. АСЛАНЯН, Ю. В. САЯДЯН

XI КОНГРЕСС ИНКВА—ФОРУМ ИССЛЕДОВАТЕЛЕЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

(ВМЕСТО ПРЕДИСЛОВИЯ)

В Москве с 1 по 9 августа 1982 г. проходил XI конгресс Международного союза по изучению четвертичного периода (ИНКВА). ИНКВА—международная организация, способствующая комплексному изучению всех проблем, связанных с четвертичным периодом. Она была основана в 1928 г. в Копенгагене. Второй конгресс ИНКВА был созван в 1932 г. в Ленинграде, где были заложены основы той организации, которая существует в настоящее время и собралась в Москве на свой очередной форум. Символом конгресса явился мамонтенок, мерзлый труп которого был обнаружен в 1977 г. в Магаданской области. Находка позволила ученым впервые наблюдать клетки мамонтов, вымерших еще в конце последней ледниковой эпохи.

Программа конгресса включала заседания Генеральной Ассамблеи и Международного совета, работу 24 научных секций, 9 симпозиумов и 14 деловых заседаний комиссий, подкомиссий и рабочих групп ИНКВА. Было проведено обсуждение итогов широкого круга междисциплинарных исследований, которые включали следующие основные проблемы: стратиграфия четвертичной системы, литология и генезис четвертичных отложений, четвертичная фауна и флора, четвертичная палеогеография, доисторический человек и его материальная культура, природные ресурсы четвертичных отложений и их использование, охрана окружающей среды. Были организованы полевые научные экскурсии до и после конгресса по территории различных регионов СССР: Подмосковию, Верхней Волге и «Золотому кольцу», Карелии, Белоруссии, Украине, Молдавии и Одесской области, Черноморскому побережью Кавказа, Азербайджану, Узбекистану и Таджикистану, Прибайкалью, Средней Лене и окрестностям Якутска, Ленинградской области, Грузии, Армении.

В конгрессе приняли участие 1417 ученых из 50 стран. Среди них были специалисты различных профилей: геологи, географы, археологи, антропологи, историки, ботаники, зоологи, геохимики, метеорологи, почвоведы, инженеры-геологи, физики, химики, математики, астрономы, а также многие другие специалисты, интересующиеся проблемами истории развития природной среды в четвертичном периоде и в современную эпоху. Все эти специалисты вносят свой вклад в изучение

четвертичного периода. Необходимость в интерпретации пространственных и временных закономерностей природных условий прошлого настолько велика, что становится насущной задачей проведение междисциплинарных исследований с постоянным обменом идеями и информацией. Исследования специалистов в целом обеспечивают надежную основу для проведения фундаментальных и прикладных исследований. Поэтому неудивительно, что существуют различные организации, объединяющие исследователей четвертичного периода. Все они входят в состав Международного союза по изучению четвертичного периода, отдельные комиссии, подкомиссии и рабочие группы которого координируют исследования в различных областях.

XI конгресс ИНКВА, без сомнения, продемонстрировал новые вехи развития той актуальной научной дисциплины, которая называется четвертичной геологией. Образования, формировавшиеся в четвертичном периоде, слагают поверхность Земли и имеют повсеместное распространение, поэтому они с большой ответственностью изучаются почти во всех странах. Исследование этих образований имеет исключительно важное значение для правильного познания современного природного облика Земли и прогнозирования в будущем.

Прошлое—ключ к познанию настоящего и будущего. Большой интерес представляет изучение развития какого-либо явления во времени, например, в истории растительности, животных или человека в связи с изменениями климата. Наиболее характерной чертой четвертичного периода принято считать климатические изменения, явившиеся результатом наступления нескольких эпох оледенений и межледниковий.

Возникновение современного человека произошло в связи с колебаниями климата четвертичного периода. Резкие изменения экологических условий значительно обострили борьбу за существование и способствовали формированию и развитию современного человеческого рода.

На конгрессе отмечалось, что изучению четвертичного периода в особенности способствовали два открытия, сделанные после второй мировой войны. Во-первых, В. Ф. Либби в 1960 г. предложил метод датирования по радиоактивному изотопу углерода ^{14}C , за что был удостоен Нобелевской премии в области химии. Эти датировки в различных странах позволили воссоздать весьма детальную картину последнего ледникового эпизода и развития природной среды на протяжении последних 50 тыс. лет. Во-вторых, исследованиями дна океана были установлены удивительные палеонтологические и геохимические факты о климатических изменениях. Эти открытия позволили получить надежную основу для глобальных корреляций событий, имевших место в четвертичном периоде.

Четвертичный период—время появления и развития человеческого общества, поэтому его иногда называют антропогенным периодом. Еще в 1932 г. на конгрессе ИНКВА в Ленинграде одной из основных являлась тема «Влияние четвертичных отложений на жизнь и хозяйственную деятельность человека». В последние годы все шире и шире ста-

вится вопрос о том ущербе, который многие широко развитые отрасли человеческой деятельности приносят природной среде в современную эпоху. Среди ученых, да и всего прогрессивного человечества, неизменно возросла тревога, что сегодняшней природной среде может быть нанесен непоправимый ущерб, а естественные ресурсы Земли могут быть безжалостно разграблены. Многие сознают, что стоять в стороне от этих событий невозможно. Поэтому эта важная тема была широко освещена и на XI конгрессе ИНКВА в Москве.

Современную геологическую эпоху, составляющую последний, еще не закончившийся отрезок четвертичного периода геологической истории Земли, принято считать голоценом. Всестороннее изучение голоцена является одной из важнейших проблем, которой занимается ИНКВА и которые были широко освещены на XI конгрессе в Москве.

По инициативе Голоценовой комиссии ИНКВА (президент—проф. Л.—К. Кёнигссон, Швеция) в Ереване, до начала XI конгресса, с 25 по 31 июля, Институтом геологических наук АН Армянской ССР под руководством директора института, члена-корреспондента АН Армянской ССР А. Т. Асланяна был организован симпозиум по голоцену. По всеобщему признанию, симпозиум прошел на высоком научном и организационном уровне. В настоящем сборнике публикуется ряд докладов советских и зарубежных ученых, прочитанных на этом симпозиуме.

Организация симпозиума по голоцену в Ереване была не случайной. Голоценовая история озера Севан давно привлекает внимание ученых. В отложениях Севана, обнажившихся после искусственного спуска вод на 18 м, записана его история, непосредственно связанная с изменениями климата и влиянием человека. Севан можно назвать природным «климатографом», посредством которого можно изучить климаты прошлого и предсказать их в будущем. Голоценовые отложения Севана в долине реки Дзкнагет и в районе селений Лчашен и Норашен вместе с знаменитыми археологическими памятниками, датированными от III тысячелетия до VI века до нашей эры, были продемонстрированы во время научной экскурсии 80 участникам симпозиума из 17 стран мира.

На симпозиуме в Ереване и на секционных заседаниях XI конгресса в Москве основными вопросами изучения голоцена явились вопросы нижней границы, стратиграфии, генезиса, классификации и картирования отложений, анализа климатических изменений, тектоники, истории растительности, фауны, природной среды в целом и развития человеческого общества.

Особое внимание было уделено изучению колебаний климата и изменениям ландшафтов в голоцене в локальном и глобальном масштабах. Эти изменения оказывали существенное влияние на развитие гидрографической сети, определяя во многом разнообразие форм и комплексов форм рельефа Земли, создавая индивидуальные черты в отдельных регионах. В эволюции рек и озер отмечалась зональность в изменении объемов стока и режима. Озера воздействовали на окружающую

щий ландшафт, способствующий развитию ряда специфических рельефообразующих процессов. В речных системах наблюдались изменения интегральных характеристик водосборов, т. е. процесса развития ландшафтов, при котором под влиянием природных и антропогенных факторов стирались некоторые различия в их морфологической структуре и характере функционирования.

Огромное значение придавалось исследованиям влияния природной среды на жизнедеятельность человека и развитие человеческого общества, взаимодействию хозяйственной деятельности на природную среду и его последствиям. Особое внимание уделялось влиянию уже сильно измененной природной среды на условия существования и жизнедеятельности человеческого общества. Было констатируется, что с самого начала появления человека на Земле началось его воздействие на природу, причем с каждым крупным этапом истории человечества интенсивность воздействия человека на природу возрастала вместе с ростом численности населения. Взаимосвязь природы и человека в голоцене осуществлялась чаще всего стихийно. Иногда человек направлял природные процессы сознательно. В настоящее время он выступает как непосредственный, меняющий природу агент. На данном этапе человек стал огромной преобразующей силой, действие которой нередко оказывается необратимым. Изучение этой проблемы ученые ставят в один ряд с такими проблемами, как изучение глубинного строения Земли, познание космического пространства, ядерной энергии и др. Деятельность человека протекает в определенных географических условиях, которые могут тормозить ее или стимулировать. Среди основных компонентов среды обитания наибольшее значение имеет климат, развитие которого подчинено естественным ритмическим колебаниям разного порядка. От этих колебаний и при определенном влиянии человека в голоцене менялась природная среда.

Известно, что в современную эпоху климатические условия оказывают заметное влияние на эффективность хозяйственной деятельности человека. Поэтому большое значение придается учету изменений климата для планирования развития хозяйства. Для практических целей наибольшее значение имеют данные о климатических условиях ближайших 50—100 лет. На Конгрессе были рассмотрены два метода определения климатических условий будущего: изучение свидетельств о климатах прошлого, записанных в геологической летописи, и влияние антропогенного воздействия на современный климат. Было доказано, что в последние десятилетия человек начинает оказывать воздействие на глобальный климат, в результате чего очевидна грандиозность последствий такого воздействия, заключающаяся в необратимых изменениях природной среды. Поэтому предотвращение вредного антропогенного воздействия на климат является первостепенной задачей всего человечества.

Таковы некоторые актуальные вопросы той грандиозной тематики, которые были освещены на XI конгрессе ИНКВА.

Кроме научной программы, на конгрессе был решен ряд научно-организационных вопросов. Был избран новый состав Исполнительного Комитета ИНКВА на 1982—1987 гг. Президентом ИНКВА стал известный французский ученый, проф. Ю. Фор, на пост одного из вице-президентов был избран представитель СССР, видный ученый, активный организатор науки и, в частности, XI конгресса ИНКВА, М. Н. Алексеев, почетными членами стали также представители Советского Союза, выдающиеся исследователи четвертичного периода, пользующиеся международной известностью: академик И. П. Герасимов, академик АН БССР Г. И. Горещкий, профессор К. В. Никифорова. Президентами, вице-президентами и секретарями комиссий, подкомиссий и рабочих групп ИНКВА были избраны некоторые видные советские ученые. Впервые в состав ИНКВА вошел представитель Академии наук Армянской ССР Ю. В. Саядян, который был избран вице-президентом Голоценовой комиссии.

Состав вновь избранной Голоценовой комиссии ИНКВА следующий: президент—Ларс-Кёниг Кёнигссон (Швеция), вице-президент—Юрий Саядян (СССР) и Мамедоу Салл (Сенегал), секретарь—Мария Франсуа Юо (Франция), вице-секретарь—Элишка Рыбничкова (Чехословакия). Был утвержден также новый состав подкомиссий Голоценовой комиссии. Президентом Евросибирской подкомиссии стал Урио Васари (Финляндия), Средиземноморской—Сутсе Боттета (Нидерланды), Северной Америки и Гренландии—Томсон Вебб III (США), Дальневосточной—Норио Фуджи (Япония), Австралии, Новой Зеландии и юго-западной части Тихого океана—Бруге Г. Том (Австралия).

Почетным президентом Голоценовой комиссии ИНКВА стал основоположник советской школы палинологии и палеогеографии голоцена выдающийся советский ученый проф. И. Нейштадт.

A. T. ASLANYAN, Yu. V. SAYADYAN

XI INQUA CONGRESS — FORUM OF QUATERNARY RESEARCHERS (INSTEAD OF THE FOREWORD)

The XI Congress of International Union for Quaternary research (INQUA) was convened in Moscow, August 1—9, 1982, in the premises of M. V. Lomonosov State University.

INQUA is an international organization promoting complex studies of a wide range of problems related to the Quaternary. It was founded in Copenhagen in 1928. The II INQUA Congress was held in 1932 in Leningrad and it laid the foundation of the organization which has been in existence up to now and had its recurrent forum in Moscow in 1982.

A young mammoth whose complete frozen body was discovered in Magadan area in 1977 became the symbol of the congress. This find enabled scientists for the first time to examine mammoth's cells extinct as far back as the end of the last glaciation epoch.

The Congress program included the meetings of the General Assembly and International Council, the proceedings of 24 scientific sections, 9 symposia and 14 sessions of INQUA commissions, subcommissions and working groups. The discussions embraced a wide range of issues dealing with the results of interdisciplinary investigations which included the following main problems: stratigraphy of the Quaternary system, lithology and genesis of Quaternary deposits, Quaternary flora and fauna, the Quaternary paleogeography, prehistoric man and his material culture, natural resources of Quaternary deposits and their use, the protection of the environment. There were pre- and post-congress field excursions in the territory of different regions of the USSR: the Moscow vicinities, the Upper Volga, the "Golden Ring", Karelia, Byelorussia, the Ukraine, Moldavia and the Odessa area, the Black Sea coast of the Caucasus, Azerbaijan, Uzbekistan and Tadzhikistan, the Baikal area, the middle Lena and Yakutsk vicinities, Leningrad area, Georgia, Armenia.

More than 1200 scientists from 62 countries took part in the Congress. They were experts in different fields: geologists, geographers, archaeologists, anthropologists, historians, botanists, zoologists, geochemists, meteorologists, pedologists, geologists-engineers, physicists, chemists, mathematicians, astronomers and many other experts who take interest in the problems of history of environmental development in the Quaternary and modern epoch. All the experts make their contribution to the studies of the Quaternary and in their turn make profit by the data obtained. The necessity in the interpretation of space and time regularities of the past environment is so great that interdisciplinary investigations with a constant exchange of ideas and information becomes indispensable. The researches of all the experts provide a reliable basis for carrying out fundamental and applied investigations. No wonder, therefore, that there are different organizations uniting the Quaternary researchers and they all are members of international Union for Quaternary research. Individual commissions, subcommissions and working groups of the Union coordinate the investigation in different fields.

XI INQUA Congress has demonstrated undoubtedly new landmarks in the development of a topical scientific discipline which is called Quaternary geology. Quaternary deposits make up the earth's surface and they are ubiquitous; that's why they are thoroughly examined nearly in all countries. The studies of the deposits are of paramount importance for adequate knowledge of present day natural appearance of the Earth and prognosis which is an essential factor in ensuring man's welfare.

The past is the key to the understanding of the present and future events. Of great interest is investigation the development of some phenomenon in terms of time, for example, in the history of vegetation, animals or man owing to climatic changes. The latter is considered to be the most characteristic feature of the Quaternary, being the result of several epochs of glaciations and interglaciations. The rise of modern man took place during Quaternary climatic fluctuations. Drastic changes

in ecological environment aggravated struggle for existence and promoted the creation and development of recent human race.

It was emphasized in some papers submitted at the Congress that the Quaternary studies were essentially promoted by two discoveries made after World War II. Firstly, in 1930 V. F. Libby proposed method of radiocarbon dating (C_{14}) for which was awarded Nobel prize in chemistry. The datings made in different countries allowed to reconstruct a fairly detailed picture of the last glaciation episode and environmental development during the past 50000 years. Secondly, the investigations of the ocean bottom have brought about wonderful palaeontological and geochemical facts on climatic changes. The discoveries resulted in the elaboration of a new utterly unexpected technique allowing to obtain reliable basis for global correlation of events that had taken place during the Quaternary.

The Quaternary is the time of appearance and development of human society and for that reason it is sometimes called Anthropogen. As far back as 1932 at INQUA Congress in Leningrad one of the chief subjects of the discussion was concerned with "The influence of Quaternary deposits on life and economic activity of Man". Lately widely and frequently debated question is the damage done today to environment by many highly developed branches of human activities. Scientists as well as all progressive humanity are preoccupied to the utmost degree with the fact that present day environment may suffer irretrievable damage and losses and natural resources of the Earth may be mercilessly ransacked and plundered. Nowadays many people realize that to keep aloof is no longer permissible; therefore this significant topic was highlighted at XI INQUA Congress in Moscow.

The modern geological epoch constituting the last incomplete Quaternary part of the Earth's geological history is customary to regard as the Holocene. The INQUA is concerned with thorough studies of the Holocene considering it the problem of utmost importance and made it a question of high priority during the proceedings of the XI Congress.

At the initiative of the INQUA Holocene commission (President — prof. L.-K. Königsson, Sweden) a symposium of the Commission was held in Yerevan (July, 25–31) prior to the beginning of the XI Congress; The symposium was sponsored by the Institute of geological sciences of the Armenian Academy of Sciences headed by the director of the Institute corresponding-member of the Armenian Academy of Sciences A. T. Aslanyan. It was generally acknowledged that the symposium was successful in scientific and administrative terms. The volume in question includes a number of papers delivered at the symposium by both Soviet and foreign scientists.

It was no accident that the Holocene symposium was held in Yerevan. The Holocene history of Lake Sevan has been a point of particular interest to scientists for a long time. The Sevan deposits exposed after 18m artificial decrease of water became a recorded history directly related

to climatic changes and Man's influence. The Sevan can be called a natural "climatograph" that renders assistance in studying climates of the past and forecasting them for the future.

During scientific excursions 80 participants of the Symposium from 17 countries had an opportunity of getting acquainted with the Holocene deposits of Lake Sevan in the Dzknaguet River valley and in the vicinity of Lchashen and Norashen settlements together with famous archaeological monuments dated from III millenium up to VI century before A. D.

The Yerevan symposium and section of XI Congress in Moscow in dealing with the subject of the Holocene studies were mainly concerned with the questions of stratigraphy and genesis, classification and mapping of the deposits, climatic changes, tectonics, the history of vegetation, fauna, environment on the whole and progress of human society.

Particular attention was focused on the studies of climatic fluctuation and changes of landscape in the Holocene, both in local and global scale. These changes greatly influenced the development of hydrographical system, determining in many respects the variety of shapes and form complexes of the Earth's relief creating individual features in some regions. The evolution of rivers and lakes was marked by zonality in the alternation of the volume of the run off and regime. Lakes affected the surrounding landscape promoting the development of a number of specific landscape — forming processes. Fluvial system underwent changes of integral characteristics of drainage systems that is landscape development process when under the influence of natural and Anthropogenic factors some differences in their morphological structure and the nature of functioning have obliterated.

Immense importance was attached to the investigations of the impact of environment on Man's activity and the development of human society, interaction between economic activity and the environment and its consequences. Particular attention was paid to the effect of environment that had undergone essential changes on the conditions of existence and activity of human society. It was stated that the very beginning of Man's appearance on the Earth has been linked with his influence on the nature with intensity of the impact scope rising simultaneously with every major stage in the history of mankind the same is true of the number of population. The relationship between Man and nature during the Holocene was usually spontaneous, and only sometimes the natural process was consciously — oriented. Nowadays Man acts as a direct agent possessing enormous irreversible power enabling him to change nature. The studies of this problem is regarded by scientists as one which is as important as the studies of abyssal structure of the Earth, investigation of cosmic space, nuclear energy, etc. Man's activity takes place in certain geographic conditon which can either hinder it or stimulate. Among main components of the environment of utmost importance is climate, which is controlled by various natural rythmical fluctuations of different kind.

It is these fluctuations and a certain influence of Man in the Holocene that altered the environment.

It is well known that at present time climatic conditions exert influence on the efficiency of Man's economic activity. That's why great significance is attached to the registration of climatic changes for planning the progress of national economy. With practical benefits in mind of particular importance are the data on climatic conditions of the nearest 50—100 years. The Congress has examined two methods of identifying climatic conditions of the future: the studies of evidence of the climate in the past recorded in geological annals and Anthropogenic effect on modern climate. It has been proved during the last decades that Man begins to influence global climate which makes obvious enormous consequences of such an effect that implies irreversible changes of the environment. Therefore to prevent detrimental Anthropogenic effect on the climate is a task of first priority for entire mankind.

These are topical subjects of the wide range of questions that have been highlighted at XI Congress.

In addition to a scientific program the Congress dealt with a number of scientific-administrative questions. A new INQUA Executive Committee for the period of 1982—1987 was elected. The President of INQUA is now a famous French scientist, professor Y. For. One of Vice-Presidents is M. N. Alekseev, a representative of the Soviet Union, a prominent scientist, a genuine enthusiast of science, one of organizers of XI INQUA Congress. Honorary INQUA membership includes representatives of the Soviet Union, eminent Quaternary specialists and scientists of world reputation: academician I. P. Guerasimov, academician of Byelorussian Academy of Sciences G. I. Goretski and professor K. V. Nikiforova. Some prominent Soviet scientists were elected Presidents, Vice-Presidents and secretaries of commissions, sub-commissions and working groups of the INQUA.

For the first time the INQUA administration was co-opted by a representative of the Academy of Sciences of Armenian Republic Yu. V. Sayadyan who was elected Vice-President of the Holocene commission.

The newly elected INQUA Holocene commission includes the following scientists: President — L. K. Königsson (Sweden), Vice-President — Yuri V. Sayadyan (USSR) and Mamadou Sall (Senegal), Secretary — Marie Françoise Huault (France), Vice-Secretary — Eliška Rybníčková (Czechoslovakia). The Holocene subcommissions elected at XI INQUA Congress consist of the following scientists, President of Euro-Siberian subcommission is Urjō Vasari (Finland), Mediterranean — Sytze Bottema (the Netherlands), North America and Greenland — Thompson Webb III (USA), Far East — Norie Fujii (Japan), Australia, New Zealand and south-western part of the Pacific — Bruce G. Thom (Australia).

Honorary President of INQUA Holocene commission is the initiator of Soviet school of Holocene palynology and paleogeography — an eminent Soviet scientist Mark Neustadt.

О ВОЗРАСТЕ РЕЛЬЕФА АРМЕНИИ

(ОСНОВНЫЕ ВЕХИ ЭВОЛЮЦИИ)

1. В Средиземноморском поясе после обширной трансгрессии эоценового моря и накопления мощных толщ флиша, известняков и вулканитов произошел сильнейший пиренейский орогенез, с которым связаны многие складчатые структуры пояса и размещенные в них гранитоидные интрузивы и рудные месторождения. После образования майкопской формации (олигоцен—нижний миоцен) и ее эквивалентов (формации Кум в Иране, Мачино в Италии и др.) произошел новый мощный орогенез (штирийский), явившийся важнейшим в образовании очередного поколения альпинотипных структур и интрузий гранитоидов (молассы и эвапориты в майкопской формации располагаются в ее верхах и относятся к аквитанскому, бурдигальскому и гельветскому ярусам).

2. После штирийского орогенеза широко проявляется тортонская трансгрессия (на рубеже среднего и верхнего миоцена). Отложения тортона (конкские слои и их аналоги) с большим перерывом и угловым несогласием залегают на майкопских и более древних отложениях и служат надежным репером в палеогеографических реконструкциях. Морские отложения тортона в виде останцов сохранились на северо-восточных склонах Малого Кавказа на вершине горы Каклик на высоте 740 м (Ноемберянский район), на вершине горы Кабахтапа на высоте 1090 м (Шамхорский район), в бассейне верхнего течения р. Раздан на высоте 1800 м (у гор. Раздан), в районе гор. Нахичеван на высотах 600—800 м над уровнем моря, а также вскрыты в ряде скважин, пробуренных в Араратской котловине на высотах над уровнем моря 600—900 м. В комплексе верхнемиоценовых отложений встречаются далее морские, лагунные и полупресноводные отложения нижнего, среднего и верхнего сармата с *Hirragion mediterraneum* и характерной мактровой фауной (Араратская, Южносеванская и Нахичеванская котловины), мэотиса (в бассейне верхнего течения р. Раздан), капкана (пограничные слои между мэотисом и понтом, выраженные мшанковыми известняками).

На эрозионно расчлененной и местами пенепленизированной поверхности указанных миоценовых и более древних образований полого залегают вулканогенно-осадочная угленосная (лигнитовосная) толща (Джаджур, Зод, Аревик, Лчашен, Марага) познепонтического возраста (по спорово-пыльцевому комплексу и остаткам гиппарионовой фауны понтического типа).

3. Важнейшими формами мезорельефа территории Армянской ССР и Малого Кавказа в целом являются: а) короткие хребты—ядра отпрепарированных кулисообразно сочленяющихся брахиантиклиналей (горста-антиклиналей) и остаточных синклиналей; б) грабен-синклинальные остаточные долины; в) скульптурные антиклинальные и моноклинальные долины; г) поперечные эрозионные формы, возникшие в результате речных перехватов в новейшее время; д) вулканические формы (котловинские центры извержений, щиты, лавовые и туфовые плато, покровы, потоки, нэкки—обелиски, узкие каньоны в лавовых потоках и их краях и др.); е) тектогенные поднятия и прогибы (Арагатская и Ширакская котловины и др.) оvoidной формы; ж) флексурные уступы; з) куэсты.

4. В юго-западной части акватории оз. Севан выявлен рифтообразный прогиб близширотного простирания, выполненный мощным комплексом верхнемиоценовых отложений, разрез которых завершается, по-видимому, мшанковыми известняками, относимыми к рубежу мэотиса и понта (капканские слои); выше по разрезу следуют угленосные отложения, вскрытые под лавами на юго-западном побережье оз. Севан на участке между городами Севан и Камо. По аналогии с другими районами бассейна оз. Севан эти угленосные отложения относятся к позднему понту. Учитывая морской характер отложений капканских слоев, пологое залегание слоев в верхах миоцена и в низах понта, можно считать, что на рубеже мэотиса и понта, т. е. около 9—10 млн. лет тому назад территория Армении находилась в среднем вблизи уровня моря (частично ниже у. м.), представляя в целом чередование линейно выдержанных синклинорных долин, антиклинорных низких хребтов, куполовидных поднятий и погружений и др. Эволюцию рельефа Малого Кавказа можно рассматривать с момента ликвидации позднемиоценового—раннепонтического морского водоема, т. е. с момента времени 9—10 млн. лет тому назад. Поскольку капканские слои залегают в бассейне оз. Севан примерно на высоте 2000 м, то усредненный темп поднятия высокогорной центральной (Севанской) зоны Малого Кавказа за 10 млн. лет можно оценить величиной 2 см/100 лет.

5. Важную информацию об истории развития рельефа Армении дают указанные выше нижнеплиоценовые угленосные отложения. В Западном Зангезуре в полосе Каджаран—Мегри существует грабен, выполненный угленосной молассовой толщей, залегающей в общем полого, но нарушенной разломами (аревикская толща у Агарацкого месторождения). Подошва этой толщи находится вблизи гор. Мегри на высоте 600 м над у. м., у сел. Личк на высоте 1600 м, а гребень Капутджухского хребта, сложенного вулканитами эоцена и гранитоидами позднего эоцена и нижнего миоцена, в 10 км к западу от оси грабена (от р. Мегригет) имеет отметки в направлении с севера на юг 3825 м, 3707 м (вблизи сел. Личк), 3146 м (вблизи Агарацкого месторождения). Наиболее высокая точка к востоку от грабена 3027 м (г. Чигнавор). Таким образом, глубина рассматриваемого грабена, заложенного на

гранитоидах палеогена и нижнего миоцена, к началу накопления угленосной свиты позднего понта могла составить 2400—2500 м (западный борт грабена образует зону омоложенного Дебаклинского разлома, восточный борт зоны Хуступ-Гиратахского разлома, и параллельные ему более мелкие разломы левого склона бассейна р. Мегригет). Если исчислять глубину грабена по высоте хребтов восточного борта, то глубина грабена определится цифрой 1400—1500 м (считая от вершины г. Чигнавор). В таком случае разницу в приведенных выше цифрах в 1000 м следует относить за счет горстообразного поднятия Капутджухского хребта за посленижнеплиоценовое время.

6. Глубина вреза рек Малого Кавказа (наиболее крупных притоков Куры и Аракса) в средних течениях достигает 1300—1500 м, считая от самых верхних денудационных поверхностей. Это ущелья рек Памбак, Дебед, Храми, Машавера, Алгети, Агстев, Ахум, Тавуш, Хинзорут, Ахуриан, Апаран, Далар, Мармарик, Раздан, Азат, Веди, Джермук, Мегри, Вохчи, Воротан, акватории озер Севан, Арпилич, Парвана. В тальвегах указанных рек, так же, как и на их водоразделах, во многих местах характерны для Армянского нагорья слабощелочные андезитовые и андезито-дацитовые лавы, абсолютный возраст которых оценивается в 4,8—5,2 млн. лет (по К-Аг методу). К ним, в частности, относятся андезитовые лавы в ущельях рек Памбак, Ахуриан, Далар, Мармарик, Джермук, Тертер, Азат, в окрестностях городов Кировакан, Спитак, Ахалкалаки (лавы Б. Абула).

Из этих данных следует со всей очевидностью вывод о том, что по меньшей мере 5 млн. лет назад указанные ущелья существовали и расчленяли мегантиклинорий Малого Кавказа.

Аналогичный пример, но более ярко выраженный, дают соотношения между глубиной эрозионного вреза и положением долеритовых и андезитовых лав верхнего плиоцена, имеющих возраст 3,5—3,75 млн. лет. Долеритовые лавы (слабощелочные толеиты) покрывают обширные площади на Ахалкалакском, Лорийском, Котайкском и Карсском нагорьях, в бассейне оз. Севан, в основании разреза плиоплейстоценовых отложений Ленинкаканской и Араратской котловин, в виде узкого потока прослеживаются (с небольшими перерывами) по ущельям рек: Дзорагет и Дебед на 70 км, Ахуриан—на 100 км и Раздан—на 70 км. Во всех этих районах они обратно намагничены и, как теперь выяснено, в ряде случаев они имеют секущий характер (силловая залежь, штоки и др.). Глубина ущелий, в днищах которых они находятся, достигает 1300—1500 м.

Долеритовые лавы с перерывами прослеживаются в бассейнах Тигра и Евфрата (на них расположена столица дохристианской Армении Тигранакерт, ныне—Диарбекир). По некоторым представлениям (Е. Е. Милановский, А. Т. Асланян) долеритовые базальты Армении, следуя разрывным нарушениям и рифтоподобным структурам, прослеживаются до системы Восточноафриканских рифтовых структур. За покровами долеритовых базальтов, вверх по разрезу, во многих райо-

4432

нах следуют своеобразные черные пористые андезиты, имеющие широкое развитие в строении стратовулканов Б. Арарат, Арагац, Араилер. Возрастные аналоги их имеют широкое развитие на востоке М. Кавказа, в Сюникском нагорье, где они отличаются высоким содержанием щелочей (лавы вулканов Ишхансар, Цхук и др). По всему М. Кавказу широко развит покров лессовидных суглинков, которые в ряде районов погребены под покровами и потоками долеритовых базальтов (соотношения их отчетливо видны в ущельях рек Храми, Машавера, Дебед, Ахурян, особенно у сел. Шнох).

В среднем течении р. Раздан, у сел. Нурнус, долеритовые лавы при своем излиянии создали запрудное озеро, в котором отлагались диатомиты. По данным бурения, последние залегают здесь на долеритовых лавах и перекрываются потоком андезито-базальтов раннеапшеронского возраста (1,7—1,8 млн. лет). В диатомитах были найдены остатки гиппарионовой фауны (П. П. Гамбарян обнаружил зуб мелкорослой формы, отнесенной Л. К. Габуния к позднему плиоцену).

7. По всему Малому Кавказу в бассейнах средних течений крупных притоков Куры и Аракса отчетливо прослеживается мощная валунногалечная терраса высотой 180—200 м, которая в бассейне р. Раздан врезана в долеритовые базальты и черные андезиты акчагыла (вилла-франка), а в долине Аракса в районе ст. Минджеван переходит фациально в морские отложения позднего апшерона (по данным В. Е. Хаина и др). Ниже этой террасы в долине среднего Аракса и ее притоков следуют галечные террасы высотой 110—130 м, 70—80 м, 45—50 м, 22—25 м, 10—13 м. Во многих районах на этих террасах лежат разновозрастные андезито-базальтовые лавы, обсидианы и перлиты и дацитовые туфолавы (четыре цикла излияний). Очаги наиболее молодых излияний располагаются на востоке Вardenissкого хребта, на юго-западном склоне г. Арагац и южнее Б. Арарата (вулкан Тондурек, действовавший последний раз в 1441—1442 гг.).

Среди четвертичных вулканитов отчетливо обособливаются массивы перлитов—обсидианов. Трековым методом определен возраст ряда массивов: Артени—1,2 млн. лет, Атис—0,4 млн. лет, Спитаксар—0,51 млн. лет, Базенк—0,3 млн. лет, Гутансар (Нурнус)—0,322 млн. лет. Последний перекрывается отложениями галечной террасы, на которой найден череп человека, погребенный под доверхнеашельским потоком андезито-базальтовых лав ущелья р. Раздан вблизи гор. Еревана.

Стратиграфия указанных аллювиальных отложений и вулканитов основана на хорошо известных в литературе находках остатков *Elephas meridionalis*, *E. wüsti*, *E. trogontherii*, *E. primigenius* и др. и отчасти на находках палеолитических обсидиановых орудий (шелль, ашель, мустье, оринья, солютре, мадлен). Из этих данных следует, что глубина вреза в средних течениях названных рек за все плейстоценовое время составила максимум 180—200 м, и, таким образом, усредненный темп поднятия М. Кавказа для плейстоцена составляет, как и для плиоцена, в среднем 2 см/100 лет.



Буровыми скважинами установлено наличие ниже русел рек Дебед, Агстев, Ахум, Тавуш, Раздан, Вохчи довольно мощных аллювиальных отложений (в долине р. Джогаз, левого нижнего притока р. Агстев, мощность аллювия ниже русла реки в створе плотины Джогазского водохранилища составляет 98 м). Кроме того, в долине нижнего течения р. Дебед, между станциями Айрум и Садахло, под руслом реки прослеживается поток долеритовых базальтов верхнего плиоцена (акчагыла), а в ущелье р. Раздан, у Арзни ГЭС — нижняя часть бжнинского потока (17 м) нижнечетвертичных андезито-базальтов (с ксеногенным кварцем), залегающих на толще галечников мощностью 46 м и подстилающих обсидианы Нурнуасского месторождения (возраст последних 320.000 лет).

Из этих данных следует, что уровень ачкагыльского, апшеронского и бакинского (?) морей был ниже, чем уровень одновозрастных морей Черноморской и Средиземноморской областей.

8. В рельефе Армении особое место занимает бассейн оз. Севан, который в течение всего плиоплейстоцена являлся частью бассейна р. Раздан. В районе между городами Раздан и Севан долина р. Раздан трижды была запружена лавами и трижды превращалась в озерный бассейн — в среднем плиоцене — 5 млн. лет тому назад (запруда, созданная андезитовыми лавами цахкадзорского потока), в верхнем плиоцене — 3,5 млн. лет тому назад (запруда, созданная долеритовыми базальтами у сел. Лчашен) и в верхнем плейстоцене — после мустьерской эпохи (запруда, созданная андезито-базальтами лчашенских вулканов, продукты которых лежат на суглинках и в которых найдено мустьерское обсидиановое орудие (данные К. И. Карапетяна). Запрудную природу имеет также оз. Ван, возникшее при излияниях вулкана Немрут.

Основной вывод, следующий из приведенных выше фактических данных, заключается в том, что все крупные и средние эрозионные формы рельефа Армении образовались в основном в нижнем и среднем плиоцене (особенно в век формирования продуктивной толщи Каспийской области), в существенно меньшей мере — в верхнем плиоцене и в антропогене. Горные массивы высотой 1000 — 1500 м над уровнем моря существовали здесь уже по меньшей мере 5 млн. лет тому назад, а вероятнее 7 — 8 млн. лет тому назад. Развитие рельефа Армении шло под знаком процессов взаимного сближения Русской и Аравийской платформ, глыбовой деструкции и флексурных деформаций литосферы, сопровождавшихся мощным проявлением вулканизма и изостатических движений в перманентном их выражении.

A. T. ASLANIAN

ON THE AGE OF THE RELIEF OF ARMENIA

(THE MAJOR LANDMARKS OF EVOLUTION)

A b s t r a c t

All the large and medium erosional forms of the Armenian relief developed mainly in the Lower and Middle Pliocene (especially in the era of the formation of the Caspian region's productive layer), and in a considerably lesser measure — in the Upper Pliocene and in Antropogene. Mountain massives 1,000 to 1,500 *m* above sea level existed here at least 5 million years ago, and most probably — 7 or 8 million years ago. The development of relief in Armenia went on under the badge of the processes mutual rapprochement of the Russian and the Arabian platforms, block destruction and flexure deformation of the lithosphere, accompanied by a powerful manifestation of volcanism and isostatic movements in their permanent expression.

М. И. НЕЙШТАДТ

К ВОПРОСУ О НЕКОТОРЫХ ПОНЯТИЯХ И РАЗДЕЛЕНИИ ГОЛОЦЕНА

В последние годы много внимания было уделено подразделению и терминологии голоцена. Следует отметить статьи Г. Страка (1960), Г. Лютиха (1960) и ряда других авторов и, в особенности, статью ряда авторов в журнале «Бореас» в 1974 г.—Мангеруда, Андерсена, Берглунда и Доннера, которая является последней наиболее полной сводкой по этому вопросу. Мы хотим высказать свои соображения по этим вопросам.

Термины голоцена и фландрий. Термин *голоцен* был впервые предложен Р. Жерве в 1860 г., позднее повторен известным геологом Э. Огом и в переводе означает «самая новая жизнь». В 1932 г. решением 2-ой Международной конференции по изучению четвертичного периода в Европе, состоявшейся в Ленинграде, термин *голоцен* был принят как официальный. В 1933 г. Г. Гамс начал применять термин *голоцен* в своих указателях литературы по пыльцевому анализу. На конгрессе ИНКВА в Мадриде в 1957 г. была создана подкомиссия по *голоцену* (впоследствии реорганизованная в комиссию), которая существует и по настоящее время. Неоднократно в течение последних лет в различных странах собираются симпозиумы по голоцену и выходят сборники, посвященные голоцену. В 1957 г. была опубликована монография М. И. Нейштадта, в 1977 г. монографии Л. Старкеля и Н. А. Хотинского по палеогеографии *голоцена*.

Последние 10 лет в ряде стран Европы начал применяться термин *фландрий* (по возрасту соответствующий *голоцену*), аналогично подразделению плейстоцена на вейхселиан, эмиан, заалиан и т. д., исходя из того, что *голоцен* будет иметь в будущем как межледниковые, так и ледниковые времена. Однако, как справедливо указывают Мангеруд и др. (1974), стратиграфия не имеет дела с будущим.

Термин *голоцен* имеет хождение при исследованиях этого времени на огромных пространствах СССР, США, а также многих других европейских, азиатских и американских странах, т. е. вошел во всемирное употребление. Термин *голоцен* позволяет отойти от территориального решения проблемы.

Поэтому, учитывая правила приоритета, широкое распространение термина *голоцен*, а также изложенное выше, мы считаем, что введение нового термина *фландрий* является излишним и что следует употреблять только один термин—*голоцен*, который соответствует по характе-

ристике названий миоцену, плиоцену, плейстоцену и т. п. Соответственно *фландрские* отложения следует называть *голоценовыми* отложениями.

Придание *фландрию* другого понимания, чем голоцену, может только внести известную путаницу. Термин *фландрий* следует употреблять только в узком, региональном плане.

Терминология подразделений голоцена. Схема деления голоцена (последледникового времени) на климатические периоды, разработанная А. Блиттом и Р. Сернандером была впервые в СССР использована в работе В. Н. Сукачева (1914), затем в книжке В. С. Доктуровского (1915) и в работе М. И. Нейштадта (Neustadt, 1927), а впоследствии была принята в СССР к всеобщему применению для подразделений голоцена (ранее «последледникового времени») практически во всех работах и для всех районов территории страны. Количество таких работ исчисляется теперь сотнями.

В 1950 г. голоцен в СССР был подразделен на 3 периода: *поздний, средний и ранний* (Зеров, 1950). Отдельные периоды характеризовались фазами в развитии лесов, различными для отдельных районов Украины.

Такая же схема деления голоцена, но более продленная во времени, была разработана нами и опубликована несколько позднее (Нейштадт, 1952).

В нашей стране голоцен распределялся на 4 отрезка времени (внизу дополнялся еще один период). Каждому из них был придан определенный индекс, было сделано сопоставление со схемой Блитта-Сернандера (абсолютный возраст по C^{14}). Эта схема представляется в следующем виде (табл. 1).

Это деление голоцена, по данным пыльцевых диаграмм, было распространено путем ступенчатой увязки разрезов на все огромное пространство СССР, а также использовано для выяснения истории распространения на этой территории отдельных древесных пород и палеогеографии природных зон в голоцене (Нейштадт, 1957; Neustadt, 1959).

Такое расчленение голоцена было принято во многих работах в СССР, а также в некоторых других странах. В 1980 г. такое деление голоцена было принято и в Китае (Chen Fangii, 1980).

Аналогичное деление было предложено в 1970 г. Хафстенгом (Hafsten), который, однако, применил для своего 4-членного деления голоцена иные термины, а именно: *microthermal, anathermal, megathermal* и *catathermal*. Эта терминология, с нашей точки зрения, менее удобна и не нашла себе широкого применения.

Для юга Швеции периодизацию голоцена по схеме Блитта-Сернандера с некоторыми уточнениями для части голоцена ниже пребореала предложил Т. Нилссон (Nilsson, 1964), увязав ее с абсолютными датировками. К сожалению, Т. Нилссон базировался только на палинологических данных, не учитывая особенностей стратиграфии торфяных залежей.

Таблица 1

Схема расчленения голоцена (по М. Нейштадту)

Эпоха	Время	Абсолютная хронология	Индекс	Стратиграфия		Климатические периоды по Блитт-Сернандеру	Стадии развития Балтики
				отдел	горизонты		
Голоцен	Поздний голоцен (неоголоцен)	0—2500	HI ₄	голоцен	современный	субатлантический	Балтика
	Средний голоцен (мезоголоцен)	2500—7700	HI ₃		юховицкий	суббореальный атлантический	Литориновое море
	Ранний голоцен (эоголоцен)	7700—9800	HI ₂		шуваловский	бореальный (начало улучшения климата)	Анчиловое озеро 2-ое Иольдиновое море
	Древний голоцен (палеоголоцен)	9800—12000	HI ₁		мшаровский	субарктический арктический (2-я половина)	2-ое Балтийское ледни- ковое озеро 1-ое Иольдиновое море 1-ое Балтийское ледни- ковое озеро

Эта схема была принята для СССР и севера Евразии Н. А. Хотинским (1977), с некоторым уточнением в разделе абсолютной датировки границ между отдельными периодами голоцена.

В СССР произведены и некоторые другие деления. Так, например, В. В. Кудряшов (Koudrachoff, 1928) разделил субатлантический период на основе климатической интерпретации строения торфяных залежей верхового типа на 3 части: SbA_3 , SbA_2 и SbA_1 .

Было предложено расчленить голоцен более подробно на зоны по характеру динамики растительного покрова (*палинозоны*). Зональное расчленение голоцена для СССР было проведено впервые М. Нейштадтом (1928) в отложениях торфяников центральной части европейской территории СССР.

По характерным особенностям пылецевых диаграмм было выделено 12 зон (впоследствии—13), которые были приведены к схеме Блитт-Сернандера. Каждой зоне давалось определенное палинологическое содержание. Кроме того, по характеру рисунка диаграмм было выделено дополнительно с целью корреляции четыре уровня по характерным пересечениям и отдельным максимумам кривых древесных пород. Если деление голоцена на *древний, ранний, средний и поздний* голоцен может иметь глобальное значение, то *палинозоны* имеют только региональный аспект, ареал которых по своей величине определяется современным распределением растительности, ее динамикой в голоцене и геологической историей местности. Так, на территории СССР было выделено в своё время (Нейштадт, 1957) 25 таких ареалов. В настоящее время их можно выделить больше. Эти ареалы названы *моделями* динамики развития растительного покрова (Нейштадт, 1980).

В СССР принято также деление голоцена на *фазы в развитии лесов*. Обычно это не более 4—5 фаз, которые в целом более или менее соответствуют делению голоцена на поздний, средний, ранний и древний. Вполне понятно, что *фазы* в истории лесов также имеют только региональное значение (Пьявченко, 1943; Зеров, 1950, и др.).

Радиоуглеродные датировки. С разработкой способа определения абсолютного возраста органического вещества по радиоуглероду (C^{14}) исследование голоценовых отложений поднялось на новую ступень. Появилась возможность достаточно точной глобальной корреляции. Создавалось впечатление, что можно вообще отойти от других схем, в частности Блитта-Сернандера, и целиком перейти только на абсолютную хронологию. Это кажется заманчивым, однако большинство исследователей все же сопоставляет эти даты с периодами Блитта-Сернандера, с другими подразделениями голоцена. Поскольку схема Блитта-Сернандера связана с изменениями климата, такое сопоставление целесообразно.

Большое количество радиоуглеродных данных по СССР сведено в работе Н. А. Хотинского (1977).

Вместе с тем возникает вопрос: какому абсолютному возрасту отвечает начало голоцена?

Объем голоцена в абсолютном исчислении. Основываясь на абсолютном возрасте, австралийские ученые определяют начало голоцена на своей территории в 15000 лет, новозеландские—в 14000 лет, по началу стадин Арануди. В большинстве стран за начало голоцена принято считать 10000 лет тому назад. Нами была высказана точка зрения, что нижнюю границу голоцена следует проводить по времени начала отложений органического вещества после отступления ледника на территории центра Европейской части СССР, что соответствует возрасту примерно в 12000 лет, т. е. по подошве аллерода, когда определился первый этап начала потепления.

Подробно мы на этом останавливаться не будем, так как обоснование этого уже изложено (Neustadt, 1976, 1971).

На симпозиуме по голоцену во Франкфурте-на-Одере в 1969 г. было принято решение о том, чтобы период в 12000—10000 считать за переходной период от плейстоцена к голоцену.

Имеются и другие предложения о возрасте голоцена. Какие бы точки зрения не применялись по этому вопросу в смысле возраста голоцена, этот возраст должен быть одинаков в глобальном масштабе. По-видимому, в настоящее время наиболее принятыми цифрами начала голоцена считаются две —10000 и 12000 лет.

Наши предложения. 1. Используя правило приоритета и вероятную целесообразность, следует принять полностью предложенную ранее терминологию подразделения послеледниковья Блитта-Сернандера, включая и ее нижнюю часть, а именно: субатлантический, суббореальный, атлантический, бореальный, субарктический, арктический периоды. Они выражены в едином принципе, в то время как выделение периодов Dryas, Allerod основано на других, к тому же разных принципах (растительность и местность). Кроме того, остатки Dryas, как правило, не встречаются в большинстве отложений.

2. Наименования подразделений голоцена по Блитту—Сернандеру могут быть глобальными, так как более удобных не предложено.

3. Термин «пребореал» следует снять, ибо приставку «пре» можно понимать очень широко в смысле далеко идущего вниз времени, включая Dryas, Allerod и ниже, т. е. этот термин является некорректным.

4. Установить для *всех* подразделений голоцена по Блитту-Сернандеру деление на 3 субпериода, что в целом дает 15 единиц и близко к делению наиболее полных отложений голоцена на палинозоны, которые как указывалось выше, могут иметь только региональный характер.

5. Предлагаемое подразделение увязывается с радиоуглеродными датировками (табл. 2), в соответствии с имеющимися данными (Mangerud et al., 1974).

Для подразделений субарктического периода можно применять уже имеющиеся термины, придавая им, однако, только хронологический смысл.

Таблица 2

Предлагаемое подразделение голоцена

Периоды по Блитту-Сернандеру	Подпериоды	Хронозоны	Глобальное деление голоцена	Символ
Субатлантический	СА ³ поздн.	1000	Поздний голоцен	НI ₄ Q ⁴ _{IV}
	СА ² средн.	2000		
	СА ¹ ранн.	2500		
Суббореальный	СБ ³ поздн.	3000	Средний голоцен	НI ₃ Q ³ _{IV}
	СБ ² средн.	4000		
	СБ ¹ ранн.	5000		
Атлантический	А ³ поздн.	6000		
	А ² средн.	7000		
	А ¹ ранн.	8000		
Бореальный	Б ³ поздн.	9000	Ранний голоцен	НI ₂ Q ² _{IV}
	Б ² средн.	9500		
	Б ¹ ранн.	10000		
Субарктический	Субар. ³ поздн.	11600 молодой дриас	Древний голоцен	НI ₁ Q ¹ _{IV}
	Субар. ² средн.	11800 аллерод		
	Субар. ¹ ранн.	12000 старый дриас		

6. В ряде случаев, в частности, при отсутствии радиоуглеродных датировок, можно употреблять более крупные подразделения голоцена, предложенные нами ранее (Нейштадт, 1952).

7. Мы вносим предложение, чтобы авторитетная комиссия из ученых разных стран в порядке специальной экскурсии провела *новые исследования тех торфяников*, на которых базировалась теория Блитта-Сернандера с применением различных методов, разработанных в последнее время, с целью установления объема и стратиграфии голоцена. Программа такой экскурсии должна быть подробно разработана норвежскими и шведскими учеными (с привлечением для обработки материалов и ученых других стран) под эгидой комиссии по голоцену ИНКВА.

ON THE PROBLEMS OF TERMINOLOGY
AND SUBDIVISION OF THE HOLOCENE

A b s t r a c t

In the article considered are some controversial questions in research on Holocene, in particular, concerning terminology. The author suggests to cancel the term Flandrian and to use permanently the term Holocene. It is also suggested to return fully to the terminology of Blytt-Sernander instead of Dryas and Allerod, and to organize a new survey of peat bogs on the basis of which the Blytt-Sernander scheme has been worked out.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Доктуровский В. С. Болота. Строение и развитие их. Бендеры, 1915.
- Доктуровский В. С. Из области изучения болот за последние годы. «Дневник Всесоюзного съезда ботаников в Ленинграде в 1928 г.». Изд. Гос. Русского Ботанического о-ва, Л., 1928, с. 229.
- Зеров Д. К. Основные черты послеледниковой истории растительности Украинской ССР. «Труды конференции по спорово-пыльцевому анализу 1948». Изд. МГУ, 1950, с. 43—61.
- Нейштадт М. И. История лесов Владимирской губернии в послеледниковое время. Дневник Всесоюзного съезда ботаников в Ленинграде в 1928 г. Изд. Гос. Русского Ботанического о-ва. Тезисы доклада. 1928, Л., с. 120.
- Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. «Материал по четвертичному периоду в СССР», вып. 3, М., АН СССР, 1952, с. 25—38.
- Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., АН СССР, 1957, 404 с.
- Нейштадт М. И. Принципы моделей в изучении динамики растительного покрова. В кн.: «Палинология в СССР», М., 1980, с. 22—24.
- Пъявченко Н. И. Былые леса и климат центрально-черноземных областей Европейской части СССР по данным пыльцевого анализа торфа. «Советская ботаника», 1943, № 3, с. 12—20.
- Сукачев В. Н. О пограничном горизонте торфяников в связи с вопросом о колебании климата в послеледниковое время «Почвоведение», 1914, № 1—2.
- Хотинский Н. А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитт-Сернадера. В кн.: «Голоцен», М., 1969.
- Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М., 1977, 200 с.
- Chen Fangii. Holocene of Beijing region and the changes of the natural environments. "Sci. sinica". 23, № 5, 1980, p. 622—633.
- Gams H. Vierter Nachtrag zum Verzeichnis der Pollenanalytischen Literatur. "Zeitschrift für Gletscherkunde". Bd. 21, 1933—
- Hafsten U. A sub-division of the Late Pleistocene Period on a synchronous basis. intended for global and universal usage. "Paleogr.", Palaeoclim., Palaeoecol.", 7, 1970, p. 279—296.
- Kondrachoff V. V. Probleme de la tourbe. In: Travaux de la Station centrale pour les recherches sur la tourbe. RSFSR. Commissariat du peuple de l'agriculture. Department de la tourbe. Moscou, 1928.
- Lüttig G. Vorschläge für eine Geochronologische Gliederung des Holozäns in Europa. "Eiszeittaiter und Gegenwart". Bd. II, 1969, S. 51—62.

- Mangerud J., Andersen S. A., Berglund B. E. and Donner J. L.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. "Boreas", vol. 3, № 3, 1974, p. 109—126.
- Neustadt M. I.* Die Entwicklungsgeschichte des Sees Somino. "Archiv für Hydrobiologie". Bd. 18, 1927, S. 331—341.
- Neustadt M. I.* Einige Resultaten von Pollenstatistische Untersuchungen in Osten (richtig Western) des Gouvernements Wladimir. "Geol. För. i Stockholm Förh.". Bd. 50, № 3, 1928, S. 436—442.
- Neustadt M. I.* Geschichte der Vegetation der UdSSR in Holozän. "Grana palynologica", vol. 2, № 1, 1953, p. 69—76.
- Neustadt M. I.* The lower Holocene boundary. "Quaternary Paleoecology", vol. 7 of the Proceedings of the VII Congress of the Intern. Assoc. for Quaternary Research. New Haven and London. Yale University Press, 1967, p. 415—425.
- Neustadt M. I.* Ueber die Lage der Untergrenze des Holozäns nach den Vorstellungen der Sowjetischen Wissenschaften. "Geol. För. i Stockholm Förh.", vol. 93, pt. 1, 1971, p. 103—116.
- Nilsson T.* Standartpollendiaframme und C^{14} Datierungen aus dem Ageröds Mosse in Mittleren Schonen. Lunds Univ. årskr. Avd. 2, bd. 59, № 7, 1964.
- Sernander R.* Die schwedische Torimoore, als Zengen postglazialer Klimaschwankungen. "Die Veränderungen des Klimas seit dem Maximum letzten Eiszeit". Stockholm, 1910, s. 195—247.
- Starkel L.* Paleogeografia holocenu. PWW. Warszawa, 1947, s. 1—558.
- Siraka G.* Spät- und pöstglaziale Vegetationsgeschichte des Rheinlandes auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. "Ber. Dtsch. Bot. Ges.", 73, H. 8, 1960.

В. ВАН ЗЕЙСТ, С. БОТТЕМА (Нидерланды)

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЗАПАДНОГО ИРАНА И ВОСТОЧНОЙ ТУРЦИИ В ГОЛОЦЕНЕ ЗАТРУДНЕНИЯ ПРИ ДАТИРОВАНИИ

Введение. На симпозиуме по голоцену обсуждены результаты исследований растительности и климата Тавро-Загросских гор в Западном Иране и юго-восточной Турции. Представлены три пыльцевые диаграммы: по данным отложений озер Зерибар и Ван, уже опубликованные (Van Zeist and Pottema, 1977; Van Zeist and Woldring, 1978) и озера Урмия, публикуемая впервые (составлена С. Боттемой). Точки отбора проб для составления этих пыльцевых диаграмм приведены на рис. 1.

Возможно, вызывает удивление новое обсуждение двух опубликованных диаграмм. Дело в том, что в этих трех диаграммах отражено одновременное развитие растительности в голоцене. Однако, согласно данным колонок отложений, отобранных в этих районах, изменения растительности происходили несинхронно. Отсюда возникает сомнение—в этих районах изменения растительности происходили или несинхронно, или же корреляция пыльцевых данных сделана неверно. Отсюда и подзаголовок данной статьи: затруднения при датировании. Эта проблема заслуживает обсуждения.

В первую очередь проведем краткий обзор палинологических данных и датировок для трех районов.

Географическое положение. Озеро Зерибар—пресноводное, длиной приблизительно в 4 км, шириной в 2 км, расположено в долине гор Загрос на западе Ирана на высоте приблизительно 1300 м. Среднегодовое количество осадков, выпадающих здесь, достигает 600—800 мм. Озеро расположено в зоне дубовых лесов. Смешанный, преимущественно дубовый, лес составляет естественную растительность на высотах между 800 и 2000 м.

Воды озера Урмия, расположенного на северо-западе Ирана на высоте 1280 м, имеют высокую соленость. Несмотря на большие размеры и максимальную протяженность, приблизительно на 140 км, глубина озера достигает лишь 12—14 м (Schweizer, 1975). Низко расположенные и периодически затопляемые участки берегов озера полностью покрыты солено-болотной растительностью. Высокие берега Урмии покрыты степью с *Artemisia*. На более высоких отметках и более отдаленном расстоянии от озера дубовые леса становятся основной растительностью. Среднегодовое количество осадков в районе озера составляет 300—400 мм.

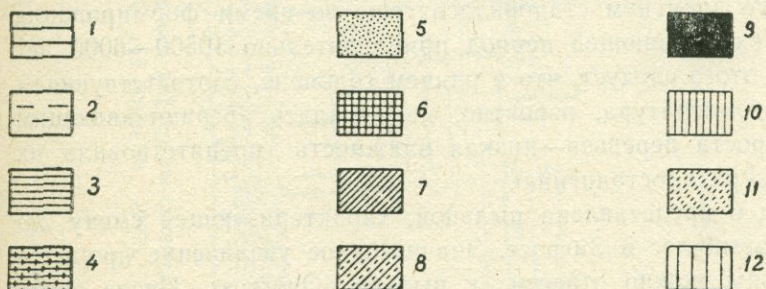
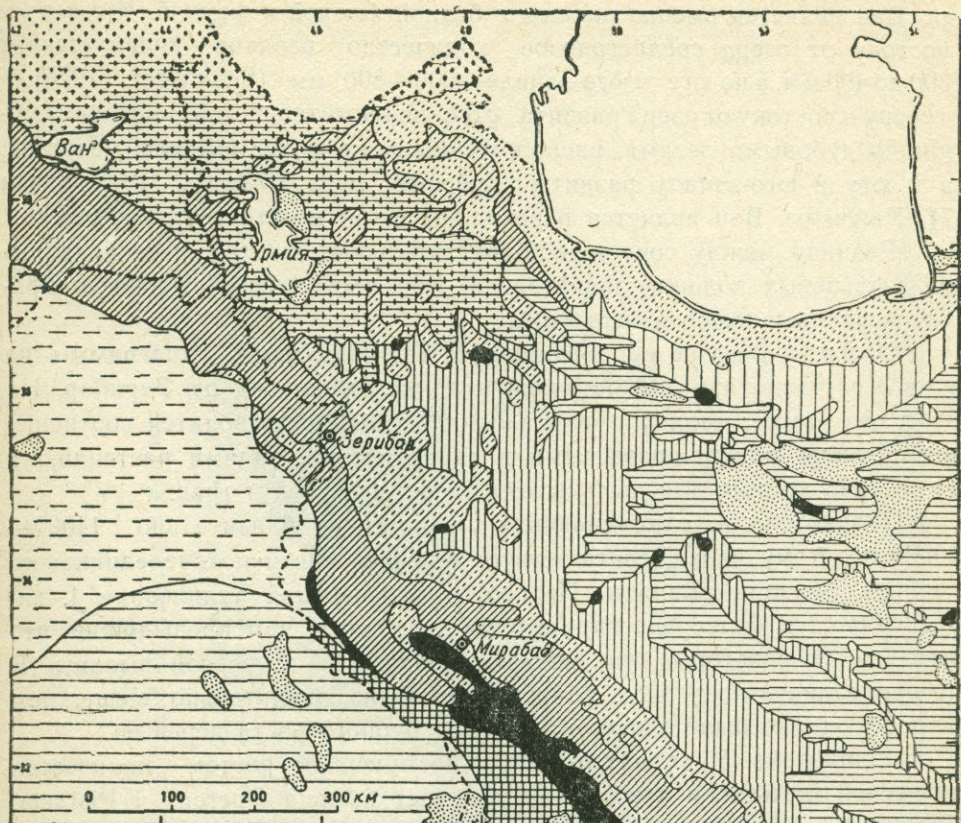


Рис. 1. Карта растительности Западного Ирана и смежных регионов и местоположение пыльцевых диаграмм — (Van Zeist and Bottem, 1977, Fig. 2).

1. Пустынная растительность. 2. Степи Месопотамии. 3. Степи Центрального плато. 4. Степи высоких плато северо-западного Ирана и Восточной Анатолии. 5. Галофитная растительность. 6. Суданская лесостепь. 7. Дубовый лес (дубовый лес Загроса и Ирана). 8. Предполагаемые районы климаксового дубового леса. 9. Миндаль-фисташковая лесостепь. 10. Предполагаемые районы климаксовой миндаль-фисташковой лесостепи. 11. Каспийский лес. 12. Можжевельная лесостепь.

Озеро Ван—большое, с максимальной длиной в 130 км и площадью поверхности до 3500 км², расположено на юго-востоке Турции, на высоте 1650 м над уровнем моря; наибольшая глубина его 450 м. Озеро Ван является высокосоленым с бедной флорой и фауной. К северу и востоку от озера среднегодовое количество осадков колеблется от 300 до 400 мм, а на юге и юго-западе—600—800 мм (Schweizer, 1975). К северу и востоку от озера развита степная растительность, которая сменяется дубовыми лесами, расположенными на более высоких участках, а к югу и юго-западу развиты дубовые леса (Zohary, 1973, карта 7). Район оз. Ван является переходной зоной между лесом и степью.

Разница между современной растительностью этой зоны и данными пыльцевых колонок значительна. Эти расхождения также отображены на пыльцевых диаграммах.

Озеро Зерибар. Верхняя часть пыльцевой диаграммы на рис. 2 составлена по 40-метровой колонке отложений оз. Зерибар. На этой диаграмме, наряду с остальными данными, приводится соотношение пыльцы между древесными и травянистыми видами растений, а также ряд кривых для пыльцы отдельных деревьев и трав.

Палинозона 4, охватывающая период приблизительно 14000—10500 лет тому назад, соответствует большей части позднеледникового периода Западной Европы. Период, охватывающий палинозону 4, характеризуется более благоприятными условиями, чем предыдущий, что выражается некоторым увеличением количества древесной пыльцы. В позднеледниковый период температура была значительно выше, чем раньше, однако было слишком сухо для бурного роста деревьев.

Палинозона 5 характеризуется постепенным ростом количества древесной пыльцы, в которой преобладает пыльца *Quercus* и *Pistacia*. Количество травянистой пыльцы остается высоким. Дубово-фисташковая лесостепь со временем становилась гуще во время формирования палинозоны 5, охватывающей период приблизительно 10500—6000 лет тому назад. Из этого следует, что в раннем голоцене, соответствующем палинозоне 5, температура, вероятно, не являлась ограничивающим фактором для роста деревьев—низкая влажность препятствовала их более быстрому распространению.

Палинозона 6 представлена пылью, характеризующей смену лесостепи на дубовый лес в Загросе. Значительное увеличение процента древесной пыльцы можно отнести к пыльце *Quercus*. После очень медленного распространения деревьев в течение предыдущих 4000—4500 лет, зона 6 свидетельствует об установлении соответствующего лесного покрова в течение 800 лет (6200—5400). Верхняя зона диаграммы оз. Зерибар указывает на преобладание лесной растительности, подтверждающей, что за последние 5500 лет дубовый лес Загроса всегда присутствовал в районе Зерибара. Климат за последние 5500 лет (палинозона 7), вероятно, большей частью был таким же, как и в настоящее время.

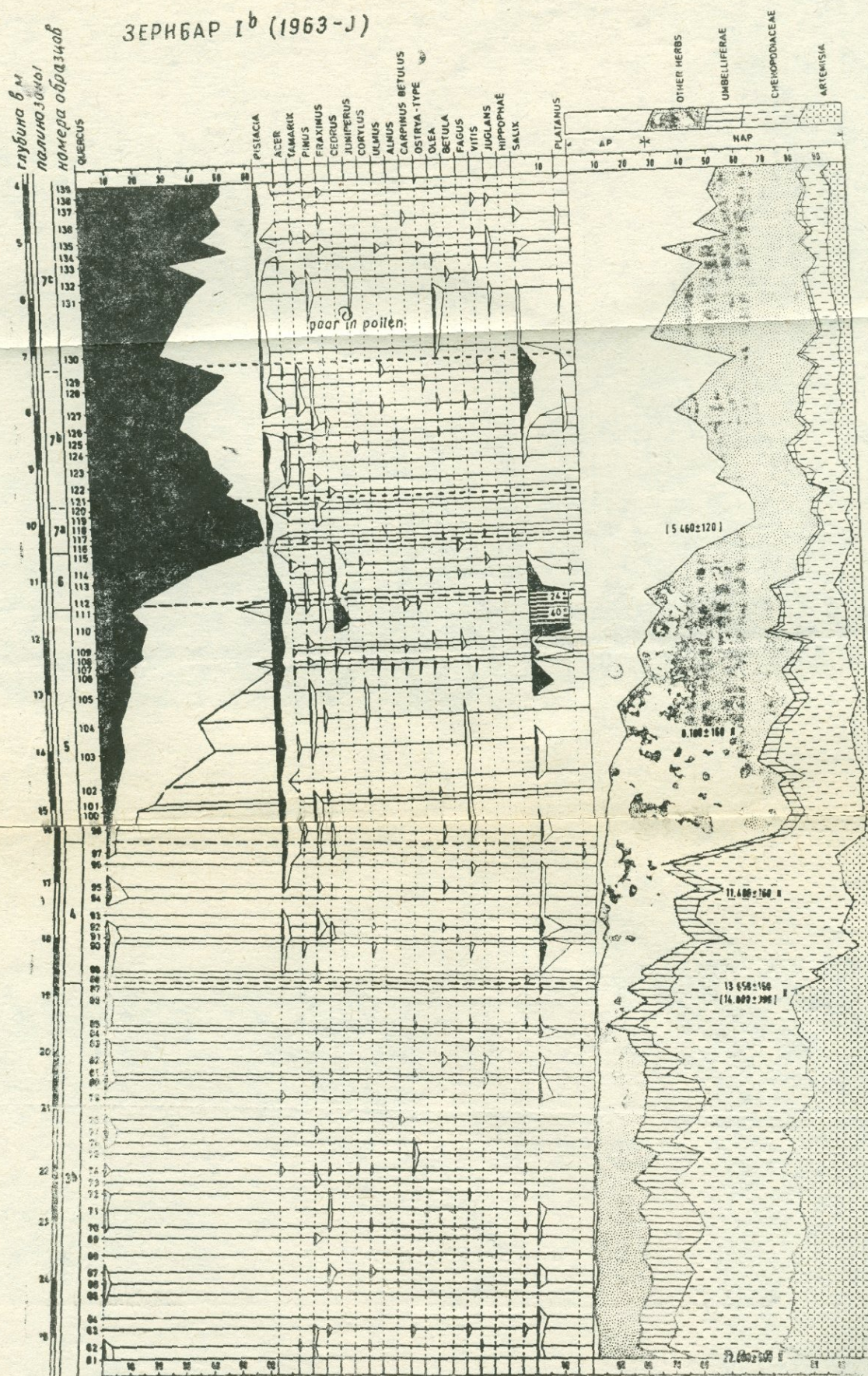


Рис. 2. Сводная пыльцевая диаграмма, составленная по верхам отложений центральной части оз. Зерибар (Van Zeist and Bottema, 1977).

Озеро Урмия. Изучение отложений озера проводилось Геологическим институтом Швейцарского технического университета совместно с Геологической службой Ирана. Поскольку палинологическое изучение колонок отложений Урмии пока не завершено, то на рис. 3 не указаны местные палинозоны.

УРМИЯ

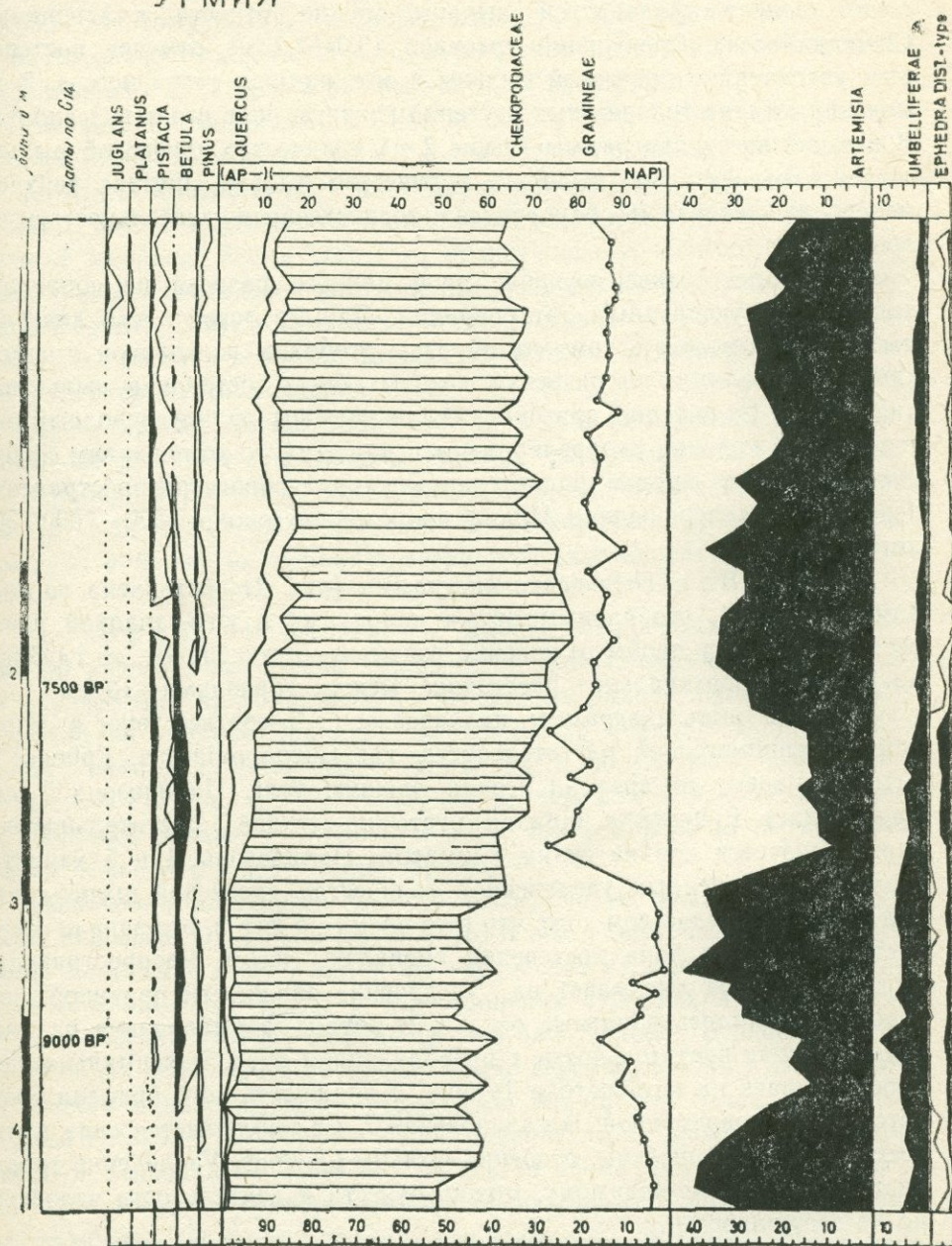


Рис. 3. Сводная пыльцевая диаграмма отложений оз. Урмия
(публикуется впервые).

На диаграмме указан очень высокий процент пыльцы травянистых растений, что характерно для разрезов степной зоны. Однако это не характерно для периода, когда деревья были близко расположены к озеру, не считая ивы и других деревьев и кустарников, произрастающих по берегам рек, впадающих в озеро. В нижней части диаграммы (4.4—3.0 м) количество древесной пыльцы весьма низкое, в то время как высокий процент травянистой пыльцы можно отнести к *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Следующий интервал (3.0—2.2 м) отмечен постепенным увеличением древесной пыльцы в основном за счет *Quercus*. В изменении состава травянистых растений главную роль играют *Gramineae*. В верхней части диаграммы (выше 2 м) количество древесной пыльцы остается относительно высоким, количество пыльцы *Juglans* верхнего интервала диаграммы обусловлено хозяйственной деятельностью человека.

Палинологическое изучение проб данного разреза не сопровождалось радиоуглеродным датированием. Данные левой части диаграммы свидетельствуют о том, что образцы отобраны из колонок с короткими интервалами, по разрезам которых была составлена пыльцевая диаграмма. Отложения арагонита были изучены радиоуглеродным методом. Обе колонки скоррелированы с данными по отложениям арагонита. Согласно данным радиоуглеродных датировок, распространение деревьев на северо-западе Ирана происходило около 8500—7000/6500 лет тому назад.

Озеро Ван. Пыльцевая диаграмма (рис. 4) составлена по пробам отложений, отобранным двумя колонками в юго-западной части озера. Поскольку пробы отложений взяты из двух колонок, то глубины не указаны, вертикальное расстояние между образцами—10 см.

Нижняя часть диаграммы, палинозоны 1—3, соответствует в основном пустынно-степной растительности, где *Chenopodiaceae*, *Ephedra* и *Artemisia* время от времени играли важную роль. Палинозона 2, где преобладает *Ephedra* с богатой пустынно-степной растительностью, характеризуется крайне сухим климатом. Палинозоны 4 и 5 характеризуются постепенным увеличением количества древесной пыльцы, что является свидетельством того, что в то время на юге и юго-западе озера пустынно-степная зона постепенно сменялась лесом. Распространение древесных видов указывает на увеличение влажности причиной чего вероятно, являлись обильные осадки. В период формирования палинозоны 6 лесная растительность, с преобладанием дуба, максимально распространялась на юго-востоке Турции, а влажность того времени соответствовала современной. В палинозонах 7 и 8 наблюдается спад количества древесной пыльцы, особенно пыльцы *Quercus*. Увеличение травянистой пыльцы, по-видимому, можно отнести к деятельности человека, но не засушливости.

Разногласия по вопросу распространения деревьев. В районах, по которым составлены диаграммы озер Зерибар, Урмия и Ван, пустынно-степная растительность постепенно сменялась

лесной с преобладанием дуба. Однако за период, охватывающий три палинозоны, распространение деревьев не везде происходило одновременно. В районе оз. Зерибар деревья начали распространяться около 10.500 лет тому назад, а 5500 лет тому назад достигли современного состояния. В районе оз. Ван деревья распространились между 6500—3500 лет тому назад, а на северо-западе Ирана (Урмия), между 8500—7000/6500 лет тому назад, на больших высотах произошла смена степной растительности лесом. Эти несоответствия позволяют сомневаться в правильности данных и в возможности их сравнения.

При интерпретации данных необходимо учесть следующее: радиоуглеродное определение годовичных колец сосны показало, что эти данные не всегда соответствуют календарным годам и расхождения значительны. В настоящее время маркирующая кривая, основанная на измерениях годовичных колец сосны по радиоуглероду, соответствует 7500 годам. Подсчет слоев дает минимальный возраст. Кемп и Дегенс (Kemp and Degens, 1978), исследовавшие слоистость отложений оз. Ван, полагают, что ошибка в оценке данных слоистости, возможно, составляет 2—5% в сторону омоложения слоев.

Корректировка данных слоистости на 5% и маркировка данных по радиоуглероду дают следующую картину распространения деревьев: оз. Зерибар—11500—6300 лет т. н.; Урмия—9500—8000/7500 лет т. н.; оз. Ван—6800—3650 лет т. н. Такая корректировка данных по этим трем районам не сближает возрастные соотношения при их сравнении.

Возможные объяснения. Данные пылевых анализов отложений разрезов оз. Урмия чрезвычайно бедны, имеются всего лишь два определения арагонитовых отложений по радиоуглеродному методу по другой колонке. Колонки отложений оз. Зерибар по радиоуглеродному методу изучены более тщательно, и полученные данные свидетельствуют о том, что распространение деревьев в районе оз. Зерибар началось раньше и длилось дольше, чем в районе оз. Урмия. Это можно объяснить следующим образом.

Увеличение влажности должно было способствовать распространению деревьев. Однако интересно, что в более засушливом районе оз. Урмия не прошло и 2000 лет после увеличения влажности, как условия стали благоприятными для распространения деревьев, другими словами, критический уровень влажности уже был пройден. В районе оз. Зерибар более длительное распространение деревьев не обязательно можно отнести к непрерывному увеличению влажности. Здесь, после господства влажного климата, распространение лесов продолжалось, причем леса становились более густыми, в то время как в районе оз. Урмия относительная сухость климата препятствовала дальнейшему распространению деревьев. Ясно, что это всего лишь предположение, однако мы хотим подчеркнуть, что результаты исследований озер Зерибар и Урмия могут быть сравнимы друг с другом. В обоих районах одновременно, т. е. в первой половине голоцена, имело место распространение деревьев.

Данные диаграммы оз. Ван свидетельствуют, что распространение деревьев здесь имело место в середине голоцена, после того, как лесная растительность достигла высшей степени распространения в Западном Иране. Эти несоответствия не означают, что данные по оз. Ван или Зерибар неточны. В более ранней статье (Van Zeist and Bottema, 1982) были даны возможные объяснения.

Западный Иран и юго-восточная Турция имели единый источник атмосферных осадков—Средиземное море. Горные хребты Восточной Турции простираются в юго-запад—северо-восточном направлении, т. е. в том же направлении, что и юго-западные ветры, которые являются причиной осадков. Следовательно, дожди и снегоносные облака могли проникнуть далеко вглубь территории. Если в раннем послеледниковом периоде осенние, зимние и весенние ветры в основном имели западное направление, то осадки могли быть легче перенесены в Восточную Анатолию, в то время как для Западного Ирана этот перенос не играл определяющей роли. Однако пыльцевые кривые, особенно на диаграммах озер Ван и Урмия, дают основание предполагать, что распространение деревьев в Западном Иране и юго-восточной Турции действительно происходило в разное время.

В этом отношении важную роль играют кривые распространения пыльцы *Pinus* и *Betula*. Некоторые виды *Pinus* являются частью основной растительности северо-восточной Турции, но сосна не встречается в юго-восточной Турции, в районе оз. Ван, и в Западном Иране; встречается *Pinus brutia* в районе Завита, на севере Ирака (рис. 5). Пыльца сосны проходит очень большое расстояние, прежде чем попасть в отложения озер Ван, Урмия и Зерибар. В настоящее время *Betula verrucosa* образует высокую лесную зону в Восточной Анатолии (Zohary, 1973, p. 366), а раньше береза редко встречалась в районе оз. Ван. По-видимому, пыльца березы в отложениях озер Урмия и Зерибар была занесена из других районов.

Диаграмма оз. Ван показывает относительно высокое содержание пыльцы *Betula* в разрезе, где в целом наблюдается постепенное возрастание процента древесной пыльцы, в то время как процент пыльцы *Pinus* возрастает всего лишь при переходе зон 5/6, отчего и содержание древесной пыльцы становится высоким. В районе оз. Урмия наблюдаются однообразные кривые *Betula* и *Pinus*, причем относительно высоко содержание *Betula*. Вверх по разрезу возрастает процент древесной пыльцы до максимального количества, кривая сосны постоянна. В районе оз. Зерибар *Betula* имеет непрерывную кривую только в палинозоне 5, где наблюдается возрастание количества древесной пыльцы. Прерывистая кривая *Pinus* неинформативна, несмотря на то, что в верхней части диаграммы пыльца сосны встречается чаще.

Сравнение пыльцевых разрезов озер Ван и Урмия подтверждает гипотезу, что распространение деревьев на северо-западе Ирана и юго-востоке Турции большей частью происходило синхронно. Количество пыльцы *Betula* в палинозоне 5 диаграммы оз. Зерибар и довольно хо-

ОЗЕРО ВАН

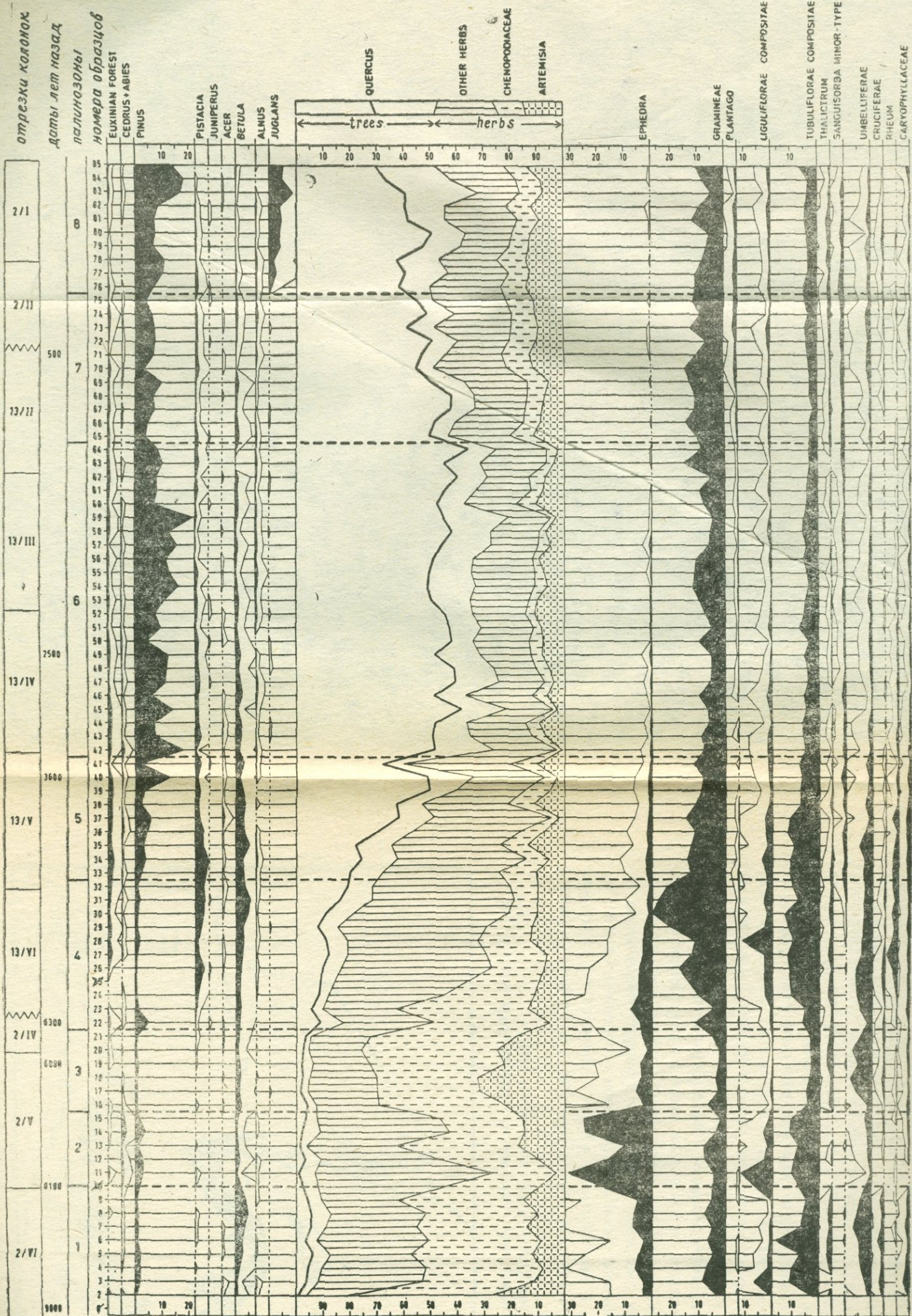


Рис. 4. Сводная пыльцевая диаграмма оз. Ван (Van Zeist and Woldgring, 1978).

рошее соответствие палинозон Зерибар и Урмия показывает, что в голоцене развитие растительности в районе оз. Зерибар происходило почти одновременно с развитием таковой в юго-восточной части Турции (рис. 6).

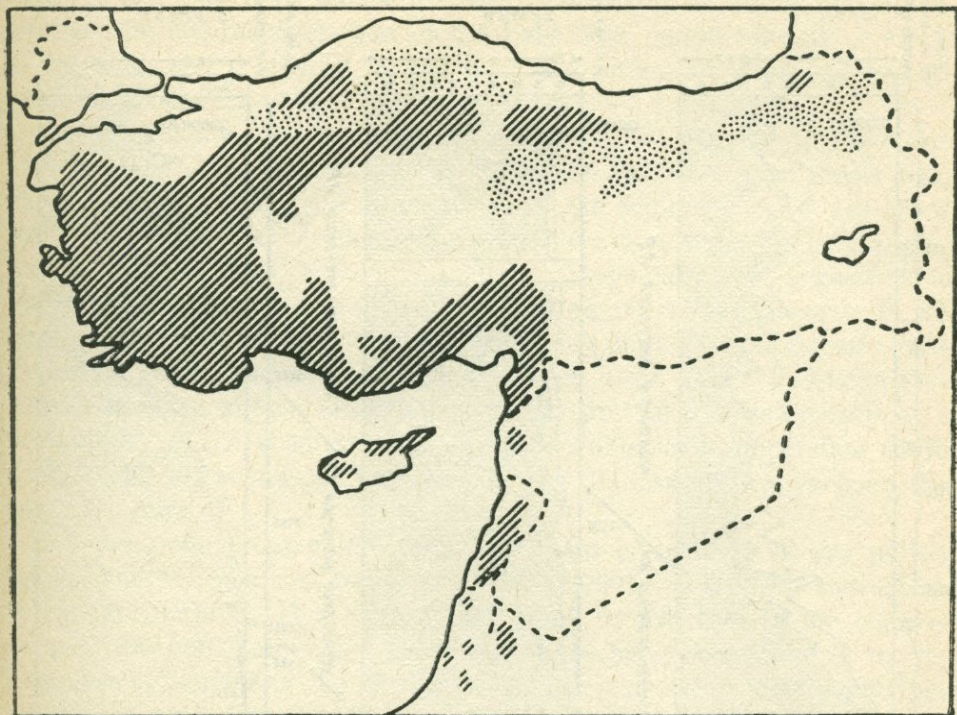


Рис. 5. Распространение *Pinus*, заимствовано у Девиса (1965, Maps, 7—10) and Zohary (1973, Figs. 134 and 135).

Предположение о том, что распространение лесной растительности в Западном Иране и юго-восточной Турции происходило синхронно, говорит о недостоверности датировок разрезов с пыльцевыми анализами. Радиоуглеродные датировки колонок оз. Зерибар, образующих последовательную серию, позволяют представить большое количество точных данных, не зависящих от характера отложений. В основном датировки по C^{14} дают точные результаты с некоторым отклонением между радиоуглеродными и календарными датами.

Наконец, о данных по слоистости. Кемп и Дегенс (1978) и Кемп (1977) приводят различные аргументы о том, почему слоистость отложений оз. Ван рассматривалась ими как годовичные слои. Однако не все придерживаются этого мнения. Исследователи оз. Урмия, изучавшие слоистость отложений, не согласны с трактовкой наличия в них годовичных слоев (K. Kelts, pers. comm.). Мы не ставили задачи выявления несоответствий между палинологическими данными и данными датировок, но именно они и представляют проблему, требующую разъяснения.

tained for Lake Zeribar (in western Iran), Lake Urmia (in northwestern Iran) and Lake Van (in eastern Turkey). The present-day natural vegetation of the areas from which the pollen cores originate shows considerable differences. Lake Zeribar lies in the Zagros oak-forest belt, Lake Urmia is surrounded by steppe with oak-forest stands at higher elevations, whereas the natural vegetation of the Lake Van region consists of forest to the south and southwest of the lake and further of steppe with scattered forest stands.

Although the pollen diagrams prepared for these sites differ one from the other, and, moreover, the correlation between them meets with difficulties because of the different ways the sediment cores are dated (radiocarbon dates for Zeribar, inferred radiocarbon dates for Urmia, and varve dating for Van), a largely similar development of the vegetation is suggested by these pollen sequences. During the early-Holocene, in all three areas, steppe vegetation was considerably more extensive than nowadays. The early-Holocene vegetation in the Lake Urmia and Lake Van areas must have shown resemblance to the present-day desert-steppe in interior Iran and Afghanistan. In the early-Holocene, temperature could not have been too low for tree growth, but dryness must have been the limiting factor.

Subsequently, the pollen sequences show an increase in tree pollen values. The expansion of trees, which lasted 2000—3000 years and which at least at Urmia and Van was accompanied by changes in the composition of the herb vegetation, may not have been synchronous in the three areas. Depending on the area, the present-day natural vegetation pattern became established between 6500 and 3500 B. P. The pollen records do not point to marked changes in the natural vegetation during the upper Holocene.

In conclusion, the pollen evidence from western Iran and eastern Turkey suggests a dry and warm climate during the early-Holocene, an increase in humidity (most likely due to higher precipitation) in mid-Holocene times, and no significant changes in climate during the late-Holocene.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Davis P. H.* (Editor), *Flora of Turkey and the Easi Aegean Islands*, I. University Press, Edinburgh, 1965.
- Kempe S.* Hydrographie, Warven-Chronologie und Organische Geochemie des Van Sees, Ost-Türkei. Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institute der Universität Hamburg, 47, 125—228, 1977.
- Kempe S.* and *Degens E. T.* Lake Van varve record: The past 10,420 years. In: *E. T. Degens and F. Kurtman* (Editors). *Geology of Lake Van*. MTA Press, Ankara, 56—63, 1978.
- Schweitzer G.* Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran, Geomorphologische, klima und hydrogeographische Studien in Vansee- und Rezaiehsee-Gebiet. Tübinger Geographische Studien, Helf 60, 1975.

- Zeist van W. and Bottema S.* Palynological investigations in western Iran. *Palaeohistoria* **19**, 19—85, 1977.
- Zeist van W. and Bottema S.* Vegetational history of the Eastern Mediterranean and the Near East during the last 20,000 years, In: J. L. Bintliff and W. van Zeist (Editors), *Palaeoclimates, Palaeoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*. BAR International Series **133**, 277—321, 1982.
- Zeist van W. and Woldring H.* A Postglacial pollen diagram from Lake Van in East Anatolia. *Review of Palaeobotany and Palynology* **26**, 249—276, 1978.
- Zohary M.* *Geobotanical foundations of the Middle East*. 2 Vols. Gustav Fischer Verlag. Stuttgart/Swets and Zeitlinger. Amsterdam. 1973.

В. ВАН-ЗЕЙСТ, Х. УОЛДРИНГ (Нидерланды)

ПЫЛЬЦЕВАЯ ДИАГРАММА ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ВАН В ВОСТОЧНОЙ АНАТОЛИИ*

Введение. В этой статье обсуждаются результаты изучения проб донных осадков оз. Ван. Работа эта является частью проекта по изучению позднечетвертичной растительности и климата на Ближнем Востоке. По этому проекту уже опубликованы спектры поверхностных проб и пыльцевые диаграммы керн осадочных отложений из западной части Ирана, юго-восточной и юго-западной частей Турции и западной части Сирии (Van Zeist and Wright, 1963; Van Zeist, 1967; Wright et al., 1967; Niklewski and Van Zeist, 1970; Van Zeist and Bottema, 1977; Van Zeist et al., 1968, 1970, 1975).

Природные условия. Оз. Ван расположено в восточной части гор Тавр на юго-востоке Турции примерно на $38,5^\circ$ с. ш. и 43° в. д. (рис. 1). В направлении ЗЮЗ-ВСВ его максимальная длина 130 км, а поверхность превышает 3500 км^2 (эти цифры колеблются от 3574 до 3764 км^2 ; Schweizer, 1975, p. 22; Wong and Degens, 1978). Современная поверхность озера расположена на высоте 1646 м над уровнем моря, а наибольшая зарегистрированная глубина его составляет 451 м (Wong and Degens, 1978). В связи с высоким содержанием углекислого и двууглекислого натрия оз. Ван—типичное содовое озеро с очень бедной растительностью и животным миром (Gessner, 1957).

Горы к югу от оз. Ван, которые часто круто поднимаются над водой, достигают высоты 3500 м . Они сложены метаморфическими породами, частично перекрытыми пермско-каменноугольными известняками. К востоку от озера горы сложены верхнемеловыми известняками и конгломератами, которые в некоторых местах перекрыты палеоценовыми эоценовыми мергелями и карбонатными породами, в то время как межгорные бассейны заполнены неогеновыми осадками. К северу и западу от озера на высоких плато Восточной Анатолии развиты вулканические породы. Высокое содержание солей в воде озера в основном связано с молодыми лавовыми потоками, которые богаты растворимыми солями. Потухший вулкан Сипан, к северу от оз. Ван поднимается на высоту 4434 м . Край кальдеры вулкана Немрут, расположенного к западу от озера, имеет высоту 2935 (3050) м. Приведенные выше данные

* Имеется в виду территория Армянского нагорья (ред.). Опубликовано на англ. яз.: Review of Palaeobotany and Palynology, 26 (1978); 249—276.

по геологии района оз. Ван заимствованы из работы Швейцера (Schweizer, 1975).

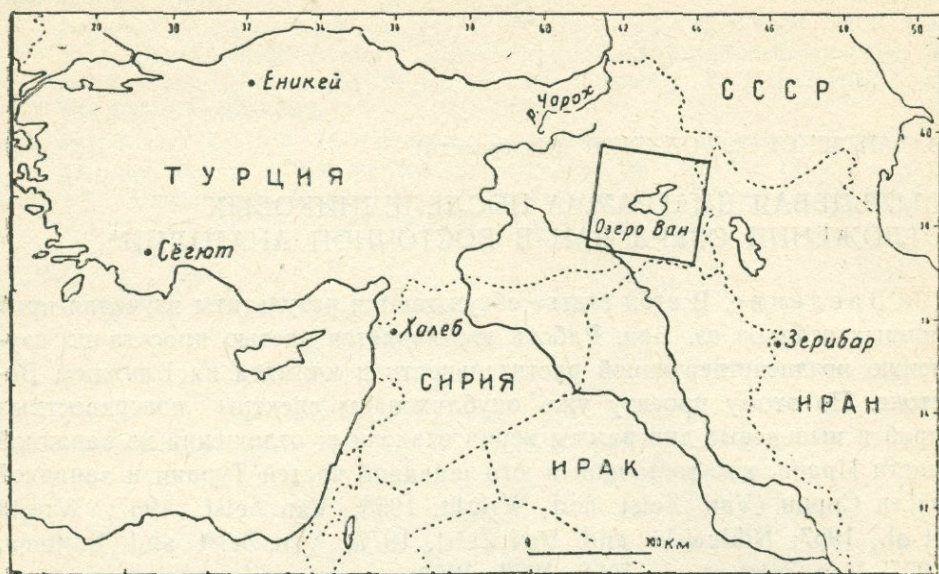


Рис. 1. Карта Ближнего Востока с районами, упомянутыми в статье. Выделенный контур района оз. Ван показан на рис. 2, 3 и 5.

Климат Восточной Анатолии континентальный, с продолжительной, холодной зимой и теплым летом. Преобладающие юго-западные ветры, дующие со Средиземного моря, приносят осадки осенью, зимой и весной. Летом, когда господствуют северные ветры, дожди выпадают редко или их нет совсем. Лето—отчетливо сухой период. Для иллюстрации климата юго-восточной Турции на рис. 6 изображены гидротермические кривые по некоторым метеорологическим станциям (их расположение показано на рис. 2). Сумма годовых осадков в районе оз. Ван испытывает значительные изменения (рис. 5). К северу и востоку от озера среднегодовые осадки составляют 300—400 мм. К югу и юго-западу их количество достигает 600—800 мм., а в высокогорьях превышает 1000 мм.

Растительность. Мнения исследователей о характере естественной растительности Анатолии расходятся. В этой связи следует заметить, что на больших территориях почти ничего не осталось от девственного растительного покрова. Как утверждают Луис (Louis, 1939), Бобек (Bobek, 1951) и Уолтер (Walter, 1956), естественная растительность вокруг оз. Ван состояла из дубово-можжевелевого леса. Степи обычно появлялись ниже 1500—1700 м, как это было в бассейнах Муш и Малазгирт (рис. 3). Зоари (Zohary, 1973), наоборот, считает, что естественная растительность к северу и востоку от озера была представлена степью с дубовыми рощами на больших высотах (мозаика анатолийской *Artemisieta fragrantis armeniaca* и остатки субэвксинского дубо-

вого леса. Леса же составляли естественную растительность только к югу и юго-западу от озера. По Зохари, Курдо-Загросский пояс дубового леса протягивался от юго-запада Ирана до района Малатья в восточной части Центральной Турции и подходил к берегу оз. Ван (рис. 4). Сохранившаяся сейчас лесная растительность в районе оз. Ван подтверждает мнение Зохари.

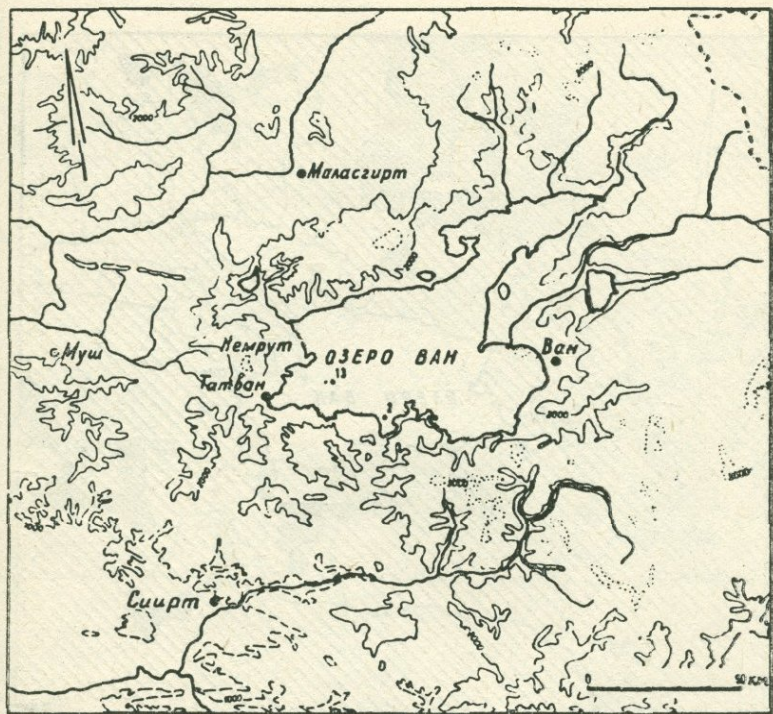


Рис. 2. Контурная карта возвышенности (1000, 2000, 3000 м) района оз. Ван. Отмечены места отбора керна донных осадков, по которым составлены пыльцевые диаграммы. Взята из обзорной топографической карты Турции масштаба 1:800 000, Harita Umum Müdürlüğü, 1956. Листы Мусун и Эрзурум.

В степях высоких плато и гор Восточной Анатолии обычно преобладает *Artemisia fragrans*, но встречаются и другие виды *Artemisia*. Эта растительность покрывает поверхность сплошным слоем (90—100%) и имеет богатый видовой состав (Zohary, 1973, p. 485—6). Древесные составляющие Курдо-Загросского дубового леса в юго-восточной Турции включают: *Quercus libani*, *Q. infectoria*, *Q. brantii*, *Q. boissieri*, *Acer cinerascens*, *Pistacia atlantica*, *P. khinjuk*, *Pyrus syriaca*, *Juniperus oxycedrus*, *Crataegus* spp., and *Prunus* (*Amygdalus*) spp.

Выше 2500—2700 м распространена альпийская растительность без древесных пород. В верхней субальпийской зоне горы Арапат и гор Бингёль обычна *Betula verrucosa* (Rikli, 1946, p. 662, 819). Вполне возможно, что, если бы не было вмешательства человека, такие же березовые рощи произрастали бы в горах у оз. Ван (p. 271).

Проект озера Ван. Летом 1974 г. группа ученых под руководством проф. Е. Т. Дегенса (Геолого-палеонтологический институт Гамбургского университета) совершила 9-дневный рейс по оз. Ван с целью его изучения. Была организована совместная экспедиция Гамбургского университета, Института Маден Теттик-Арама (Турецкая геологическая служба) и Швейцарского технического университета Цюриха.

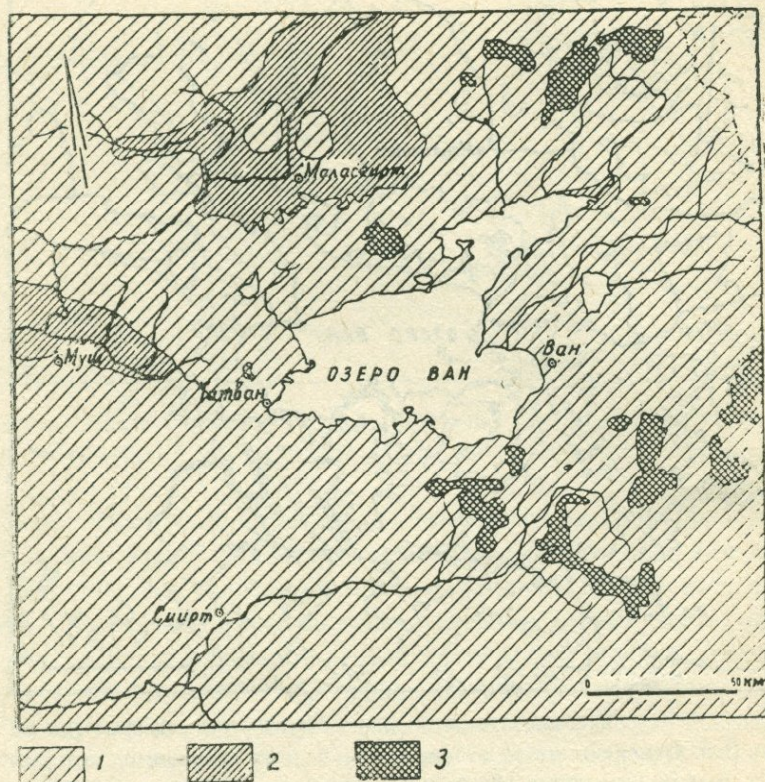


Рис. 3. Реконструкция растительности в районе оз. Ван по: Бобеку (Bobek, 1951), Луису (Louis, 1939) и Уолтеру (Walter, 1956). 1 — лес; 2 — степь; 3 — альпийская растительность.

Полевые исследования включали сейсмическое профилирование с целью определения глубины воды, геофизические измерения для изучения осадков озера и подстилающих пород, измерения температуры и проводимости воды, сбор проб воды для химического анализа и отбор керн донных осадков для палеомагнитных исследований, геохимических, минералогических и микропалеонтологических анализов. Результаты этого междисциплинарного научного проекта опубликованы в специальном томе, под редакцией Е. Т. Дегенса и Ф. Куртмана (1978).

В общей сложности были взяты девять колонок керн в различных частях оз. Ван с помощью прибора Кулленберга. Наибольшая глубина воды, через которую прошел бур, была 400 м, а самый длинный керн—

9,5 м. Корреляция колонок керн проведена для сравнения так называемых маркирующих слоев с пластами темно-коричневого цвета и слоями вулканического пепла. Донные осадки оз. Ван имеют тонкую слоистость, которая интерпретируется как сезонная слоистость. Для самого древнего слоя определен ленточно-модельный возраст в 10 420 лет назад (Kempe and Degens, 1978).

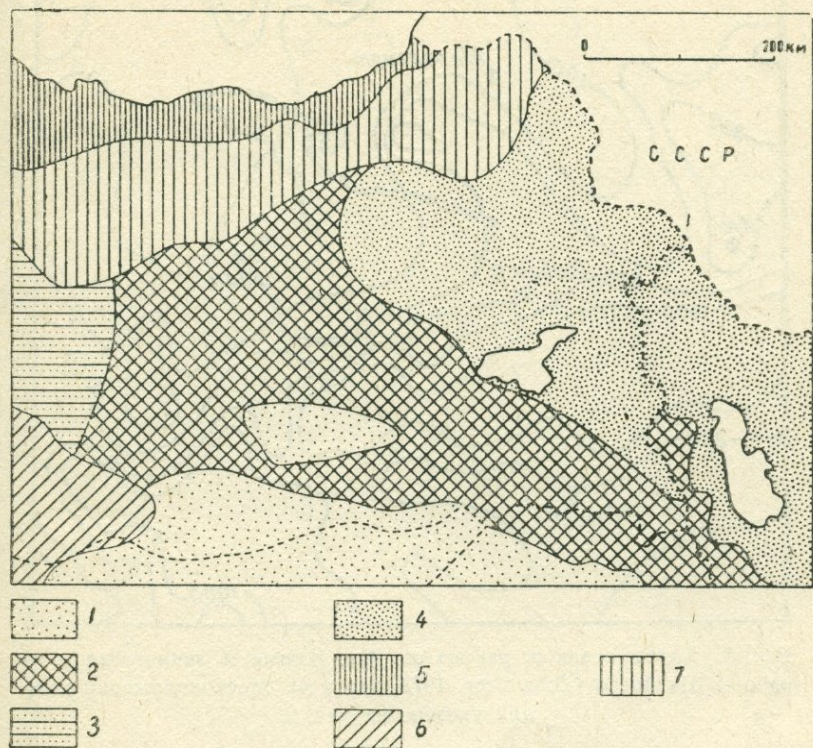


Рис. 4. Реконструкция растительности в Восточной Турции и прилегающих районах, по Зохари (Zohary, 1973, карта 7). 1 — степи низменностей; 2 — курдо-загросский дубовый лес; 3 — ксеро-эвксинская лесостепь; 4 — мозаика степей и остатков дубового леса высокогорных плато; 5 — суб-эвксинский лес; 6 — средиземноморская растительность; 7 — суб-эвксинский лес.

Пыльцевая диаграмма. Образцы из колонок 2 и 13 донных осадков, взятых в юго-западной части оз. Ван на расстоянии около 20 км друг от друга (рис. 2), проф. Дегенсом были переданы авторам для палинологического анализа. Эти колонки были отобраны таким образом, чтобы образцы составляли стратиграфически непрерывную серию.

Из 85 образцов пород только 3 (1, 10, 25) оказались непригодными для пыльцевого анализа. В целом же как концентрация, так и сохранность пыльцы были удовлетворительными. В большинстве образцов насчитывалось более 1000 пыльцевых зерен и спор, но в нескольких случаях пришлось довольствоваться меньшим количеством. Частоты на

пыльцевой диаграмме (рис. 7), выражены в процентном отношении к основной сумме, которая включает все определенное количество пыльцы и спор. Большое количество различной пыльцы из донных осадков оз. Ван определено Ван Зейстом и Боттемой (1977).

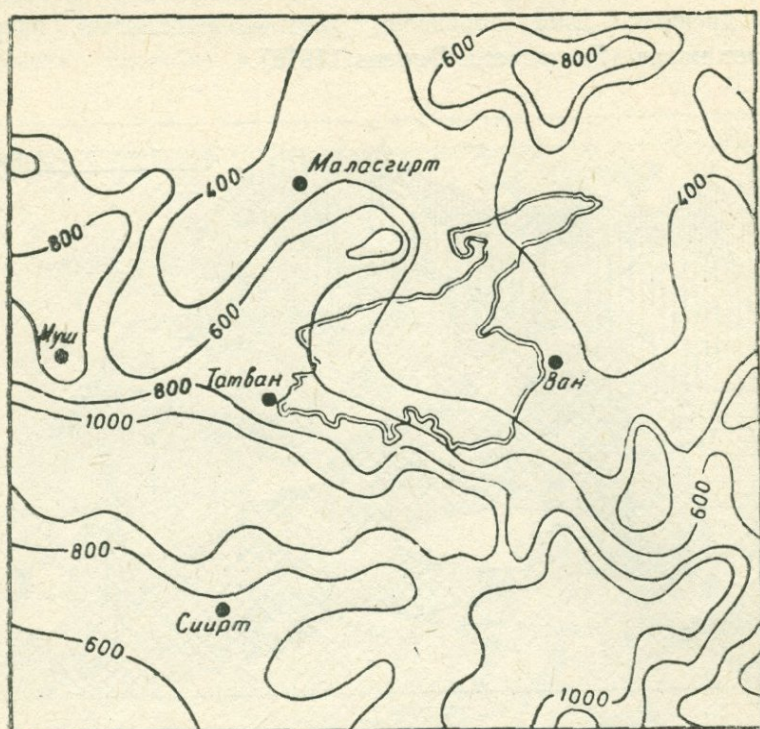


Рис. 5. Карта осадков района оз. Ван. Изогипсы заимствованы из работы Швейцера (Zschweizer, 1975, карта 4). Местоположение станций указано на рис. 2.

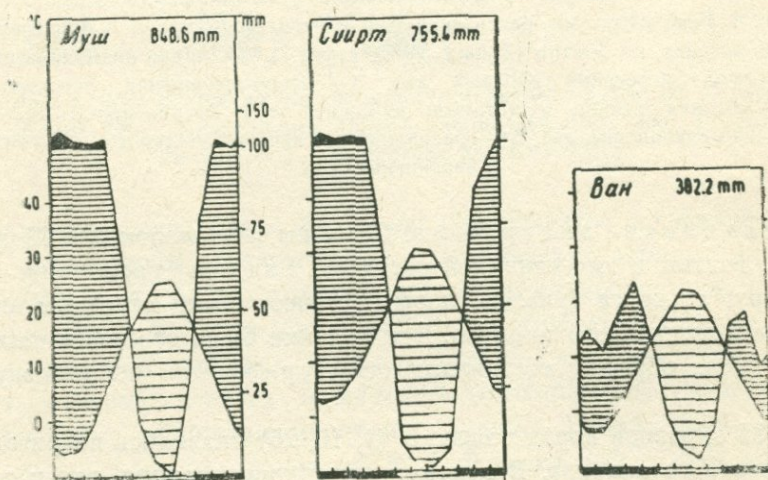


Рис. 6. Климатическая диаграмма для трех станций в юго-восточной Турции. Заимствована из работы Швейцера (Zschweizer, 1975, карта 4). Местоположение климатических диаграмм указано на рис. 2.

LAKE VAN

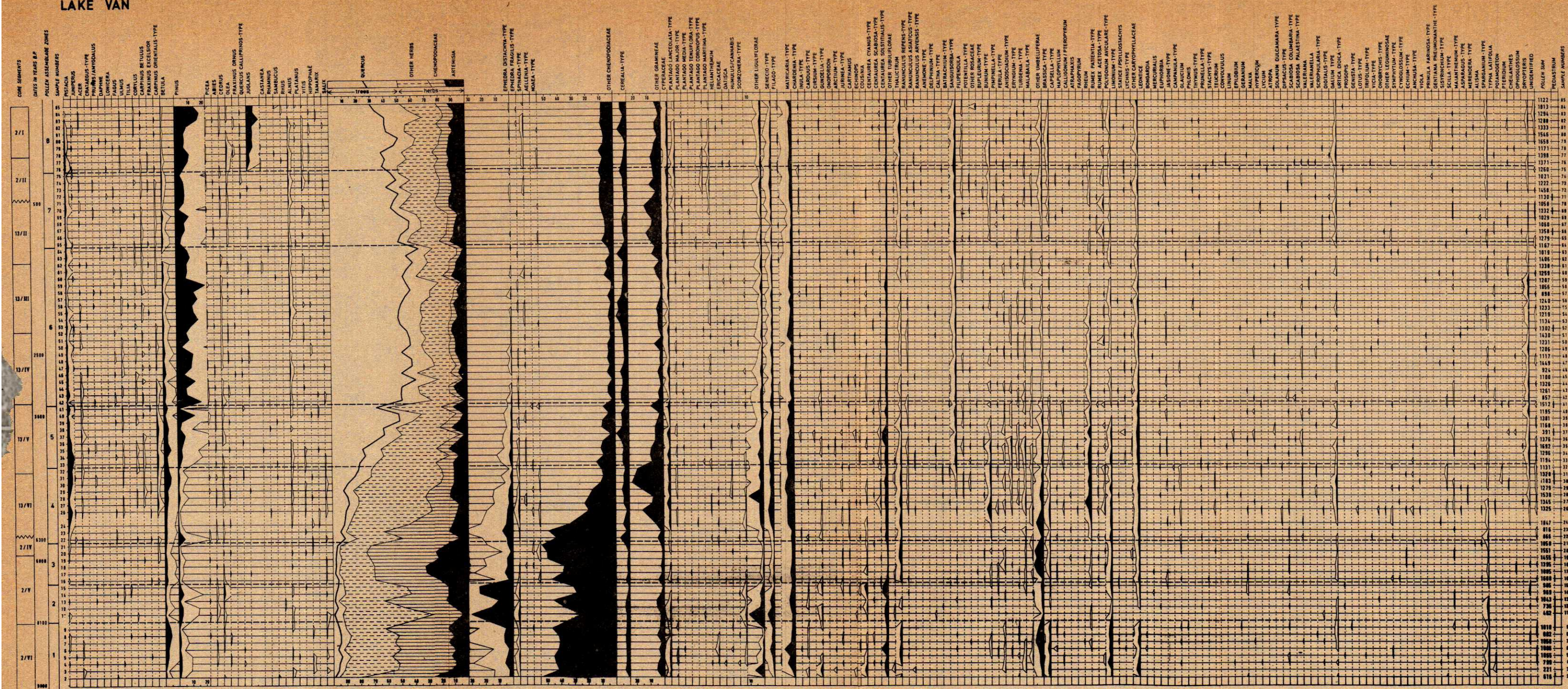


Рис. 7. Пыльцевая диаграмма отложений озера Ван. Сумма пыльцы—общее количество пыльцы. Процентное содержание показано на двух шкалах; белые контуры кривых в пять раз увеличены по отношению к черным. Даты основаны на подсчетах сезонной слоистости. Вертикальное расстояние между образцами—10 см. В эту диаграмму не включены: spectrum 5: *Aesculus* 0.1; spectrum 6: *Kentranthus* 0.1; spectrum 8: *Pterocarya* 0.1; spectrum 11: *Reaumuria* 0.2; spectrum 12: *Rumex hydrolapathum* type 0.1; spectrum 15: *Cistus* 0.1; spectrum 16: *Plantago* indet. 0.1, *Knautia* 0.1, *Sanguisorba officinalis* type 0.1; spectrum 17: *Polygonaceae* indet. 0.1; spectrum 18: *Thesium* 0.1; spectrum 20: *Saxifraga oppositifolia* type 0.1; spectrum 23: *Polygonum persicaria* type 0.1; *Rumex hydrolapathum* type 0.1; spectrum 24: *Adonis* 0.1, *Knautia* type 0.1, *Butomus* 0.1; spectrum 26: *Cornus* 0.1, *Lithospermum* 0.1, *Rhinanthus* type 0.1, *Butomus* 0.1; spectrum 27: *Cynocrambe* 0.1, *Crupina* 0.1, *Lythrum* 0.; spectrum 28: *Aruncus* 0.1, *Aquilegia* type 0.1; spectrum 29: *Asphodeine* 0.1, *Crassulaceae* 0.1, *Myriophyllum alterniflorum* 0.1; spectrum 30: *Papaver* 0.2; *Myriophyllum spicatum/verticillatum* 0.1, trilete spore 0.1; spectrum 31: *Papaver* 0.2, *Agrimonia* type 0.2; spectrum 32: *Ranunculus sceleratus* type 0.1; spectrum 33: *Hyoscyamus* 0.3 spectrum 34: *Cynocrambe* 0.1, *Rhinanthus* type 0.1; spectrum 36: *Ranunculus sceleratus* type 0.1, *Centaureum* 0.1, *Spergulari* 0.1; spectrum 38: *Xanthium* 0.1; spectrum 39: *Lycopodium* 0.1; spectrum 40: cf. *Celtis* 0.1, spectrum 41: *Cornus* 0.1, *Melampyrum* 0.1, *Matthiola* 0.1, *Menyanthes* 0.1; spectrum 42: *Sphagnum* 0.1; spectrum 44: *Fontanesia* 0.1, *Matthiola* 0.1, *Botrychium* type 0.1; spectrum 45: *Taxus* 0.1; spectrum 46: *Tribulus* 0.1, *Setale* type 0.1; spectrum 48: *Plantago* indet. 0.1; spectrum 50: *Spergulara* type 0.1; spectrum 52: *Frangula* 0.1; spectrum 57: *Rhododendron* 0.1, *Secale* type 0.1; spectrum 58: *Cistus* 0.1; spectrum 61: *Heliotropium* 0.1, *Asperula* type 0.1, spectrum 63: *Populus* 0.1; spectrum 65: *Allium* 0.1; spectrum 68: *Syringa* 0.1 spectrum 76: *Thesium* 0.1; spectrum 77: *Pterocarya* 0.1, *Aquilegia* type 0.1; spectrum 78: *Allium* 0.1, *Lycopodium* 0.1, trilete spore 0.1; spectrum 79: *Taxus* 0.1, *Asphodelus fistulosus* type 0.1, *Nymphaea* 0.1; spectrum 80: *Cyperaceae* indet. 0.1, *Isoetes* 0.1; spectrum 81: *Isoetes* 0.1; spectrum 82: *Gossypium* 0.1; spectrum 84: *Ranunculus* indet. 0.1 *Rhododendron* 0.1; spectrum 85: *Plantago cylindrica* type 0.1; *Phillyrea* 0.1

Датировки в левой части пыльцевой диаграммы даны по подсчетам сезонной слоистости (Kempе and Degens, 1978. fig. 1). Поскольку образцы кернa отбирались из двух различных колонок, глубины не указываются, но следует иметь в виду, что расстояние между образцами по вертикали 10 см.

Пыльцевая диаграмма разделена на несколько локальных зон пыльцевых спектров (палинозон.—Ред.). Такая зональность основана на изменениях в соотношениях $\Sigma AP/NAP$ и направлении кривых характерной пыльцы. Зональность относится только к диаграмме оз. Ван.

Происхождение пыльцы. Поскольку колонки 2 и 13 кернa донных осадков, на основании которых была составлена пыльцевая диаграмма, были взяты в юго-западной части оз. Ван (рис. 2), можно предположить, что большая часть пыльцы в изученных образцах произошла от растительности нагорий, расположенных к юго-западу и западу от озера. Растительность из других районов, прилегающих к озеру, но расположенных дальше от места отбора обоих колонок кернa, по-видимому, также отражена в пыльце изученных образцов. Более того, довольно большое число пыльцевых зерен, по-видимому, принадлежало видам, никогда не встречавшимся в районе оз. Ван. Различные листовенные виды деревьев, представленные в диаграмме осадков оз. Ван, такие, как *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Castanea*, *Carpinus betulus*, *Carpinus orientalis* и *Alnus*, обычны для закавказских лесов к югу от Черного моря, расположенных на расстоянии 200 км от оз. Ван (рис. 4). Маловероятно, что за время, охватываемое пыльцевой диаграммой, эти леса распространялись намного южнее, чем в наши дни.

Хвойные породы *Pinus*, *Picea*, *Abies* и *Cedrus* также не могли расти в районе оз. Ван в голоцене. *Pinus* играет важную роль в лесной растительности Турции, но сосна отсутствует в юго-восточной части страны. Из видов сосны ближе всего к оз. Ван расположена *Pinus sylvestris* (рис. 8). *Picea orientalis* и *Abies nordmanniana* составляют часть эвксинского леса северо-восточной Турции (рис. 9 и 10). Пыльца кедра в осадках оз. Ван может происходить только из центральной части южной и юго-западной Анатолии, западной Сирии и Ливана (рис. 9). Очевидно, что часть пыльцы *Abies* и *Pinus* могла быть принесена из вышеупомянутых районов (рис. 8 и 10).

Средиземноморские *Olea* (европаеа) и *Quercus calliprinos coccifera* также не могли произрастать в районе оз. Ван в голоцене. Вечнозеленый дуб очень распространен на побережьях Средиземного моря и проникает глубоко во внутреннюю Анатолию. Следует предположить, что пыльца *Quercus calliprinos* произошла из центральной части южной и западной Анатолии. Пыльца же *Olea*, обнаруженная в осадках оз. Ван, по-видимому, была принесена в основном из западной и юго-западной Турции и из восточного Средиземноморья. С другой стороны, по всем признакам дикие оливы растут в долине р. Чорух в северо-восточной Анатолии (рис. 1), а *Olea* выращивается вдоль побережья Черного моря, хотя и в небольших количествах.

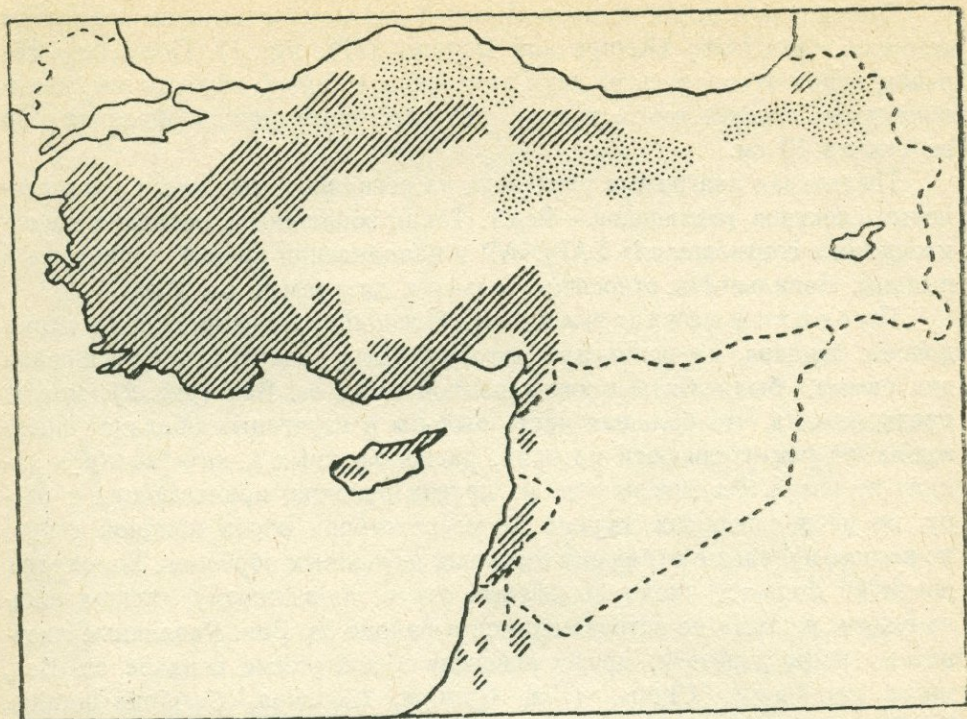


Рис.8. Распространение *Pinus*. Территория Турции, занятая *Pinus sylvestris*, отмечена точками. Заимствовано у Девиса (Davis, 1965, карты 7—10) и Зохари (Zohary, 1973, рис. 134, 135).

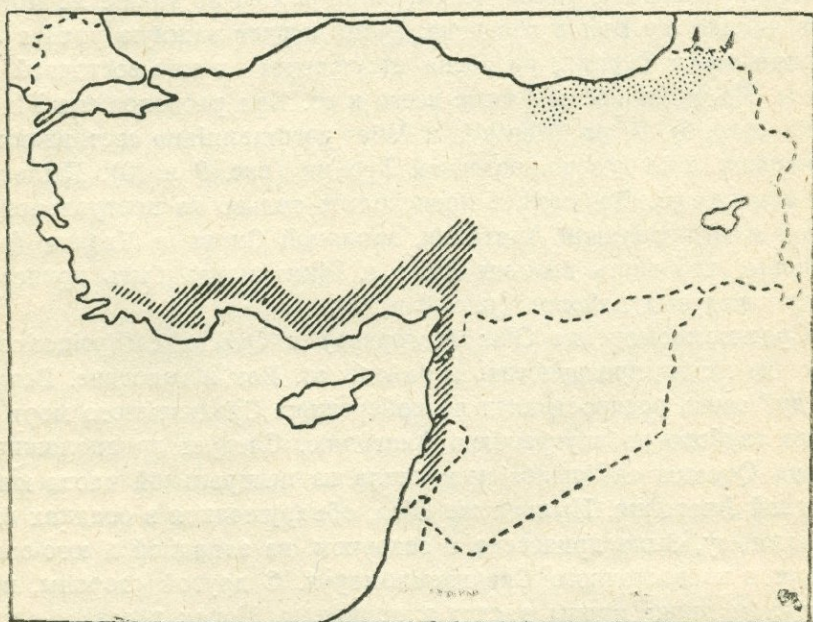


Рис. 9. Распространение *Cedrus libani* (заштрихованная часть) и *Picea orientalis* (отмечено точками). Заимствовано у Девиса (Davis, 1965, карта 6).

Пыльцевые спектры палинозон 1—3. *Характеристика степной растительности.* Палинозоны 1—3 характеризуются большим процентным содержанием пыльцы травянистой растительности, что указывает на то, что в районе оз. Ван преобладала степная или полупустынная растительность. Особенно большое количество *Chenopodiaceae* имеется в нижней части диаграммы. Поскольку вода оз. Ван

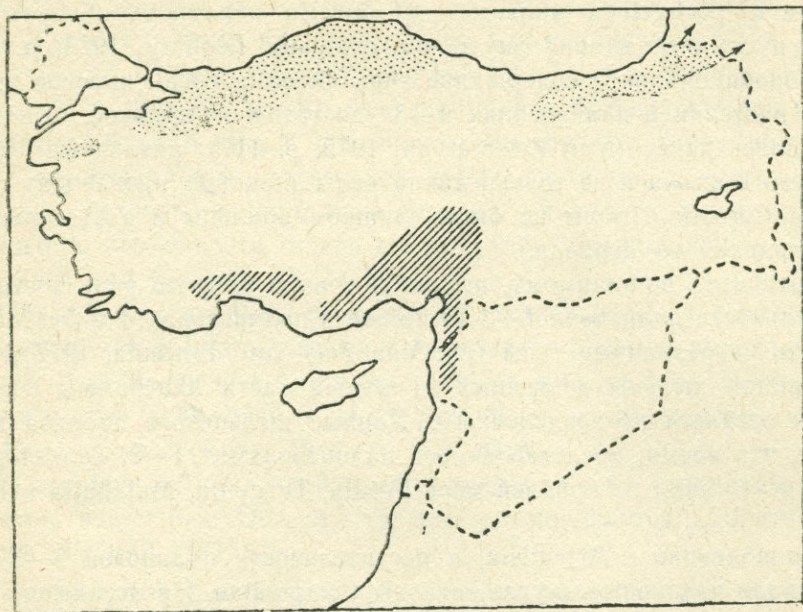


Рис. 10. Распространение *Abies cilicica* (заштрихованная часть) и *Abies nordmanniana* (отмечено точками). Замствовано у Девиса (Davis, 1965, карта 5) и Зохари (Zohary, 1973, рис. 139).

очень соленая, то мы не уверены, что такое обилие пыльцы *Chenopodiaceae* местного происхождения. Могли же существовать обширные соленые болота вокруг озера на затопляемых отмелях вокруг озера? В связи с этим следует заметить, что в наши дни в тех местах, куда доходят воды озера, нет никаких высших растений. На довольно пологих берегах заливов Ван и Татван, выше уровня воды обнаружен широкий пояс, полностью лишенный растительности. Высшие растения не выносят контакта с водой оз. Ван (Gessner, 1957). Химический состав воды озера в раннее последниковое время не мог сильно отличаться от современного. Следовательно, пыльца *Chenopodiaceae* произошла от растительности нагорий. Некоторые виды *Chenopodiaceae* играют очень важную роль в современной пустынно-степной растительности центрального Ирана.

За несколькими исключениями, вся пыльца *Artemisia* в кернах донных осадков оз. Ван принадлежит к типу *herba-alba*. *Artemisia herba-alba* является очень важным видом в пустынно-степной растительности внутреннего плато Ирана (Zohary, 1963), в то время как *A. fragrans*,

которая имеет пыльцу типа *herba-alba*, вполне обычна в степях высоких плато Восточной Анатолии и северо-западного Ирана.

Большинство пыльцы *Ephedra* в палинозонах 1—3 принадлежит к типу *distachya*, Кроме *E. distachya*, наличие которой в Турции сомнительно (Davis, 1935, p. 85), этот тип пыльцы включает *E. major* (*E. hebrodensis*), *E. intermedia* и *E. pachyclada*. *E. major* распространена среди растительности Анатолии и Ирана, в то время как и *E. intermedia*, и *E. pachyclada* являются обычными карликовыми кустарниками в пустынных степях внутреннего Ирана (Zohary, 1973, p. 389),

Пропорциональное содержание типа *Cerealia* среди пыльцы травянистых растений в палинозонах 1—3 достаточно высокое. Как уже указывалось ранее (Van Zeist et al., 1975, p. 117), различные травы Ближнего Востока и не только дикие виды злаковых производят пыльцу типа *Cerealia*. Травы не были слишком обильны в растительности рассматриваемого периода.

Зонтичные, по-видимому, играли довольно важную роль в степной растительности палинозон 1—3 (а также в палинозонах 4 и 5). Можно выделить их различные типы (см. Van Zeist and Bottema, 1977), хотя большинство пыльцы зонтичных в нижней части диаграммы осадков оз. Ван осталось неопределенным. Данные пыльцевого анализа показывают, что время, представленное палинозонами 1—3, характеризуется присутствием по крайней мере *Ferula*, *Turgenia*, *Malabaila* и *Eryngium*.

В дополнение к *Artemisia*, в растительности палинозон 1—3 присутствовали различные другие таксоны *Compositae*. Представитель следующих родов *Compositae* были, по-видимому, обычны в растительности раннего голоцена в районе оз. Ван: *Scorzonera*, *Senecio*, *Achillea* и *Anthemis* (оба включенные в тип *Matricaria*), *Cirsium*, *Cousinia* и *Centaurea*.

Другие таксоны, которые довольно хорошо представлены в диаграмме осадков оз. Ван, включают *Thalictrum*, *Cruciferae* (тип *Brassica*), *Polygonum* (тип *P. aviculare*) и *Caryophyllaceae*. Из таксонов, которые, по-видимому, играли скромную роль в травянистой растительности в период палинозон 1—3, следует упомянуть: *Cyperaceae*, *Plantago*, *Helianthemum*, *Sanguisorba minor*, *Rheum* (*ribes*), *Bongardia* (*chrysogonum*), *Leontice* (*leontopetalum*), *Dipsacus*, *Rubiaceae* (тип *Galium*) и *Liliaceae* (тип *Scilla*).

Пыльцевые данные указывают на то, что в дополнение к немногим преобладающим видам в растительности нагорий района оз. Ван времени формирования палинозон 1—3 было обнаружено множество других видов растений.

Структура растительности. В период формирования палинозоны 1 *Chenopodiaceae*, по-видимому, играли преобладающую роль. Как указывалось выше, сейчас они произрастают в пустынных степях внутреннего высокого плато Ирана, где растение *Artemisia herba-alba* также является доминирующим видом. Таким образом, вполне

обоснованно можно заключить, что травянистая растительность во время формирования палинозоны 1 была в основном пустынно-степного характера, т. е. растительный покров был значительно меньше 100%, а в некоторых местах снижался до 5—10%.

В период формирования палинозоны 1 район оз. Ван, конечно, не был совершенно лишен древесной растительности. Содержание пыльцы *Quercus* в размере 4—5% указывает на то, что в то время в эдафически благоприятных местах имелись дубовые рощи, например, в замкнутых долинах с более влажной почвой при накоплении стока. В этих рощах, кроме *Quercus*, были также *Pistacia* и *Acer*. Вполне вероятно, что это были *Quercus brantii*, *Acer cinerascens*, *Pistacia khinjuk* и (или) *P. atlantica*. Вполне также возможно, что там был *Amygdalus*. Установить относительные пропорции дуба, фисташки и клена в этих рощах не удалось, но при этом следует учитывать, что пыльца фисташки и в особенности клена очень слабо представлены в осадках (Van Zeist and Bottema, 1977).

Недалеко от оз. Ван, по-видимому, встречалась и береза. В настоящее время *Betula verrucosa* произрастает в самой высокой лесной зоне, в горах Восточной Анатолии (Zohary, 1973, p. 366). На горе Арапат, на высоте 2200—2380 м растет редкий лес из низкорослых деревьев *Betula verrucosa* (Rikli, 1946, p. 662, 819).

Hippophae и *Salix*, по-видимому, находили себе подходящее местообитание вдоль рек. Оба эти таксона ассоциируются с пресноводной средой (Freitag, 1977).

Травянистая растительность времени формирования палинозоны 2, по-видимому, значительно отличалась от растительности предыдущего периода. В это время, кроме лебедовых, значительную роль играла *Ephedra*. С другой стороны, процентное содержание *Thalictrum*, *Umbelliferae*, *Cruciferae* (тип *Brassica*), *Polygonum* (тип *P. aviculare*) и *Caryophyllaceae* было значительно более низким, чем во время формирования палинозоны 1. Содержание же *Liguliflorae*, *Compositae* (включая *Scorzonera*), хорошо коррелируется с заметно возросшим количеством *Ephedra*. Некоторые виды *Ephedra* являются довольно важными составляющими пустынно-степной растительности в центральном Иране (Zohary, 1963).

Более низкое содержание пыльцы *Quercus* и *Betula* свидетельствует о том, что в районе оз. Ван рощи древесных пород в размерах уменьшились. Фисташка смогла сохраниться в этих рощах, но клен, по-видимому, исчез. Большое содержание пыльцы *Pinus*, *Abies* и *Cedrus* указывает на то, что она увеличилась за счет пыльцы, перенесенной издалека. Это, в свою очередь дает основание предположить, что количество пыльцы в районе оз. Ван уменьшилось. Пустынно-степная растительность, богатая эфедрой, по-видимому, была более открытой, чем травянистый покров во время формирования палинозоны 1.

По всей вероятности, среди пустынно-степной растительности времени формирования палинозоны 3 преобладали *Artemisia* и *Chenopo-*

diaceae. Количество *Ephedra* резко уменьшилось. Пропорция *Liguliflorae*, *Tubuliflorae*, *Compositae* в составе растительности была намного ниже, чем во время формирования палинозоны 2. С другой стороны, *Umbelliferae*, *Thalictrum*, *Cruciferae* (тип *Brassica*) и *Polygonum* (тип *P. aviculare*), по-видимому, снова стали важными составляющими растительности. Пыльца *Abies*, *Cedrus* и *Pinus* показала примерно одинаковые величины с палинозой 1, что дает основание предположить, что продуктивность пыльцы в районе оз. Ван достигла уровня палинозоны 1. Небольшое увеличение показателей для пыльцы *Betula* указывает на то, что березовые рощи несколько шире были распространены. *Quercus*, по-видимому, не возродился, а *Ascer* вновь стал составной древесностоев. По сравнению с палинозой 1 площади древесной растительности в период формирования палинозоны 3 были менее обширными.

Климатические выводы. Подсчеты сезонной слоистости показали, что палинозоны 1—3 относятся к середине послеледниковому времени. Нижняя часть пыльцевой диаграммы (спектр 2) датируется возрастом 9600 лет назад, в то время как конец палинозоны 3 должен датироваться 6400 лет назад. Можно предположить, что границы между палинозонами 1/2 и 2/3 равны соответственно 8100 и 7300 лет назад. В связи с быстрым повышением температуры в глобальном масштабе в раннее послеледниковье, в период формирования палинозон 1, 2 и 3, вряд ли можно предположить, что температура области была недостаточной для произрастания деревьев на высотах между уровнем озера, который мог быть тогда на 340 м ниже современного (Kempe and Degens, 1978), и высотами 2500—2700 м. По-видимому распространению деревьев помешал недостаток влаги. Высокое содержание *Chenopodiaceae* в растительности возвышенностей также указывает на наличие аридных условий.

Вполне возможно, что изменения в растительности, отраженные в палинозонах 1—3, были вызваны изменениями климата. Таким образом, можно предположить, что в раннем послеледниковье количество осадков уменьшалось, а температура повышалась. Высокая скорость испарения недостаточно компенсировалась выпадающими осадками, в результате чего климат палинозоны 2 был суше, чем климат предыдущего периода. Пустынно-степная растительность, богатая *Ephedra*, характеризует исключительно аридные условия. В этой связи следует еще упомянуть, что минимальный уровень воды в озере (340 м ниже современного уровня) был 8000 лет назад (Kempe and Degens, 1978), что находится в интервале времени формирования палинозоны 2 (т. е. 8100—7300 лет назад).

В период формирования палинозоны 3 влажность, по-видимому, была несколько выше, но недостаточна для распространения дуба.

Пыльцевые спектры палинозон 4 и 5. Палинозоны 4 и 5 показывают постепенное увеличение процентного содержания древесной пыльцы, что дает основание предполагать, что за время форми-

рования этих зон (6400—3400 лет назад) лесная растительность в районе оз. Ван распространилась по крайней мере на нагорьях к югу и юго-западу от озера. Различие между зонами 4 и 5 в основном заметно в кривых *Pinus* и *Gramineae*.

Разбросанные рощи времени формирования палинозоны 3 в рассматриваемый период медленно распространялись вплоть до того момента, когда в конце периода, характеризующегося палинозой 5, к югу и юго-западу от озера установился современный лесной покров. Состав древесного компонента лесостепей палинозон 4 и 5 отличался от состава современного климаксового леса. Например, количество *Pistacia*, по-видимому, было выше, чем в лесах Курдо-Загроса. В связи с тем, что в пыльцевых скоплениях фисташка, по сравнению с дубом, представлена в большей степени, можно предположить, что в рощах в период формирования палинозоны 4 и начального периода палинозоны 5 фисташка была более обычной, чем дуб. Другими компонентами лесной растительности были *Amygdalus* и *Acer*, причем пыльца обоих этих видов очень слабо представлена в образцах. В палинозоне 5, примерно от 36 спектра и выше, количество пыльцы *Quercus* быстро возрастает, в то время как количество пыльцы *Pistacia* несколько уменьшается, что указывает на то, что соотношение между дубом и фисташкой в рощах изменилось в пользу дуба. Следует заметить, что лесостепь того времени не идентична современной лесостепи *Amygdalus-Pistacia*, которая в Иране на внутренней (низменной) и внешней сторонах пояса дубовых лесов Загроса составляет зону естественной растительности (Zohary, 1963).

В период формирования палинозоны 4 количество пыльцы *Betula* вновь возрастает, свидетельствуя о том, что березовые рощи достигли максимального распространения в пределах верхней границы леса. Небольшое уменьшение пыльцы *Betula* в верхней части палинозоны 5 обязательно означает сокращение пояса березового леса. Скорее всего уменьшение процентного содержания пыльцы березы было только относительным, в связи с высоким производством пыльцы распространяющегося дуба.

Довольно регулярное появление пыльцы *Vitis* в палинозоне 4 и в последующих палинозонах дает основание предположить, что дикий виноград произрастал в долинах, спускающихся к озеру.

В период формирования палинозон 4 и 5 распространялись не только деревья; травянистая растительность также претерпела значительные изменения. Доминирующая роль *Chenopodiaceae* и *Artemisia* перешла к *Gramineae*, причем количество *Artemisia* резко уменьшилось при переходе от палинозоны 3 к палинозоне 4, в то время как уменьшение *Chenopodiaceae* было более постепенным. В период формирования палинозоны 4 соотношения трав среди травянистой растительности значительно возросли и оставались на этом уровне до периода формирования палинозоны 5. Уменьшение количества пыльцы трав в палинозоне 5 сопровождалось общим уменьшением пыльцы разно-

травья. Соотношение *Liguliflorae* и различных *Tubuliflorae* (типы *Senecio*, *Matricaria*, *Centaurea solstitialis*) в приземном слое было значительно выше, чем во время формирования палинозоны 3. *Sanguisorba minor* стала довольно обычным компонентом степной растительности при переходе от палинозоны 4 к палинозоне 5. *Rheum ribes* (ревень), по-видимому, был довольно специфичным видом растительности в районе оз. Ван. Относительно высокое содержание пыльцы *Rheum* в палинозонах 4 и 5 сопровождалось более высоким содержанием пыльцы типа *Anisosciadium*, которая включает пыльцу типа *Anisosciadium orientale* и вид *Echinophora* (*Umbelliferae*). В этой связи следует упомянуть, что в пыльцевых диаграммах отложений оз. Зернбар, кроме всего прочего, зона пыльцевых ассоциаций, являющаяся переходной от степной растительности к лесу, характеризуется сравнительно высоким количеством пыльцы *Rheum* и типа *Anisosciadium* (Van Zeist and Bottema, 1977). Можно предположить, что в обоих случаях ревень и *Anisosciadium*/*Echinophora* были более или менее обычными видами в дубово-фисташковой лесостепи. Важно отметить, что в наши дни оптимум ревеня, по мнению Фрейтага (Freitag, 1977), находится в лесостепном поясе *Amygdalus-Pistacia*. Следует также подчеркнуть, что изменения в флоре, отраженные в палинозонах 4 и 5, вовсе не означают, что везде в районе оз. Ван состав растительности изменялся таким образом. Вполне возможно, что состав разнотравья в постепенно густеющей лесостепи к югу и юго-западу от озера отличался от состава разнотравья степей к северу и востоку.

Изменения растительности в районе оз. Ван в период формирования палинозон 4 и 5 на диаграмме выражены не только кривыми таксонов, но и типов пыльцы, присутствие которых в отложениях озера следует отнести к переносу с больших расстояний. Например, процентное содержание пыльцы некоторых лиственных пород деревьев эвксинского леса, таких, как *Alnus*, *Carpinus orientalis* и *Carpinus betulus*, несколько увеличивается в палинозоне 4, указывая на то, что пояс эвксинского леса расширялся к югу. Более примечательным является увеличение кривой *Pinus* в палинозоне 5. Можно предположить, что в период от 4750 до 3400 лет назад *Pinus sylvestris* значительно распространилась в северо-восточной Анатолии (рис. 8). По-видимому, одновременно с распространением деревьев в юго-восточной Анатолии лесная растительность расширила свой ареал также и в северо-восточной Анатолии.

Распространение деревьев в период от 6400 до 3400 лет назад указывает на увеличение влажности. Это было вызвано увеличением осадков, хотя позже, после 5000 лет назад, понижение температуры могло привести к снижению испаряемости и, следовательно, к увеличению тумидности. Выше уже упоминалось, что осадки в районе оз. Ван и во всей восточной Турции приносятся со Средиземного моря. Увеличение количества осадков, по-видимому, было вызвано большей повторяемостью юго-западных ветров. Возникает вопрос—положительно ли воз-

действовала эта активность ветра на эвксинский лес, поскольку этот лесной пояс прежде всего зависит от северных ветров, дующих с Черного моря, которые, сталкиваясь с горами, выпадают в виде дождей. Однако вполне возможно, что так называемый субэвксинский сектор (Zohary, 1973, p. 123) на подветренной стороне горного хребта, получал значительно больше осадков в результате того, что юго-западные ветры стали более частыми. В этой связи следует заметить, что *Pinus sylvestris*, так же, как и *Carpinus betulus* и *Carpinus orientalis*, обычны в субэвксинской зоне.

Пыльцевые спектры палинозоны 6. Палинозона 6 имеет наиболее высокое содержание древесной пыльцы по всей диаграмме, что позволяет предположить, что в рассматриваемый период лесная растительность в районе оз. Ван достигла максимального распространения. Вполне возможно, что лес, представленный спектрами этой палинозоны, датируемый 3400—1050 лет назад, в основном соответствует современному лесному покрову этого региона. Вместе с дубом, фисташкой, тополем, другими деревьями и кустарниками такие породы, как *Pyrus*, *Crataegus*, *Prunus*, *Lonicera* и *Daphne*, формировали часть лесной растительности. Определение соотношения различных деревьев и кустарников в лесной растительности является приблизительным, хотя нет сомнения в том, что преобладающим деревом был дуб.

Удивительно, что содержание пыльцы *Juniperus* довольно низкое. Поскольку можжевельник дает много пыльцы, которая распространяется на большие площади (Van Zeist et al., 1975, p. 103—4), низкое содержание ее в диаграмме осадков оз. Ван указывает на то, что это дерево не играло важной роли в лесном покрове в районе оз. Ван. Следовательно, мнение о том, что дубово-можжевельниковый лес составляет естественную растительность юго-восточной Турции (Bobek, 1951; Walter, 1956) не может быть правильным для района оз. Ван. Тот факт, что в верхней части диаграммы содержание пыльцы можжевельника также очень низкое, дает основание предположить, что совсем недавно в этом районе, в результате вмешательства человека, можжевельник не распространился. *Betula* могла бы сохраниться в субальпийском поясе, хотя данные по пыльце указывают на небольшое ее уменьшение в период формирования палинозоны 6. В этой палинозоне довольно высоки показатели пыльцы сосны, откуда можно заключить, что сосновые рощи в северо-восточной Анатолии достигли максимального распространения. Постоянное распространение сосны указывает на то, что влажность еще больше усилилась, хотя это не оказало заметного воздействия на растительность в районе оз. Ван.

Пыльцевые спектры палинозон 7 и 8. Эти палинозоны характеризуются уменьшением процентного содержания древесной пыльцы. Наиболее значительно уменьшение величин пыльцы дуба в палинозоне 7—от 55% в нижней части до 30% в самой верхней части диаграммы. Увеличение содержания пыльцы травянистой растительности является ли результатом более сухих климатических условий или

же это—результат деятельности человека? Данные пыльцевого анализа указывают, что последнее более вероятно. Например, пыльца типа *Plantago lanceolata*, которая включает *P. lanceolata* и *P. lagopus*, имеет почти непрерывную кривую в палинозонах 7 и 8. В районе оз. Зерибар в Западном Иране этот тип пыльцы довольно обычен в местах с отчетливыми признаками человеческой деятельности. Тип пыльцы *P. lanceolata* указывает на наличие выпаса скота.

Более отчетливые следы вмешательства человека иллюстрируются на пыльцевой диаграмме палинозоны 8. Большое содержание пыльцы *Juglans* указывает на то, что за последние 300—350 лет интенсивно выращивался грецкий орех. Это дерево является местным для эвксинского леса и для герцинского леса к югу от Каспийского моря (Zohary, 1973, p. 372). Частое появление пыльцы *Vitis* в верхней части палинозоны 7 и в палинозоне 8, по-видимому, указывает на то, что в районе оз. Ван выращивался виноград. Маловероятно, что здесь когда-либо выращивалась олива. В то же время сравнительно высокое содержание пыльцы *Olea* в палинозоне 7 и особенно в палинозоне 8 свидетельствует о том, что в Западной Сирии, а также вдоль побережья Черного моря плантации оливы были значительными. Полевые исследования в северной Греции (Bottema, 1974) и в юго-западной Турции (Van Zeist et al., 1975) показывают, что пыльца оливы хорошо распространяется; она может быть найдена на больших расстояниях от ближайшего оливкового дерева.

Можно предположить, что постепенное уменьшение пыльцы дуба и увеличение пыльцы травянистых растений произошло в результате вмешательства человека. Что касается других возможных последствий человеческой деятельности, то можно заметить следующее. Возникает вопрос, явилось ли уменьшение количества *Betula* результатом вырубки субальпийских березовых лесов с целью расширения территории летних лугов. Заметное же уменьшение пыльцы фисташки в верхней части диаграммы может, по-видимому, указывать на выборочную его вырубку в смешанном дубовом лесу, расположенном к югу и юго-западу от озера. С другой стороны, не совсем ясно, почему не был вырублен дуб—дерево с ценной древесиной. Впрочем, высокие и прямые стволы тополя, который естественным путем растет и в настоящее время в долинах рек и широко высаживается, значительно более пригодны для строительства. Связывать уменьшение фисташки с климатическими факторами вряд ли возможно. И наконец, уменьшение содержания пыльцы сосны в верхней части палинозоны 6 может быть связано с обширными рубками сосновых лесов в северо-восточной Анатолии. Если это так, то заметное повышение содержания пыльцы в верхах разреза указывает на возобновление сосновых лесов в результате значительного сокращения рубок.

Интересно, что факты о человеческой деятельности в пыльцевой диаграмме отложений оз. Ван отражены очень слабо. Великие цивилизации восточной Турции, такие, как хеттская, ассирийская и урарт-

ская (Ван был столицей государства Урарту), которые во времени совпадают с нижней частью палинозоны 6 (3500—2800 лет назад), совсем не отражены в пыльцевых данных. Создается впечатление, что территория к югу и юго-западу от озера оставалась практически нетронутой вплоть до 500—600 лет назад.

Озеро Ван и послеледниковая история климата Ближнего Востока. Основной целью палинологического изучения позднечетвертичных отложений Ближнего Востока является реконструкция истории растительности и климата. Поэтому для удовлетворительной реконструкции развития растительности и климата на всем Ближнем Востоке необходимы пыльцевые диаграммы из различных растительных зон. Однако, в связи с большой редкостью или просто отсутствием на больших территориях отложений, содержащих пыльцу, эта задача едва ли выполнима. Реконструкция условий окружающей среды прошлого во многих случаях, по-видимому, останется лишь догадкой, особенно в современных аридных зонах. Во всяком случае, вполне очевидно, что каждая новая пыльцевая диаграмма является шагом вперед в реконструкции истории растительности и климатических зон Ближнего Востока. Выше мы рассмотрели послеледниковую историю развития растительности и климата в районе оз. Ван. Далее мы рассмотрим вопрос о том, как данные пыльцевой диаграммы по оз. Ван могут быть сопоставлены с данными пыльцевых диаграмм по другим районам Ближнего Востока.

Прежде всего палинологические данные по оз. Ван будут сравнены с подобными данными по оз. Зерибар, расположенному в Загросских горах Западного Ирана на высоте 1300 м (Van Zeist and Boltema, 1977). Оз. Зерибар расположено в 450 км к юго-востоку от оз. Ван (рис. 1). Упрощенные основные диаграммы по районам обоих озер, показывающие соотношение $\Sigma AP/NAP$ и кривую по дубу, представлены на рис. 11. Основные диаграммы показывают удивительное сходство. И на одной и на другой территории степная и пустынно-степная растительность, по-видимому, постепенно была заменена лесом с преобладанием дуба. Однако периоды времени, в течение которого распространилась древесная растительность в обоих районах, неодинаковы. В районе Зерибара деревья начали распространяться примерно 10 500 лет назад, а современный естественный лес установился примерно 5500 лет назад (радиоуглеродные датировки). В районе же оз. Ван распространение древесных пород происходило примерно между 6400 и 3400 лет назад. Такое несоответствие говорит о неточности датировок для одного из этих районов.

Нет оснований сомневаться в оценке слоистости донных осадков оз. Ван как сезонной слоистости. Абсолютная дата в хронологии сезонной слоистости основывается на слое пепла, относимого к последнему извержению вулкана Сюпхан или Немрут, происшедшему в 1441 г. н. э. (Kerpe and Degens, 1978). Подсчеты по сезонной слоистости дают только минимальный возраст, так как чаще пропускается год, чем от-

считывается дважды. Кемп и Дегенс считают, что из-за этой возможной ошибки датировки по сезонной слоистости кернов донных осадков оз. Ван могут быть на 2—5% более поздними. Из последовательной серии керна донных осадков оз. Зерибар были получены датировки, поэтому нет оснований предполагать неправильность результатов изучения природы донных осадков. Однако следует подчеркнуть, что радиоуглеродные определения годовичных колец секвойи и сосны указывают на то, что между радиоуглеродными датами и календарными годами имеются расхождения. Например, датировки радиоуглеродным методом в диапазоне от 5000 до 7000 лет назад на 600—700 лет моложе (Michael and Ralph, 1972; Ralph et al., 1973). Это означает, что различия во времени распространения деревьев в обоих этих районах больше, чем это предполагается датами, показанными на рис. 11, даже если принять максимальную ошибку в 5% в подсчетах сезонной слоистости.

Пока что у нас нет оснований сомневаться в том, что в районе оз. Зерибар условия для распространения древесной растительности стали благоприятными намного раньше, чем в районе оз. Ван. В наше время количество осадков, выпадающих к югу и юго-западу от оз. Ван примерно одинаково с осадками района Зерибара и составляет около 600—800 мм в год. Кроме того, естественная растительность в обоих районах имеет много общих черт (Zohary, 1973, pp. 582—3 and Map 7). Различия в истории растительности раннего послеледникового периода указывают на различия в развитии климата. Можно предположить, что увеличение осадков в раннем послеледниковом времени, которое способствовало распространению древесной растительности в Загросских горах в Западном Иране, было значительно меньшим, чем в районе оз. Ван. В Западном Иране, а возможно и во всей Восточной Анатолии только лишь около 6400 лет назад климатические условия стали благоприятными для распространения деревьев. В связи с этим следует учесть, что пыльцевые данные по оз. Ван также показывают, что эвксинский лесной пояс в прибрежных районах северо-восточной Анатолии около 6000 лет назад стал распространяться на юг. По-видимому, во всей Восточной Турции почти до 6500 лет назад значительного увеличения осадков не было, увеличение отмечается на 4000 лет позже, чем в Западном Иране.

Противоречия, о которых говорилось выше, трудно объяснить, поскольку обе эти территории большую часть осадков получают из одного и того же источника, т. е. из Средиземноморья. Можно предположить, что в раннее послеледниковое время Восточная Турция получала меньше осадков, в связи с некоторым отклонением направления господствующих ветров. Следует также заметить, что горные хребты в Восточной Турции расположены в том же направлении, что и юго-западные ветры, приносящие осадки. Следовательно, облака, несущие дождь и снег, могут проникать вглубь континента. Если в раннем послеледниковье ветры осенью, зимой и весной дули преимущественно с запада, осадки могли быть перенесены более легко в Восточную Анатолию, в

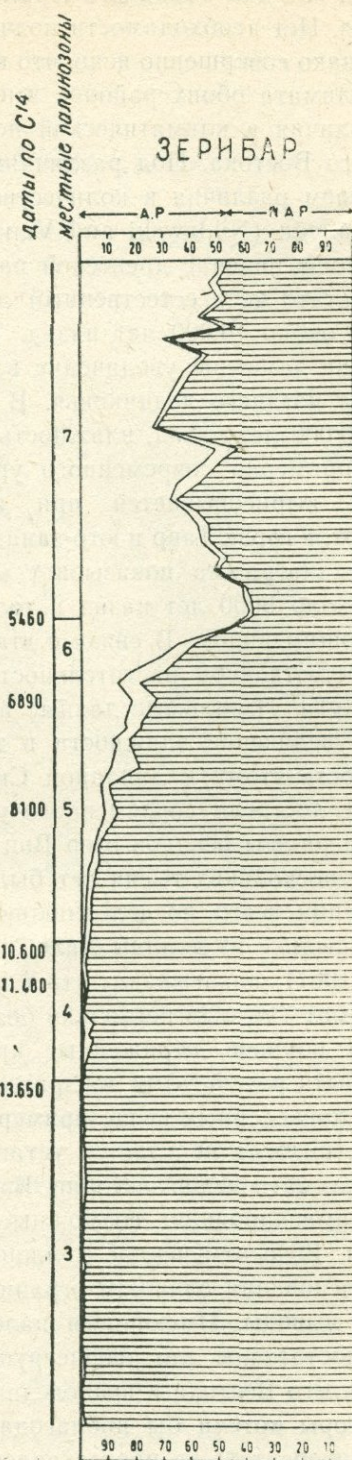
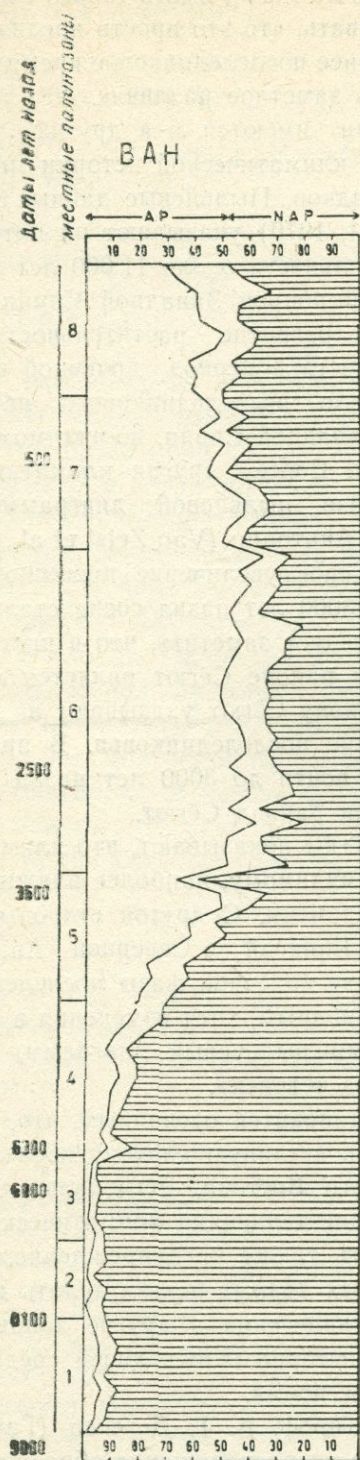


Рис. 11. Обобщенные пыльцевые диаграммы осадков оз. Ван и оз. Зерибар. 1, 3 — даты — лет назад; 2, 4 — местные пыльцевые зоны.

то время как для Западного Ирана они не могли иметь такого сильного значения. Нет необходимости подчеркивать, что это просто предположение. Однако совершенно ясно, что в раннее послеледниковое время в развитии климата обоих районов имелось заметное различие.

Различия в климатической истории имеются и в других частях Ближнего Востока. Под различиями в климатической истории мы подразумеваем различия в количестве осадков. Пыльцевые данные из долины Халеба (Niklewski and Van Zeist, 1970) указывают на интенсивное распространение древесной растительности около 11 000 лет назад, в результате чего естественный лесной покров Западной Сирии установился около 10 000 лет назад. Такое развитие растительности указывает на заметное увеличение влажности в период конечной стадии развития позднего ледникового. В начале послеледникового периода, около 10 000 лет назад, влажность в Западной Сирии, по-видимому, достигла примерно современного уровня. Совсем другая климатическая история вырисовывается при анализе пыльцевой диаграммы по оз. Сёгют, в горах Тавр в юго-западной Анатолии (Van Zeist et al., 1975).

Эта диаграмма показывает медленное увеличение древесного покрова около 9000 лет назад и только 3000 лет назад сосна стала преобладающим видом. В связи с этим следует заметить, что в настоящее время естественной растительностью в районе Сёгют является лес из *Pinus nigra*. Пыльцевые данные по району Сёгют указывают на постепенное увеличение влажности в течение послеледниковья. В противоположность этому в Западной Сирии почти до 3000 лет назад влажность не достигла современного уровня района Сёгют.

Диаграммы осадков озер Ван и Сёгют показывают, что климат последних нескольких тысяч лет был, по-видимому, наиболее влажным на протяжении всего послеледникового времени. С другой стороны, данные по пыльце из долины Халеб и оз. Ениксай в Северной Анатолии (Beug, 1967), показывают, что в течение конечной фазы послеледниковья климат там был несколько более аридным, хотя изменения в растительном покрове, отраженные кривыми пыльцевых диаграмм, могли также быть результатом вмешательства человека.

Из приведенных выше примеров становится очевидным, что, по-видимому, никогда не удастся установить истинную картину послеледниковой климатической истории Ближнего Востока. Региональные факторы «замаскировали» возможные общие тенденции климатических изменений. Вышеотмеченное должно быть также предупреждением того, что на основании слишком ограниченных данных нельзя делать далеко идущие выводы. Имеющиеся палеоботанические и другие данные все еще недостаточны для реконструкции истории окружающей среды всего Ближнего Востока в послеледниковое время.

Авторы хотели бы поблагодарить проф. Е. Т. Дегенса (Гамбургский университет) за предоставление в их распоряжение образцов донных осадков оз. Ван. Господин С. ван дер Мюелен (Роден) внес исправления в английский текст. Выражается также благодарность

госпоже Г. Энтъес-Ниеборг и господину Х. Р. Роелинку за подготовку материала к публикации.

W. VAN ZEIST and H. WOLDRING

A POSTGLACIAL POLLEN DIAGRAM FROM LAKE VAN IN EAST ANATOLIA

Biologisch Archaeologisch Institute, State University, Groningen (The Netherlands)

(Accepted for publication March 30, 1978)

A b s t r a c t

A palynological examination was carried out on sediment cores from Lake Van in eastern Turkey. The dates for the Lake Van pollen record are based upon varve countings. The lower section of the pollen diagram (zones 1—3) reflects predominantly desert-steppe vegetation, in which Chenopodiaceae *Ephedra* and *Artemisia* alternately played a prominent part. Aridity must have been the limiting factor for tree growth. To the south and the west of the lake the desert-steppe was gradually replaced by forest in the period of ca. 6400—3400 years B. P. (zones 4 and 5), suggesting a significant increase in humidity. In the period represented by zone 6, forest vegetation with predominantly oak reached its maximum expansion in southeast Turkey. The decline of *Quercus* from the beginning of zone 7 onwards points to the cutting of forest. Indications of human activity are relatively few in the Lake Van pollen diagram. A conspicuous feature of the Postglacial vegetational history of the Lake Van area is the late expansion of forest.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Beug H. J., 1967. Contributions in the Postglacial vegetational history of northern Turkey, Quaternary Paleoecol., 7: 349—356.
- Bobek H., 1961. Die natürlichen Wälder und Gehölzfluren Irans. Bonner Geogr. Abh., Heft 9.
- Bottema S., 1974. Late Quaternary Vegetation History of Northwestern Greece. Thesis, University of Groningen.
- Davis P. H., (Editor), 1965. Flora of Turkey and the East Aegean Islands, 1, University Press, Edinburgh.
- Degens E. T. and Kurtman F. (Editors), 1978. Geology of Lake Van. MTA Press, Ankara.
- Frettag H., 1977. The Pleniglacial, Late-glacial and early Postglacial vegetations of Zeribar and their present counterparts. A supplement to W. van Zeist and S. Bottema, Palynological investigations in western Iran. Palaeohistoria, 19.
- Gessner F., 1957. Van Gölü. Zur Limnologie des grossen Soda-Sees in Ostanatolien (Türkei). Arch. Hydrobiol., 53: 1—22.
- Kempe S. and Degens E. T. 1978. Lake Van varve record: the last 10,420 years, In: E. T. Degens and F. Kurtman (Editors). Geology of Lake Van. MTA Press, Ankara.
- Louis H., 1939. Das natürliche Pflanzenkleid Anatoliens. Geogr. Abh., 3, Reihe, Heft 12.

- Michael H. N. and Ralph E. K.*, 1972. Discussion of radiocarbon dates obtained from precisely dated sequoia and bristlecone pine samples. In: Proceedings of the 8th International Conference on Radiocarbon Dating, Civic Centre, Lower Hutt City, Wellington, New Zealand, 18—25 October 1972. Kol. 1, pp. 27—43.
- Niklewski J. and Van Zeist W.*, 1970. A Late Quaternary pollen diagram from north-western Syria. *Acta Bot. Neerl.*, 19, 737—754.
- Ralph E. K., Michael H. N. and Han M. C.*, 1973, Radiocarbon dates and reality. *MASCA Newsletter* 9. nr. 1 (The University Museum, University of Pennsylvania).
- Rikli M.*, 1946, *Das Pflanzenkleid der Mittelmeerländer*, 2. Uerlag Hans Buber, Bern.
- Schweizer G.*, 1975, Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostantolien und Nord-westiran. Geomorphologische, klima- und hydrogeographische Studien im Van-see- und Rezaiyehsee-Gebiet. *Tübinger Geogr. Stud.*, Heft 60.
- Van Zeist W.*, 1967. Late Quaternary vegetation of western Iran. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 2: 301—311.
- Van Zeist W. and Bottema S.*, 1977. Palynological investigations in western Iran, *Palaeohistoria*, 19.
- Van Zeist W. and Wright Jr. H. E.*, 1963. Preliminary pollen studies at Lake Zeriab. Zagros Mountains, southwestern Iran. *Science*, 140: 65—67.
- Van Zeist W., Tummaras R. W. and Bottema S.*, (1968) 1970. Studies of modern and Holocene pollen precipitation in southeastern Turbey. *Palaeohistoria*, 14: 19—39.
- Van Zeist W., Woldring H. and Stapert D.*, 1975. Late Quaternary vegetation and climate of southwestern Turkey. *Palaeohistoria*, 17: 53—143.
- Walter H.*, 1956. Vegetationsgliederung Anatoliens. *Flora*, 143: 295—326.
- Wong H. K. and Degens E. T.*, 1978. The bathymetry of Lake Van. eastern Turkey. In: E. T. Degens and F. Kurtman (Editors). *Geology of Lake Van*. MTA Press, Ankara.
- Wright Jr., H. E., McAndrews J. H. and Van Zeist W.*, 1967. Modern pollen rain in western Iran, and its relation to plant geography and Quaternary vegetational history. *J. Ecol.*, 55: 415—443.
- Zohary M.*, 1963. On the geobotanical structure of Iran. *Bull. Res. Counc. Israel*, 11D (Supplement).
- Zohary M.*, 1973. *Geobotanical foundations of the Middle East*. 2 Vols. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart/Swets & Zeitlinger, Amsterdam.

Ю. В. САЯДЯН

СЕВАН — ПРИРОДНЫЙ «КЛИМАТОГРАФ» ГОЛОЦЕНА

(Краткий текст доклада)

Одним из самых интересных вопросов новейшей геологии Армянского нагорья является проблема происхождения и истории развития Севанской котловины и самого озера. Существует много теорий по этой проблеме: одни исследователи считают, что озеро образовалось в кратере потухшего вулкана, другими Севанская котловина трактуется как грабен, некоторые ученые приписывают озеру тектоно-запрудное происхождение. Во всех этих случаях в Севанской котловине допускается существование озера. Однако одними исследователями воды современного озера рассматриваются как возникшие еще в конце плиоцена и в плейстоцене, а другие высказываются даже за их реликтовую природу, унаследованную от верхнетретичного морского бассейна.

У исследователей нет сомнений в том, что чаша Севанской котловины была занята озерными водами очень давно. Об этом свидетельствуют серия аккумулятивных террас с высотами 100—120 м, 80—90 м, 50—55 м, 38—40 м, 18—20 м и более мелкие террасы врезания. Вопрос в том, в какие промежутки времени озеро мелело или полностью исчезало? Мы не будем касаться верхнеплиоцен-плейстоценовой истории озера, а приведем данные о его жизни в голоцене, об истории ландшафтов его бассейна и места в ней человека.

Голоценовая история Севана весьма интересна, если учесть, что озеро относится к озерам с климатическим (эвстатическим или гидрократическим) типом колебаний уровня.

В настоящее время, в результате искусственного понижения уровня вод Севана на 18 м, обнажилась значительная территория (около 20 000 гектаров) его побережья. Реки, впадающие в озеро, стали интенсивно врезаться в его отложения. Возникшие при этом обрывы и серия террас, наряду с искусственными выработками, позволяют изучить строение этих отложений.

Детальное изучение разрезов в различных частях побережья увенчались значительным успехом—были обнаружены многочисленные археологические памятники, захороненные в отложениях трансгрессивных фаз озера. Кроме того, изучение подводного рельефа озера показало, что на дне Большого Севана также имеются археологические памятники. Эти памятники в настоящее время являются уникальными объектами изучения голоценовой геологии и археологии Армении. Их широ-

+ / кое распространение свидетельствует о густой заселенности Севанского бассейна по крайней мере за последние 5 тыс. лет. Важные данные были получены за период с 1956 по 1966 гг. при изучении древних Лчашенского и Норашенского поселений, расположенных на осушенной территории Севана. Добытые здесь при раскопках памятники материальной культуры охватывают довольно широкий диапазон времени—с III тысячелетия до VI в до н. э. и в хронологической последовательности подразделяются на несколько групп, что позволяет производить стратиграфическое расчленение осадков.

Четкую картину развития природных условий в бассейне озера в историческое время дает изучение озерно-аллювиальных отложений разреза Дзкнагет I и II в дельте одноименной реки (Саядян, 1979). Мощность отложений разреза около 12 м. По радиоуглероду возраст древесины, отобранной в средней части равен 1010 ± 250 лет, а возраст раковин моллюсков 940 ± 220 лет.

Геологические, палинологические, археологические, а также исторические данные показывают, что развитие природных условий в Армении в плейстоцене и голоцене в первую очередь было обусловлено климатическими факторами (Саядян, 1969, 1979, 1983). Эпохи большой обледененности региона и трансгрессий Севана совпадали с фазами похолодания и увлажнения климата, а деградаций лесов и регрессий озера—с потеплением и уменьшением влажности. Таким образом, Севан можно считать своеобразным природным «климатографом».

Большое влияние на изменения природных условий Армении оказывали оледенения Русской равнины, которые происходили синхронно с оледенениями гор Кавказа. Вопросу древнего оледенения Малого Кавказа посвящено много работ, но среди исследователей нет единого мнения о возрасте, количестве и характере оледенений. Однако наличие следов двух последних оледенений (среднечетвертичного и позднечетвертичного) констатируют большинство из них (Абих, 1871; Рейнгардт, 1927; Паффенгольц, 1947; Варданянц, 1948; Думитрашко, 1949; Асланян, 1958; Бальян, 1962; Саядян, 1969, и др.). Отчетливые следы среднечетвертичного оледенения отмечены на массиве Арагац и Гегамском нагорье. Они частью перекрыты лавовыми потоками, а частью размыты. Морены этого оледенения сохранились в виде крупновалунного материала, потерявшего гляциальные черты повсюду на склонах плоских водоразделов между долинами последней ледниковой эпохи. Следы позднечетвертичного оледенения на Малом Кавказе выражены в виде моренных и водноледниковых накоплений, разнообразных проявлений экзарации и т. д. На массиве Арагац, Гегамском нагорье и Вардениском хребте констатированы отчетливые следы нескольких (до восьми) фаз последнего ледникового цикла, среди которых четко выделяются следы двух крупных фаз. Ранняя фаза оледенения отличалась максимальными размерами распространения. Ледники северных экспозиций на массиве Арагац достигали высоты 2000 м, а на Гегамском нагорье—уровня озера Севан. Конечные морены на этой высоте не сохранились,

СВОДНАЯ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВАЯ ДИАГРАММА ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА СЕВАН

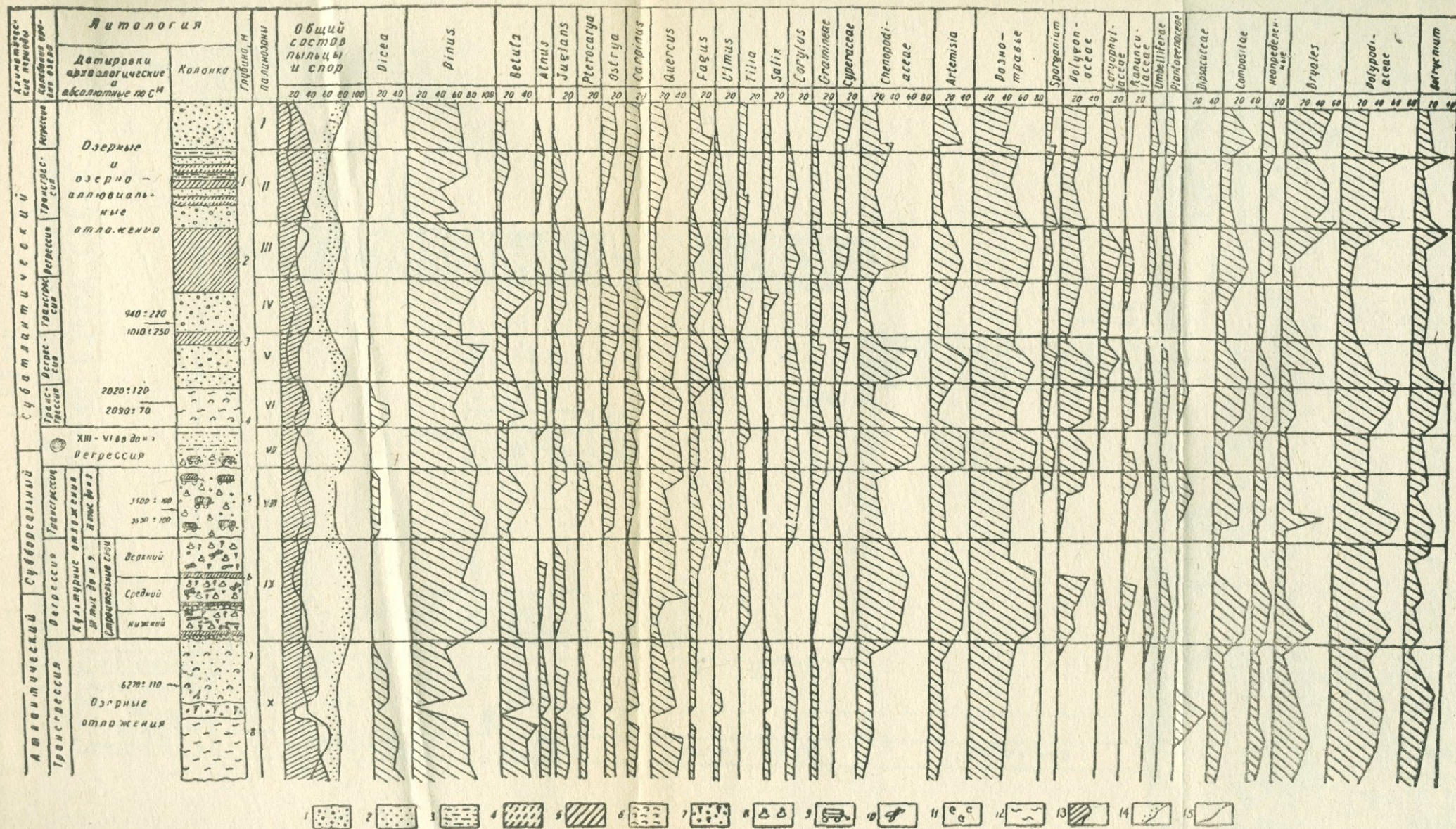
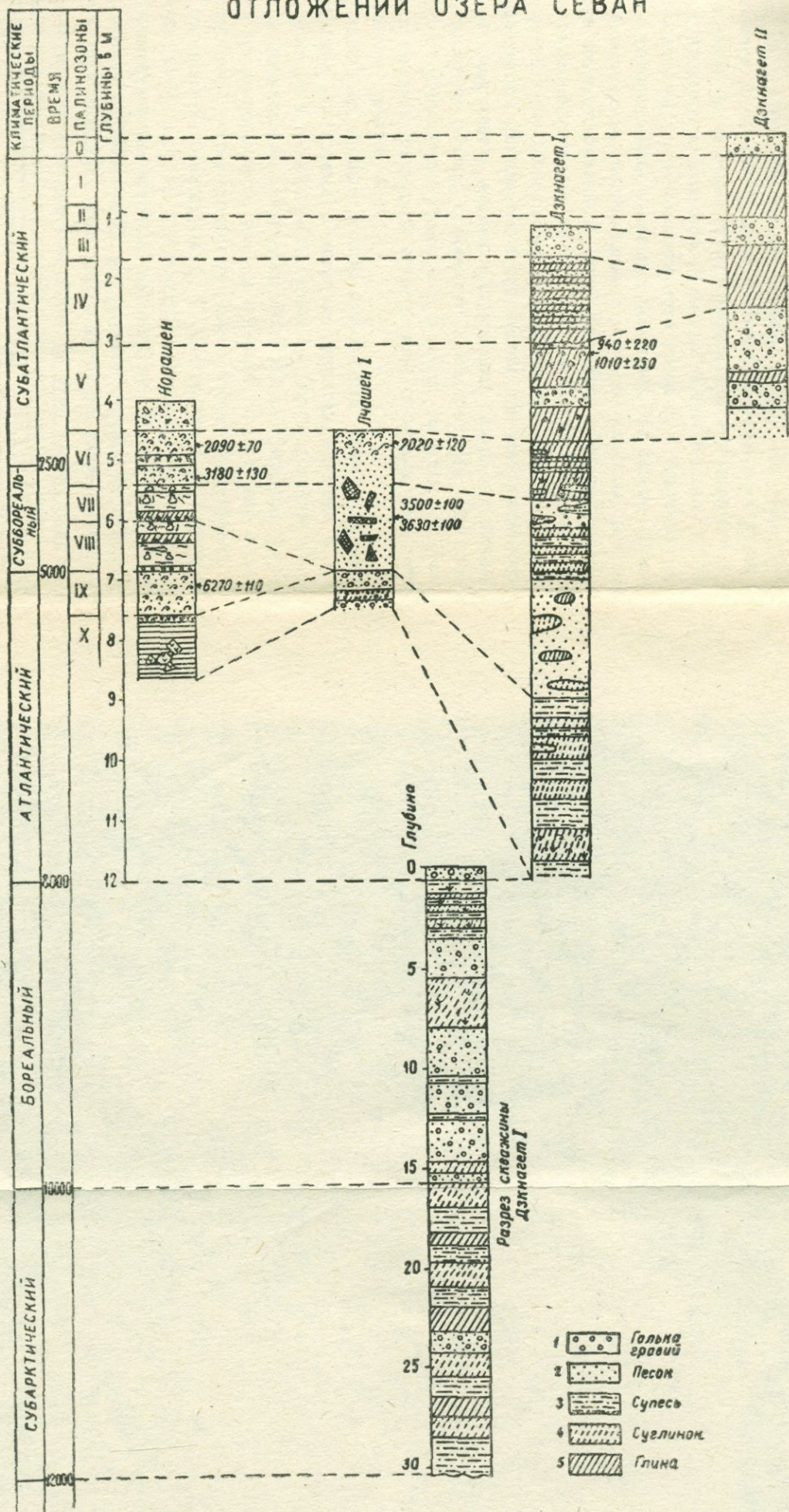


Рис. 1. 1 — песок, гравий, галька; 2 — песок; 3 — супесь; 4 — суглинок; 5 — глина, суглинок; 6 — глина с раковинами моллюсков; 7 — почва болотная (погребенная); 8 — керамика; 9 — повозки; 10 — различные культурные остатки; 11 — песок с раковинами моллюсков; 12 — глина; 13 — пыльца древесных и кустарниковых пород; 14 — пыльца травянистых и кустарниковых растений; 15 — споры (анализы З. В. Алешинской).

СХЕМА
СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ ГОЛОЦЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА СЕВАН



но на бортах долин моренные накопления весьма обильны. Ледниковые образования поздней фазы последнего оледенения Малого Кавказа имеют свежий облик и хорошую сохранность, они расположены на более высоких абсолютных отметках, что свидетельствует о сокращении масштабов оледенения.

Следует отметить, что следы двух крупных фаз позднечетвертичного оледенения, а возможно и двух самостоятельных оледенений установлены большинством исследователей также на Большом Кавказе и в Альпах (Кушев, 1962, 1964; Милановский, 1966, и др.). Их схемы хорошо сопоставляются со схемой гляциоэвстатических колебаний уровня Черного моря, а также со схемами стратиграфии лессов и погребенных почв в северных предгорьях Большого Кавказа (Серебрянный, 1978). Ледниковые образования позднечетвертичного времени в Армении местами перекрыты голоценовыми лавовыми потоками. На севере Гегамского нагорья расположены многочисленные молодые вулканы, давшие обширные потоки андезито-базальтов (тип «Б»). Эти лавы часто перекрывают ледниковые образования последнего оледенения, иногда достигают берега озера и вклиниваются в него. Специфическая их закалка типа гналокластитов наблюдается в тех местах, где они изливались непосредственно в воду, теперь же, после спуска вод озера, они хорошо обнажаются. Отдельные потоки, стекающие с водораздела Гегамского хребта, обтекают Лчасарские вулканы и доходят до истока р. Раздан. Эти лавы и явились последней естественной запрудой реки, что привело к поднятию уровня озера.

Обобщая различные данные, можно проследить общий характер изменений природной обстановки и историю развития человека и его материальной культуры в голоцене в бассейне оз. Севан, а также в Армении в целом и сопредельных областях. Голоценовая история Армении разделяется на региональные зоны и периоды, что хорошо сопоставляется с последними, очень сходными между собой, унифицированными схемами голоцена Ж. Мангеруда, С. Т. Андерсена, В. Е. Берглуда и Ж. Ж. Доннера (1974) и М. И. Нейштадта¹, в основе которых лежат общепринятые климатические периоды Блитта-Сернандера. На основании этих схем период 12 000—10 000 лет принято считать за переходный от плейстоцена к голоцену. Эти цифры являются также наиболее приемлемыми для нижней границы голоцена. Из этих границ для территории Армении началом голоцена следует считать время отчленения болота Гилли от озера Севан и начало отложения торфяников. Мощность этих торфяников около 8 м, с глубины 2 м получена радиоуглеродная датировка 2950 ± 150 лет, что позволяет подсчитать среднюю скорость осадконакопления и определить начало формирования торфяников цифрой 11 800 лет. Эта граница совпадает с нижней границей голоцена, проводимой М. И. Нейштадтом по времени начала отложений торфяников на территории Русской равнины, после отступления позднечетвертичного ледника. Учитывая сказанное, в основе разделения голо-

¹ Работа публикуется в данном сборнике.

цена Армении должны лежать периоды Блитта-Сернандера со следующими определениями их объемов М. И. Нейштадтом: субатлантический—0—2500 лет, суббореальный—2500—5000 лет, атлантический—5000—8000 лет, бореальный—9000—10 000 лет, субарктический—10 000—12 000 лет.

На сводной геологической колонке отложений, имеющих мощность около 8,5 м, составленной по естественным обнажениям, образовавшимся после спуска озера, выделяется десять палинологических зон, отражающих непрерывный ход развития растительности в бассейне оз. Севан в атлантический—субатлантический периоды (рис. 1)². Каждая из этих зон имеет радиоуглеродную, археологическую или историческую датировки. Более древние отложения, являющиеся непосредственным продолжением разрезов естественных обнажений, вскрыты скважиной, пробуренной в устье р. Дззнагет (рис. 2)³.

Субарктический период в Армении, по-видимому, является переходным от плейстоцена к голоцену и характеризуется временем деградации горных ледников последнего оледенения. Начало периода совпадает со временем накопления наиболее древних торфяных залежей болота Гилли, т. е. захватывает самое начало торфообразования (около 11 800 лет). Таяние ледников и запруда андезитобазальтами (тип «Б») устья р. Раздан способствовали максимальному повышению уровня Севана, т. е. произошла трансгрессия озера. Глинистые отложения этой трансгрессии вскрыты указанной скважиной в интервале глубин 15—30 м. Эта трансгрессия Севана вероятно совпадает с позднехвалынской трансгрессией Каспия. Последняя, по данным В. П. Федорова (1978) и других исследователей (Артамонов, 1976, и др.), протекала в условиях прохладного климата.

Бореальный период характеризуют грубообломочные отложения регрессивной фазы Севана, вскрытые указанной скважиной в интервале глубин 3,5—15 м. Вероятно, эта регрессия Севана совпадает с мангышлакской (послехвалынской) регрессией Каспия и связана с потеплением климатических условий.

Атлантический период характеризуют глинистые отложения верхней части указанной скважины в интервале глубин 0,5—3,5 м, а также низы отложений разрезов естественных обнажений в районе сел. Лчашен и Норашен. Естественные обнажения, охватывающие суббореальный и субатлантический периоды, изучены палинологически и их характеристика приведена на сводной спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 1).

Таким образом, геологические, палинологические, археологические и исторические данные показывают, что наиболее характерной особенностью и основной закономерностью послеледниковой истории природы и

² Спорово-пыльцевой и диатомовый анализы выполнены З. В. Алешинской.

³ Керн скважины изучен литологически; палинологические исследования еще не закончены.

материальной культуры Армении и сопредельных областей является ритмичность в их развитии.

Изученные локальные особенности природных условий в Севанском бассейне в голоцене хорошо совпадают с региональными и могут быть сопоставлены с общерегиональными и даже глобальными. Так, циклическая смена фаз влажного климата фазами уменьшения влажности обусловила последовательные изменения в составе лесной растительности Кавказа, которые укладываются в несколько зон (Тумаджанов, 1961, 1969), совпадающих во времени с палинозонами в бассейне Севана.

Периоды повышенной увлажненности на Кавказе, так же, как и в Альпах, способствовали увеличению оледенения, формированию стадияльных морен, увеличению снежности и лавинообразованию (Котляков и др., 1973; Кушев, 1962; Серебрянный, 1977; Тушинский, 1962, 1963, 1964; Шнитников, 1953, 1961). Эти периоды отмечаются: на границе IV тыс. лет до н. э., во II тыс. лет до н. э., в начале I тыс. лет н. э. и с середины до второй половины II тыс. лет н. э. Эти периоды значительного увлажнения чередовались с периодами уменьшения осадков и отступления ледников.

Трансгрессии Черного моря в целом были связаны с влиянием Мирового океана и хорошо сопоставляются с фландрийскими слоями Средиземного моря. Колебания же уровня замкнутого Каспийского моря развивались асинхронно и зависели прежде всего от местных климатических изменений (Леонтьев, 1959; Николаев, 1965; Игнатов, 1970; Федоров, 1978). Любопытно заметить, что ритму голоценовых трансгрессий Севана соответствуют трансгрессии Каспия и регрессии Черного моря, а также фазы наступления ледников и большая обледенность Большого и Малого Кавказа.

Некоторое совпадение истории развития природных явлений Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Передней Азии, Северной Африки и Атлантики в голоцене можно заметить при просмотре материалов исследований этих регионов (Neev, Emery, 1967; Cohen, 1970; Butzer, 1971; Horowitz, 1972).

YU. V. SAYADIAN

LAKE SEVAN AS A NATURAL "CLIMATOGRAPH" OF THE HOLOCENE

A b s t r a c t

The history of evolution of Lake Sevan, of the landscapes of its basin and the role of man in it is one of the most important and vital problems of the Holocene history of Armenia and adjoining regions.

Comprehensive studies of this problem show that the evolution of natural conditions of the given region in the Holocene was determined primarily by climatic factors. The rhythmicality of the postglacial history of nature and material culture should be regarded as its main regularity.

The studied local peculiarities of the natural conditions in the Sevan basin during the Holocene correspond well to the regional ones of the Caucasian—Black Sea—Caspian region and may be compared with the general regional features of the nature in the Russian Plain, Alps, and Mediterranean and even with the global ones.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. В. Исследование настоящих и древних ледников Кавказа. В кн.: Сборник сведений о Кавказе, т. I, Тифлис, 1871.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Артамонов В. И. Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований Дагестанского шельфа Северного Каспия. Автореф. канд. дис., М., МГУ, 1976.
- Бальян С. П. Древнее оледенение массивов Арагац и Гегамского нагорья. В кн.: Геология Армянской ССР, т. I, Геоморфология, Ереван, 1962.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области, Ереван, 1948.
- Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. Труды Института географии АН СССР, вып. 43, М., 1949.
- Есаян С. А. Древняя культура племен северо-восточной Армении, Ереван, 1976.
- Котляков В. М., Герасимов В. А., Диверц А. Л., Залиханов М. Е., Серебрянный Л. Р., Ходалов В. Г. Об изменениях климата в динамике оледенения высокогорного Кавказа в историческое время. В кн.: Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения, вып. 21. М., 1973.
- Кушев С. Л. Синхронизация стадияльных и микростадияльных конечных морей последней стадии отступления ледников Кавказа. Труды Комисс. по изуч. четвертич. периода, т. XIX, 1962.
- Кушев С. Л. Безенгийское оледенение Центрального Кавказа. Информ. сб. о работе геогр. фак-та МГУ по МГГ, № 10, 1964.
- Милановский Е. Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена, М., 1966.
- Мнацаканян А. О. Археологические раскопки на осушенной территории Севанского озера. Изв. АН Арм. ССР, обществ. науки, № 8, 1952 (на арм. яз.).
- Мнацаканян А. О. Раскопки курганов на побережье озера Севан в 1956 г. Сов. археология, № 2, 1957.
- Мнацаканян А. О. Древние повозки из курганов бронзового века. Сов. археология, № 2, 1960.
- Мнацаканян А. О. Лчашенские курганы. Краткие сообщения Института археологии АН СССР, № 85, 1961.
- Мнацаканян А. О. Основные этапы развития материальной культуры Лчашена. Ист. фил. журн. АН АрмССР, № 2, 1965.
- Мнацаканян А. О. Основные этапы развития материальной культуры Лчашена. Тезисы докл. посвящ. итогам полевых археолог. исслед. в СССР в 1970 г., Тбилиси, 1971.
- Саядян Ю. В. К вопросу о древнем оледенении Малого Кавказа. В сб.: Матер. Респ. II научн. конф. молодых научных сотрудников Армении, Ереван, 1969.
- Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН АрмССР, Наука о Земле, № 3, 1969.
- Саядян Ю. В., Алешинская З. В. Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения лчашенских археологических памятников. Докл. АН АрмССР, т. IV, № 1, 1972.

- Саядян Ю. В. Армянское нагорье в послеледниковое время (на примере озера Севан). Изв. АН СССР, сер. географ., № 2, 1979. ✓
- Саядян Ю. В. Человек и среда в послеледниковое время в бассейне озера Севан и сопредельных областях. В кн.: Вопросы геологии четвертичного периода Армении, Ереван, 1983.
- Серебрянный Л. Р. История позднеплейстоценового оледенения Европы. В кн.: Геология четвертичного периода, Ереван, 1977.
- Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время, М., 1978.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Армении и прилежащих частей Малого Кавказа, Ереван, 1947 (на арм. яз.).
- Рейнгардт А. Л. К вопросу о древнем оледенении Кавказа. Докл. АН СССР, сер. А, вып. 19, 1927.
- Тумаджанов И. И. История лесов Северного Кавказа в голоцене. В кн.: Вопросы голоцена, Вильнюс, 1961.
- Тумаджанов И. И., Гогичайшвили Л. К. Основные черты послехвалынской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия). В кн.: Голоцен, М., 1969.
- Тушинский Г. К. Ритмы в оледенении и снежности на территории Тебердинского заповедника. Тр. Тебердинского гос. заповедника, вып. 4, 1962.
- Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза, М., 1963.
- Тушинский Г. К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в I тыс. н. э. Информ. сб. о работах геогр. фак-та МГУ по Международн. геофиз. году, № 10, 1964.
- Шнитников А. В. Изменчивость горного оледенения Евразии в поздней и послеледниковую эпоху и абсолютная хронология. Изв. Всес. геогр. о-ва, вып. 5, 1953.
- Шнитников А. В. Современная фаза внутривековой изменчивости горного оледенения Северного полушария. Изв. Всес. геогр. о-ва, вып. 1, 1961.
- Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия, М., 1978.
- Butzer K. Archeology and Environment. Chicago, Aldine, 1971.
- Cohen H. R. The palaeocology of the south central Anatolia at the end of the Pleistocene and the beginning of the Holocene. — Anat. Studies. vol. 20, 1970.
- Horowitz A. Climatic and vegetational development in the northwestern Israel during Upper Pleistocene — Holocene times — Pollen et Spores, vol. 13, № 2, 1972.
- Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E. and Donner J. J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. BOREAS an International Journal of Quaternary Geology. v. 3, № 3, 1974.
- Neev D., Emery K. O. The Sea. — Isr. Min. Develop. Geol. Survey, bul. № 41, Jerusalem, 1967.
- Sajadjan Yu. V. Armenien und die angrenzenden Gebiete in der Nacheiszeit (Am Beispiel des Sees Sevan). ZFA. Z. Archäol. 12, 15—37, Berlin, 1978.

А. А. ВАРДАНЯН, В. Ю. КИРЬЯНОВ, В. В. КОЧЕГУРА,
Т. Б. НЕЧАЕВА, Ю. В. САЯДЯН

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ ПО ГОЛОЦЕНОВЫМ ОТЛОЖЕНИЯМ ОЗЕРА СЕВАН*

Комплексные магнитостратиграфические и магнитохронологические исследования голоценовых отложений Севанской котловины были проведены в устье р. Аргичи, близ юго-западного берега оз. Севан. В береговых обрывах реки была изучена и по литологическим признакам скоррелирована серия разрезов. Из нескольких горизонтов были отобраны органические остатки, возраст которых был определен радиоуглеродным методом в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР. Результаты этих определений приведены в табл. 1, а стратиграфическая корреляция разрезов и положение датированных горизонтов показаны на рис. 1.

Таблица 1

Лабораторный № образца	Материал, взятый для датирования	Радиоуглеродный возраст (лет)
ИВАН—384	торф	4940 ± 100
ИВАН—386	растительный войлок	1310 ± 200
ИВАН—387	„черные глины“	8010 ± 100
ИВАН—388	торф	5080 ± 80

ИВАН — индекс лаборатории абсолютного возраста Института вулканологии ДВНЦ АН СССР.

Даты даны без поправки на изменение концентрации радиоуглерода в атмосфере.

Приведем описание опорного разреза т. 1—81 (снизу вверх).

Мощности слоев:

1. 150 см—аллювиальные отложения—окатанный галечник до 30 см в диаметре, плотно упакован; в 50 см ниже кровли 15 см прослой ожелезненного, плотно сцементированного галечника. Самая крупная галька (20—30 см) залегает над ожелезненным прослоем. Далее—крупность уменьшается кверху. Цемент—крупно- и среднезернистый песок (кр/з и с/з) серого цвета, сыпучий. Верхняя часть толщи—разноразмерный га-

* Геологическое строение и археология голоценовых отложений озера Севан публикуются в статье Ю. В. Саядяна в настоящем сборнике.

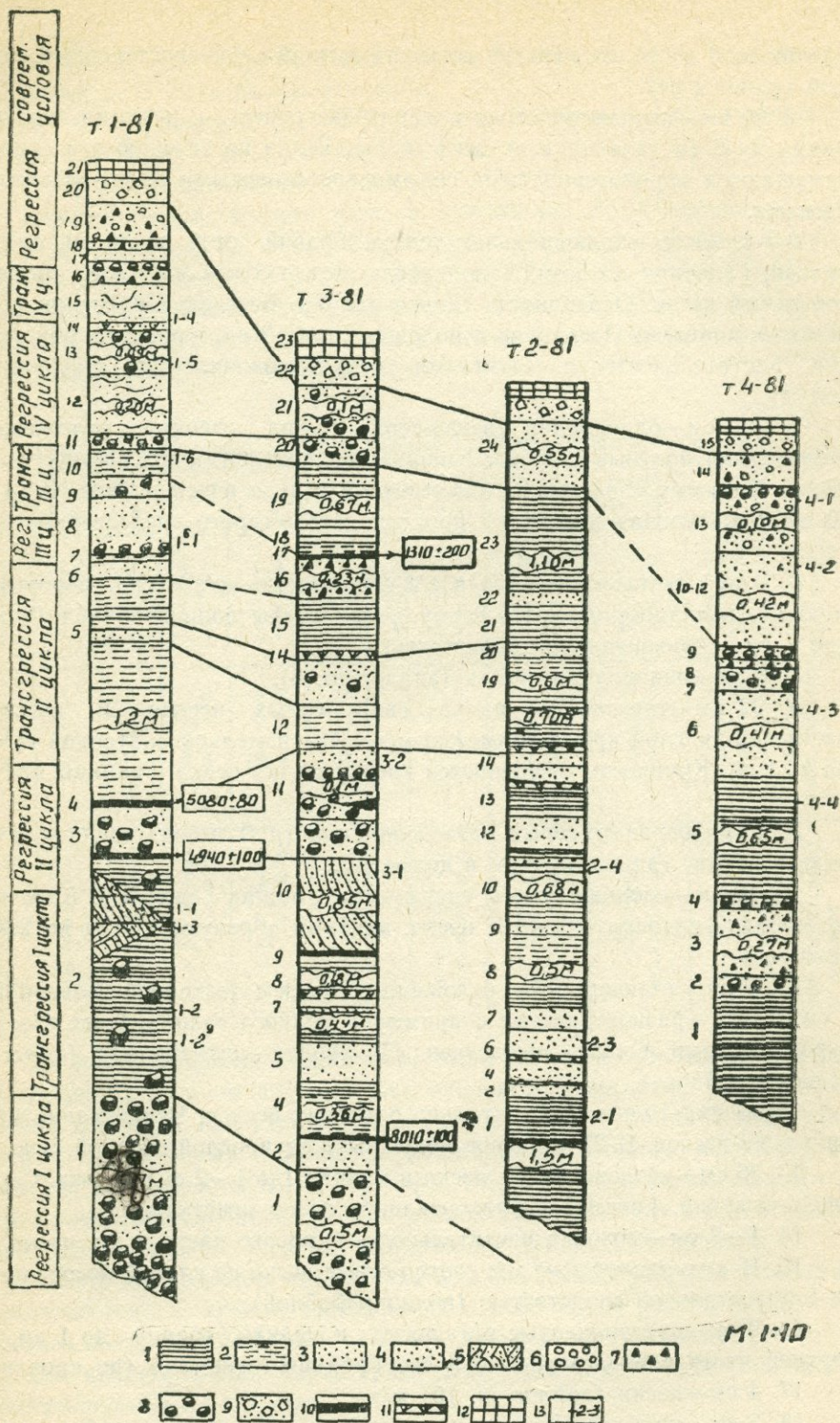


Рис. 1. Схема корреляции разрезов в устье р. Аргичи и результаты их радиоуглеродного датирования. 1 — тонкопереслаивающиеся прослои суглинков, супеси, песков; 2 — супесь тонкослоистая; 3 — тонкозернистые пески; 4 — грубозернистые пески; 5 — косослоистые пески; 6 — вулканические пемзовые лапиллы; 7 — гравий; 8 — галечники; 9 — делювиальные отложения: пески, супеси с дрсвой и щебнем; 10 — истинные мощности отложений, показанных вне масштаба; 11 — погребенные почвы; 12 — погребенный "растительный войлок"; 13 — современная дернина.

лечник от 3 до 10 см, переход в вышележащий слой—постепенный, четкой границы нет.

2. 90 см—пылеватая серая алевритовая супесь с редкими включениями 2—6 см галечника по всей толще. Выше по течению эти супеси замещаются крупнозернистыми серыми косослоистыми аллювиальными песками.

3—4. 20 см—аллювиальная толща. Гравий от 1 до 30 см, слабо окатан. Галечник до 8 см. Заполнитель светло-серый мелко- и среднезернистый песок. Окатанность гальки слабая. Весь слой пронизан древесными корнями. По кровле и подошве слоя—2 см горизонты обугленной растительности с остатками полуразложившегося торфяника (сл. 4).

5. 200 см—однородная светло-серая толща озерных отложений. Монолитные плотные супеси с единичными прослоями м/з светлосерого песка. По всему слою следы ожелезнения в виде пятен и линз. В 14 и 20 см ниже кровли два—4 см прослоя светло-серого среднезернистого песка.

6. 9 см—светло-серый м/з и с/з с примесью кр/з песка, переотложенного, вулканогенного. По всему слою—следы волновой ряби (нижние 3 см—горизонтальная слоистость).

7. 2 см—однородная супесь (аналог сл. 5).

8. 22 см—трехслойная пачка светло-серых песков. В нижней части—12 см слой кр/з с примесью м/з песка и мелкой окатанной гальки до 1 см. Крупность уменьшается кверху до м/з песка. Границы пачки четкие.

9. 8 см—беловато-серый разнозернистый (р/з) песок с единичными включениями гальки до 2 см в диаметре.

10. 10 см—озерная супесь, светло-серая, аналог слоя 5. В 5 см ниже кровли—ниточки м/з и с/з песка, местами образуют линзы до 2 см толщиной.

11. 5 см—аллювиальные отложения. Пески с окатанной галькой до 8 см. Пески—разнозернистые с примесью мелкого гравия. Цвет слоя—буровато-серый. Сильно ожелезнен. По кровле—ниточка мха («растительный войлок»).

12. 43 см—толща горизонтально слоистых песков. Чередование м/з, кр/з и с/з песков. В 27 см выше подошвы 1 см прослой озерной супеси.

13. 26 см—неслоистые р/з пески и мелкая (до 1—2 см) галька. Слой очень сыпучий. Граница с нижележащим слоем нечеткая.

14. 1—2 см—моховая растительность бурового цвета в м/з песке.

15. 15 см—однородные м/з светло-серые пески со слабой косой, почти горизонтальной слоистостью (волноприбойной).

16. 9 см—светло-желтые р/з пески и мелкий гравий до 1 см. В верхней части слоя—галька до 3 см. Границы—нечеткие (по кровле).

17. 4 см—пески (аналог сл. 15) м/з.

18. 3 см—кр/з песок и мелкий гравий до 1 см (более грубая часть слоя 17).

19. 13—17 см—светло-серые м/з пески (аналог сл. 15) с включениями гравия до 1 см и белых пемзочек.

20. 10 см—делювий: светло-серая супесь с примесью разнотернистого песка, мелкого гравия и гальки до 4 см.

21. 6 см—современная дернина.

Изучение вещественного состава отложений. Все отобранные образцы просеивались на механических ситах «АП-2Ц» в течение 10 мин. Навеска в 50 г разделялась на 7 фракций: 2 мм; 1—2; 0,5—1; 0,25—0,5; 0,125—0,25; 0,063—0,125; 0,063 мм. (табл. 2). Под микроскопом в иммерсионной жидкости изучался количественно-минералогический состав фракции 0,063—0,125 мм (табл. 3).

Таблица 2

Гранулометрический состав отложений (№№ образцов см. в разрезах)

№№	№ обр.	Фр., мм	2 мм	1 —2	0,5 —1	0,25 —0,5	0,125 —0,25	0,063 —0,125	0,063	Фация
1	1	—2	3,1	1,4	4,0	4,4	14,6	32,9	39,6	озерные отложения
2	2	—1	0,2	0,6	2,8	3,2	9,6	17,1	67,3	
3	3	—4	1,6	0,4	1,4	1,4	4,4	17,0	73,8	
4	4	—4	3,2	3,1	3,5	4,3	14,3	42,8	28,8	
5	3	—5	1,0	0,2	3,0	40,0	45,0	10,3	0,5	аллювиальные косослойные пески
6	1	—1	1,1	0,4	2,0	33,3	53,3	8,7	1,2	
7	3	—1	—	—	16,4	60,4	20,4	2,0	0,8	
8	3	—2	4,6	18,0	66,0	10,0	0,4	0,5	0,5	
9	1	—3	1,2	7,0	49,4	34,2	7,3	0,6	0,3	аллювиально-озерные (дельтовые) отложения
10	3	—3	0,2	0,2	2,4	38,0	45,0	1,9	0,3	
11	3	—6	1,4	3,0	12,6	31,6	46,0	4,8	0,6	
12	4	—1	80,0	18,8	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	
13	4	—2	—	0,3	11,4	22,0	54,0	11,0	1,3	
14	4	—3	—	—	0,8	0,8	22,8	59,4	16,2	
15	2	—3	—	—	0,6	9,6	80,2	5,3	1,4	
16	2	—4	—	—	0,1	3,4	74,5	18,5	3,5	

Во всех изученных разрезах не было встречено ни одного непереотложенного, хорошо выраженного пеплового горизонта. Пирокластический материал присутствует в отложениях всех фаций в виде примеси к терригенному и является, по-видимому, вторично-переотложенным (по определению А. Р. Гептнера, 1972), т. е. представляющим собой продукты разрушения более древних вулканических толщ и входящий, таким образом, в состав терригенных компонентов породы.

Набор минералов в отложениях всех изученных разрезов более или менее постоянен: вулканическое стекло, плагиоклаз, рудные минералы, роговая обманка, пироксены, слюда, единичные зерна оливина (табл. 3), но для каждой фации характерны свои особенности количественно-минералогического состава.

В озерных отложениях (табл. 3, № 2—5) преобладает терригенный материал, что находит свое отражение в увеличении со-

держания обломков пород и измененных минералов (40—72%), пирокластический материал присутствует только в виде примеси к терригенному и представлен плагиоклазом (14—30%), вулканическим стеклом (8—29%), содержание темноцветных минералов не превышает 4%, причем в двух образцах (из пяти отобранных) присутствует биотит, рудные минералы содержатся в количестве 1—3% и представлены преимущественно магнетитом.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав отложений, в %
(фракция 0,063—0,125 мм)

№№	№ обр.	Компоненты, в %	Вулканическое стекло	Плагиоклаз	Рудные минералы	Обломки пород и измененные минералы	Зеленая роговая обманка	Бурая роговая обманка	Пироксены	Слюда (биотит)	Оливин
1	1	—2	29	30	1	40	—	—	—	—	—
2	1	—1	22	16	3	57	1	—	—	1	—
3	4	—4	8	14	2	72	2	—	—	2	—
4	3	—4	16	26	1	55	—	2	—	—	—
5	1	—6	16	24	2	56	—	2	—	—	—
6	3	—5	18	40	4	32	—	2	2	—	ед.
7	1	—1	28	29	2	36	1	1	2	1	—
8	3	—1	24	25	1	46	1	2	—	—	—
9	3	—2	18	20	2	58	—	—	2	—	—
10	1	—3	24	14	2	57	1	1	1	—	—
11	3	—3	12	40	6	36	—	3	3	—	—
12	3	—6	39	22	3	30	2	3	1	—	—
13	4	—1	70	12	1	17	—	—	—	—	—
14	4	—2	25	37	2	30	2	3	1	—	ед.
15	4	—3	12	23	3	60	1	—	1	—	—
16	2	—3	9	38	6	42	1	1	3	—	—
17	2	—4	8	28	1	51	4	4	4	—	—
18	1	—4	51	35	2	9	—	2	1	—	—
19	1	—5	42	25	3	23	1	4	1	—	—

Озерные отложения представлены наиболее тонкими разностями терригенного и пирокластического материала, как правило, свыше 70% частиц имеют размер 0,125 мм (табл. 2, № 1—4).

Верхние части горизонтов озерных отложений (сл. 10, т. 1—81 и сл. 19, т. 3—81) могут быть скоррелированы. В обоих разрезах эти толщи представлены чередованием светло-серых супесей и серых мелкозернистых песков. Изучение вещественного состава отложений в образцах супесей, взятых в верхних частях этих горизонтов (обр. 1—7 и 3—4) показало, что и в тех и других отложениях присутствует один и тот же набор минералов, причем в совершенно одинаковом количественном соотношении. Эти данные (табл. 3, №№ 4—5), а также сходный внешний облик частиц под микроскопом позволяют скоррелировать верхние части горизонтов сл. 10, т. 1—81 и сл. 19, т. 3—81 и считать, что они накапливались одновременно в обоих разрезах.

В аллювиальных косослоистых песках доля пирокластики заметно возрастает, некоторые горизонты почти целиком сложены переотложенным вулканическим песком. Количественно-минералогический состав отложений приведен в табл. 3 (№№ 6—10). Хотелось бы отметить некоторое увеличение в них (по сравнению с озерными осадками содержания плагиоклаза (14—40%) и уменьшение количества терригенного материала (обломки пород, измененные минералы)—32—57%. Содержание вулканического стекла, темноцветных и рудных минералов практически остается неизменным.

Вулканическое стекло представлено наиболее кислыми разностями и под микроскопом выглядит прозрачным, бесцветным, форма частиц стекла—изометричная, оскольчатая, часто они покрыты трещинами и содержат ненарушенные газовые пузырьки. Следует отметить, что такой внешний облик вулканического стекла характерен для всех изученных образцов. В отложениях косослоистых песков встречены также единичные зерна оливина (см. табл. 3).

Крупность материала в аллювиальных отложениях, по сравнению с озерными, заметно увеличивается: свыше 80% материала приходится на фракцию 0,125 мм, а в некоторых случаях—на фракцию 0,25 мм. Хорошая сортировка материала, при столь значительной его крупности, свидетельствует об отложении его в подвижной водной среде.

Накопление аллювиально-озерных (дельтовых) отложений (табл. 3, №№ 11—19) происходило в условиях мелководья, волно-прибойной деятельности и, по-видимому, осадки подвергались естественному шлихованию, что нашло свое отражение в увеличении содержания темноцветных (2—12%, в среднем—6%) и рудных (1—6%) минералов (табл. 3). Размеры частиц в этих отложениях, как правило, превышают 0,125 мм (табл. 2).

Основным источником поступления пирокластического материала в этом районе является, возможно, вулкан Армаган, вулканогенные отложения которого были размывы и вторично переотложены рекой Аргичи.

Общая характеристика отложений разреза т. 1—81. В основании разреза (сл. 1) залегает мощная 1,5-метровая толща аллювиальных отложений, представленная хорошо окатанным галечником, размером от 5 до 30 см. В нижней части галечники плотно упакованы, крупность их постепенно уменьшается кверху, в них, в виде цемента, появляется средне- и крупнозернистый песок.

Истинная мощность этих отложений, являющихся, по-видимому, русловой фацией аллювия, неизвестна, так как подстилающие эту толщу осадки нигде не вскрываются, галечники уходят под урез воды. Отложения этой толщи являются наиболее древними, вскрытыми эрозией в этом районе после спуска вод Севана.

На толще галечников залегает 90-сантиметровая пачка озерно-дельтовых отложений (сл. 2), представляющая собой серую алевритовую супесь с включениями окатанных галечников, размером 2—6 см.

В пределах этого же обнажения, выше по течению р. Аргичи, отложения фациально замещаются аллювиальными крупнозернистыми косослоистыми песками с разнонаправленной слоистостью. Прослой обычно прямолинейные, реже вогнутые, иногда отчетливые (благодаря хорошо выраженной сортировке зерен внутри прослоя), иногда менее отчетливые, когда они сложены неоднородным и несортированным материалом. Косая слоистость определяет общий облик отложений, вследствие чего они и были названы «косослоистыми песками». В песках имеется постоянная примесь пирокластики (табл. 3).

Об озерном генезисе алевритовых супесей этой толщи свидетельствуют присутствующие в них в большом количестве планктонные пресноводные озерные виды диатомовых: *Melosira*, *Synedra*, а о формировании всей этой толщи в прибрежной зоне озера можно говорить благодаря наличию в ней многочисленных представителей *Cymbella*, *Stanronia*, *Navicula*, *Pinnularia*, *Epithemia* (определения Е. Г. Лупкиной).

Времени накопления этих отложений соответствует незначительная по масштабам, но довольно длительная трансгрессия озера Севан, береговая граница которого проходила в пределах обнажения т. 1—81.

Выше залегает 20-сантиметровая аллювиальная толща (сл. 3): галечники до 8 см, заполнитель разнозернистый песок, по кровле и подошве этих отложений протягивается 2-сантиметровый обугленный прослой с остатками полуразложившейся растительности, свидетельствующий об образовании застойного водного режима, с последующим образованием лагуны или болота.

На аллювиальных галечниках залегает однородная светло-серая толща озерных отложений: монолитная, плотная супесь с единичными прослоями мелко- и среднезернистого светло-серого песка (сл. 5). Отложения этой толщи присутствуют во всех разрезах; по-видимому, времени их накопления соответствует озерная трансгрессия, а значительная мощность отложений свидетельствует о довольно большой длительности существования здесь озера.

Озерные отложения перекрываются светло-серым мелко- и среднезернистым песком со следами волновой ряби, накопление которого соответствует началу регрессии озера. Слои 7—9, т. 1—81 представлены разнозернистыми песками, мелкой галькой и незначительными по мощности прослоями озерных супесей. Накопление этих осадков происходило на фоне непрерывной регрессии озера.

Выше залегает прослой (10 см) озерной супеси с питочками мелко- и среднезернистых песков (сл. 10), соответствующий кратковременной озерной трансгрессии.

На озерных супесях лежит 8-сантиметровый прослой, представленный разнозернистыми аллювиальными песками с галькой до 8 см (сл. 11). Этот горизонт аллювиальных отложений прослеживается во всех изученных разрезах. Накопление этих, а также вышележащих отложений происходило в период непрерывной регрессии озера. Следы вол-

новой ряби в отложениях горизонтов 12—15 свидетельствуют о накоплении их в мелководных прибрежных условиях.

Все исследованные нами разрезы сверху перекрыты 10—20-сантиметровой толщей делювиальных отложений и современной дерниной.

Таким образом, строения разреза и состав отложений свидетельствуют о неоднократном подъеме и спуске вод озера Севан в голоцене. На основании изучения отложений мы можем выделить четыре цикла трансгрессий и регрессий озера с последующей, самой продолжительной его регрессией, продолжающейся вплоть до настоящего времени.

На опорном разрезе т. 1—81 было проведено палеомагнитное опробование. По непрерывной сети было отобрано по два ориентированных образца из 92 прослоев, охватывающих разрез мощностью 4 м. Литологическая колонка этого разреза и схема его палеомагнитного опробования показаны на рис. 2. Образцы из нечетных горизонтов были использованы для палеомагнитных определений, а из четных—для изучения природы естественной намагниченности пород разреза.

Величина естественной остаточной намагниченности пород в среднем составляла $14 (7 \div 25) \cdot 10^{-6}$ СГС, магнитной восприимчивости— $31 (12 \div 100) \cdot 10^{-6}$ СГС и отношения—1 ($0,5 \div 1,6$). С целью предварительной оценки доли вязкой намагниченности в породе один из образцов каждого горизонта хранился и транспортировался в лабораторию в перевернутом положении. В результате компенсаций вязкой намагниченности под воздействием геомагнитного поля за это время (около двух месяцев) намагниченность перевернутых образцов уменьшилась в среднем в два раза, что свидетельствует о большой доле вязкой намагниченности. Это было подтверждено результатами магнитной чистки образцов, которая показала присутствие в породе в среднем около 60% вязкой намагниченности. Поэтому все образцы отобранной коллекции были подвергнуты магнитной чистке либо нагревами до 100 и 200°C, либо в переменных магнитных полях 200 и 400 эрстед. В результате такой чистки вторичная вязкая намагниченность пород была практически полностью удалена.

Минералогический и термомагнитный анализ пород показал, что основными носителями их намагниченности являются ферромагнетики магнетитового ряда, содержащиеся главным образом в обломочных частях вулканогенных пород. Первичная естественная остаточная намагниченность представляет собой сформировавшуюся во время отложения осадка ориентационную намагниченность. Поэтому можно с достаточной степенью уверенности утверждать, что изменения вектора первичной намагниченности в разрезе отражают изменения направления геомагнитного поля в период формирования осадков.

Изменения направления намагниченности по разрезу, полученные после магнитной чистки и последующего скользящего осреднения по двум точкам, приведены на рис. 2 справа. На стереопроекции рис. 3а показаны те же изменения, разбитые на отдельные циклы палеовариаций. При этом было проведено дальнейшее осреднение направлений на-

магнитности по сериям соседних горизонтов таким образом, чтобы соседние по разрезу усредненные направления намагнитченности с учетом радиусов круга доверия имели значимые различия и с большей степенью надежности характеризовали зафиксированные в разрезе палеовариации геомагнитного поля. Полученные в результате этого осреднения данные приведены в табл. 4.

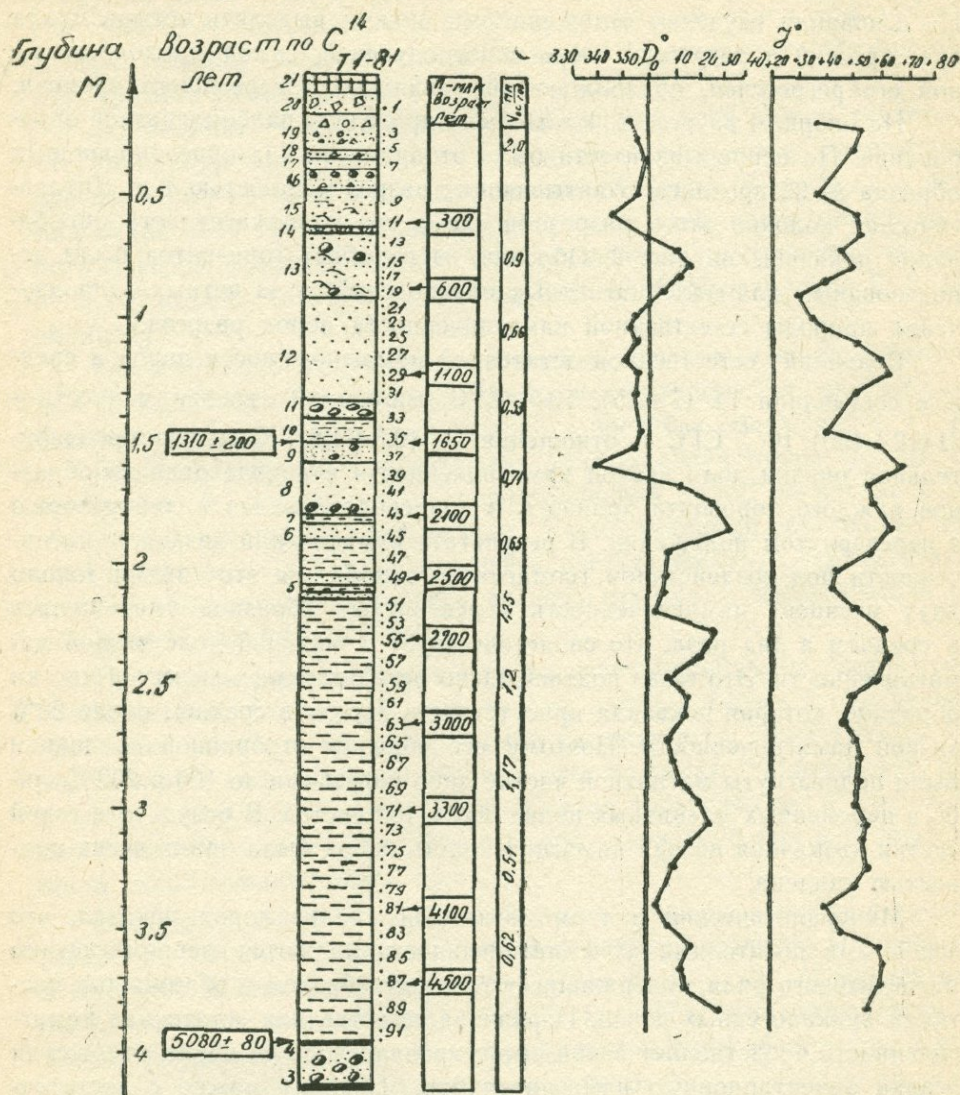


Рис. 2. Схема палеомагнитного опробования и результаты изучения разреза 1—81 (условные обозначения см. рис. 1).

Как видно из рис. 3а, в изученной толще осадков оз. Севан за последние 5 тыс. лет выявлено пять циклов палеовариаций. Если рассматривать амплитуду этих вариаций в градусах дуги большого круга, наиболее четко выявляются вариации наклонения, что и послужило основой для расчленения вариаций на отдельные циклы.

На рис. 3б приведены разбитые на отдельные циклы палеовариации на Украине и в Молдавии за последние 4,5 тыс. лет, полученные Г. Ф. Загнием (1981) в результате археомагнитных исследований. Как видно из этого рисунка, там также преобладали вариации наклонения, что благоприятствует использованию экстремальных значений наклонения в корреляционных целях. У экстремальных по наклонению направлений вектора этих циклов показаны соответствующие им археологические датировки. Тот факт, что за рассматриваемый интервал времени на Украине наблюдается также пять циклов вариаций, позволяет заключить, что сопоставленные с ними на рис. 3 циклы палеовариаций в районе оз. Севан являются в первом приближении синхронными, и что в палеомагнитной записи изученных осадков отсутствуют перерывы осадконакопления, превышающие длительность цикла (в нашем случае она составляет в среднем 850 лет). Исходя из этого, а также опираясь на данные радиоуглеродного метода, археологические датировки со шкалы палеовариаций для Украины и Молдавии были перенесены на соответствующие горизонты разреза осадков оз. Севан. В качестве вспомогательного и уточняющего критерия при этом были использованы вариации склонения геомагнитного поля. Эти палеомагнитные датировки приведены на рис. 2, справа от литологической колонки.

Таблица 4

№№ горизонтов	D°	J°	K	d ₉₅ °
1—9	354,1	+47,8	52	7,8
11	333,6	+67,3	—	—
13—17	16,9	+52,3	317,8	6,9
19—23	357,9	+35,8	132,7	10,7
25	356,3	+47,7	—	—
27—31	351,6	+62,1	170,2	7,06
33—35	354,8	+48,3	116,1	23,2
37	296,6	+79,8	—	—
39—45	24,2	+64,8	96,2	7,8
47—51	3,1	+45,5	73,4	14,4
53—57	22,6	+66,8	177	9,3
59—67	11,8	+54,0	172,3	5,8
69—73	25,3	+60,3	821,7	4,3
75—81	6,9	+52,5	56,9	8,9
83—91	25,3	+65,5	450	3,6

Рассмотрим полученный результат с точки зрения согласованности возраста, определенного радиоуглеродным и палеомагнитным методами. Нижняя радиоуглеродная датировка 5080 ± 80 лет находится в хорошем согласии (с учетом скорости осадконакопления) с определенным палеомагнитным возрастом 4550 лет для вышележащего горизонта по-

род. Но несогласованность между ними и не может быть большей, поскольку на эти даты мы опирались при сопоставлении циклов палеовариаций. Верхняя радиоуглеродная датировка 1310 ± 200 лет отличается от полученного палеомагнитным методом возраста 1650 лет на величину, превышающую погрешность радиоуглеродного определения. Возможны различные причины наблюдающегося расхождения. Во-первых, нельзя не вспомнить, что органический материал для датировки 1310 лет отобран в другом разрезе. Еще один фактор, влияющий на результат палеомагнитного датирования, связан с западным дрейфом геомагнитного поля. Если предположить, что западный дрейф в данном районе имел место (Бурлацкая и др., 1965), и учесть разницу долготы Киева, в которой приведена шкала палеовариаций на Украине, и долготы оз. Севан, палеомагнитный возраст всех горизонтов на рис. 2 надо увеличить на 50—70 лет. Таким образом, введение поправки за западный дрейф еще больше увеличило бы различие палеомагнитной и радиоуглеродной дат.

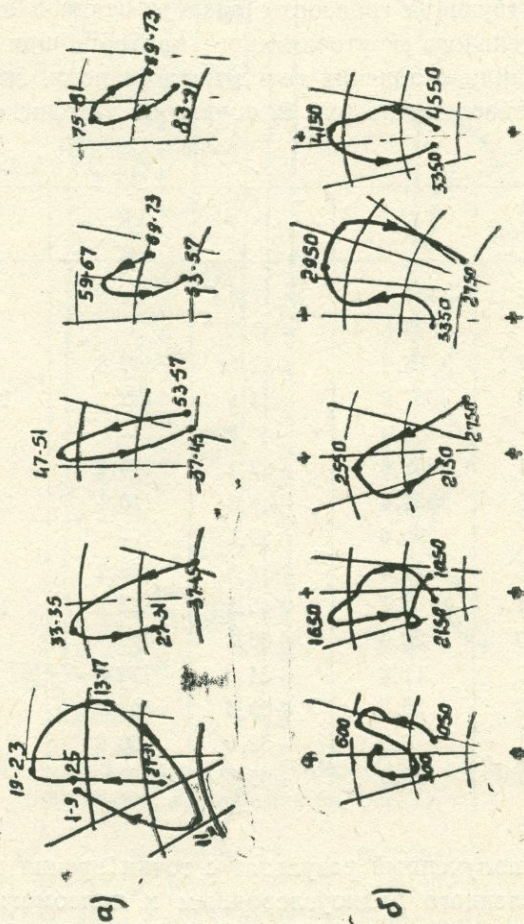


Рис. 3. а) циклы палеовариаций по данным разреза 1—81; б) циклы палеовариаций на Украине и в Молдавии по данным Г. Ф. Загния (1981).

Наиболее вероятно, по нашему мнению, другая причина наблюдающегося расхождения. Дело в том, что интерпретация полученных данных исходит из предположения, что пространственная однородность палеогеомагнитных вариаций достаточна для прослеживания их на расстояниях до 1500 км. Однако это предположение вынужденное, поскольку для более близких к оз. Севан районов нет таких детальных и охватывающих 5 тыс. лет шкал палеогеомагнитных вариаций, как использованная нами в качестве опорной шкала Г. Ф. Загния для Украины и Молдавии. Более того, это предположение противоречит сложившемуся в ходе археомагнитных исследований мнению, что пространственная однородность палеогеомагнитных вариаций сохраняется лишь в радиусе 500 км.

В настоящее время известно, что палеогеомагнитные вариации—результат наложения как гармонических, так и негармонических колебаний, имеющих разные период или длительность, различные источники и, следовательно, различную пространственно-временную однородность. (Загний, 1981). Поэтому нельзя ожидать полного сходства палеогеомагнитных вариаций в районах, отстоящих на 1500 км. Так, на рис. 2 четко отмечается плавное смещение склонения к западу за последние 5 тыс. лет, отсутствующее в данных по Украине и Молдавии. При сравнении данных на рис. 3 также наблюдаются различия в амплитуде и пространственной ориентировке отдельных синхронных циклов палеогеомагнитных вариаций. По всей вероятности, подобные различия в поведении геомагнитного поля, связанные с его пространственно-временной неоднородностью и являются причиной рассматриваемого несовпадения дат. Окончательно же решить этот вопрос можно будет, по-видимому, лишь после уточнения параметров западного дрейфа в этом районе и после проведения более тщательных палеогеомагнитных исследований на том же разрезе, на котором отобраны пробы для радиоуглеродного анализа.

Несмотря на имеющиеся затруднения, полученные нами данные свидетельствуют, что даже на расстояниях в 1500 км у вариаций геомагнитного поля наблюдаются общие черты, позволяющие выделять гармоники колебаний со средним периодом порядка 850 лет и использовать их в целях стратиграфической корреляции разрезов. Недостаточность имеющихся сведений о пространственно-временной структуре палеогеомагнитных вариаций в изученном районе заставляет нас пока с осторожностью относиться к полученным палеогеомагнитным определениям возраста пород. Однако полученные нами одиннадцать палеогеомагнитных датировок достаточно наглядно демонстрируют возможную детальность хронологического обеспечения разрезов рассматриваемым методом.

Наличие в спектре колебаний геомагнитного поля как на Украине, так и в Армении гармоники с периодом порядка 850 лет позволяет предположить, что приведенные на рис. 2 палеогеомагнитные датировки отличаются от истинного возраста пород менее чем на половину периода этих основных колебаний, и что с наименьшей погрешностью определены интервалы времени между максимумами и минимумами наклонения геомагнитного поля. Эти предположения, согласующиеся с

результатами радиоуглеродного датирования, позволяют считать близкими к реальным вычисленные нами по палеомагнитным данным скорости осадконакопления в изученном разрезе. Они приведены на рис. 2. В полученном результате обращают на себя внимание резкие (примерно в два раза) изменения скорости осадконакопления, наблюдающиеся на уровне датировок 2550 и 3350 лет. Эти изменения не приурочены в разрезе к каким-либо существенным изменениям литологии и причину их следует искать, по всей вероятности, в климатической истории Севанской котловины.

Очевидно, что для повышения надежности стратиграфической корреляции и точности палеомагнитного датирования с использованием палеомагнитных вариаций для районов Кавказа и Закавказья необходима разработка собственной опорной шкалы палеовариаций геомагнитного поля. Эта шкала может опираться не только на археологические объекты, которыми так богаты эти районы, но и на датированные осадочные и вулканогенные образования.

A. A. VARDANYAN, Y. Y. KIRIANOV, V. V. KOCHEGURA,
T. E. NECHAEVA, Yu. V. SAJADYAN

SECULAR VARIATIONS OF GEOMAGNETIC FIELD IN HOLOCENE DEPOSITS OF SEVAN LAKE

A b s t r a c t

Complex magnetostratigraphical and magnetochronological investigations of Holocene deposits in the mouth of Argitchi river at southwestern coast of Sevan Lake allow to reveal the presence of a harmonic within the oscillation spectrum of geomagnetic field of Armenia and Ukraina with a period of 850 years.

This fact supposed that paleomagnetic data differ from absolute rock ages less than the half of the general oscillations period and the intervals of time between minimums and maximums of geomagnetic field accumulations had been determined with lowest errors.

These assumptions coinciding with radiocarbon data in the investigated section are close to real data calculated on the base of paleomagnetic data of sedimentation rates.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бурлацкая С. П., Нечаева Т. Б., Петрова Г. Н. Оценка западного дрейфа векового хода, накопления и изменения магнитного момента Земли по археомагнитным данным. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 6, 1965, с. 31—42.
- Гиптнер А. Р. О минеральном составе позднекайнозойских отложений Камчатки, обусловленном влиянием вулканизма. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1972, с. 27—39.
- Загний Г. Ф. Структура археовековых вариаций геомагнитного поля Украины и Молдавии за последние 5500 лет. Геофизический журнал, Киев, 1981, т. III, № 5, с. 60—66.
- Петрова Г. Н., Бурлацкая С. П. Современные представления о вековых вариациях. В сб.: Проблемы изучения палеовековых вариаций магнитного поля Земли, Владивосток, 1979, с. 5—15.

М. В. КАБАЙЛЕНЕ

СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ МАЛЫХ ОЗЕР СЕВЕРО-ЗАПАДА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В работе в основном использованы материалы по территории Прибалтики, где очень много озер и донные отложения детально изучены комплексом методов. Имеется немало, в особенности по территории Эстонии, радиоуглеродных датировок. Для проверки достоверности выводов привлечены данные изучения голоценовых отложений озер других районов Северо-Запада.

Голоцен в нашем понимании охватывает так называемое поздне- и послеледниковое время. За это время происходило непрерывное и последовательное накопление отложений в водоемах различного типа и развитие растительного покрова на территории, освободившейся от льдов. Непрерывное развитие жизни в водоемах началось со времени образования этих водоемов, т. е. с позднеледникового. Однако такой нижний рубеж голоцена на территории Прибалтики является скользящим, поэтому из практических соображений для более удобной корреляции разрезов, за начало голоцена, вслед за М. И. Нейштадтом (1957, 1971) и В. К. Гудялисом (1961, 1973), можно было бы принять подошву аллередских отложений, которые являются маркирующим горизонтом в голоценовых озерно-болотных толщах. Этот рубеж легко прослеживается на спорово-пыльцевых диаграммах. Он соответствует началу накопления слоев, богатых органическим веществом, распространению древесных пород на рассматриваемой территории.

Мощность толщи отложений в разных озерах Прибалтики и сопредельных территорий варьирует в больших пределах (примерно от 1 до 20 м, но обычно меньше 6—8 м). Озерные отложения нами разделяются на двенадцать палинозон. Некоторые из этих зон (XII, XI, V, IV, II) разделены на подзоны. По данным диатомового анализа выделяется пять периодов.

Главный фактор, влияющий на изменение состава и интенсивности накопления отложений, а также на развитие озерных котловин—это существенное и длительное изменение климатических условий.

В нижней части озерных толщ отчетливо выделяется слой аллередского потепления (XI палинозона). Во многих случаях, в особенности на территории Литвы и Белоруссии, они представлены торфом, торфянистым сапропелем, илом и глиной с повышенным содержанием органического вещества. Сверху эти торфянистые и торфоподобные слои по-

крываются озерными отложениями, обычно менее богатыми остатками растений, чаще всего сапропелем, илом или глиной также аллередского возраста. В Эстонии и Латвии аллередские отложения представлены преимущественно озерными алевритами и глинами с темными прослоями и гнездами органического вещества. Встречаются слои с повышенной карбонатностью. Следует отметить, что доаллередские отложения арктического периода (XII палинозона) на всей территории Прибалтики исключительно терригенные. Примесь органического вещества, даже в беллингских отложениях, незначительная.

В аллереде на всей территории Прибалтики интенсивно стала распространяться сосна. Однако в первой его половине среди древесных еще преобладала береза. По-видимому, наиболее теплой была вторая половина аллереда. То же следует из результатов диатомового анализа.

Отложения верхнего дриаса (X палинозона) в основном представлены алевритами, глинами, песками, в нескольких разрезах на территории Литвы—сапропелем или торфоподобными образованиями. Характерно высокое содержание пыльцы трав (в Эстонии даже 40—60% в общем составе пыльцы и спор), карликовой березы.

В пребореале (IX палинозона) в условиях умеренно-теплого, но не влажного климата исчезли многие тундровые и ксерофильные виды растений, распространились светлые негустые березняки. Во многих озерах начинает отлагаться сапропель, распространились процессы выщелачивания почв и накопление слоев, богатых карбонатом кальция. Судя по данным диатомового анализа, уровень грунтовых вод был невысоким.

В первой половине бореального периода (VIII палинозона) климат был несколько теплее пребореального, но все еще сухой. На всей территории Прибалтики распространились сосново-березовые леса, отмечается постепенное, хотя и медленное, увеличение роли широколиственных древесных пород. Широко распространились процессы заболачивания, зарастания озер, увеличился дренаж подземных вод. Отложения—озерная известь, сапропель, торф.

Перемены в составе лесов второй половины бореального периода (VII палинозона)—значительно увеличилось количество ольхи, стало больше широколиственных древесных пород и довольно много лещины—свидетельствуют не только о постепенном потеплении, но и об увлажнении. Облесенность территории стала больше, заметна дифференциация лесов. Уровень воды в озерах значительно повысился, а вместе с тем началось разрушение приозерных торфяников. Отложения—сапропель, озерная известь, реже—торфянистые слои.

Влажностью и максимальной теплотой за весь голоцен отличался атлантический период (VI и V палинозоны). Это время характеризуется расцветом широколиственных, большим количеством ольхи и лещины, в конце периода началось распространение ели. Отложения—сапропель, озерная известь, торф. Во второй половине атлантического периода сильно повысился уровень воды озер. В это время

выделяется второй этап разрушения приозерных торфяников и накопления переотложенного торфа. К концу периода уровень воды в озерах значительно понизился. Об этом свидетельствуют данные диатомового анализа, появление песчанистых прослоев.

Низкий уровень оставался и в первой половине суббореального периода. (IV палинозона). Во второй его половине (III палинозона) в ряде случаев прослеживается повышение уровня воды в озерах, которое, возможно, может быть связано с тем, что в условиях сухого климата имело место заиливание, заторфование истоков. По палинологическим данным (уменьшение широколиственных, ели, распространение сосны, березы) суббореальный период был умеренно-теплым и сухим. Отложения характеризуются высоким содержанием органического вещества, часто встречаются грубодетритовые сапропели, в некоторых озерах, в основном питаемых подземными водами, довольно много карбонатов.

В субатлантическом периоде (II палинозона) климат был несколько теплее современного (по данным пыльцевого анализа широколиственных древесных пород и лещины в то время примерно в 2—3 раза было больше, чем в настоящее время, но значительно меньше, по сравнению с атлантическим периодом). Из результатов анализов, в основном диатомей, следует, что уровень воды в озерах в начале субатлантического периода был низким, а потом повысился. Отложения—торф и сапропель.

На разнообразие процессов, протекающих в озерах, состав отложений и изменение озерных котловин оказывают влияние не только климатический, но и другие факторы. Важное значение имеет форма котловины, величина озера, его проточность, крутизна и характер отложений склонов, степень облесенности их.

Различия в питании озер подземными водами, разный литологический и почвенный состав водосборов, неодинаковая заболоченность береговой части, а также другие аональные факторы и явления влияют на минерализацию воды озер и на гидрохимическую седиментацию. Результаты изучения минерализации современных озер (Гарункштис, 1975) показывают ее колебание в больших пределах. Например, общая минерализация воды оз. Гудялю не превышает 50 мг/л, а минерализация оз. Гульбиной, расположенного на расстоянии примерно 10 км от оз. Гудялю, превышает 350 мг/л. О различной минерализации воды разных озер в прошлом свидетельствуют данные изучения диатомей, являющихся очень чувствительными к условиям среды и их изменениям. На количество и состав диатомей в особенности большое влияние оказывают притекающие в озера воды, приносящие определенные биогенные элементы, нужные для их жизни. Нами сделана попытка сопоставить данные диатомового анализа голоценовых толщ озер, питаемых подземными, поверхностными и водами других озер. Выяснено, что в озерах, питаемых подземными водами, наблюдается несколько увеличенное количество галофилов (виды, которые распространяются в пресной воде, но наибольшего развития достигают при солености 0,4—0,5‰),

мезогалобов (солонатоводные формы). В этих же водоемах самое большое количество холодолюбивых, так называемых североальпийских видов.

Характер и интенсивность питания озер притекающими водами оказывает существенное влияние на количество макрофитов, продукцию не только диатомей, но и других групп фитопланктона, интенсивность коагуляции органических веществ, на характер гидрохимической седиментации.

В озерах, питаемых подземными водами (например оз. Крижуочю), гидрохимическая седиментация преобладает с пребореального периода. В таких озерах гидрохимическая седиментация достигла максимума в бореальном, суббореальном и в середине субатлантического периода. В малых озерах, сравнительно сильно питаемых поверхностными водами (оз. Бебрукас), с аллерада преобладает накопление органического вещества, в бореале, суббореале и в середине субатлантического периода увеличивается значение карбонатов. В малых озерах, расположенных на глинистых основаниях и слабо питаемых притекающими водами (оз. Гудялю), с пребореала преобладает биологическая седиментация. В озерах разных типов механическая седиментация усилена в арктическом-пребореальном, во второй половине атлантического и субатлантического периодах. В озерах, сильно питаемых поверхностными водами, во время всего их существования много терригенного вещества. В пребореале, бореале и суббореале количество терригенного вещества сильно уменьшается. Для озер, питаемых подземными водами, но имеющих водосборы с хорошими условиями для развития эоловых процессов, отмечается значительное увеличение терригенного вещества в пребореальном—бореальном, во второй половине атлантического, в суббореальном, в первой половине субатлантического периодов (Гарункштис, 1975).

В разных зонах (береговой отмели, переходной и глубинной) одного озера преобладают разные типы седиментации и отложения. В зоне береговой отмели преобладает механическая седиментация, отлагаются в основном песчанно-гравийные слои. На склоне береговой отмели (переходная зона) и в заливах накапливаются ил и карбонатные отложения с большой примесью остатков высших растений. В глубинной зоне (центральная часть озер) отлагается сапропель (на глубине 5—10 м), ил (на глубине 10—25 м), глинистый ил (глубже 25 м).

Полученные нами данные диатомового анализа поверхностного слоя отложений озер Литвы показывают, что состав доминирующих видов одновозрастных отложений разных зон озера различается. Даже в разных точках одной зоны доминирующие виды могут быть разными. От состава высших растений зависит состав эпифитов, на состав донных форм сильное влияние оказывает характер отложений. Обобщая полученные нами результаты исследования диатомей в поверхностном слое отложений озер, следует отметить, что в зоне береговой отмели, а также в замкнутых заливах преобладают донные виды и формы обрастаний. Здесь

обычно распространены разные виды *Fragilaria*, *Achnanthes*, *Navicula*, *Amphora*, *Operphora*, *Tabellaria*, *Gomphonema*. На склоне береговой отмели отмечается несколько увеличенная численность планктонных форм, но преобладающее значение имеют донные и эпифитные формы (*Cymbella*, *Epitemia*, *Navicula*, *Mastogloia*, *Gyrosigma*, *Pinnularia*). Для глубинной зоны характерно повышенное содержание планктонных диатомей.

M. V. KABAILIENE

STRATIGRAPHY OF BOTTOM DEPOSITS AND FACTORS OF THE DEVELOPMENT OF SMALL LAKES IN THE NORTH-WEST OF THE EUROPEAN PART OF THE SOVIET UNION

A b s t r a c t

The basins and strata of the deposits of numerous lakes in the north-west of the European part of the USSR have been studied in detail by a complex of methods (pollen analysis, diatom analysis, radio-carbon dating, lithological and geomorphological methods etc.). The formation of the lake basins is mainly connected with the activity of the glacier and its snow melt water. The thickness of the strata of the Post-Pleistocene and Holocene deposits in different lakes is highly varied (approximately from 1 to 20 m, though usually less than 6—8 m).

The Post-Pleistocene deposits are mainly represented by terrigenous layers. The layers of the warm Allerød are fairly frequently considered the same as the key stratigraphical stratum since they are characterized by a large amount of plant remains and are often represented by peat, fine and coarse detritus gyttja, and silt. Connected with the Allerød is the first maximum of carbonate sedimentation in the lakes. The Holocene, beginning with the Pre-Boreal period, is dominated by different kinds of gyttja, and the clastic lake layers are not widely spread. They always contain interlayers or organic matter in a dispersed state.

The most important factor affecting a change of the composition, the accumulation intensity of the deposits and the development of the lake basins in a prolonged and significant change of climatic conditions. Associated with the warm period is a manifestation of the thermokarst processes which have a most intensive development in the Allerød, and a less active one in the Böling and Pre-Boreal periods. Changes in the air moisture have a marked influence upon the water level in the lakes. A geological structure, the composition of the deposits, dismemberment of the surrounding territory, the nature of basins, alimentation of lakes by underground and surface waters, the lake drainage and other factors cause a diversity of processes related to the development and composition of the lacustrine deposits. Great influence upon the lakes exerted by man's economic activity.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарункявичус А. Н.* Седиментационные процессы в озерах Литвы. Изд. Мокслас, Вильнюс, 1975, 295 с.
- Гуделис В.* Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики. Изд. Минтис, Вильнюс, 1973, 264 с.
- Кабайлене М. В.* Некоторые вопросы стратиграфии и палеогеографии голоцена.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена. Инст. геологии (Вильнюс). Труды, вып. 2, Вильнюс, 1965, с. 302—335.
- Кабайлене М. В.* Голоцен.— В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики (к межвед. стратигр. совещанию), Вильнюс, 1976, с. 112—123.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд. АН СССР, М., 1957, 403 с.

Э. НЕДЗЯЛКОВСКА (Польша)

ФАЦИАЛЬНАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ АЛЛЮВИЯ РЕКИ ВИСЛОКИ ОКОЛО ДЕМБИЦЫ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

(Тезисы доклада)

Исследование посвящено гранулометрической характеристике молодого четвертичного аллювия р. Вислоки в районе флишевых Карпат в Сандомирской котловине. Работа дополнена статистическими показателями зернистости и фацциально-стратиграфической характеристикой аллювия (Старкель и др., 1981), а также содержит результаты изучения аллювия в некоторых районах Подгродзя и Бжезьницы. Анализ механического состава аллювия ареометрическим методом и просеиванием проведен на 51 пробе в Подгродзе и 74 пробах в Бжезьнице. При помощи вычислительной машины «Гевлетт Пакард 9830 А» были вычислены статистические показатели зернистости по Фолку и Варду (1957):

средний диаметр

$$M_z = \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3}$$

общие географические стандартные отклонения

$$\delta_1 \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{4} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{6.6}$$

графический коэффициент диагональности

$$S_k \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2\Phi 50}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 5 + \Phi 95 - 2\Phi 50}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}$$

графический коэффициент куртоза

$$K_G \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2.44(\Phi 75 - \Phi 25)}$$

Профиль в Подгродзе построен по отложениям атлантического периода, залегающим на раннеголоценовых отложениях стариц и русел р. Вислоки. В профиле было выделено 6 звеньев-фаций, различных в генетическом и возрастном отношении (Недзялковска и др., 1977; Старкель и др., 1981). В пределах отдельных звеньев русел и конусов отчет-

ливо наблюдается дихотомия отложений—это заметно на графиках зависимости коэффициентов, что свидетельствует о разнообразных условиях формирования отложений и источниках сноса материала. Пробы профиля из Подгородзя выступают в 3 полях. В поле движения наносов фракционной суспензии залегают песчаные слои конусов и русел. Поле движения наносов в одной суспензии залегают мелкозернистые отложения конусов и русел. Третье поле—это частицы очень мелкого среднего диаметра со спорадическим наличием более крупных зерен; в нем залегают мелкозернистые отложения фации русел и коллювиальный ил. На этом основании можно предположить, что находящиеся в этом поле отложения имеют примеси переотложенных миоценовых образований. Это подтверждают и палинологические данные.

В обнажении Бжезьница наблюдается система прослоек в террасах перигляциальной эпохи, позднеледниковья и голоцена. В трех уровнях террас были выделены отложения разных фаций, соответствующие различным условиям их седиментации (Старкель и др., 1981). Характеристика гранулометрического состава была дана для следующих фаций: русловой фации перигляциальной эпохи, позднеледниковья и голоцена; пойменной фации и подфации прирусловых валов периода пребореала-бореала и суббореала-субатлантики; пойменной фации и подфации паводков понижений за валами, возникших в течение последних 50 лет.

Отложения отдельных фаций изображены на диаграммах зависимости коэффициентов. Отчетливо заметно их деление на три отдельные группы. Крупнозернистые отложения ($M_z = -1,5 - +1,0$), образующие русловую фацию, характеризуются слабой и очень слабой сортировкой, отрицательной диагональностью, сильно изменчивым типом расположения—от лептокуртического до платикуртического. Вторая группа—это мелкие, пылевато-песчаные отложения ($M_z = +3,5 - +7,0$). Ее образует паводковая подфация. Она характеризуется слабой и очень слабой сортировкой, положительной диагональностью, мезокуртическим и лептокуртическим расположением. Третье скопление точек—это поле отложений, характеризующихся смешанными чертами ($M_z = +1,0 - +3,0$). Это песчаные отложения русловой фации и подфации прирусловых валов. Пробы, приведенные на диаграмме С—М Пассеги, отмечены в полях трех разных условий движения наносов. В поле отложений материалов лежат гравийные отложения русловых фаций. В поле, соответствующем движению наносов в виде фракционной суспензии, залегают песчаные отложения русловой фации и подфации прирусловых валов. Движению наносов в виде однородной суспензии отвечают пылевато-песчаные фации поймы паводковой подфации.

Гранулометрические особенности разновозрастных фаций не зависят от их возраста. Диаграммы зависимости коэффициентов зернистости иллюстрируют условия седиментации. Диаграмма С—М Пассеги позволяет только в общих чертах охарактеризовать условия седиментации.

THE DISTINCTION OF ALLUVIAL FACIES ON THE WISŁOKA RIVER NEAR DEBICA IN THE LIGHT OF PARTICLE SIZE ANALYSIS

(Report thesis)

This paper puts forward a description of the grain size of Upper Quaternary alluvia found at the flysch Carpathians' margin in the Sandomierz Basin. Facies and stratigraphical aspects have been considered in an earlier paper by L. Starkel and others (1981), and the main emphasis is on the statistical measures. 51 samples from Podgrodzie and 74 samples from Brzeziniča were analysed by sieving and hydrometer techniques to determine their size parameters. The statistical measures—all after Folk and Ward (1957)—were calculated with the aid of Hewlett Packard 9830 A computer. The graphical formulas used are as follows:

Mean size

$$M_z = \frac{\Phi 16 + \Phi 50 + \Phi 84}{3}$$

Sorting — Inclusive graphic standard deviation

$$\delta_1 = \frac{\Phi 84 - \Phi 16}{4} + \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{6.6}$$

Skewness — Inclusive graphic skewness

$$S_z = \frac{\Phi 16 + \Phi 84 - 2\Phi 50}{2(\Phi 84 - \Phi 16)} + \frac{\Phi 5 + \Phi 95 - 2\Phi 50}{2(\Phi 95 - \Phi 5)}$$

Kurtosis

$$K_G = \frac{\Phi 95 - \Phi 5}{2.44(\Phi 75 - \Phi 25)}$$

The sedimentary series at Podgrodzie includes Atlantic tributary fan deposits (tf) overlying the Early Quaternary oxbow lake (cf)—and channel deposits (ch) which are inserted into the Pleniglacial deposit of the Wisłoka river. The six members distinguished correspond to different facies varying with origin and age (E. Niedzialkowska et al. 1977, L. Starkel et al. 1981). The individual members, especially the abandoned channel deposits (cf) and the tributary fan deposits (tf) are clearly two-fold (viz. the scatter diagrams of mean size versus standard deviation, skewness and kurtosis. These reflect the depositing medium. They may also indicate the provenance of materials. The samples from Podgrodzie fall into three groups on the CM Passega diagram. The graded suspension fractions include the sandy fan deposits (tf) and the abandoned channel deposit (cf). The uniform suspension fractions include the finegrained fan- and abandoned channel deposits. In the third group in which is

the smallest mean grain size with sporadic coarser grains the finest oxbow lake deposits (cf) and clayey colluvia are placed together. This suggests that samples contain a proportion of redeposited Miocene clay. This accords with the results of pollen analysis. At Brzeziniča there are exposed inserted valley fills dating from the Pleniglacial, the Late Glacial and Holocene. The deposits of which the three terrace sheets here are formed belong to different facies reflecting various environments of deposition (L. Starkel et al. 1981). The particle size data refer to the following facies:

- the channel facies (ch) dating from the Pleniglacial, the Late Glacial and the Holocene.

- the overbank facies, together with the levee sub-facies (ob) (I) dating from the Preboreal (Boreal and the Subboreal) Subatlantic,

- the overbank facies, together with the flood basin (backswamps) sub-facies which came into being during the last 50 years.

Deposits belonging to the above facies are described by scatter diagram of mean size versus standard deviation, skewness and kurtosis. These samples fall clearly into three groups.

The coarse-grained channel deposits ($M_z = -1.5 - +1.0$) are characterized by a poor and very poor sorting, a negative skewness and a highly varied distribution ranging from leptokurtic to platykurtic. The fine, silt-sandy deposits ($M_z = +3.5 - -7.0$) of the flood basin sub-facies are characterized by a poor and very poor sorting, a positive skewness, and a mesokurtic and leptokurtic distribution.

In the third size class there fall deposits showing transitional features ($M_z = +2.0 - 3.00$), i. e. the sandy channel and levee deposits. The well sorting, the almost symmetrical skewness and a mesokurtic and leptokurtic distribution reflect the evenness both of current strength and flow velocity.

Three types of the fluvial environment can be distinguished by plotting the above samples on the CM Passega diagram. The rolling, bottom suspension fractions include the gravelly channel deposits. The graded suspension fractions are represented by the sandy channel and levee deposits. The uniform suspension fractions include the silt-sandy deposits of the overbank facies, together with the flood-basin sub-facies.

The grain size properties of the individual facies which date from different periods do not depend upon their ages. Sostter diagrams reflect the depositing medium. The CM Passega diagram can be employed only generally but properly in environmental interpretation.

Л. К. ГОГИЧАЙШВИЛИ

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ НИЗИН И ПРЕДГОРИЙ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ И ЕЕ ЗАСЕЛЕНИЕ В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

Растительный покров Восточной Грузии в голоцене претерпел значительные изменения, особенно в предгорьях и низинных территориях, где еще недавно лесные массивы были распространены сравнительно широко. Основные этапы голоценовой истории лесов, связанные с общеклиматическими изменениями глобального масштаба, определялись также местными условиями среды.

Известно, что наиболее существенные изменения растительность испытала в среднем голоцене. На Кавказе произошло расширение ареала лесов, перемещение верхней границы леса, дифференциация типов лесов, формирование дубово-грабового гемиксерофитного предгорного пояса и оттеснение бука в более высокие пояса на 300—400 м выше современной нижней границы его распространения.

На основании анализа палинологического материала из разных частей Восточной Грузии составлена схема развития лесной растительности в среднем голоцене. Исследовались средние части бассейнов рек Куры, Арагви, Иори, Алазани, нижние течения рек Алгеты и Храми и прилегающих к ним территорий. Растительный покров ныне сильно изменен активным воздействием человека (Кецховели, 1960).

По бассейну р. Куры, в пределах средней части, выделено несколько пунктов, характеризующих историю лесной растительности. Так, например, от Ташискари до Хашури в среднем голоцене доминировали широколиственные смешанные леса, в состав которых входили граб, дуб, клен, ильм, единичные экземпляры бука, каштана, ели, сосны и др. Пойменные леса имели более узкое распространение. В окрестности Осиаури постепенно увеличивалась площадь низинных лесов, где доминирующей породой являлся дуб.

Материал, полученный из окрестностей г. Гори, показывает, что в среднем голоцене здесь господствовали безлесные ландшафты. Фрагменты низинного леса, где произрастали дуб, ильм и др., незначительно расширили свой ареал. В это время сильно сократился ареал пойменных лесов.

Серия образцов была взята по руслу реки Нареквави. Спорово-пыльцевой анализ показывает, что здесь в среднем голоцене доминировали низинные дубовые леса.

Совершенно иная картина наблюдается в районе Шио-Мгвиме. В начале среднего голоцена заметно увеличение площади светлых лесов

(до этого ни в одном районе этот тип леса не был отмечен). В этот период максимально увеличивается количество злаковых. Более высокие пояса гор были покрыты грабово-дубовыми лесами, а ниже встречались светлые леса. Пойменные же леса имели фрагментарное распространение.

На высоте 800—850 м над уровнем моря (окр. оз. Базалеты) среднеголоценовые спектры содержат 45% пыльцы дуба, граб составляет 35%, ильм—8%, дзелква—10%. Обнаруженный вид дзелквы отличается быстрым ростом, большой продуктивностью и высоким качеством. Ныне ареал этого ценного вида сильно сокращен. Некоторые исследователи дзелкву считают вымирающим реликтом. Изучая биоэкологию этого вида, Р. Шарашидзе (1967) не соглашается с мнением о том, что дзелква вымирает; причину такого узкого ареала он видит в хищническом истреблении лесов человеком. Общий состав спектра показывает, что в среднем голоцене широколиственные леса покрывали ныне безлесную Базалетскую котловину.

Спорово-пыльцевому анализу, наряду с торфяными, озерными и аллювиальными отложениями, подвергались также ископаемые почвы, обнажающиеся на отдельных участках речных долин. В бассейне р. Арагви ископаемые почвы встречаются в окрестностях Жинвали. Спектр древесного типа, с преобладанием пыльцы дуба, граба, клена, ильма. Травянистая пыльца в этом спектре отличается разнообразием и богатством видов. Это вполне закономерно, так как «флора дубрав отличается не только видовым богатством и разнообразием, но и сравнительно хорошо отражает специфические черты ботанико-географических районов» (Долуханов, 1955).

В районе Кайшаури (1700—1800 м над ур. м.) спектры характеризуются высоким содержанием пыльцы сосны, ели, бука. Среди травянистой пыльцы преобладает пыльца осоковых, сравнительно мало пыльцы злаковых, гвоздичных, зонтичных. Таким образом, можно сказать, что в среднем голоцене широко распространялись буковые леса с примесью ели. В это время сосновые леса занимали сравнительно меньшие площади. Здесь в среднеголоценовых осадках, отмечается присутствие пыльцы дуба, говорящее о том, что ареал дуба расширялся и поднимался выше современной границы.

В районе Квемо Картли в среднем голоцене основной формацией оставалась травянисто-кустарниковая растительность, но в это же время увеличивалась роль дуба и возрастал процент элементов аридного редколесья. Низкий процент сохранили виды пойменного леса.

В Гаре Кахети (басс. р. Иори) лесная растительность наиболее существенные изменения испытала в среднем голоцене. В этот период сократились площади под смешанным низинным лесом увлажненных местообитаний. Из состава этого леса выпадают птерокария, грецкий орех, платан и господствующее положение переходит к дубу. К этому времени можно отнести окончательное формирование дубово-грабового

гемиксерофитного предгорного пояса. Сосна была оттеснена к эродированным участкам склонов Цивгомборского хребта.

В районе Шида Кахети (басс. р. Алазани) в среднем голоцене увеличиваются площади низинных лесов смешанного характера. Предгорья были покрыты грабовым лесом. Буковые леса образовали свой пояс в начале среднего голоцена и лишь единичные экземпляры спускались на низины. В данном случае мы не смогли выделить отдельные зоны, показывающие изменения состава лесов, так как лесной покров в этих местах не менялся, только лишь в раннем голоцене буковые леса спускались на 200—300 м ниже своего современного распространения.

Таким образом, для Восточной Грузии средний голоцен является периодом максимального облесения. На большей части этого района распространялись в основном дубовые леса, в некоторых местах расширили свой ареал аридные редколесья, в сочетании с травянисто-кустарниковой растительностью. Прибрежные части основных водных артерий Восточной Грузии занимали пойменные леса. К концу среднего голоцена намечается постепенное сокращение ареала низинных и предгорных лесов.

Одним из основных моментов в изучении голоцена является выяснение взаимоотношения человека и природы. Известно, что природная среда играла большую роль в жизни человека. Известен также и тот факт, что немаловажную роль играл и играет сам человек в разрушении, перестройке природных экосистем. После обзора состояния растительности в среднем голоцене в Восточной Грузии попытаемся на основе имеющегося археологического материала показать густоту заселенности этой территории.

В пределы среднего голоцена (8000—3000 лет тому назад) вмещаются культуры от раннего энеолита до поздней бронзы включительно. На это указывает археологический материал и соответствующие датировки по C^{14} ; раннеэнеолитические культуры Грузии датируются в основном VI тысячелетием до н. э. (Кавтарадзе, 1981).

Не касаясь датировок отдельных этапов среднего и позднего энеолита, а также раннего и среднего бронзового веков, приведем лишь подробные датировки позднего бронзового века.

Поздняя бронза Восточной Грузии подразделяется на три фазы: I фаза датируется интервалом от середины XVI в. до н. э. до начала XIV в. до н. э.; II фаза—XIV в. до н. э.; началом III фазы считают XIII в. до н. э. Культура III фазы поздней бронзы распространена в Кахети в бассейнах рр. Иори, Алазани, в Шида Картли (Кавтарадзе, 1981).

Таким образом, средний голоцен вмещает в свои рамки ранне-, средне-, позднеэнеолитические, а также ранне-, средне-, позднебронзовые культуры.

В среднем голоцене Восточная Грузия была заселена довольно плотно, об этом говорят многочисленные памятники. Основной хозяй-

ственной деятельностью человека было земледелие и скотоводство. Следует отметить, что «... в то время уровень развития сельского хозяйства все еще определялся природными условиями. Вероятно, большая часть территории Восточной Грузии (горы и лесные массивы) в это время была мало пригодна для земледелия, однако в долинах и низинах Шида, Квемо Картли и Алазани условия были весьма благоприятными» (Пицхелаури, 1979).

Материальные культуры среднего голоцена на территории Восточной Грузии ограничены низинами и прилегающими к ним территориями предгорий. Эти территории были заняты низменными дубовыми и предгорными широколиственными лесами. Вполне естественно, что населенной была именно зона дубовых лесов, так как «...население знает, что под этими лесами занята самая плодородная земля, в которой у него ощущается крайняя нужда» (Фиженко, 1911).

Интересно отметить, что поселения создавались в соответствии с окружающей средой. В Квемо Картли преобладали циклопические или просто каменные сооружения. В Шида Картли заселенными были холмы, террасы или же ровные пространства, где строились земляные сооружения. В Гаре Кахети человек занимал склоны гор и жил в неукрытых местах. В Шида Кахети люди жили как на склонах гор, так и в долинах (Мухелишвили, 1960; Григолия, Татишвили, 1960; Цкитишвили, 1960; Бердзенишвили, 1964; Пицхелаури, 1970).

Немаловажную роль в расположении поселений играл и характер хозяйственной деятельности человека. Многочисленные находки сельскохозяйственных орудий, многовековые культурные наслоения, многоярусные могильники различных территорий Восточной Грузии свидетельствуют о земледельческом характере хозяйства населения. К таким памятникам относятся Ховле, Канталихеви, Нацаргора, Цихиагора, Мочрилигора, Рцхилис сери, Чалианхеви А; многоярусные могильники обнаружены в Бакурцихе, Самтавро, Гулгула: Мелаани, Чалианисхеви, Каспи и др. (Пицхелаури, 1979). Сельскохозяйственные орудия были обнаружены в кургане № 2 из Ульяновки (Лагодехский район), в Бакурцихе, Мелаани, Бешташени, Цоиси, Чуриахеви, Уриатубани, Мелигеле, в Шида Картли найдены так называемые «кохи» — камни от молотильных досок и др. (Ниорадзе, 1934; Джапаридзе, 1961; Абрамашвили, 1965; Цкитишвили, 1964; Мухелишвили, Цкитишвили, 1960; Киквидзе, 1976 и др.). Можно с уверенностью сказать, что в эпоху ранней бронзы осваивались все пригодные для земледелия районы (Мунчаев, 1975), этот процесс продолжался и во время других фаз бронзовой эпохи.

Наряду с земледелием аборигены занимались скотоводством, «обе эти отрасли хозяйства существовали и развивались бок о бок» (Джапаридзе, 1961).

К концу среднего голоцена намечается постоянное сокращение ареала низинных лесов, этот процесс был связан с расширением и развитием хозяйственной деятельности человека. В связи с изменением фи-

то ландшафтов и хищнического истребления животных сокращалась численность и ареалы отдельных млекопитающих. Как отмечает Бендукидзе (1979), «...во второй половине среднего голоцена в Восточной Грузии был полностью истреблен кавказский зубр, ...сократились численность и ареалы бобра, дикой лошади, лося, тура и многих других крупных млекопитающих, населявших территорию Грузии».

Таким образом, человек еще до среднего голоцена стал постепенно осваивать сравнительно обширные территории Шида Картли, Квемо Картли, Шида Кахети, Гаре Кахети. Этому процессу, наряду с другими факторами, способствовали и природные условия: спокойный открытый ландшафт с фрагментами лесных биоценозов, богатейшими землями и травостоем.

Далее, человек, развивая хозяйственную деятельность, все интенсивнее стал уничтожать лесные массивы, изменять ландшафты, уничтожать животных. Этот процесс с особой силой продолжался в позднем голоцене, о чем свидетельствуют и спорово-пыльцевые спектры.

L. K. GOGICHAISHVILI

EAST GEORGIAN LOWLAND AND FOOTHILL VEGETATION AND HUMAN OCCUPATION IN THE MIDDLE HOLOCENE

A b s t r a c t

Palynological studies have been carried out on Middle Holocene sediments embracing some archaeological excavations of Eastern Georgia. Regional diagrams of vegetation development and of human occupation of this area have been prepared using the actual data obtained by Georgian archaeologists. The Middle Holocene seems to be a period of maximum forestation of the foothills and valleys. Eastern Georgia was quite densely populated in that age, particularly in the Late Bronze and Iron age, the human settlements arising in adaptation with their environment.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абрамишвили Р. М. Археологические раскопки в Лагодехском районе ОСИИАЭ и ГKM, 1, Тбилиси, 1964.
- Бендукидзе О. Г. Голоценовая фауна позвоночных Грузии. «Мецниереба», Тбилиси, 1979.
- Бердзенишвили Д. К. Историко-географические вопросы Болниси, СИГГ, т. 11, Тбилиси, 1964.
- Григолия Г. К., Татишвили Т. И. Древнейшие памятники Квемо Картли, СИГГ, т. 1, Тбилиси, 1970.
- Джапаридзе О. М. К истории грузинских племен на ранней стадии меднобронзовой культуры. Тбилиси, 1961.
- Долуханов А. Г. Типологический характер и очерк горных лесов из грузинского и восточного дуба. Труды Тбилисского Ботанического института, т. XVII, Тбилиси, 1955.

- Жавтарадзе Г. Л.* Хронология археологических культур Грузии эпохи энеолита и бронзы в свете новых данных. Тбилиси, 1981 (на груз. яз.).
- Жецховели Н. Н.* Растительный покров Грузии. Тбилиси, 1960.
- Киквидзе Я. А.* Земледелие и земледельческий культ в древней Грузии, Тбилиси, 1976.
- Мунчаев Р. М.* Кавказ на заре бронзового века. М., 1975.
- Мусхелишвили Д. Л.* Результаты полевых работ историко-географической экспедиции Квемо Картли (1956—58 гг.), СИГГ, т. 1, Тбилиси, 1960.
- Пицхелаури К. Н.* Восточная Грузия в конце бронзового века. Тбилиси, 1979.
- Фиженко В. А.* Судьба дубовых лесов Закавказья. «Лесной журнал», 1911.
- Цкитишвили Г. Г.* Цопи (историко-географический очерк), СИГГ, т. 1, Тбилиси, 1960.
- Цкитишвили Г. Г.* Домашний быт и хозяйство жителей Ховлегора НСОИИГ, II, Тбилиси, 1964.
- Шарашидзе Р. В.* Дзелковники Грузии. Автореф. канд. дис., Тбилиси, 1967.

Н. С. МАМАЦАШВИЛИ, К. И. ЧОЧИЕВА

О НАХОДКЕ ПЫЛЬЦЫ CEDRUS, TAXODIUM, CARYA В ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛХИДЫ

В 1976 г. Е. Д. Заклинская предложила одной из авторов этой статьи принять участие в спорово-пыльцевом анализе бурового материала из голоценовых торфяников Черноморского побережья Грузии. От Л. И. Боголюбовой нами было получено 64 образца: одиннадцать—из скв. № 806 (Анаклия), семь—из скв. № 52а (Чурийской), пять—из скв. № 369 (Чурийское), семнадцать—из скв. № 238 (набадское), четыре—из скв. № 231 (набадское) и двадцать—из скв. № 805 (расположенной в 100 м от левого берега р. Малтаква). Часть образцов была уже обработана лабораторно, часть же поступила в первоначальном виде. Результаты анализа образцов были отосланы Л. И. Боголюбовой.

В данной статье же мы ограничимся сообщением о наличии в ряде выделенных спектров пыльцы *Cedrus*, *Taxodium*, *Carya*, *Engelhardtia*, по сути постоянных компонентов миоценовых, плиоценовых и плейстоценовых флор Западной Грузии, в настоящее же время в естественных условиях встречающихся в географически отдаленных от Кавказа флористических областях.

Встречаемость и количество пыльцевых зерен „экзотов“
в голоценовых торфяниках Западной Грузии (см. рис. 1-а, б, в, г)

Таксоны	№№ скважин и образцов																		
	806				369	231		238				805							
	4	11	12	13	13	3	5	4	14	15	18	2	3	6	9	10	23	24	
Cedrus			3			4				3		4	3				2		
Taxodium	1	2		4	1		3				4		3	5			12	20	
Carya			3	2				1				3		3	1	2		5	
Engelhardtia				2						3	2						8	9	

Возникновение сомнений по вопросу о возможной переотложенности этой пыльцы представляется вполне естественным. Тем более, что еще совсем недавно реальность *Cedrus*, *Engelhardtia*, а также *Cyathea*, *Tsuga*, *Myrica*, *Platycarys*, *Magnolia*, *Symplocos* и т. д. во флорах Колхиды позднего плиоцена и плейстоцена (Мамацашвили, 1974; 1975; Чочиева, Мамацашвили, 1979; Чочиева, Рухадзе, 1979) весьма категорично отрицалась как устно, так и письменно ((Шатилова, 1979; Шатилова, Бодзошвили, 1966). Сегодня, тем не мене, находка пыльцы этих так-

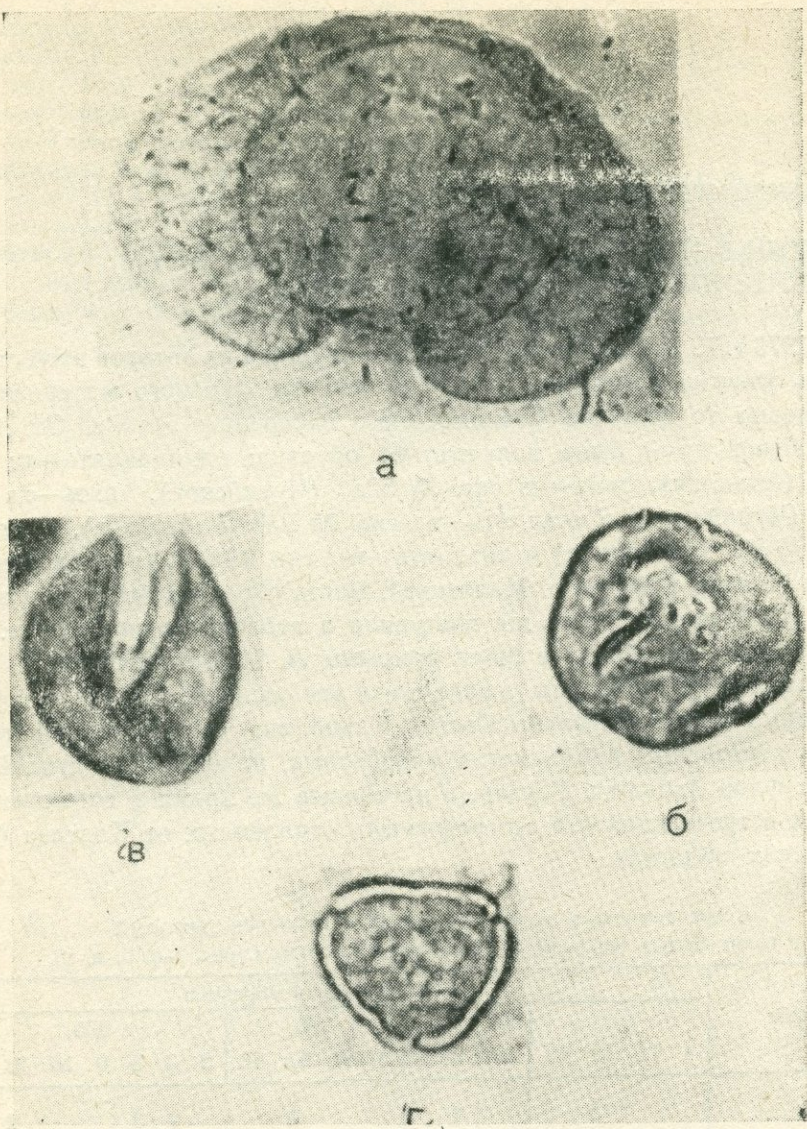


Рис. 1. а) *Cedrus*—голоцен*, скв. № 805, обр. № 24; б) *Taxodium* — голоцен, скв. № 806, обр. № 13, в) *Carya* — голоцен, скв. № 805, обр. № 24; г) *Engelhardtia* — голоцен, скв. № 805, обр. № 24.

сонов в тех же отложениях преподносится как первооткрытие (Шилкина, 1958). По имеющимся наблюдениям, согласно Н. А. Хотинскому (1977), «при изучении болот практически не приходится сталкиваться с еще нерешенным вопросом палинологии—проблемой выделения пере-

* Фотографирование ископаемых форм производилось на микроскопе „Ampleval“ с автоматической микрофотонасадкой ахроматическим объективом $\times 40$, Я. К. Еловичевой (Институт геохимии и геофизики АН БССР), которой приносим нашу глубокую признательность.

отложенной пыльцы, поскольку торфяные толщи (в отличие от минерогенных осадков) обычно не содержат вторичной пыльцы». Отметим, что сохранность пыльцевых зерен хорошая, а в ряде случаев—безупречная. Что касается их малочисленности, то это также не всегда показатель переотложенности. Как свидетельствует геологическая летопись таксонов ископаемых флор Грузии, только в отдельных местонахождениях в обилии встречаются лишь остатки отдельных из них. В преобладающем же большинстве случаев споры и пыльца как «экзотов», так и таксонов, до настоящего времени представленных в растительном покрове Грузии, наблюдаются в небольших количествах.

Рассмотрим кратко геологическую историю *Cedrus*, *Taxodium*, *Carya*, *Engelhardtia* на территории Грузии.

На территории Кавказа, в частности на Северном Кавказе и в Азербайджане, *Cedrus* Link (*Pinaceae*) отмечается с нижнего мела (по пыльце) и в довольно большом разнообразии—около шести видов (Колаковский, 1973).

С миоцена (Ананишвили, Пурцеладзе, 1976; Слука, 1973) по голоцен (Узнадзе, 1965) *Cedrus*—постоянный компонент ископаемых флор Западной Грузии. При этом во флорах здесь отмечаются главным образом два ископаемых вида рода—*C. Saenega*, впервые описанный Н. Д. Мchedlishvili (1963) из киммерийских отложений Дуаби, и *Cedrus*, близкий к *C. deodora* Loud. Последние годы в спорово-пыльцевых спектрах куяльницких и чаудинских отложений Грузии (Шилкина, 1958) приводится пыльца *Cedrus* eff. *Libani*. На пыльцу *C. deodora*, отмытую из эоценовых отложений Гурии (Пурцеладзе, Цагарели, 1974), приходится самый высокий (0,7%—26,3%) процент пыльцы *Cedrus* в палинологических спектрах неогеновых и антропогеновых отложений Грузии. В спектрах понтических и киммерийских отложений пыльца *Cedrus* редко достигает, а тем более превышает 10% (Мchedlishvili, 1963; Рамишвили, 1976). Выше ее становится значительно меньше. Так, несмотря на то, что *Cedrus* является одним из характернейших компонентов флоры чаудинского века, пыльца его, тем не менее, наблюдается отнюдь не во всех образцах, взятых на анализ. Очень редка она и в древнеэвксинских отложениях Колхиды (Чочиева, Мамацашвили, 1979). Тем более любопытными представлялись сообщения В. Н. Слука (Узнадзе, 1965) и Э. В. Квавадзе (устное сообщение) о находке пыльцы *Cedrus* в голоценовых отложениях Западной Грузии. При этом, если в спорово-пыльцевых спектрах торфяников района Поти пыльца *Cedrus* наблюдалась лишь спорадически (Узнадзе, 1965), то в спектрах жернов голоценовых отложений, пробуренных в 200 м к югу от устья Колхидки (скв. № 613), согласно Э. В. Квавадзе, пыльца *Cedrus* составляла от 2% до 9%. При этом сохранность ее настолько хороша, что вероятность переотложенности ставится под сомнение.

На территории Кавказа, в частности на Северном Кавказе, *Taxodium* Richard, как и *Cedrus* прослеживается с мела (Колаковский, 1973). Во флорах Грузии, однако,—лишь с миоцена (Хотинский, 1977;

Слука, 1969). Со среднего миоцена по карангат (Шатилова, Мchedlishvili, 1980; Слука, 1973) включительно *Taxodium*—постоянный компонент флор Западной Грузии. Содержание пыльцы этого таксона в спектрах миоценовых и плиоценовых отложений обычно невысокое, в плейстоцене же заметно возрастает. В древнеэвксинских отложениях Мегрелии и Гурии (Мамацашвили, 1975; Чочиева, Мамацашвили, 1979) пыльца *Taxodium*, по нашим исследованиям, составляет от 11% до 76% спектра древесных и кустарниковых растений. Регрессия моря в Гурийской подзоне Аджаро-Триалетской системы способствовала, по-видимому, широкому развитию прибрежных болот с древостоем *Taxodium*.

Очень интересной, а порой и загадочной, представляется находка пыльцы *Taxodium* в пещерных отложениях Цона (ашель, 3%), Сакажия (по мустье включительно, 3%), Джручула (мустье, два пыльцевых зерна), Двойного грота (VI ярус Цуцхватского пещерного комплекса, под мустье, 3%), Верхней пещере (XI ярус Цуцхватского пещерного комплекса, мустье (?))—до 9%). Они не только расширяют представления об ареале рода в пределах Грузии, но и утверждают реальность древостоя *Taxodium*, как и других *Taxodiaceae*, в плейстоценовых лесах рассматриваемой территории. Не менее интересны результаты изучения спор и пыльцы образцов сильно выветренных тонкозернистых слюдистых песков, несущих многочисленные отпечатки раковин *Cardium tuberculatum* Linne, *Raphia* sp., встречающихся в карангатских отложениях (Имнадзе, 1975). Нами был получен очень своеобразный, насыщенный таходиевыми, палинологический спектр: *Picea* (1%), *Pinus* sp. (6,4%), *Pinus* sp₂ (2%), *Pinus* sp₃ (2%), *Sequoia* (10,3%), *Taxodium* (21,4%), *Cryptomeris* (1%), *Taxodiaceae* (7,1%), *Cupressaceae* (2%), *Pterocarya* (1%), *Carpinus caucasica* (4%), *Betula* (1%), *Alnus* (29,2%), *Fagus* (3,2%), *Ulmus* sp. (2%), *Ulmus* sp₂ (1%), *Quercus* (<1%), *Acer* (1%), *Chenopodiaceae*.

На территории Кавказа род *Engelhardtia* Lechov ex Blun., (*Juglandaceae*) отмечается с олигоцена и относительно широко был развит на Северном Кавказе, в Азербайджане, Грузии (Джапаридзе, 1974; Колаковский, 1973). Несмотря на то, что во флорах Грузии *Engelhardtia* прослежена с олигоцена по плейстоцен, остатки ее, включая пыльцу, довольно малочисленны. Редким исключением являются пока что спорово-пыльцевые спектры тарханских отложений Рача-Лечхумской синклинали, в которых пыльца *Engelhardtia* составляет от 4% до 20,8% спектров (Ананиашвили, Пурцеладзе, 1976), а также нижние части мео-тических отложений Гурии (Пурцеладзе, Цагарели, 1974). В палинологических спектрах понтических отложений Абхазии, киммерийских, чаудинских, древнеэвксинских и узунларских отложений Гурии процентное содержание ее пыльцы порой не достигало и единицы. Большая часть остатков *Engelhardtia* (преимущественно пыльцы), найденных на территории Грузии, определена до рода. По отпечаткам листьев и плодовых оберток из майкопской серии окрестностей Уплисхихе и Ме-

тех (Джапаридзе, 1974) и конских отложений у с. Бахиоти (Аваков, 1975) описаны *E. mesoptera* (Br.) Ett. и *E. bronniartii* Sap.

На Кавказе *Carya Nuttall* (Juglandaceae) отмечается с олигоцена, при этом почти исключительно по пыльце. Во флорах Грузии таксон этот был известен с тархана (Ананишвили, Пурцеладзе, 1976) по карантат включительно (Шатилова, Мchedlishvili, 1980). Однако, если обилие остатков, как и установленных по ним видам в мэотических, понтических и киммерийских отложениях Абхазии, Гурии и Мегрелии (Колаковский, 1964, 1973; Рамишвили, 1969, 1976), например, позволяло предполагать широкое развитие древостоев *Carys* в лесах Колхиды раннего и среднего плиоцена, то, судя по единичным пыльцевым зернам в спектрах и последующему исчезновению их, к концу плиоцена и в плейстоцене *Carys* все более редкий, постепенно вымирающий реликт.

Таким образом, в свете геологической истории «экзотов» ископаемых флор Грузии (Чочиева, 1975, 1980; Чочиева, Мамацашвили, 1977, Шатилова, 1974) существование *Cedrus*, *Taxodim*, *Carya* и *Engelhardtia* в растительном покрове Колхиды вплоть до голоцена представляется вполне допустимым. Более того, предполагаем, что исключение из спектров четвертичных отложений ряда областей СССР пыльцы теплолюбивых растений, ныне являющихся экзотами для флоры той же территории, диктуется не столько поисками истины, сколько силой воздействия «синдрома подкрепления» (Боуен, 1981).

N. S. MAMATSASHVILI, K. I. CHOCHEVA

ON THE DISCOVERY OF SOME "EXOTIC" POLLEN FROM HOLOCENE DEPOSITS OF KOLKHIDA

A b s t r a c t

In 1976 on the recommendation of E. D. Zaklinskaya the samples of Holocene deposits taken from boreholes nos. 805, 52a, 822, 23, 231, 369, 806, 238 into peat bogs of Western Georgia were passed to us. Along with the taxa, peculiar to the Holocene flora of Georgia, we came across pollen of *Podocarpus*, *Cedrus*, *Taxodium*, *Carya* and *Engelhardtia*, the natural ranges of which are now located in provinces geographically remoted from the Caucasus. The pollen conservation allows us to suggest their burial to be *in situ*.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Аваков Г. С. О современном эквиваленте *Engelhardtia brongniartii* Sap. (Juglandaceae). Ботан. журн., 1975, т. 60, № 2, с. 221—223.
Ананишвили Г. Д., Пурцеладзе Х. Н. Палинологическая характеристика тарханских отложений Западной Грузии (Рача-Лечхумская синклинали). Сообщ. АН ГССР, 1976, т. 82, № 2, с. 421—423.
Боуен Д. Четвертичная геология. М., 1981, с. 272.

- Джапаридзе И. Н. О флоре майкопской серии окрестностей Уплисхихе и Метехи. Сообщ. АН ГССР, 1974, т. 76, № 1, с. 117—119.
- Имнадзе З. А., Китовани Т. Г., Китовани Ш. К., Торозов Р. О. Чаудинские и постчаудинские отложения окрестностей Цвермагала-Уреки (Западная Грузия). Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 79, № 2, с. 377—380.
- Колаковский А. А. Плиоценовая флора Кодора. Сухуми, 1964, с. 209.
- Колаковский А. А. Каталог ископаемых растений Кавказа, т. I—II, Тбилиси, 1973, с. 316, 322.
- Мамацашвили Н. С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Автореф. канд. дис. Тбилиси, 1974, с. 26.
- Мамацашвили Н. С. Палинологическая характеристика четвертичных континентальных отложений Колхиды. Тбилиси, 1975, с. 114.
- Маруашвили Л. И., Векуа А. К., Гергедава Б. А. и др. Изучение пещер Колхиды. Тбилиси, 1978, 294 с.
- Мчедlishvili Н. Д. Флора и растительность киммерийского века по данным палинологического анализа. Тбилиси, 1963, 196 с.
- Пурцеладзе Х. И. Палинологическая характеристика мезотических отложений Западной Грузии. В кн.: Палинологические исследования в Грузии. Тбилиси, 1977, с. 78—93.
- Пурцеладзе Х. И., Цагарели Е. А. Мезотическая флора юго-западной Грузии. Тбилиси, 1974, 227 с.
- Рамшвили И. Ш. Понтическая флора Западной Грузии по данным палинологического анализа. Тбилиси, 1969, 132 с.
- Рамшвили И. Ш. Основные черты среднемиоценовой флоры Западной Грузии. В кн.: Палинология СССР, М., 1976, с. 119—122.
- Слука В. Н. О формировании торфяных отложений Рионской низменности по данным пыльцевого анализа. Литология и полезные ископаемые, М., 1969, № 6, с. 117—120.
- Слука В. Н. Палинологические и литолого-фациальные исследования голоценовых отложений Колхидской низменности. В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., 1973, с. 53—58.
- Узнадзе М. Д. Неогеновая флора Грузии. Тбилиси, 1965, 187 с.
- Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии. М., 1977, 198 с.
- Чочиева К. И. Флора и растительность чаудинского горизонта Гурии. Тбилиси, 1965, 149 с.
- Чочиева К. И. Хварбетский ископаемый хвойный лес. Тбилиси, 1975, 184 с.
- Чочиева К. И., Мамацашвили Н. С. Данные спорово-пыльцевого анализа о древнеэвксинской флоре Гурии. Докл. АН СССР, 1977, 235, № 5, с. 1148—1151.
- Чочиева К. И. Узунларская флора Цхалцминда. Тбилиси, 1983, 96 с.
- Чочиева К. И., Мамацашвили Н. С. Новые данные об узунларской флоре Гурии (Западная Грузия). Докл. АН СССР, 1979, 245, № 3, с. 692—696.
- Чочиева К. И., Рухадзе Л. И. О некоторых реликтах чаудинской флоры Гурии. В томе: Изучение биоса чаудинского горизонта Гурии, ч. II, фонды Ин-та палеобиологии АН ГССР, Тбилиси, 1979, с. 112—183.
- Шатилова И. И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси, 1974, 191 с.
- Шатилова И. И. О стратиграфическом значении палинологических исследований гурийского и чаудинского горизонтов Западной Грузии. XXI Науч. сессия Ин-та палеобиологии АН ГССР. Тезисы докл. Тбилиси, 1979, с. 18—20.
- Шатилова И. И., Бадзошвили Ц. И. Новые данные о карангатских отложениях Западной Грузии. Сообщ. АН ГССР, 1966, т. 43, № 2, с. 403—407.
- Шатилова И. И., Мчедlishvili Н. Ш. Палинологические комплексы чаудинских отложений Западной Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси, 1980, 97 с.
- Шилкина И. А. Ископаемые древесины Годердского перевала. Труды Ботанического ин-та АН СССР, сер. 8, М.—Л., 1958, с. 125—179.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ГАГРСКОГО ХРЕБТА И ЕГО ПРЕДГОРИИ

Исследования последних лет показали, что горные страны являются одним из лучших объектов при изучении новейшей истории развития как растительности, так и климата (Алешинская и др. 1980; Серебрянный, Арсланов, Гей, 1976 и др.). В горах наиболее ярко проявляются ритмические изменения климата, выражающиеся в миграции высотных поясов растительности (Турманина, 1970).

В этой связи интерес представляет материал, добытый Гидрогеологической партией 7-го района (руководитель Б. Д. Квирквелия) из голоценовых отложений между Пицундским мысом и устьем р. Жой-Квара. (Скважины № 416, 471 и 613 пробурены в устьевой части р. Колхидка в ста метрах от уреза воды, а скважины № 607 и 609 — на шельфе в устьевой части р. Жой-Квара).

Палинологическим методом из этих скважин изучено около двухсот образцов. Для некоторых разрезов получены определения абсолютного возраста по C^{14} (ЛГУ, МГУ).

Исследуемый район отличается весьма своеобразными физико-географическими условиями. Близость гор к морскому берегу порождает большую глубину эрозионного расчленения. Здесь реки текут по очень глубоким каньонам. Геологическое строение Гагрского горного массива (верхнеюрские и меловые известняки) способствует развитию карстовых форм рельефа.

Меридиональное расположение Гагрского хребта в большей его части и изогнутость на севере к юго-западу являются преградой для проникновения холодных воздушных масс как с севера, так и с востока. Поэтому в Западной Грузии город Гагра — самое теплое место. Среднегодовая температура здесь составляет $15,1^{\circ}$, температура холодного месяца равна $6,8^{\circ}$, теплого — $23,9^{\circ}$. Годовая сумма осадков для г. Гагра составляет 1270—1400 мм. Высотные изменения климата значительны — от влажного морского с мягкой зимой и жарким летом, до высокогорного влажного с коротким летом (Кордзахия, 1964). Среднегодовая температура на высоте 1630 м составляет $5,8^{\circ}$, температура холодного месяца — $0,9$ — $3,2^{\circ}$. Максимальная высота Гагрского хребта — 2758 м (г. Агептса).

Существование глубоких каньонов, наличие известняков и теплый климат способствуют развитию довольно пышной и своеобразной ра-

стительности. В предгорьях произрастают дубовые и дубово-грабинниковые леса, местами с участием вереска. Выше к дубовым лесам при-мешивается каштан. С высоты 800—900 м начинаются среднегорные буковые леса. По ущельям рек на этих высотах произрастают в основном самшитовые леса. Буково-темнохвойные и темнохвойные формации начинаются с высоты 1400—1500 м. Здесь растет бук восточный, пихта кавказская и ель восточная. Местами можно встретить сосну Сосновского. На Гагрском хребте буково-темнохвойные леса имеют наибольшую площадь распространения. С высот 1900—2000 м начинается альпийское криволесье из березы Литвинова, клена высокогорного, бука, рябины, лещины и кавказского рододендрона.

Таким образом, в настоящее время растительность Гагрского массива характеризуется значительным распространением ксерофитов, в том числе и собственно средиземноморских видов, в нижнем поясе, сплошным развитием темнохвойных лесов, большими зарослями рододендрона и березы Литвинова в высокогорьях (Сохадзе, 1968).

В субфоссильных спорово-пыльцевых спектрах почв и озерных отложений Пищуиды современная растительность данного района отражена правильно. Несмотря на некоторую удаленность Гагрского хребта, в пыльцевых спектрах отразились не только местные группировки, но и растительность всех вертикальных поясов. В почвах наблюдается преобладание пыльцы сосны, грабника и ольхи (от 30 до 70%). Пыльца ели и пихты содержится почти в равных количествах (от 5 до 15%). Содержание пыльцы дуба достигает до 15—18%. Пыльцевые спектры озерных отложений несколько богаче по таксономическому составу. Среди древесных, помимо сосны и ольхи, пыльца которых обычно завышена по сравнению с их действительным участием в растительности, в спектрах много пыльцы бука, ели и пихты (до 20%). Количество пыльцы дуба, граба, грабника и каштана достигает от 5% до 15%. Пыльца березы содержится в малых количествах (0,5—2%), так как она удалена от места захоронения пыльцы на большее расстояние, чем все другие растения. Интересно отметить, что в озерных отложениях обнаружена пыльца самшита (единично), в почвах и в аллювии, даже под пологом самшитового леса, нами не отмечались пыльцевые зерна этого растения. В поверхностных пробах не найдена пыльца кавказского рододендрона, который, как отмечалось, вместе с березой играет существенную роль в образовании альпийского криволесья.

Анализ приведенных палинологических характеристик дал возможность перейти к интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров. При этом учитывались также экологические потребности каждой древесной и кустарниковой породы, современное распределение растений по горным поясам и их фитоценоотические связи.

Детальное палинологическое изучение голоценовых отложений на данном участке позволило нам расчленить исследуемые толщи и выделить основные стратиграфические единицы, соответствующие отдельным периодам голоцена. Наиболее полно голоценовые отложения пред-

ставлены в устьевой части реки Колхидка, где нижние слои на глубине 23,5—27 м отнесены к предбореальному времени. Здесь вскрыта толща супеси с прослоями гравия и галечника. Климат этого времени близился к современному. В развитии растительности мы выделяем первую фазу, которая характеризуется следующими особенностями. У морского берега и в поймах рек произрастали ольшатники. На данном участке почти не было заболачиваемости. Низинный лес и леса холмистых предгорий состояли в основном из граба кавказского с малой примесью дуба. Нижнегорья Гагрского массива покрывались каштановыми лесами, в смеси с грабом, буком и дубом. Во влажных ущельях к каштану примешивался бук, вяз, липа и, по всей вероятности, самшит. В подлеске преобладали лещина и падуб. Среднегорья занимали буковые леса. Темнохвойный лес состоял в основном из пихты и имел большую площадь распространения. Ель, вероятно, примешивалась незначительно. В хорошо развитом альпийском криволесье доминировала береза Литвинова.

В озерах и морских лагунах этого периода в изобилии произрастал водяной орех (рис. 1).

В бореальном периоде происходят наиболее существенные изменения в развитии как климата, так и растительного покрова. Климат в это время становится более прохладным по сравнению с предыдущим периодом. Похолодание климата вызвало значительное понижение вертикальных растительных поясов. Резко сократилась площадь каштановых и дубовых лесов. На низинах господствовала ольха. В полосе предгорий доминируют грабовые леса. Для этой территории характерно увеличение площади сосновых лесов. Большую часть среднегорий и верхнегорий занимали темнохвойные леса с явным преимуществом пихты. Бук и ель встречались реже, однако по сравнению с пребореальным временем ель имела большее распространение. Максимального развития достигают в бореале и верхнегорные леса с участием березы Литвинова.

В начале бореального периода наряду с максимальным похолоданием мы, по палинологическим данным, допускаем некоторое иссушение климата. К этому моменту относится вторая фаза развития растительности. В середине бореального времени отмечается некоторое улучшение климатических условий (III фаза), сменившееся затем повторным похолоданием, по интенсивности уступавшем похолоданию климата в начале этого периода (IV фаза).

Слои, соответствующие атлантическому времени, выделяются на всех изученных нами разрезах. Для этого периода по C^{14} получены абсолютные датировки: 6700 ± 80 ; 5410 ± 250 ; 4800 ± 90 лет. В развитии растительности и климата этого времени выделяется три этапа (фазы V, VI, VII). На первом этапе происходит существенное потепление климата и увеличение влажности, что привело к заболачиванию берегов и образованию торфяников к началу второго этапа. На втором этапе отмечается некоторое ухудшение климата (фаза VI). Большая часть вто-

рой половины атлантического периода характеризуется дальнейшим потеплением климата (фаза VII), о чем свидетельствует увеличение процентного содержания пыльцы каштана. Количество пыльцы этой породы в спектрах достигает 65—70%. Каштановые леса доминировали как в нижнегорной полосе, так и в среднегорьях. В предгорьях расцвела достигли дубовые леса. По берегам озер и рек росли ольшатники. Возрастает роль лапыны, грецкого ореха, хмелепраба, липы. Строителями верхнегорных лесов были бук, пихта, ель, количество пыльцы которых в спектрах достигает не более 2—4%. Характерно отсутствие пыльцы березы. Подобные изменения в спорово-пыльцевых спектрах свидетельствуют о значительном повышении границы вертикальных ландшафтных поясов. Буково-темнохвойные леса сместились вверх более чем на 350—400 м. Седьмая фаза развития растительности Гагрского хребта совпадает с климатическим оптимумом.

Суббореальный период также представлен на диаграммах всех разрезов. Абсолютная датировка торфяника в устье реки Колхидка на глубине 5 м— 3690 ± 120 лет. В течение суббореального времени выделяются два этапа развития растительности (фазы VIII—IX). На первом этапе наблюдается постепенное похолодание и иссушение климата. Сокращается площадь каштановых, дубовых и ольховых лесов. В спектрах возрастает количество пыльцы компонентов верхнегорных лесов, что указывает на снижение растительных поясов по сравнению с атлантическим временем. Прекращают свое существование многие торфяники. К концу суббореального времени климатические условия улучшаются (фаза IX).

В развитии растительности субатлантического периода выделяются три этапа (фазы X—XII). На первом этапе отмечается некоторая сухость климата. Сокращается участие мезофильных элементов во всех вертикальных поясах растительности. Расширяют площадь распространения сосновые леса. В подлеске усиливает свою роль лещина. Сокращается и площадь пойменных лесов. По абсолютным датировкам первый этап развития растительности субатлантики соответствует VI—XI вв. н. э. Это время знаменуется максимальным сокращением горного оледенения на Кавказе, называемым архызским перерывом (Тушинский, 1960). Изменения, происходящие в растительности второй половины этого периода, свидетельствуют об увеличении влажности климата. Тем не менее площадь лесной растительности в предгорьях и среднегорьях значительно сокращается, что вызвано хозяйственной деятельностью человека.

Таким образом, в течение голоцена в развитии растительности и климата исследуемой территории прослеживается определенная направленность, которая выражается в частом чередовании периодов с теплыми и холодными климатическими условиями. На протяжении голоценового времени нами установлено шесть периодов похолоданий климата. Соответственно столько раз на Гагрском хребте менялись и уровни высотных поясов растительности. Наряду с этим, во время максимально-

го похолодания (первая половина бореального периода) на Гагрском хребте в нижнегорьях господствовали грабовые леса, в среднегорьях и верхнегорьях—пихтарники.

E. V. KVAVADZE, V. G. DZHEIRANASHVILI

EVOLUTION OF THE VEGETATION OF THE GAGRA RIDGE AND ITS FOOTHILLS IN THE HOLOCENE

Abstract

Based on detailed analysis and correlation of palynological materials on alluvial, lacustrine-marshy and marine deposits the dynamics of the vegetation cover of the Gagra Ridge within the last 15 000 years has been investigated and a number of successive stages have been established. In particular, six cool climatic phases are established which were followed by phases of warmer climate. Climatic fluctuations were accompanied by a considerable migration of the upper belts of vegetation. In the Boreal period the lowering of vegetation belts 300—350 metres downward took place. During the climatic optimum vegetation belts moved more than 350—400 metres upwards.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешинская З. В., Болиховская Н. С., Болиховский В. Ф. Миграция высотных поясов растительности среднего Сихоте-Алиня в голоцене. Докл., ДАН СССР, 1980, т. 254, № 3, с. 949—953.
- Ареланов Х. А., Гей Н. А., Соловьев Б. Л. К палеогеографии и геохронологии позднего плейстоцена Абхазии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1976, № 6, с. 125—129.
- Квавадзе Э. В. Палинологическое исследование голоценового торфяника в устье реки Колхидки (Зап. Грузия). Вестник МГУ, сер. географ., № 5, 1974.
- Кордзахия М. О. Климат Грузии Тбилиси, 1964, (на груз. яз.).
- Маруашвили Л. И. Ледниковые и древнеледниковые формы рельефа. В кн.: Геоморфология Грузии. Тбилиси, 1971.
- Серебрянный Л. Р., Гей Н. А., Джиноридзе Р. Н., Ильвес Э. О., Малясова Е. С., Скобеева Е. И. Растительность Центральной части высокогорного Кавказа в голоцене. Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода. 1980, № 50, с. 123—137.
- Сохадзе Е. В. Ботанико-географический очерк известняковых гор Западной Грузии. Тбилиси, 1968, с. 75—79.
- Турманина В. И. Влияние на растительность внутривековых ритмов увлажненности. В сб.: Ритмы и цикличность в природе. М., 1970.
- Тушинский Г. К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии нашей эры. Информ. сб. о работах по МГГ, № 10, М., 1964.

В. ШИРМЕР (ФРГ)

КЛИМАТ И ЧЕЛОВЕК В РАЗВИТИИ РЕК В ГОЛОЦЕНЕ

(Тезисы доклада)

В течение голоцена реки периодически перерабатывали более древние ледниковые галечники. До настоящего времени самая полная серия фаз переработки была установлена на р. Майн на юге ФРГ. Кроме того, эта система фаз переработки рекой отложений в ее долине датирована лучше всех других сравнимых серий. Другие серии средней Европы очень хорошо совпадают во времени с серией р. Майн.

Вопрос о причинах этих фаз переработки имеет длинную историю. Практически нет таких гипотез, которые не выдвигались бы по этому поводу, начиная с предположений о том, что развитие рек обусловлено деятельностью человека, и кончая предположениями о совершенно естественном развитии рек.

Данные по р. Майн и другим рекам средней Европы позволяют сделать следующие выводы относительно этого вопроса:

1. Река периодически перерабатывает отложения своей долины с пленигляциала позднего вюрма. Возрастание активности реки в переработке отложений отмечается с римского периода.

2. Возникавшие в результате этого террасы имели один и тот же характер (высота, ширина, внутреннее строение) с пленигляциала позднего вюрма. В незначительной степени он изменился с начала средневековья.

3. Накопление пойменных суглинков, отмечающееся с позднего вюрма, существенно увеличивается с конца римского периода.

4. Отношение содержания различного железа в пойменном суглинке отражает усиление выветривания, пропорциональное возрасту суглинка. В римском периоде отмечается внезапное нарушение этого хода развития.

5. Количество антропогенных осадков в речных отложениях увеличивается на широкой площади с римского периода или, самое позднее, со средневековья.

Эти факты приводят к заключению о том, что эволюция климата непрерывно влияет на развитие рек со времени затухания последнего оледенения до наших дней. В начале этого времени человек вообще не мог влиять на поведение рек. Это поведение определяется весьма чувствительным и подвижным равновесием, которое реагирует даже на небольшие климатические осцилляции. Вмешательство человека стано-

вится заметным с римского периода. С этого времени влияние климата на развитие рек усилилось и стало изменчивым. В связи с этим ускорилась периодичность в деятельности рек.

Дополнительное доказательство естественного фона в периодической переработке реками отложений своих долин можно также получить при сравнении голоценовой деятельности рек в средней Европе с климатическими кривыми, полученными по кернам льда.

W. SCHIRMER (Federal Republic of Germany)

CLIMATE AND MAN IN THE HOLOCENE RIVER DEVELOPMENT

(Report thesis)

A b s t r a c t

During the Holocene river development the river reworked periodically the older glacial gravels. Up to now the richest sequence of reworking phases has been worked out on the river Main in Southern Germany.

This system of reworking phases of a river is moreover the best dated of all comparable sequences. Other sequences in Middle Europe coincide in time very well with that of the river Main.

It is a very old question which asks for the background of those reworking phases. There is nearly no hypothesis which has not been stated already in this matter, beginning with a river development caused by man's activity to a pure natural river development.

The evidences of the river Main and other rivers in Middle Europe yield the following clear results concerning this question:

1. The river is reworking periodically since the late Würm Pleniglacial. A cumulation of the reworking activity can be stated since the Roman Period.
2. The resulting terraces have been of the same type (vertical extension, horizontal extension, vertical formation type) since the late Würm Pleniglacial. To a small degree it changed since the early Medieval Period.
3. Floodloam sedimentation which can be stated since the late Würm Glacial shows a strong increase since the late Roman Period.
4. The relations of different iron contents within the floodloam show a linear increase of weathering according to the increase of age of the floodloam. In the Roman Period a sudden disturbance of this evolution appears.
5. Anthropogene remnants in river sediments increase over a wide area since the Roman Period or the Middle Ages at the latest.

These facts lead to the conclusion that a superposed climatic evolution continuously effects the river development from the fading Last

C O N T E N T S

<i>A. T. Aslanian, Yu. V. Sayadian.</i> XI INQUA Congress — Forum of Quaternary Researchers (Instead of the foreword)	5
<i>A. T. Aslanian.</i> On the age of the relief of Armenia	14
<i>M. I. Neystadt.</i> On the problems of terminology and subdivision on Holocene	20
<i>W. van Zeist and S. Bottema.</i> Holocene vegetation and climate of western Iran and eastern Turkey: A Dating Dilemma	28
<i>W. van Zeist and H. Woldring.</i> A postglacial pollen diagram from Lake Van in east Anatolia	39
<i>Yu. V. Sayadian.</i> The Sevan Lake as a natural "climatograph" of the Holocene	61
<i>A. A. Vardanyan, V. Y. Kirianov, V. V. Kochegura, T. E. Nechaeva, Yu. V. Sayadian.</i> Secular variations of geomagnetic field in Holocene deposits of Sevan Lake	68
<i>M. V. Kabailene.</i> Stratigraphy of bottom deposits and factors of the development of small lakes in the north-west of the European part of the Soviet Union	81
<i>E. Niedzalkowska.</i> The distinction of alluvial facies on the Wisloka river near Debica in the light of particle size analysis	87
<i>L. K. Gogichaishvili.</i> East Georgian Lowland and foothill vegetation and human occupation in the middle Holocene	91
<i>N. S. Mamatsashvili, K. I. Chochleva.</i> On the discovery of some "exotic" pollen from Holocene deposits of Kolkhida	97
<i>E. V. Kvavadze, V. G. Dzheiranashvili.</i> Evolution of the vegetation of the Gagra ridge and its foothills in the Holocene	103
<i>W. Schirmer.</i> Climate and man in the Holocene river development	109

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ГОЛОЦЕНА

Сборник статей

Редактор издательства *Р. А. Багдасарян*
Оформление *К. К. Кафадаряна*
Худ. редактор *Г. И. Горцакалян*
Тех. редактор *Л. К. Арутюнян*
Корректор *С. Г. Пироева*

ИБ № 855

Сдано в набор 11. 10. 1984 г. Подписано к печати 11. 07. 1985 г. ВФ 08908
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1, Шрифт „литературный“. Высокая печать.
П. л. 7,13 + 5 вкл. Усл. печ. л. 11,2. Учетно-изд. л. 9,9. 11.2 кр. от. Тираж 650.
Заказ 893. Изд 6329. Цена 1 р. 55 коп.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24г.
Типография Издательства АН АрмССР, 375019. Ереван, пр. Маршала Баграмяна 24.

1 p. 55 к.

4432