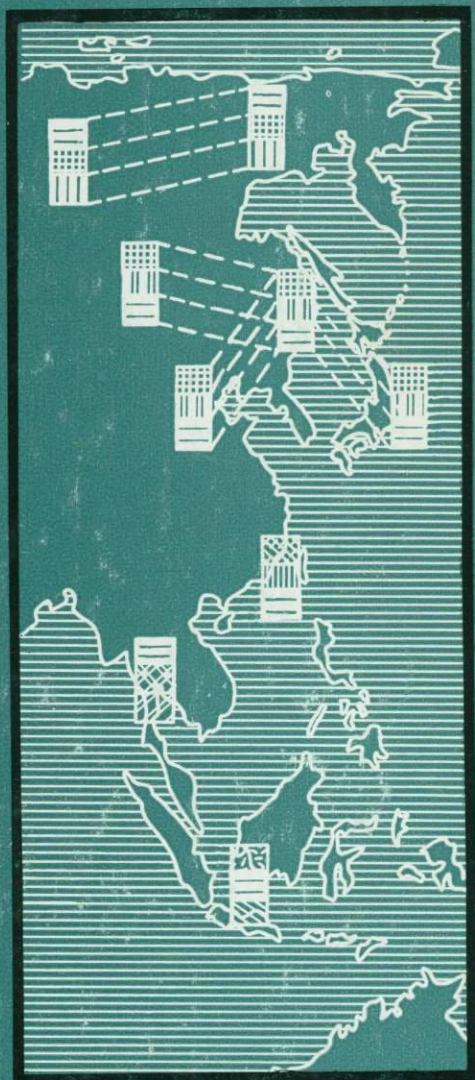


М. Н. АЛЕКСЕЕВ

# АНТРОПОГЕН ВОСТОЧНОЙ АЗИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

COMMISSION ON QUATERNARY RESEARCH  
GEOLOGICAL INSTITUTE

M. N. ALEKSEEV

ANTHROPOGENE  
OF EAST  
ASIA

Stratigraphy  
and Correlation



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»  
MOSCOW 1978

551.7

М. Н. АЛЕКСЕЕВ

# АНТРОПОГЕН ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Стратиграфия  
и корреляция



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1978



Алексеев М. Н. **Антропоген Восточной Азии**. М., «Наука», 1978.

Комплексное использование методов изучения антропогенных отложений позволило проследить основные стратиграфические подразделения антропогена Восточной Азии, особенности зонального развития природных процессов, включая процессы осадконакопления и постседиментационных преобразований. Установлена одновременность фаз максимального развития оледенения, усиления континентальности климата, понижения температуры и общей регрессии океана. Этапы межледниковий совпадают с океаническими трансгрессиями и расширением зон гумидного климата.

Табл. 16. Ил. 49. Библ. 492 назв.

Редакционная коллегия:

Г. И. ГОРЕЦКИЙ, В. П. ГРИЧУК, В. И. ГРОМОВ, И. К. ИВАНОВА,  
Н. И. КРИГЕР, К. В. НИКИФОРОВА, И. И. ПЛЮСНИН, Е. В. ШАНЦЕР.

Ответственный редактор:

Ю. А. ЛАВРУШИН

Alekseev M. N. **Anthropogene of East Asia**. M., «Nauka», 1978.

Complex application of methods for the studies of the Anthropogene has provided the possibility to trace it's basic stratigraphic subdivisions in the East Asia, as well as development of the environment including the processes of the sedimentation and postsedimentational transformation. The contemporaneity of the stages of maximal advance of glaciation and increase of the continental character of climate, temperature lowering and general regression of the ocean is established. Interglacial stages coincided with the transgressions of the oceans and the enlarging of zones of humid climate. Tabl. 16, Fig. 49, Ref. 492.

Editorial board:

G. I. GORETSKI, V. P. GRICHUK, V. I. GROMOV, I. K. IVANOVA,  
N. I. KRIGER, K. V. NIKIFOROVA, I. I. PLUSNIN, E. V. SHANTZER.

Editor:

YU. A. LAVRUSHIN.

## ВВЕДЕНИЕ

Антропогенные отложения, развитые в пределах меридиональной полосы восточной окраины Азии, представляют исключительный интерес прежде всего в связи с решением вопросов стратиграфии и дальнейшей корреляции. Огромная протяженность Восточной Азии от Полярного бассейна до экваториальной области и разнообразие условий, в которых происходили процессы осадконакопления и постседиментационных преобразований, формирование рельефа, развитие фауны и флоры, позволяют проследить эти явления на разных стратиграфических уровнях антропогена в различных палеогеографических зонах.

Это определило постановку работы в Лаборатории геологии и истории четвертичного периода ГИН АН СССР, как одного из разделов общей темы «Синхронность и метахронность климатических колебаний и оледенения Северного полушария в антропогене». Главной задачей исследований было сопоставление антропогенных отложений различных по своим характеристикам палеогеографических зон и на этой основе — выяснение связи и взаимной обусловленности наиболее значительных событий антропогена Восточной Азии. Под Восточной Азией понимается Восточная Сибирь, бассейн Лены, Северо-Восток СССР, Забайкалье, Приамурье, Приморье, восточные части Северного и Южного Китая, п-ов Индокитай, часть Зондского архипелага и система островных дуг западной части Тихого океана.

В течение последних пятнадцати лет на этой территории были развернуты исследования, связанные с разработкой стратиграфии и корреляцией верхнекайнозойских отложений и представляющие большой научный и практический интерес. Успешному их выполнению способствовало применение, наряду с традиционными, радиометрического и палеомагнитного методов исследований.

Антропогенные отложения Восточной Азии изучались автором в течение многих лет. Личные исследования, связанные с разработкой стратиграфических схем, их корреляцией и палеогеографическими реконструкциями, выполнены в бассейнах рек Лена и Колыма, в пределах Центрально-Якутской равнины и Верхоянско-Колымской горной области, в Приморье и Приамурье, в Северном и Южном Китае и в Юго-Восточной Азии (рис. 1). Для ознакомления с зарубежными материалами по стратиграфии верхнекайнозойских образований автор посетил научные геологические центры Японии, КНР, Таиланда, Бирмы и Индии. Привлечен также обширный литературный материал, рассмотренный с точки зрения возможности использования его для целей дальнейшей корреляции. При этом выбраны, как опорные, лишь те разрезы, для которых имелись достаточно представительные данные, пригодные для широких сопоставлений. Стратиграфические данные использованы для выяснения взаимосвязи крупных геологических событий антропогена: оледенений, межледниковий, этапов аридизации и увлажнения, океанических регрессий и

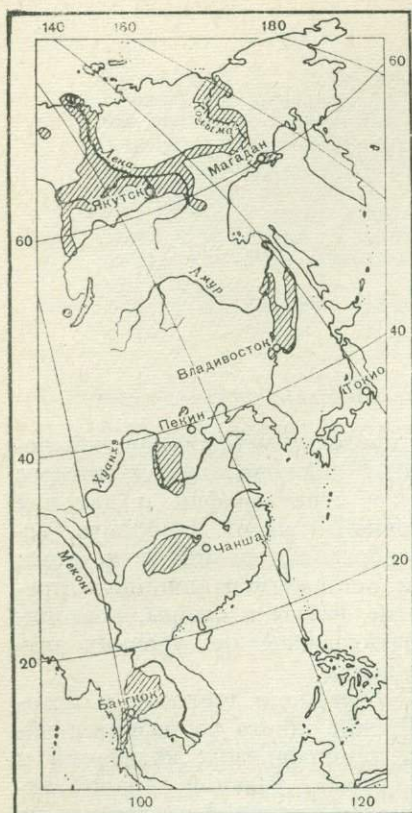


Рис. 1. Районы исследований (показаны штриховкой)

водили Р. Е. Гитерман и Л. В. Голубева, палеокарпологические определения — Е. П. Метельцева, минералогические анализы озерных, аллювиальных отложений и ископаемых почв — Н. В. Ренгартен. Определения возраста остатков древесины и раковин моллюсков по  $C^{14}$  выполнены Л. Д. Сулержицким, С. Н. Виноградовой и В. С. Форовой. Палеомагнитные исследования отобранных серий образцов из Восточной Сибири, Приморья, Приамурья и Индии выполнены М. А. Певзнером<sup>1</sup>.

трансгрессий. Комплексное исследование и обширный литературный материал по стратиграфии антропогена различных регионов Восточной Азии позволили провести дальнюю корреляцию на уровне достаточно дробных подразделений, в отдельных случаях — вплоть до горизонтов.

В работе принята с очень небольшим изменением стратиграфическая схема И. И. Краснова и К. В. Никифоровой (1973). Граница между неогеном и четвертичной системой, в соответствии с рекомендацией XXIV сессии Международного Геологического Конгресса, проводится по подошве калабрия или апшерона, т. е. на уровне палеомагнитного эпизода Гилса (4,8 млн. лет) эпохи обратной намагниченности Матуяма шкалы Кокса (Сох, 1969). Антропогеновая система делится на эоплейстоцен, плейстоцен и голоцен. В плейстоцене выделяются три подраздела: нижний, средний и верхний. В среднем и верхнем плейстоцене выделяются горизонты, принятые для сибирской стратиграфической схемы (табл. 1).

Проведены определения и выполнены анализы. Остатки ископаемых млекопитающих определяли И. А. Дуброво, Э. А. Вангенгейм и А. В. Шер, остракоды изучал К. Н. Негадаев-Никонов, палинологические анализы про-

<sup>1</sup> Всем соавторам, проводившим определения и анализы, автор приносит большую благодарность.

Таблица 1

Сопоставление основных стратиграфических схем, использованных в работе

Радиометрическая хронология, тыс. лет	Магнетитовые зоны Саз, 1969 и др.	Шкала океанических осадков Blow, 1969	Принятая в работе схема (по Краснову, Никифоровой, 1973)		Схема Геологической службы СССР		Схема Громова, Краснова, Никифоровой, Шанцера, 1960		Схема Геологической службы Японии	Схема Геологической службы и Геологического ин-та АН КНР, 1960	Подразделения, рекомендованные Стратиграфической комиссией INQUA, 1973			
			Основные подразделения	Климато-стратиграфические подразделения (климатолины)	Система	Ярус	Система	Ярус				Подъярус		
													Система	Ярус
100	Бронес	<i>Cladocera calida, Sphaeroidinella dehiscens escavata</i>	Голоцен	Сартанский	Четвертичная	Голоцен	Верхний	Чуэкисо	Средний	Современный	Голоцен			
150			Верхний	Каргинский		Верхний	Верхний	Татикава		Верхний	Симосуэси	Верхне-четвертичный отдел	Верхний плейстоцен	
200				Зырянский				Казанцевский						Мусасино
250			Средний	Тазовский		Средний	Средний	Том, олед. Порошири		Средний	Наганума	Среднечетвертичный отдел	Средний плейстоцен	
300				Мессовско-ширтинский				Самаровский						Бэбугура
350			Нижний	Тобольский		Нижний	Нижний	Нижний		Нижний	Нижняя часть группы мазуса	Нижнечетвертичный отдел	Нижний плейстоцен	
400				Антропоген										Верхний
450			Плейстоцен	Антропоген		Верхний	Верхний	Верхний		Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний
500														
550			Плейстоцен	Антропоген		Верхний	Верхний	Верхний		Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний
600	Плейстоцен	Плейстоцен			Плейстоцен				Плейстоцен					
650	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
700											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
750	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
800											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
850	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
900											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
950	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1000											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1050	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1100											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1150	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1200											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1250	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1300											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1350	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1400											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1450	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1500											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1550	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1600											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1650	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1700											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1750	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1800											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1850	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
1900											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
1950	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2000											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2050	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2100											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2150	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2200											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2250	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2300											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2350	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2400											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2450	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2500											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2550	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2600											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен
2650	Плейстоцен	Антропоген	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний	Верхний				
2700											Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен	Плейстоцен

Нижняя граница антропогена - 3500000 л.

## КРАТКИЙ ОБЗОР РАБОТ ПО СТРАТИГРАФИИ И КОРРЕЛЯЦИИ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Вопросы стратиграфии и корреляции антропогенных отложений Восточной Азии уже давно привлекали внимание многих исследователей. Самые ранние работы, относящиеся к концу XIX и началу XX веков, дали первые и самые общие сведения о строении четвертичных толщ и связанных с ними остатках фауны в отдельных районах восточной окраины Азиатского материка. Среди сравнительно немногочисленных работ этого периода особое место занимают исследования И. Д. Черского (1882, 1888, 1891 и др.), В. А. Обручева (1894а, 1894б, 1905, 1911, 1951 и др.), А. Н. Криштофовича (1932), Д. Г. Андерсона (Andersson, 1923), Ж. А. Ф. Моленграафа и М. Вебера (Molengraaff, Weber, 1929), Е. Дюбуа (Dubois, 1896, 1908 и др.) и некоторых других.

В 30-х гг. XX в. и во время Великой Отечественной войны изучение стратиграфии антропогенных отложений в восточных районах СССР проводилось в ограниченном объеме. К числу наиболее крупных работ этого периода относится монография И. П. Герасимова и К. К. Маркова «Ледниковый период на территории СССР» (1939), в которой в систематическом порядке рассмотрены также и материалы по антропогену восточных районов Советского Союза. Были затронуты, в частности, вопросы стратиграфического положения и палеогеографии лёссовидных образований Центрально-Якутской низменности и проблема четвертичных оледенений Восточной Сибири.

По зарубежной территории Восточной Азии в период, охватывающий 30- и 40-е гг., появляются крупные работы, в которых, в большинстве случаев впервые публикуются схемы стратиграфического расчленения и корреляции антропогенных образований. Для верхнего кайнозоя Северного Китая П. Тейяром и Яном (Teilhard de Chardin, Young, 1930, 1931 и др.) предлагается схема расчленения плиоценовых и четвертичных отложений. Стратиграфия ледниковых образований Китая и их корреляция с ледниковыми отложениями Гималаев и Европы опубликована в работах Ли Сы-гуана (Lee, 1933, 1936, 1939), Г. Виссмана (Wissman, 1937) и в некоторых других. Изучение разрезов плейстоцена Северо-Восточного Китая проведено сотрудниками японской научной экспедиции (Tokunaga et al., 1939). К этому времени относится также серия крупных антропологических и палеонтологических исследований, выполненных на местонахождении синантропа Чжоукоудянь (Pei Wen-chung, 1931а, б, 1937 и др.). В Юго-Восточной Азии в конце 30-х — начале 40-х гг. группой исследователей американской экспедиции, под руководством де Терра, были изучены наиболее важные разрезы верхнего кайнозоя и местонахождения палеолитических культур в северо-западной части Индии, Бирме, Малайе, на о. Ява и в Китае. В результате работ этой экспедиции был сведен весь имевшийся материал по геологии антропогена огромной территории — от северных границ Китая до Индонезийского архипелага, были получены также новые данные по стратиграфии, хронологии палеолитических культур и ископаемой фауне антропогена. Все это позволило

разработать первые стратиграфические и корреляционные схемы для опорных разрезов территории Юго-Восточной Азии (De Terra *et al.*, 1943; Colbert, 1943; Movius, 1944 и др.). Корреляция антропогенных отложений была проведена на основе палеонтологических и археологических данных. Сопоставления подразделений антропогена Юго-Восточной Азии с оледенениями и межледниковьями, установленными в Китае и Гималаях, не получили достаточного обоснования.

Послевоенное время ознаменовалось значительным расширением изучения антропогенных отложений и прежде всего их стратиграфии. Эти работы во все увеличивающихся масштабах проводились как в советской, так и в зарубежной частях Восточной Азии. В итоге к концу 50-х гг. были разработаны местные стратиграфические схемы, многие из которых успешно использовались для геологической съемки и геологоразведочных работ.

По Восточной Сибири и Советскому Дальнему Востоку к этому периоду относятся работы А. П. Васьковского, С. Ф. Бискэ, О. М. Петрова, А. И. Гусева и др. по северу и северо-востоку Азии; Г. Ф. Лунгергаузена, С. А. Стрелкова, И. М. Хоревой, Н. П. Куприной, Н. С. Чеботаревой, Р. Е. Гитерман, Э. А. Вангенгейм, А. И. Медянцева, автора и др. — по Центрально-Якутской низменности и долине среднего и нижнего течения Лены. Стратиграфия четвертичных отложений Олекминско-Витимской горной области разработана С. Г. Мирчинк и др., Забайкалья — Э. И. Равским, Э. А. Вангенгейм, Л. В. Голубевой, В. Г. Гербовой, Л. П. Александровой и др. Основы геологии и стратиграфии четвертичных отложений Приморья и Приамурья заложены Г. С. Ганешиным, Ю. Ф. Чемяковым и И. И. Берсеневым. Большой вклад в изучение четвертичных отложений этой территории внесли также В. Ф. Морозова, В. В. Соловьев, В. К. Сохин, Е. П. Денисов и др.<sup>1</sup>

В КНР в 1950—1964 гг. уделялось значительное внимание изучению стратиграфии верхнего кайнозоя. К этому времени относится ряд крупных исследований, выполненных Пей Вен-чжунем (Pei Wen-chung, 1957), Чиа Лан-по (Chia Lon-po, 1957), Чжоу Мин-чженем, У Жу-каном, Г. Д. Кальке (1961, 1962) и др. на археологических и палеонтологических местонахождениях Чжоукоудянь, Лантянь (район г. Сиань), Дин-Цун и в провинциях Юньнань, Сычуань, Гуанси и Гуйчжоу. Палеонтологические работы группы под руководством Ян Чжун-цзяня, а также палеозоогеографические и палеонтологические исследования Г. Д. Кальке (Kahlke, 1961) позволили уточнить стратиграфическое положение китайских верхнекайнозойских фаун и наметить различия в составе антропогенной фауны Ailuropoda — Stegodon Южного Китая. Группа геологов Геологического института Академии наук КНР составила региональную стратиграфическую схему антропогенных отложений Лёссового плато и долины среднего течения р. Хуанхэ. Стратиграфическая схема китайских хуанту (лёссов и лёссовидных отложений) явилась основой межрегиональной корреляции антропогенных толщ всей территории Китая.

В Японии в послевоенный период проведены обширные работы в области стратиграфии плиоценовых и четвертичных образований. Наиболее крупные результаты достигнуты при изучении разрезов плиоценовых и четвертичных отложений в районе Канто (группой по изучению суглинков и туффитов Канто) и в районе Кинки (работы М. Итихара, Н. Икебе и др.). Эти исследования, а также работы Ч. Ч. Лина на о. Тайвань обеспечили возможность корреляции морских и континентальных толщ и создали основу последующих работ, связанных с выяснением положения границы между неогеном и четвертичной системой.

Антропогенные отложения Юго-Восточной Азии в течение послед-

<sup>1</sup> Почти все перечисленные исследователи — авторы нескольких или многих работ. Ссылки на них даются при систематическом изложении материала.

них двадцати лет изучали многие исследователи и геолого-разведочные организации. В послевоенные годы Хойер (Hooijer, 1952, 1955а, 1955б, 1956, 1960 и др.) и Кёнигсвальд (Koenigswald, 1949, 1955, 1956а, 1956б, 1959, 1960, 1964 и др.) провели палеонтологические и палеозоогеографические исследования плиоцена и антропогена этой территории. В значительной степени по результатам их работ создана стратиграфическая шкала континентальных плиоценовых и антропогеновых отложений Зондского архипелага, и на основе изучения верхнекайнозойских фаун выполнена корреляция отложений этого возраста с соответствующими толщами сиваликской группы Индии и разрезами бассейна р. Иравади. В 1949 г. Ван Беммелен в книге «Геология Индонезии» (1957) опубликовал материалы по стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских морских и континентальных отложений Индонезии и Филиппин.

В последние годы, в связи с большой практической значимостью антропогеновых отложений, изучение их приобрело еще большие масштабы. Применение палеозоологического, палеоботанического и литолого-минералогического методов в комплексе с радиометрическими и палеомагнитным позволило в сравнительно короткие сроки получить исключительные по своей ценности материалы в области стратиграфии и корреляции отложений антропогена. Была начата серия работ по корреляции верхнекайнозойских отложений Восточной Сибири и зарубежной части Восточной Азии. К числу наиболее крупных исследований этого периода относится выполненная в начале 60-х гг. работа Э. И. Равского «Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене» (1972). В ней, на основе богатого материала, собранного большим коллективом геологов, дается детальная стратиграфия и корреляция антропогеновых образований ледниковой и внеледниковой зон южной и центральной частей Восточной Сибири и Северного Китая. Автор работы пришел к выводу об одновременности аридных этапов и оледенений во Внутренней Азии, не исключая, однако, возможности сопоставления фаз влажного климата с начальными фазами оледенения.

В конце 60-х — начале 70-х гг. публикуются сводные работы по стратиграфии антропогена: монография И. М. Хоревой (1974) по стратиграфии морских четвертичных отложений побережья Берингова моря на основе изучения четвертичных фораминифер, работы Н. П. Куприной (1966, 1970) по стратиграфии и условиям образования осадков Центральной Камчатской депрессии, А. Р. Гептнера (1965), А. Е. Шанцера (Шанцер и др., 1969), В. Г. Беспалого (Беспалый, Борзунова, 1972), О. А. Брайцевой (Брайцева и др., 1968), М. А. Певзнера (1972) и др. — по стратиграфии, палеогеографии и палеомагнетизму морских, континентальных и вулканогенных плиоценовых и четвертичных образований Камчатки, О. М. Петрова (1966) по стратиграфии антропогена Чукотки, А. В. Шера (1971) по четвертичной фауне и стратиграфии бассейна нижнего течения рек Колыма и Чукочья, по стратиграфии верхнего плейстоцена Западного Верхоянья — Н. В. Кинд, В. В. Колпакова и Л. Д. Сулержицкого (1971), по стратиграфии аллювия четвертичных террас в долинах среднего течения рек Лена и Вилюй — М. М. Пахомова, И. Л. Шофман и Б. И. Прокопчука (Пахомов и др., 1975; Шофман, 1974). Значительный фактический материал, собранный по стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений Сахалина, Приамурья и Приморья, позволил существенно уточнить и детализировать составленные ранее стратиграфические схемы верхнего кайнозоя. Эти материалы приведены в работах А. Н. Александровой (1972), В. Ф. Морозовой (Вихлянцева, Морозова, 1965), Л. В. Голубевой (1972), Н. П. Ахметьевой (1973, 1977), Л. П. Карауловой (1973), А. М. Короткого (1972), А. П. Кулакова (1972), автора (Алексеев, 1969, 1973) и др.

В последние годы были также предприняты попытки дальнейшей корреляции разрезов антропогеновых отложений в пределах Восточной Си-

бири и Дальнего Востока и сопоставления комплексов млекопитающих Восточной Сибири и Европы, а также выполнены работы в связи с проблемой нижней границы антропогена.

В ряде районов зарубежной части Восточной Азии в области разработки стратиграфии и корреляции отложений антропогена в последнее время также были достигнуты значительные успехи. В Японии, где изучение антропогенных отложений получило особенно широкое развитие, в 1969 г. вышла книга *Quaternary of Japan*, — первая большая сводная работа, в которой дано подробное описание антропогенных отложений отдельных районов этой страны. К хорошо разработанным старым опорным разрезам на равнине Канто (район Токийского залива) и в районе Кинки (близ г. Осака) добавляются новые, детально исследованные разрезы в районах Тохоку, Ниигаты, на о. Кюсю и некоторые другие.

В связи с выполнением международной научной программы по линии INQUA в рамках Подкомиссии по плиоцен — четвертичной границе две группы японских геологов, под руководством М. Итихары (Itihara e. a., 1973) и М. Минато (Minato e. a., 1972) представили детально разработанные стратиграфические схемы верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Японии. В этих схемах, обоснованных палеонтологическими и палеоботаническими материалами и данными радиометрических и палеомагнитных определений, показано соотношение морских и континентальных отложений и выделены климатостратиграфические подразделения, представляющие большую ценность для стратиграфической корреляции.

Для о. Тайвань Ч. Ч. Лином (Lin, 1961, 1963, 1964, 1966) была разработана стратиграфическая схема антропогенных отложений, исследованы древние береговые линии и сделана попытка корреляции морских и континентальных толщ. На побережье и шельфе Тайваньского пролива бурением были вскрыты слои, в которых зарегистрировано первое появление *Globorotalia truncatulinoides* (основание планктонной зоны 22 схемы Блоу), отвечающее основанию разреза антропогена.

В самое последнее время после почти десятилетнего перерыва, в периодических научных изданиях КНР стали появляться материалы по стратиграфии антропогенных отложений. Среди них наиболее интересны новые данные по геологии местонахождений плейстоценовой фауны млекопитающих в провинции Юньнань (You Yü-zhu, Qi Guo-qin, 1973 и др.).

В Юго-Восточной Азии в последнее десятилетие антропогенные отложения изучались сотрудниками университета Малайзии под руководством проф. Н. С. Гейла (Haile, 1969 и др.). Наиболее существенными результатами этих работ можно считать установление четвертичных береговых линий в Западной Малайзии и в пределах Зондского шельфа, а также палеомагнитные определения и радиоуглеродное датирование для нескольких разрезов плейстоценовых континентальных и морских отложений. Изучение верхнекайнозойских образований на территории Таиланда было проведено И. Такайя и нами (Alekseev, Takaya, 1967; Takaya, 1968; Алексеев, 1969) по поручению Экономической комиссии ООН для стран Азии и Дальнего Востока<sup>2</sup>). Основным итогом этих исследований явилась разработка первой стратиграфической схемы плейстоцена Таиланда и установление одновременности морских регрессий с периодами аридизации в Юго-Восточной Азии.

На основании сравнительно ограниченных личных полевых исследований и обобщения большого литературного материала нами составлена схема корреляции основных опорных разрезов кайнозойских отложений региона ЭКАДВ. В отложениях плиоцена и антропогена оказалось воз-

<sup>2</sup> Экономическая комиссия ООН для стран Азии и Дальнего Востока (ЭКАДВ — ECAFE) с 1974 г. — ЭСКАТО — Экономическая и социальная комиссия ООН для Азии и Тихоокеанского региона.

возможным, в частности, установить несколько маркирующих горизонтов, прослеживающихся не только в большинстве разрезов этого региона, но и за его пределами.

В последние годы среди работ на шельфе Юго-Восточной Азии особое место занимают геологические и геофизические исследования, выполняющиеся под эгидой Комитета ЭСКАТО по координации объединенных геологоразведочных работ на Азиатском шельфе (ССОР). В связи с поисками и разведкой россыпных месторождений Комитет уделяет большое внимание изучению морских и континентальных антропогенных отложений. Помимо решения частных вопросов прикладного характера, эти работы позволили дать реконструкцию древней речной сети на затопленной в настоящее время верхнеплейстоценовой суше, доказать неоднократность регрессий моря, получить материалы для палеоклиматических построений. В Юго-Восточной Азии, особенно в районах, представляющих экономический интерес, ведется также геологическая съемка. Картируются в основном литостратиграфические подразделения, которые выделяются на основе рекомендаций, вытекающих из стратиграфического кодекса США. Поэтому материалы геологической съемки трудно использовать для целей дальнейшей корреляции. Для антропогенных отложений, как и для более древних, подобный подход существенно сужает возможность разработки детальных стратиграфических схем и, в конечном счете, затрудняет привязку литостратиграфических подразделений к стандартной стратиграфической шкале.

Несмотря на значительный объем исследований антропогенных отложений, степень их изученности продолжает оставаться крайне неравномерной. Наряду с районами, для которых разработаны детальные и хорошо обоснованные стратиграфические схемы, в Китае и Юго-Восточной Азии существует ряд важных разрезов антропогена, для которых нет достаточно полных геологических описаний и отсутствуют палеомагнитные и радиометрические данные. Тем не менее, анализ всего имеющегося материала по стратиграфии антропогенных отложений позволяет провести их корреляцию, а также дать сопоставление основных геологических событий антропогена для территории Восточной Азии.

## СТРАТИГРАФИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ И АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

### ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН АРКТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений побережья восточной части Северного Ледовитого океана и прилегающих территорий, несмотря на значительный объем проведенных исследований, разработана недостаточно. К числу наиболее результативных стратиграфических работ, выполненных на этой территории, относятся исследования Ю. П. Барановой, С. Ф. Бискэ, А. П. Васьяковского, Ю. И. Гольдфарба, М. П. Гричук, А. И. Гусева, Ю. А. Лаврушина, А. В. Ложкина, И. А. Каревской, С. В. Кац, Н. Я. Каца, Р. Е. Гитерман, Г. Г. Карташовой, И. П. Карташова, З. В. Орловой, А. И. Сергиенко, А. С. Сопоевой, А. И. Томской, А. В. Шера, Н. А. Шило и других. Автор изучал плиоценовые и четвертичные отложения в приустьевом участке и дельте р. Лена и на территории Колымской низменности.

### Плиоцен и эоплейстоцен

Плиоценовые и эоплейстоценовые отложения, имеющие ограниченное распространение в арктической части Восточной Азии, изучены пока недостаточно, в связи с чем на многих геологических картах они выделяются как единый горизонт плиоцен-нижнечетвертичных или верхнеплиоценовых-нижнечетвертичных отложений. Только в последние годы были поставлены работы, направленные на более детальное стратиграфическое расчленение этих толщ. При выделении верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных (эоплейстоценовых) отложений в этом районе, а также на других рассматриваемых опорных территориях Азиатской части СССР, объем четвертичной системы различные авторы понимают не одинаково. Широко используется старая официальная стратиграфическая схема, по которой нижняя граница четвертичной системы проводится под «бакинскими слоями» и их стратиграфическими аналогами. В соответствии с рекомендациями INQUA и Международного Геологического Конгресса нами в этом и других разделах работы антропогенная система рассматривается в большем объеме, с включением в нее стратиграфических аналогов апшерона и верхнего виллафранка Европы (см. табл. 1).

В низовьях р. Омолой и дельте р. Лена в разрезе верхнего кайнозоя выделяются аллювиальные пески с гравием, галькой, с многочисленными остатками древесины. О. А. Иванов (1972) эти отложения мощностью около 30 м объединяет в теммирдехскую свиту. Стратиграфическим аналогом ее возможно являются отложения верхней части разреза о. Сардаах в дельте р. Лена, изученной автором (Алексеев, 1964) и Р. Е. Гитерман (1963). Из этих отложений П. И. Дорофеевым и Ю. М. Трофимовым определены шишки хвойных: *Pinus itelmenorum* Vassk., *P. spinosa* Herbst., *Picea obovata* Ldb., *P. wollosoviczii* Suk., *Larix cf. sibirica* Ldb., *Larix dahurica* Turcz., *Larix* sp., *Pinus* sp., а также се-

мена *Sphagnum cf. stenophyllum* Max, *Epipremnum crassum* C. et E. M. Reid., *Viola* sp., *Hippuris parvicarpa* Nikit., *Menyanthes trifoliata* L., *Andromeda polifolia* L., плоды *Juglans cinerea* L. Палинологические исследования, выполненные Р. Е. Гитерман, показали, что в этой части разреза преобладает (до 60%) пыльца древесных пород: *Pinus*, *Picea*, *Larix*, *Tsuga*, *Betula*, *Alnus*. Состав пыльцы недревесных растений характеризуется присутствием *Gramineae*, *Artemisia*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae*.

Карплогические и палинологические данные свидетельствуют о развитии хвойных лесов с участием мелколиственных пород во время формирования теммирдехской свиты. О. А. Иванов эти отложения относит к плиоцену. По нашим представлениям содержащиеся в них растительные остатки напоминают характерные для плиоценовых хопчанской и осиновской флор (Баранова, Бискэ, Кулькова, 1970), хотя содержат больше представителей темнохвойной тайги при значительном участии мелколиственных родов семейства *Betulaceae* и *Alnaster*. Мы считаем возможным отнести отложения теммирдехской свиты и верхней части разреза о. Сардаах к эоплейстоцену, хотя не исключено и более низкое стратиграфическое положение этих толщ.

Плиоцену или эоплейстоцену соответствует выделенная О. А. Ивановым и М. Б. Барковой (1972) нижнесеркинская подсвита, которая представлена песками и алевролитами с подчиненными прослоями и линзами галечников, вскрывающимися на побережье моря Лаптевых в районе мыса Святой Нос. В них присутствуют остатки экзотической лиственницы и южных видов сосен и елей, а также диатомовые водоросли, среди которых встречаются формы, типичные для неогена Дальнего Востока: *Melosira praedistans* (O. Mull) Jouse, *M. praerupta* (O. Mull) Jouse, *M. praeislandica* (O. Mull) Jouse, *Denticula kamtschatica* Zabelina. К эоплейстоцену отнесены песчано-галечниковые отложения нижнего горизонта сергеевской свиты, развитой на Яно-Омолойском междуречье (Сергиенко, Сопоева, Томская, 1971). Эти отложения мощностью всего лишь 2—5 м содержат спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладают споры и пыльца травянистых и кустарниковых растений. Древесные представлены пыльцой тсуги, сосны, ели, берез и ольхи. Полностью отсутствует пыльца широколиственных. В составе спор преобладают зеленые и сфагновые мхи, папоротники и сибирский плаунок.

В Колымской низменности к плиоцену и нижнему эоплейстоцену относятся аллювиальные серые и желтые пески и галечники и глины, вскрывающиеся в подмыве правого берега р. Крестовка в 2,5 км от впадения ее в р. Колыма (рис. 2). При исследовании этого обнажения в 1964 г. под суглинками и глинами мощностью около 25 м с верхнеплейстоценовой фауной был записан следующий разрез:

	Мощность, м
4. Глина бурая, очень плотная, однородная с растительным детритом, местами с прослоями плотных гиттий . . . . .	3,0—3,5
5. Глина желто-бурая плотная, песчанистая с линзами плотного торфа и редкими обломками древесины. В нижней части слоя мелкие железистые конкреции, располагающиеся цепочками и гнездами. На контакте со слоем 6 фигуры типа инволюций. По неглубоким (до 0,25 м) трещинам, напоминающим трещины усыхания, глины проникают в песчаный слой 6 . . . . .	0,8
6. Песок серый тонкозернистый, хорошо отсортированный со слабоволнистой слоистостью, подчеркнутой присутствием темных песчаных прослоев, особенно заметных в верхней части . . . . .	1,1
7. Песок желтый и серый с галькой и гравием, очень хорошо отсортированный, со слабо наклонной слоистостью. Состав галечника: кварц, кремль, кварцит, различные эффузивы, часто измененные; преобладают гальки устойчивых к выветриванию пород. В галечниках изредка встречаются обломки древесины . . . . .	2,0

- |   |                                   |
|---|-----------------------------------|
| 8. Песок светло-коричневый мелкозернистый и среднезернистый, полимиктовый, очень хорошо отсортированный. В песке встречаются мелкие обохренные обломки древесины . . . . .  | 0,25                              |
| 9. Галечник с заполнителем, состоящим из разнозернистого песка и гравия, с обломками древесины. Галька покрыта бурым налетом гидроокиси железа, хорошо окатана и отсортирована. В составе галечника много галек эффузивов, кварца, кремня, халцедона, кварцита, песчаников, яшм. Галечник отличается в целом ббльшим разнообразием, чем галечник, характерный для современных русловых отложений в низовьях р. Колыма . . . . . | 2,5<br>(видимая до<br>уреза реки) |

Эти отложения представляют собой аллювий реки, дренировавшей значительную территорию, с которой поступал различный обломочный материал, причем, источники сноса несколько отличались от современных. Среди растительных остатков, собранных А. В. Шером<sup>1</sup> из слоев 8 и 9 (Кац и др., 1970), В. Р. Филин определил древесину и шишки хвойных — *Pinus sect. Cembrae*, *Picea sect. Eurpicea*; шишки, близкие к *Picea wollosoviczii*, *Larix dahurica*, шишки *Larix minuta* Vassk.

Палинологические исследования, выполненные Т. Г. Свиридовой и Л. Ф. Орловой (Кац и др., 1970), а также Р. Е. Гитерман по нашим сборам, показали, что во время формирования песчано-галечниковой толщи аллювия (слои 8 и 9) произрастали лиственнично-елово-березовые леса с участием сосны. Вверх по разрезу в глинистой пачке (слои 4 и 5) процент пыльцы древесных сокращается, что, вероятно, связано с похолоданием климата. На этом основании мы предположительно относим глинистую пачку к эоплейстоцену, а подстилающие пески и галечники — к плиоцену. С аллювиальными отложениями нижней толщи А. В. Шер (1971) связывает подъемные костные остатки очень крупной докабаллоидной лошади *Equus sp.* и *Praeovibos cf. priscus* Staud.

Эоплейстоценовые аллювиальные песчано-галечниковые отложения обнажаются на р. Колыма, выше устья руч. Ветренный. Здесь в довольно крутом склоне правого берега р. Колыма под верхнечетвертичными суглинками и супесями вскрываются грубозернистые пески, гравий и галечники. В основании аллювия встречаются отдельные валуны до 8—12 см в диаметре. Обращает внимание такой же как в обнажении на р. Крестовка разнообразный состав галек. Мощность аллювия составляет не менее 5 м. Из галечников, в четырех метрах над урезом реки в межень нами извлечена верхняя часть черепа, принадлежащая по определению А. В. Шера *Praeovibos priscus* Staud. (Алексеев, 1970). А. П. Васковский (1959) с этими же отложениями связывает находку черепа *Trogontherium sylvieri* Fisch.

Среди работ, посвященных стратиграфии неогеновых и эоплейстоценовых отложений, наиболее детальные палинологические исследования Г. Г. Карташовой (1974), выполненные в значительной степени на буровом материале, полученном из разрезов в низовьях Яны и Омоля. Г. Г. Карташова показала, что в разрезе плиоцена (верхняя граница плиоцена проведена на уровне 0,7 млн. лет) по палинологическим данным выделяются две серии осадков, соответствующие времени раннего и позднего плиоцена. Верхняя часть разреза верхнего плиоцена в нашей работе относится к началу антропогена — эоплейстоцену.

В нижнем плиоцене отмечается господство хвойно-мелколиственных лесов с незначительной примесью широколиственных, постепенно возрастает роль мелколиственных лесов.

Отложения верхней части плиоцена подразделяются на три горизонта, охарактеризованные различными палинологическими комплексами.

<sup>1</sup> Аллювиальные отложения, вскрывающиеся в основании разреза на р. Крестовка, А. В. Шер относит к бегуновской свите.

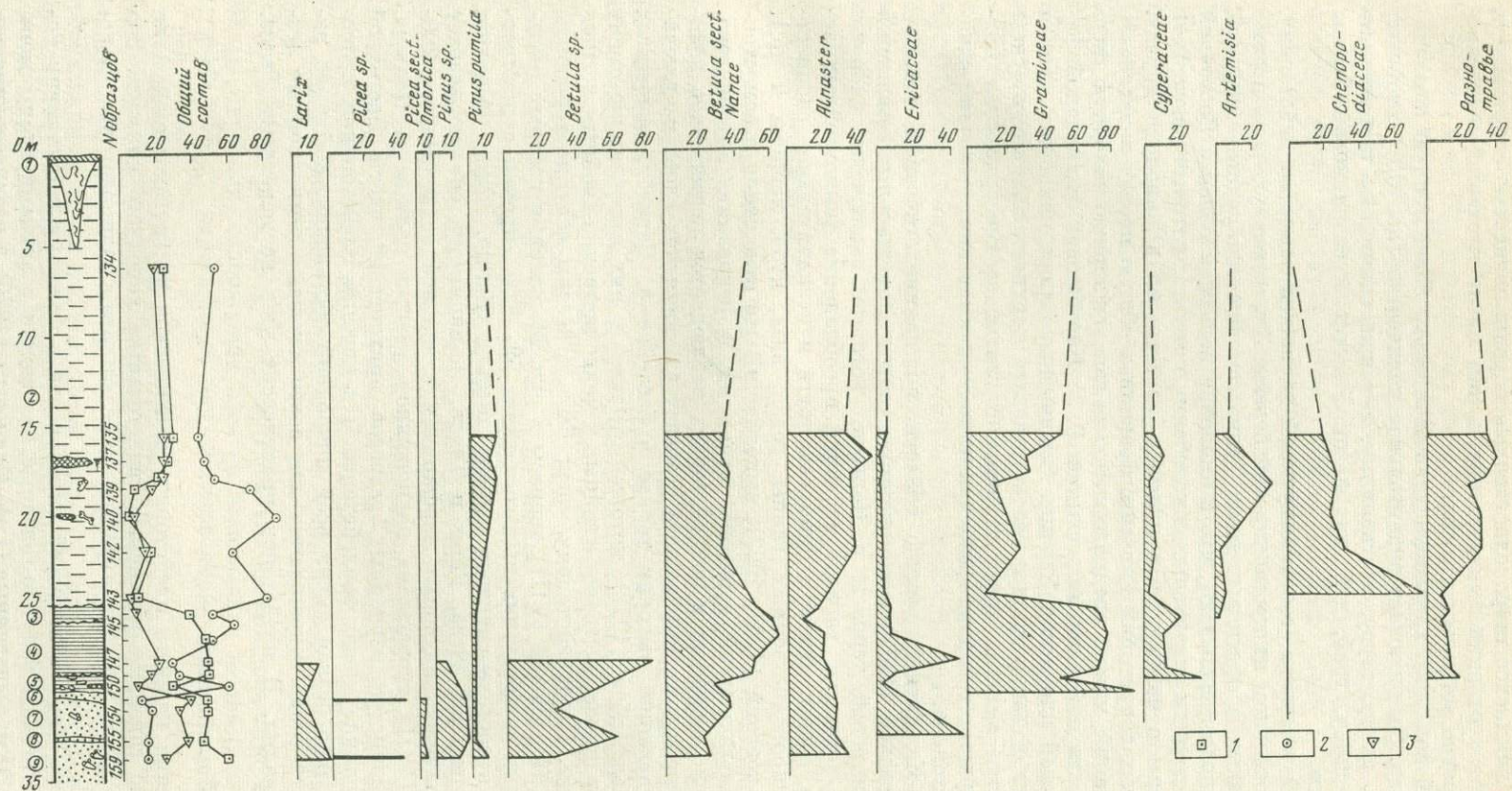


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма антропогенных отложений в обнажении на р. Крестовка (правый приток р. Колыма)

1 — сумма древесной пыльцы; 2 — сумма пыльцы трав; 3 — споры

Цифры в кружках — номера слоев

В нижнем комплексе широколиственные породы полностью отсутствуют, преобладают кустарниковые растения, в том числе кустарниковая береза. Очень редко встречается сосна.

Средний комплекс характеризует значительно более теплую климатическую фазу. Он включает значительное количество (до 19%) хвойных: сосну, ель, пихту, тсугу, лиственницу, а также единичные широколиственные: лещину, граб, дуб, вяз и др. Участие кустарниковой березы сокращается.

Верхний комплекс, соответствующий по нашей схеме эоплейстоцену, состоит в основном из кустарниковой березы. Значительную роль играют споры зеленых и сфагновых мхов. Резко сокращается участие хвойных.

Эти данные показывают, что в плиоцене полярной области Восточной Азии происходили значительные колебания климата, которые могут быть сопоставлены с изменениями климата, известными в плиоцене других, более южных территорий Евразии. Сравнивая общую последовательность этих колебаний, можно предположительно связать первую холодную фазу верхней части плиоцена, выделенную Г. Г. Карташовой, с холодной фазой, известной для астия Европы. Сменяющая ее средняя более теплая фаза может в таком случае соответствовать верхнему плиоцену (сюда же относятся нижняя часть серкинской свиты, верхнесардакская под-свита). Верхняя холодная фаза при таком сопоставлении отвечает началу эоплейстоцена.

В Яно-Колымской горной области по палинологическим данным И. А. Каревской (1972) к плиоцену относятся аллювиальные отложения 250—290-метровой террасы р. Колыма, которые включают спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий преобладание темнохвойных лесов из ели, сосны, пихты с примесью тсуги и незначительное распространение широколиственных (липы, граба, вяза, дуба, лещины и др.). А. П. Васьковский (1964, 1963), выделивший эти отложения в самостоятельный ельгалинский горизонт, отнес их к основанию антропогена.

В течение плиоцена и эоплейстоцена наблюдается постепенное похолодание. Это хорошо выражено в разрезах ельгалинских слоев и аллювиальных отложений высоких террас в бассейне р. Берелёх, изученных Ю. И. Гольдфарбом (1972), который отмечает в них постепенную смену спектров от широколиственно-хвойных к мелколиственно-хвойным лесным ассоциациям. К эоплейстоцену могут быть отнесены верхние горизонты аллювия 220-метровой (VIII) террасы в руч. Морджет, в которых пыльца древесных и кустарниковых составляет 59—87%, причем существенную роль в составе спектров играет пыльца *Betula*, *Alnus*, *Alnaster*, наряду с пыльцой *Picea*, *Pinus* и *Tsuga*. По-видимому, тот же возраст имеет старичный аллювий с торфяником в верхней части разреза 200-метровой (VIII) террасы на подпорожном участке долины р. Колыма.

В большинстве изученных разрезов арктической части Восточной Азии на границе между эоплейстоценом и нижним плейстоценом происходит довольно резкая смена всей природной обстановки, в составе растительности резко сокращаются или вовсе исчезают темнохвойные лесные ассоциации. В плейстоцен практически уже не переходит *Tsuga*.

### Нижний плейстоцен

Отложения нижнего плейстоцена арктической части Восточной Азии повсеместно содержат различные свидетельства холодного климата. Это достаточно хорошо устанавливается по результатам палинологических исследований.

На севере Яно-Индибирской низменности к нижнему плейстоцену могут быть отнесены валунно-галечные отложения с линзами глины мощностью до 20 м, выделенные О. А. Ивановым (1970) в верхнесеркинскую подсвету. По палинологическим данным растительность времени накоп-

ления этих отложений характеризуется выпадением хвойных пород деревьев и развитием ольхово-березовых лесов. В нижней части разреза подсвitys в составе диатомовых водорослей присутствуют морские формы (*Melosira* sp., *Coscinodiscus endoi* Kanaya, *Actinoptychus splendens* (Shadb.) Ralfs, *A. vulgaris* Schum. и некоторые другие), свидетельствующие о морском или прибрежно-морском генезисе этих отложений.

К нижнему плейстоцену, вероятно к его заключительным этапам, относятся также иловатые супеси, тонкозернистые пески и глины олёрской свиты, выделенной А. В. Шером (1971) в среднем течении р. Чукотья. Из этих отложений происходят остатки *Canis* sp., *Equus* (*Plesipus*) *verae* Sher., *Alces* aff. *latifrons*, *Rangifer* sp., *Soergelia* sp., *Praeovibos beringiensis* Sher., *Bison* sp., *Archidiskodon* (aut *Mammuthus*) sp., *Microtus* sp. и ряд других. Проведенное изучение этой фауны свидетельствует, по мнению А. В. Шера (1971), о близости эволюционного уровня млекопитающих олёрской свиты и местонахождений Зюссенборна и Тирасполя. Геологический возраст олёрской свиты определен им как вторая половина нижнего плейстоцена (миндель). Данные палинологического анализа, изучения макроостатков растений (Кац и др., 1970), а также литолого-минералогического анализа и палеокриологических исследований отложений олёрской свиты свидетельствуют о холодном климате субарктического типа и существовании многолетней мерзлоты в это время. Обращает внимание исключительная свежесть ископаемого костного и растительного материала из отложений олёрской свиты, что, по-видимому, связано с консервирующим действием мерзлоты с момента захоронения.

### Средний плейстоцен

Отложения среднего плейстоцена на севере Восточной Азии обычно подразделяются на две части: нижнюю и верхнюю. В последнее время наибольшее распространение получила схема стратиграфии и корреляции среднеплейстоценовых отложений, предложенная О. А. Ивановым (1972). На побережье моря Лаптевых среднеплейстоценовые озерно-лагунные алевроиты куччугуйской свиты с размывом перекрывают серкинскую свиту. В составе спорово-пыльцевых спектров куччугуйской свиты преобладает пыльца ели, сосны и лиственницы, в виде примеси присутствует пыльца ольхи. Вверх по разрезу содержание пыльцы древесных пород резко сокращается и палинологический комплекс почти целиком представлен спорами мхов и *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. В алевроитах куччугуйской свиты обнаружены морские диатомовые, а в торфянистых прослоях в основании свиты — пресноводные диатомовые. Нижняя часть куччугуйской свиты, со следами относительно более теплого климатического режима, очевидно, соответствует нижней части среднего плейстоцена. Признаки резкого похолодания, установленные в верхней части разреза свиты, позволяют отнести ее ко второй половине среднего плейстоцена.

В бассейне р. Б. Эрча к началу среднего плейстоцена относятся покровные суглинки, содержащие остатки *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), а также пыльцу, характерную для светлохвойной тайги и лиственничного редколесья.

В бассейне р. Индигирка, по материалам горных выработок, в долине ключа Промежуточный в отложениях нижней части разреза среднего плейстоцена отмечается фаза относительного потепления, выраженная преобладанием в палинологическом спектре пыльцы хвойных (Шило, Орлова, 1969). Выше по разрезу пыльца древесных отсутствует и основное значение имеет пыльца кустарников и споры.

Наиболее подробное стратиграфическое подразделение среднеплейстоценовых отложений долины нижнего течения р. Индигирка было предложено

Таблица 2

Основные события четвертичного периода в низовьях р. Индигирка (по Ю. А. Лаврушину, 1963)

Стратигр. подразд.	Горизонты Сибирской схемы	Отложения	Особенности мерзлотного режима	Растительность	Фауна млекопитающих
Голоцен		Аллювий низкой поймы	Формирование жильных льдов	Современная. В начале образования высокой поймы продвижение древовидной березы до 70° с. ш.	Современная
		Аллювий высокой поймы	В начале формирования высокой поймы — следы незначительной деградации мерзлоты		
Плейстоцен	Верхний	Сартанский Каргинский Зырянский	Формирование жильных льдов вертикальной протяженности до 12 м	Тундровые ландшафты с большим количеством <i>Selaginella selaginoides</i>	Позднепалеолитический комплекс: <i>Rangifer tarandus</i> , <i>Cervus elaphus</i> , <i>Bison</i> sp., <i>Mammuthus primigenius</i> (карликовый и поздний тип)
		Казанцевский	Озерно-болотные отложения на поверхности едомы и более высоких элементов рельефа		

Таблица 2 (окончание)

Стратигр. подразд.	Горизонты Сибирской схемы	Отложения	Особенности мерзлотного режима	Растительность	Фауна млекопитающих	
Плейстоцен	Средний	Тазовский	Отложения аллювиальных равнин Абыйской и Приморской низменностей (воронцовская свита)	Формирование наиболее мощных повторно-жильных льдов	Тундровые ландшафты с большим количеством Gramineae, Cyperaceae, Artemisia	<i>Equus caballus</i> , <i>Mammuthus primigenius</i> (ранний тип)
		Мессовский	Озерно-болотные отложения акчагыйской свиты	Формирование субквальных псевдоморфоз по ледяным жилам. Значительное развитие термокарста	Лесотундра с островными лесами из лиственницы и древовидной березы	<i>Bison priscus longicornis</i>
		Самаровский	Аллювиальные отложения аллаиховской свиты	Формирование жильных льдов вертикальной протяженности до 10—14 м	Тундра с небольшим количеством кустарников	
		Тобольский	Аллювиальные отложения верхнешангинской подсвиты			
	Нижний	Демьянский	Дельтовые отложения среднешангинской подсвиты	Образование небольших жил льда в кровле толщи свиты		
		Доледниковый	Аллювий нижнешангинской подсвиты	Образование небольших жил льда	Светлохвойная тайга с присутствием ели и древовидной березы	

Ю. А. Лаврушиным (1963), выделившим в основном по климатостратиграфическому принципу аллювий верхнешангинской подсвиты, аллювий алдаиховской свиты, озерно-болотные отложения акчагыйской свиты и аллювий воронцовской свиты (табл. 2). Эти подразделения сопоставлены им соответственно с тобольским, самаровским, мессовским и тазовским горизонтами Сибирской схемы. Возраст верхней части разреза среднеплейстоценовых отложений обосновывается находками остатков *Bison priscus longicornis* Grom. в отложениях акчагыйской свиты и *Equus caballus* L. и *Mammuthus primigenius* (Blum.) — воронцовской свиты.

В дельте Лены в качестве нижнего горизонта среднего плейстоцена, по Г. Ф. Лунгерсгаузену (1961), выделяется алеврито-торфянистая нижняя часть свиты кобах, из которой происходят остатки *Bison priscus longicornis* и *Vos primigenius* Woj. (Гусев, 1961).

К верхнему горизонту среднего плейстоцена относятся отложения, заключающие остатки млекопитающих позднепалеолитического комплекса. Одна из характерных форм из отложений этого возраста — *Mammuthus primigenius* раннего типа. Спорово-пыльцевые спектры из верхней части среднего плейстоцена отражают условия тундры и лесотундры. В осадках почти повсеместно наблюдаются сингенетические криогенные текстуры.

К среднему плейстоцену в разрезах Колымской низменности мы относим основание аллювиальной серии у пос. Рыжово, в которой найдены остатки мамонта раннего типа, нижние горизонты суглинисто-супесчаного слоя 2 на р. Крестовка (см. рис. 2), с которыми связано скелетное захоронение мамонта. На рч. Веселая (Алексеев, 1970) к среднему плейстоцену могут быть отнесены суглинки, залегающие ниже горизонта торфяников, возраст которых определен по  $C^{14}$  как  $42\,800 \pm 400$  лет назад (ГИН-143). Эти отложения были выделены А. В. Шером (1974) под названием уткинских слоев. В них найдены остатки фауны млекопитающих позднепалеолитического комплекса. С концом среднего плейстоцена связываются фрагменты древних морен, флювиогляциальных отложений и проблематичные трюги горнодолинного оледенения, охватившего Верхояно-Колымскую горную область.

### Верхний плейстоцен

Отложения верхнего плейстоцена северной части Восточной Азии в наиболее полных разрезах обычно делятся на четыре горизонта: казанцевский (межледниковый), зырянский (ледниковый), каргинский (межледниковый) и сартанский (ледниковый). Широкое применение радиометрических методов определения возраста в сочетании с детальными климатостратиграфическими работами позволяет в большинстве случаев достаточно уверенно проводить детальное расчленение верхнеплейстоценовых отложений. Поэтому нельзя не согласиться со справедливым замечанием И. П. Карташова (1963) о том, что в условиях общей высокой изученности отложений верхнего плейстоцена Азиатской части СССР необходимость использовать местные стратиграфические термины отпадает.

В большей части опорных разрезов хорошо выделяются слои, соответствующие первому верхнеплейстоценовому межледниковью. В дельте Лены это — основной верхний горизонт торфа свиты кобах с остатками млекопитающих позднепалеолитического комплекса (Лунгерсгаузен, 1961); в пределах Яно-Индибирской низменности — озерно- и озерно-болотные алевриты крестурьяхского горизонта (Иванов, 1972) с пылью и древовидной ольхи и березы; в разрезах Колымской низменности — торфяники с остатками лиственницы и березы, находящиеся на глубине 15—20 м в разрезе едомной серии (Алексеев, 1970), а также аллювий 30—35-метровой террасы р. Колыма (в верхнем течении) с пылью лиственницы,

березы, ели и ольхи (Каревская, 1971, 1972). К этому же межледниковью относятся отложения устьнерского и ягодинского горизонтов в бассейнах Индигирки и Колымы (Васьковский, 1970), далекинские слои в верховьях Колымы (Гольдфарб, 1972), озерно-болотные отложения в верхней части разреза едомы в низовьях р. Индигирка, из которых определена пыльца ольхи и березы (Лаврушин, Гитерман, 1964; Лаврушин, 1963).

Многочисленные геологические, литолого-минералогические и палеоботанические данные свидетельствуют о том, что во время первого верхнеплейстоценового межледниковья (а также и второго) сохранялся достаточно холодный и вместе с тем влажный климат, продвижение лесной зоны к северу не было значительным. В Анадырской низменности ель, например, вероятно, распространялась на север в казанцевское время до  $65^{\circ}$  с. ш. (Шер, 1971), древовидная береза в это же время известна в долине Индигирки до  $70^{\circ}50'$  с. ш. (Лаврушин, 1963), т. е. смещение растительных зон происходило всего лишь на 200—300 км, что может объясняться охлаждающим влиянием Полярного бассейна. Открытая на север, Приморская низменность была отгорожена с юга системой гор, препятствовавших поступлению относительно теплых воздушных масс.

С началом верхнего плейстоцена совпадает теплая валькатленская (пелукская) трансгрессия в полярной части Берингии (Петров, 1966; Гопкинс, 1965). Пелукские морские пески и гравий с остатками арктическо-бореальных моллюсков в районе Нома на Аляске залегают на среднеплейстоценовых ледниковых отложениях и перекрываются висконсинскими эоловыми образованиями и коллювием. Пелукская трансгрессия состояла из двух этапов, разделенных незначительной регрессией. Палеоботанические исследования показывают, что в конце трансгрессии было заметное потепление климата, выразившееся в распространении на территории п-ова Сьюард лесов с участием ели (Гопкинс, 1965).

Отложения первого межледниковья верхнего плейстоцена северной части Восточной Азии перекрываются толщей ледниковых или перигляциальных осадков зырянского оледенения. Палеоботанические и палеозоологические материалы, полученные из этих отложений, свидетельствуют о господстве холодного климата на всей территории.

В пределах Верхояно-Колымской горной области горнодолинные ледники, по-видимому, сливавшиеся внизу в ледники подножий, оставили несколько конечных морен, образующих систему гряд. Наиболее полно эти образования изучены в Приверхоанской области в низовьях Лены (Алексеев и др., 1962; Кинд, 1972, 1974; Колпаков, 1966, 1970; Гаркуша, 1965 и др.). В районах поселков Жиганск и Джарджан морены верхнеплейстоценовых оледенений на правом берегу р. Лена перекрывают среднечетвертичные и более древние аллювиальные отложения. Морены мощностью до 10 м представлены здесь алевритом темно-серого цвета с многочисленными валунами и гальками пород верхоянского комплекса. Значительное обогащение морен гальками, очевидно, произошло при движении ледника по аллювию древних террас р. Лена. Ледниковые отложения в обнажениях правого берега Лены представлены в значительной части также флювиогляциальными песчаными и гравийно-галечниковыми пачками, переслаивающимися с серыми валунными глинами. Последние часто имеют подчиненное значение. Строение ледниковых толщ и соотношение морен и флювиогляциальных серий позволяет отнести их к группе краевых ледниковых образований.

Стратиграфические аналоги зырянского горизонта в настоящее время выделяются во многих хорошо изученных опорных разрезах. Они уверенно датируются как зырянские по взаимоотношению с перекрывающими каргинскими и подстилающими казанцевскими межледниковыми отложениями. Последние охарактеризованы палеоботаническими данными, свидетельствующими о господстве светлохвойных лесов (Гольдфарб, 1972). Спорово-пыльцевой спектр отложений времени зырянского оле-

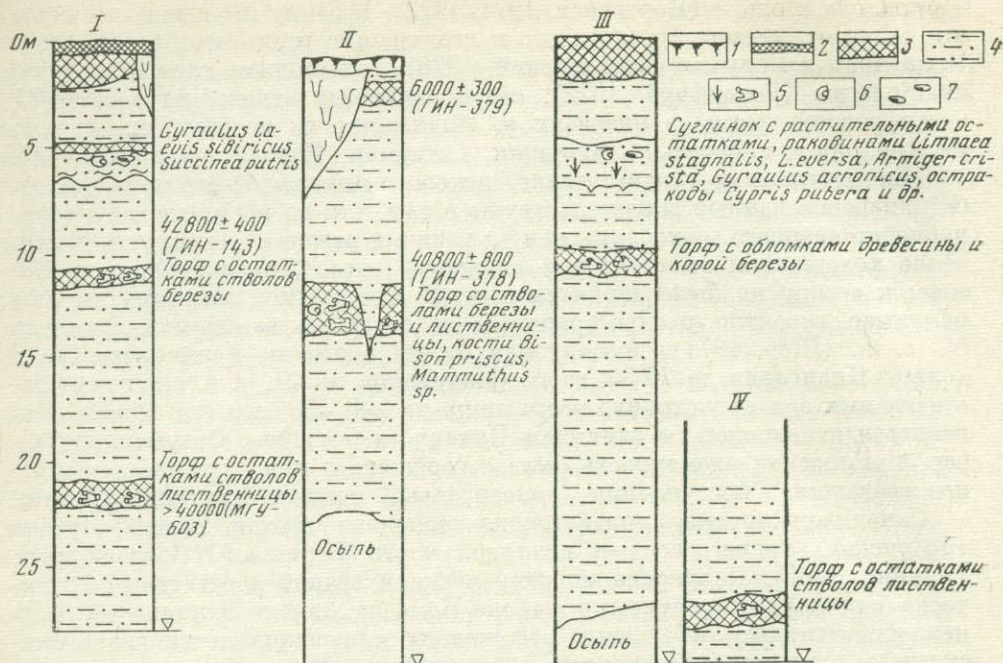


Рис. 3. Разрезы покровных суглинков в северной части Колымской низменности I — почва; 2 — современные торфяники; 3 — верхнеплейстоценовые и голоценовые торфяники; 4 — суглинки с жилами льда; 5 — остатки деревьев; 6 — раковины моллюсков; 7 — остракоды I — р. Анюй, правый берег в 8 км выше устья р. Веселая; II — р. М. Анюй, Станчиковский Яр; III — р. Б. Анюй, левый берег в 7 км выше заимки Константиновская; IV — р. Б. Анюй, Нижнеконстантиновский Яр

денения характеризует растительность арктической тундры. Как известно, растительные остатки из расположенных стратиграфически выше отложений каргинского межледниковья датируются по радиоуглеродному методу между 45 000 и 25 000 лет назад, что делает еще более определенным стратиграфическое положение отложений зырянского времени.

В бассейне р. Берелёх выделяются морена и перигляциальный аллювий, а в районе порогов в долине р. Колыма — флювиогляциальные отложения и перигляциальный аллювий зырянского оледенения (Гольдфарб, 1972).

В районе оз. Джека Лондона зырянскому оледенению соответствуют выделенные здесь две наиболее древние морены. Сложная картина развития верхнеплейстоценовых оледенений в этом районе из-за отсутствия палеонтологических и других данных, пока, к сожалению, не может получить достаточного стратиграфического обоснования. Геоморфологические наблюдения, выполненные в районе оз. Джека Лондона В. В. Весниным, В. И. Вийра и И. П. Карташовым (1962), а также автором, показывают, что все три выделенные здесь оледенения, вероятно, значительно моложе, чем это принималось раньше (Васьковский, 1959).

В бассейне нижнего течения р. Колыма к зырянскому времени мы относим толщу алевритов, залегающих в разрезе едомы, ниже торфяников с остатками древовидной березы (Алексеев, 1970; Алексеев, Гитерман, 1972). Мощность этих алевритов местами достигает 10 м и более. Они заключают крупные жилы льда, а в ряде мест псевдоморфозы по ледяным жилам. Нами совместно с Р. Е. Гитерман (палинологические исследования) были изучены разрезы едомы на реках М. Анюй и Б. Анюй (рис. 3). Наиболее типичны и хорошо охарактеризованы палеонтологическим ма-

териалом большие обнажения едомной свиты Дуванного Яра и Дресвяного Яра на правом берегу р. Колыма, между устьями рек Омолон и Анюй. В связи с этим представляется целесообразным поддержать предложение А. В. Шера (1971) о выделении здесь стратотипа едомной свиты.

Следующий хорошо выраженный горизонт — отложения каргинского межледникового комплекса. Геологический возраст этих отложений для Сибири установлен в пределах от 45 000 до 25 000 лет назад (Кинд, 1972). В низовьях р. М. Анюй к каргинским отложениям относятся торфяники, перекрывающие зырянские алевроиты. Торфяники включают остатки древовидной березы (рис. 4). Возраст остатков древесины, определенный по  $C^{14}$ :  $40\,800 \pm 800$  лет назад (ГИН-378) — кусок древесины из обнажения Станчиковский Яр близ пос. Анюйск и  $42\,800 \pm 400$  (ГИН-143) — остатки древесины из торфяника, в обнажении правого берега р. М. Анюй в 8 км выше устья р. Веселая<sup>2</sup>. Слои торфа хорошо прослеживаются в обоих обнажениях. Для него характерно присутствие в большом количестве стволов и коры древовидной березы. Толщина стволов достигает 25 см, что указывает на относительно благоприятные условия раннекаргинского потепления. Последнее подтверждается также данными палинологических исследований (Гитерман, 1972). На правобережье р. Колыма у устья руч. Ветренный непосредственно ниже торфяника с древесными остатками нами наблюдались следы термокарста.

В торфянике Станчиковского Яра найдены остатки *Bison priscus* Voj. и *Mammuthus* sp. В оплывших после оттаивания суглинках с торфом и на бичевнике на реках Б. Анюй и М. Анюй найдены многочисленные остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Voj., *Equus caballus* L. (определения А. В. Шера).

Для отложений каргинского времени в бассейне верхнего течения р. Колыма имеется ряд радиоуглеродных дат. Дата  $37\,000 \pm 1800$  лет назад (МАГ-37) получена по образцу торфа из пачки аллювиальных песков с галькой и валунами, вскрывающихся в обнажении 30-метровой террасы р. Колыма у устья р. Дебин (Беспалый, Брюхович и др., 1970). Дата  $32\,940 \pm 650$  лет назад (МАГ-28) получена для образца древесины из аллювиальных галечников 20-метровой террасы р. Сусуман ниже устья руч. Сыгыл-Куранах (Беспалый и др., 1970б). Эти отложения рассматриваются как часть тенгкельских слоев (Гольдфарб, 1972). Они содержат пыльцу, которая свидетельствует о господстве светлохвойных лесов и лесотундры.

В бассейне р. Б. Анюй возраст древесины, отобранной из аллювиальных галечников 10-метровой террасы р. Нечаку, оказался равным  $29\,600 \pm 1\,400$  лет назад (МАГ-30). Из аллювия этой террасы З. В. Орловой была определена пыльца, свидетельствующая о развитии лиственничных лесов с участием кустарниковых видов ольхи.

Даты  $26\,750 \pm 130$  (МАГ-15) и  $26\,040 \pm 280$  лет назад (МАГ-29) получены для образцов из отложений конца каргинского века. Первая — для образца древесины из средней части разреза аллювия 30-метровой террасы в нижнем течении р. Дебин (Беспалый, Брюхович и др., 1970), вторая — из прослоя торфа в валунно-галечниковых отложениях 15-метровой террасы в среднем течении р. Дебин. Палинологические исследования образцов из аллювия этих террас, выполненные Р. А. Баскович и Б. В. Беловой, а также изучение макроостатков из прослоев торфа, проведенное А. П. Васильковским, указывают на развитие в бассейне верхнего течения Колымы в конце каргинского века лиственничных лесов с незначительным участием ели и сосны. Климат в это время был, вероятно, менее суровый, чем современный.

<sup>2</sup> Ранее (Алексеев, Гитерман, 1972) торфяник из обнажения у пос. Анюйск был отнесен к казанцевскому времени. После дополнительного изучения имеющихся материалов мы считаем, что этот торфяник правильнее относить ко времени раннекаргинского потепления.

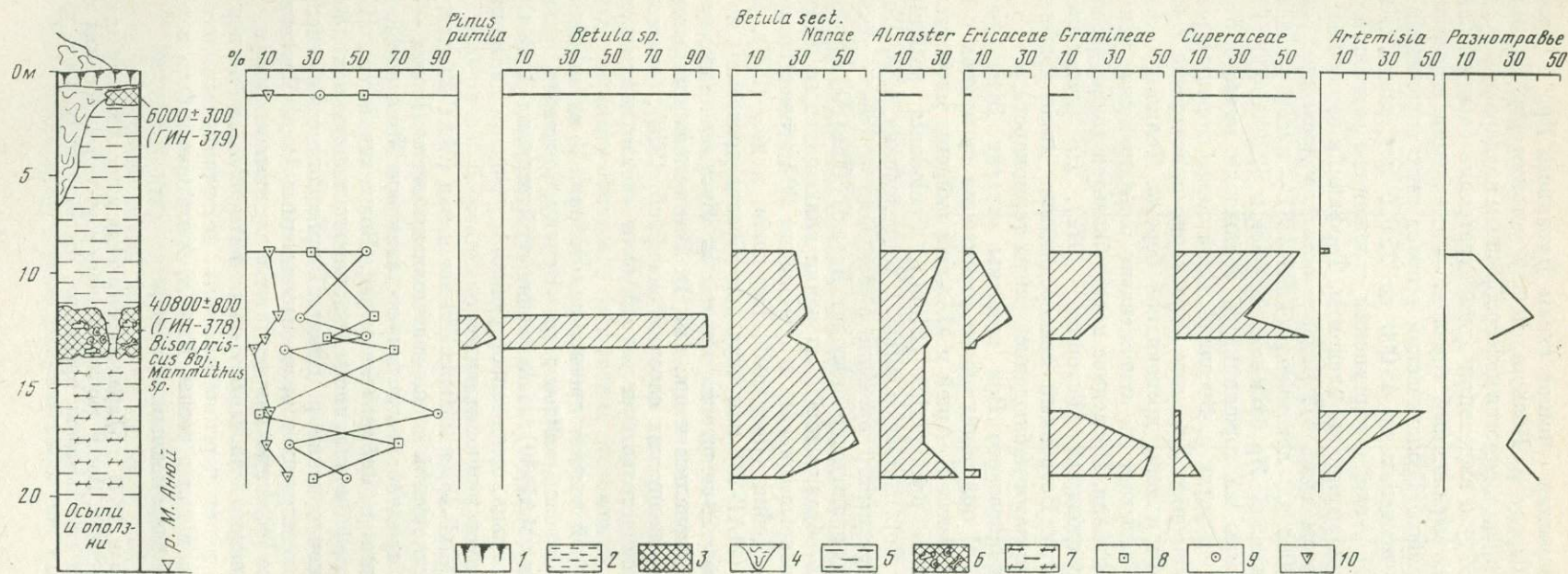


Рис. 4. Геологический разрез и спорово-пыльцевая диаграмма верхнелейстоценовых отложений в обнажении Станчиковский Яр на правом берегу р. Малый Анюй у пос. Анюйск

1 — современные почвы и торфяник; 2 — супесь; 3 — голоценовый торфяник; 4 — ледяная жила; 5 — суглинок с мощными жильными льдами; 6 — каргинский торфяник с остатками древесины, с фауной млекопитающих, остракодами и пресноводными моллюсками; 7 — суглинок времени зырянского оледенения; 8 — сумма пыльцы древесных; 9 — сумма пыльцы трав; 10 — споры

В Западном Приверхоянье в разрезе каргинских межледниковых осадков выделяется несколько климатических фаз (Кинд, 1972, 1974). Самая ранняя теплая фаза приходится на интервал между  $40\,700 \pm 600$  (ГИН-149) —  $33\,600 \pm 600$  лет назад (ГИН-339), затем в интервале  $33\,000$  —  $30\,000$  лет назад выделяется фаза внутрикаргинского похолодания (жиганская стадия). Самая верхняя стадия, с которой связано формирование аллювия II террасы Лены, начинается около  $30\,000$  лет назад (ГИН-224, 345). Приведенные выше радиоуглеродные даты для каргинских отложений показывают, что начало теплого интервала определяется почти одинаково в бассейне нижнего течения р. Лена ( $40\,000 \pm 600$  лет назад) и в бассейне нижнего течения р. М. Анюй ( $42\,800 \pm 400$  и  $40\,800 \pm 800$  лет назад).

Самая верхняя часть разреза верхнего плейстоцена (возраст по  $C^{14}$  между  $25\,000$  и  $10\,000$  лет) относится ко времени сартанского оледенения. В Верхояно-Колымской горной области в это время широкое развитие получило горнодолинное оледенение, оставившее морены и целую систему краевых образований, отчетливо выраженных в рельефе. Эти образования особенно хорошо сохранились в бассейне рек Б. Хандыга и Кобюме (Алексеев и др., 1962), в бассейне р. Эльга (Хворостова, Кашменская, 1962), в верховьях рек Джарджан, Мэнгкэрэ, Натара (Медянцеv, 1961; Колпаков, 1966). На междуречье Сеторым — Кобюме конечные морены, краевые образования типа озов и флювиогляциальные шлейфы встречаются на абсолютной высоте около  $1000$  м. В бассейне р. Эльга конечноморенные гряды развиты на высотах  $1300$ — $1700$  м.

За пределами распространения ледниковых образований сартанского оледенения существовала обширная перигляциальная зона. На пространствах Яно-Индибирской и Колымской низменностей в это время происходило формирование аллювиальных отложений низких террас, озерных осадков и своеобразных покровных полигенетических образований — льдистых супесей и суглинков с мощными жилами ископаемого льда. С суглинисто-супесчаными толщами связаны многочисленные находки остатков млекопитающих позднепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа и спорово-пыльцевые спектры, характеризующие условия арктической тундры и лесотундры. Климат сартанского века был более суровым, чем современный.

В разрезах колымской едомы сартанскому оледенению соответствует верхняя толща льдистых суглинков и супесей с мощными жилами ископаемого льда (см. рис. 4). Эта толща находится между слоями торфа, для которых имеются радиоуглеродные даты. В бассейне нижнего течения р. Индибирка для образца древесины из галечникового аллювия 12-метровой террасы р. Депутатка была получена дата  $21\,700 \pm 900$  лет назад (МАГ-45). В спорово-пыльцевых спектрах из аллювия этой террасы З. В. Орловой была определена пыльца кустарниковых видов березы (до 55%) и ольхи. Пыльца травянистых составляет 15—18% и принадлежит в основном Ericaceae и Gramineae. Наиболее многочисленны споры Bryales (до 60%), Polypodiaceae (до 20—30%) и Selaginella (20%). Приведенный спектр свидетельствует о тундровых безлесных ландшафтах, существовавших в начале сартанского оледенения.

Ко времени последнего оледенения также относится формирование нижних горизонтов аллювиальной серии р. Рывеем. Образец древесины, взятый из этих отложений В. Г. Беспалым и А. В. Ложкиным, был датирован  $17\,200 \pm 70$  лет назад (МАГ-44) (Алексеев и др., 1974).

В Западном Приверхоянье выделяется ряд стадий сартанского оледенения. Установлено, что радиоуглеродный возраст наиболее древних — снгеняхской и улах-кюэльской — стадий старше  $17\,000$  лет, а время окончания последней, сегендинской стадии близко к  $16\,000$  лет (Кинд, 1972).

В последнее время, благодаря широкому применению радиоуглеродного метода были получены также данные для части разреза верхнего плейстоцена, характеризующие заключительные стадии сартанского оле-

денения в северо-восточных районах. Так, дата  $13\,860 \pm 690$  лет назад (МАК-16) получена для образца древесины из прослоя суглинка в пачке аллювиальных галечников 20-метровой террасы р. М. Ат-Юрях в бассейне верхнего течения Колымы. Из суглинка происходят шишки *Larix* и палинологический комплекс со сравнительно высоким содержанием пыльцы древесных и кустарниковых, в том числе *Betula* (кустарниковые виды до 51%), *Alnaster* (до 57%), единично *Salix*, *Larix*. В количестве от 3 до 22% присутствует пыльца *Pinus subgen. Naploxyton* (определение Б. В. Белой). В бассейне нижнего течения р. Яна (район хребта Полоусный) из средней части озерно-аллювиальных отложений I надпойменной террасы р. Нонгоджа-Вторая для образца древесины была получена радиоуглеродная дата  $11\,700 \pm 900$  лет назад (МАГ-10). Из этих же отложений Э. Л. Петровой была определена пыльца, свидетельствующая о распространении лиственных лесов с участием ольхи, а также кустарниковых и древовидных берез. Таким образом, палеоботанические материалы из датированных по  $C^{14}$  отложений указывают на потепление, ясно выраженное в конце сарматского оледенения. Дата  $11\,700 \pm 900$  лет назад (МАГ-10) позволяет коррелировать это потепление с первой половиной аллерёда Европы (Алексеев, Беспалый, Геитнер, Ложкин, 1974).

### Голоцен

Отложения голоцена представлены аллювиальными и озерными сериями низких террас и пойм рек, а также делювиально-солифлюкционными и ледниковыми (в горах) образованиями. Их возраст — от 10 000 лет и моложе. Практически повсеместно в голоценовых отложениях отмечены различные следы потепления климата, которое, по-видимому, не было значительным. Продолжалось развитие мерзлоты, с образованием жильных льдов, но уже значительно меньших размеров, чем верхнеплейстоценовые.

В разрезе голоцена достаточно хорошо выделяются осадки, относящиеся ко времени климатического оптимума. В обнажениях на р. Кенгдей (низовья р. Лена), на р. Индигирка и в нижнем течении р. М. Анюй изучены голоценовые аллювиальные отложения и торфяники, содержащие макроскопические остатки и пыльцу деревьев, указывающие на продвижение леса к северу. Судя по данным радиоуглеродных определений, интервал климатического оптимума определяется временем между 7500 и 5000 лет назад (МАГ-1, МАГ-2, МАГ-6, МАГ-40, МАГ-19, ГИН-379).

### ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН ПОЛУОСТРОВА КАМЧАТКА

Изучение стратиграфии верхнекайнозойских отложений Камчатки особенно существенно продвинулось в последние 10—15 лет благодаря геологическим, палеонтологическим, палинологическим, радиометрическим и палеомагнитным исследованиям.

Особенно большое значение имели работы по корреляции морских и континентальных плиоценовых и антропогеновых отложений. Они позволили сопоставить колебания уровня океана с климатическими изменениями, оледенениями и межледниковьями.

### Плиоцен

После длительной дискуссии о стратиграфическом положении верхнекайнозойских морских и континентальных свит можно считать, что к настоящему времени достаточно определенно сформировалась и получила распространение схема подразделения плиоцена, предложенная Ю. Б. Гладенковым и В. Н. Синельниковой (Гладенков, 1971, 1972; Гладенков, Синельникова, 1972). Она значительно отличается от существовавших ранее представлений (Криштофович, 1961; Решения межведомственного сове-

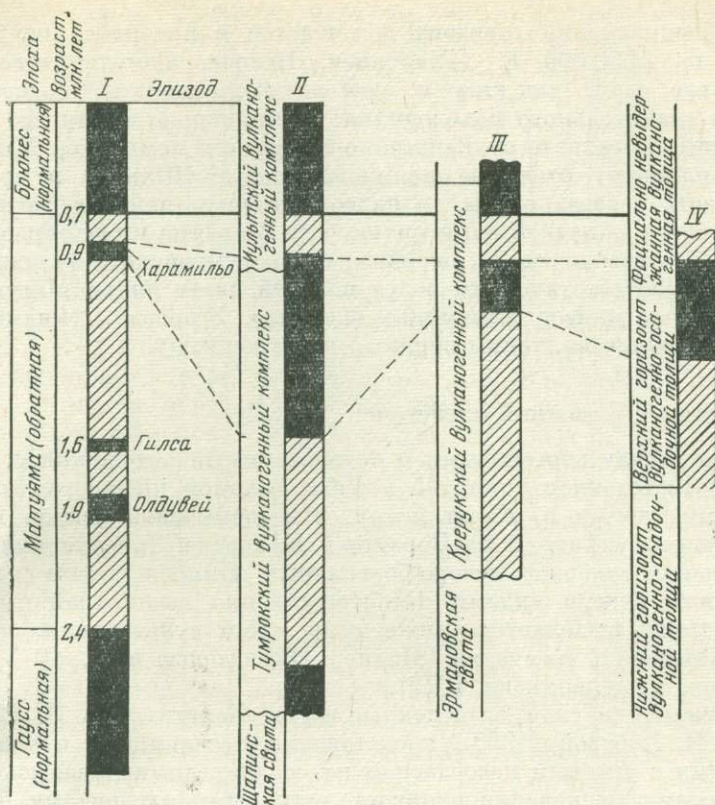


Рис. 5. Схема сопоставления палеомагнитных разрезов Камчатки с палеомагнитной шкалой Кокса

I — шкала Кокса (Cox, Dalrymple, 1967), II — район хребтов Тумрок и Гамчен; III — центральная часть Срединного хребта; IV — Рекинникский район; II — IV — по М. А. Певзнеру (1972)

щания..., 1961). Плиоцен Камчатки по данным Ю. Б. Гладенкова и В. Н. Синельниковой представлен двумя горизонтами: нижним — энемтенским и верхним — берингийским.

В морских песчаниках энемтенского горизонта, считавшихся ранее нижнечетвертными (Решения межведомственного совещания..., 1961), в 60-х гг. была собрана коллекция моллюсков, среди которых были определены типичные представители плиоцена северной части Тихоокеанской области: *Fortipecten kenyoshiensis* (Chinzei), *Anadara trilineata trilineata* и др. Эти данные, наряду с детальными палеонтологическими исследованиями морских миоценовых отложений, позволили Ю. Б. Гладенкову (1971) «понизить» возраст камчатских верхнекайнозойских толщ, и, в частности, отнести энемтенскую свиту к основанию плиоцена. Энемтенская свита сопоставляется с нижнеплиоценовыми отложениями серии такаикава (Япония) и горизонтом 3 маруямской свиты Сахалина. В настоящее время все же не вполне ясен верхний возрастной предел энемтенской свиты.

Стратиграфически выше энемтенской свиты располагаются лимимтэваямские и усть-лимимтэваямские пески и гравилиты о. Карагинский. В составе фауны моллюсков, известной из этих отложений (Петров, Хорева, 1968), преобладают бореальные виды со значительным количеством вымерших форм. Усть-лимимтэваямские слои сопоставляются с берингийскими слоями Аляски (Петров, Хорева, 1968; Гладенков, Петров, Синельникова, 1972). На основании корреляции по палеомагнитным данным с Северной Атлантикой, с учетом радиометрических определений

возраста, берингийский горизонт помещается в интервале примерно от 3 000 000 до 1 800 000 л. (Гладенков, Петров, Синельникова, 1972). Берингийские слои, так же и усть-лимимтэваямские, содержат ясные следы значительного похолодания (возможно, отвечающего оледенению Аляски). В разрезе вулканогенно-осадочного комплекса Камчатки к верхнему плиоцену отнесена щапинская свита (Шанцер и др., 1969), верхняя часть разреза свиты по палеомагнитным данным соответствует интервалу эпохи обратной намагниченности Матуяма ниже эпизода Гилса (рис. 5). Щапинская свита перекрывается тумрокским вулканогенным комплексом, соответствующим более поздней части эпохи Матуяма, возможно, включая эпизод Харамильо (Гейтнер, Егорова, Лупкина и др., 1972), и относящимся, таким образом, к антропогену.

### Эоплейстоцен и нижний плейстоцен

Граница между неогеновыми и четвертичными отложениями на Камчатке в соответствии с принятой в работе схемой проводится под тусатуваямскими слоями о. Карагинский, над щапинской свитой в районе хребтов Тумрок и Гамчен на Восточной Камчатке. Тусатуваямские слои о. Карагинский содержат северо-бореальный комплекс моллюсков с единичными вымершими видами. Непосредственно выше границы четвертичной системы выделяется также тумрокский вулканогенно-осадочный комплекс Восточной Камчатки (Меннер, Никифорова и др., 1972; Гладенков, Петров, Синельникова, 1972).

Тусатуваямские слои, выделенные на о. Карагинский О. М. Петровым и И. М. Хоревой (1968), представлены песчаниками и алевритами, залегающими с угловым несогласием на осадках лимимтэваямской свиты и перекрытыми чедислоцированными валунными алевритами более молодой морской террасы. По свидетельству О. М. Петрова и И. М. Хоревой, фауна моллюсков из тусатуваямских слоев почти целиком представлена современными бореальными и аркто-бореальными видами. Исключением составляют представители нескольких вымерших видов из родов *Astarte*, *Cardium* и др.

Возможный стратиграфический эквивалент тусатуваямских слоев — нижняя часть разреза мощной (суммарная мощность до 1000 м) ольховской свиты Камчатки. Ольховская свита представлена чередованием песков и галечников с пачками глин и алевритов. Нижняя часть разреза свиты имеет обратную намагниченность и относится к эпохе Матуяма (Беспалый и др., 1972). Комплекс моллюсков аркто-бореального типа, определенных О. М. Петровым, состоит из современных видов. Данные палинологического анализа из нижней части разреза свиты свидетельствуют о широком развитии таежной растительности и, в целом, характеризуют климат, близкий к современному. Ольховская свита охватывает значительную часть антропогена, включая часть эоплейстоцена, — интервал времени, соответствующий последней инверсии геомагнитного поля, и значительную часть палеомагнитной эпохи Брюнес.

Вероятно, стратиграфическими аналогами тусатуваямских слоев и обратномагнитной части разреза ольховской свиты можно считать верхние части разрезов тумрокского и крерукского вулканогенных комплексов, а также верхний горизонт вулканогенно-осадочной толщи Рекининского района. Во всех этих разрезах и интервале зоны обратной намагниченности установлен положительный эпизод Харамильо (900 000 лет назад; Певзнер, 1972). При этом в разрезе верхнего горизонта вулканогенно-осадочной толщи определены палинологические спектры, в которых доминирует пыльца сосны и мелколиственных пород: ольхи, ольховника и кустарниковой березы, присутствует пыльца широколиственных — вяза, дуба, липы и лещины (Малаева, 1965). В составе пыльцы травянистых встречается пыльца таких эндемичных растений, как эфедра и

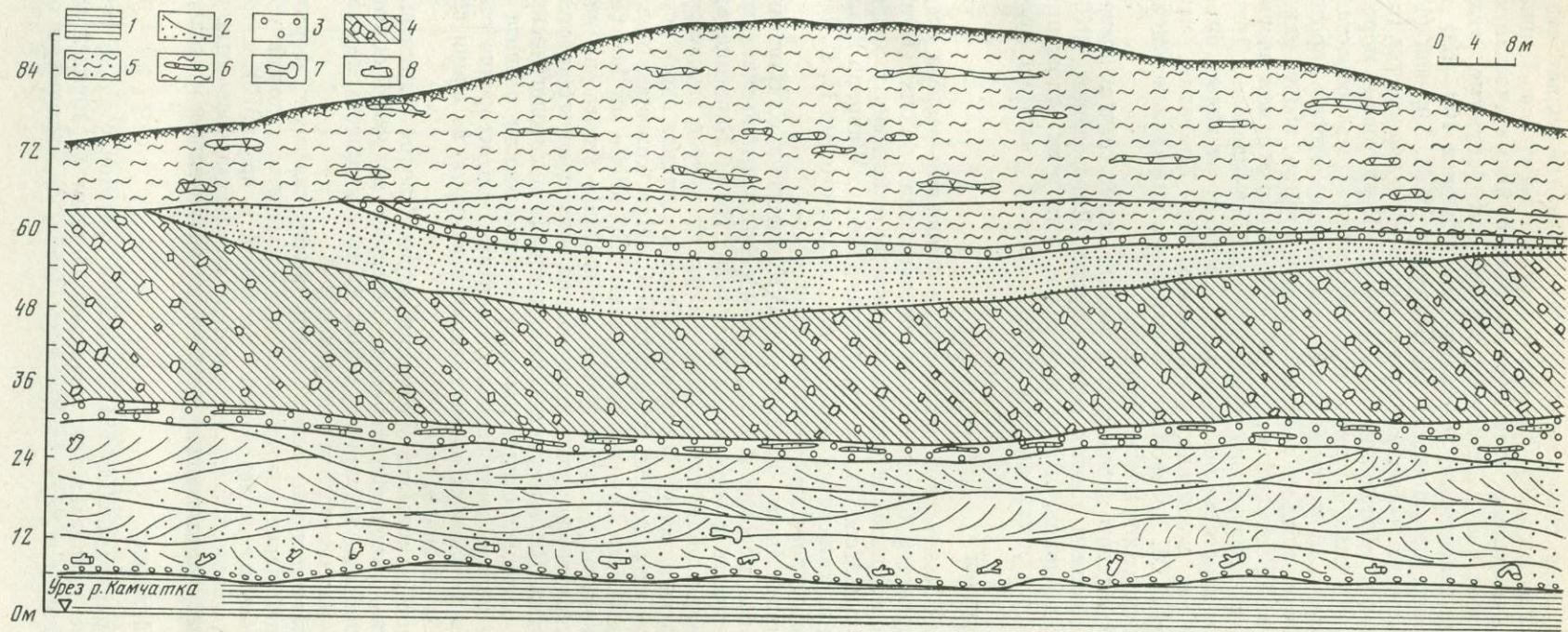


Рис. 6. Схема разреза яра Половинка, Центральная Камчатская депрессия (Куприна, 1966)

1 — глины; 2 — волнослоистые пески; 3 — галечники; 4 — моренные суглинки; 5 — супеси; 6 — суглинки с линзами пеплов; 7 — остатки *Alces latifrons postremus*; 8 — флора

хмель. Такой характер спорово-пыльцевого спектра позволяет считать, что в интервале, близком к 900 000 лет, в пределах Камчатско-Корякской зоны может быть выделена относительно теплая климатическая фаза.

К нижнему плейстоцену относятся карагинские валунные суглинки и пески с линзами галечников, залегающие на отметках 100—120 м. На о. Карагинский в них, по данным О. М. Петрова и И. М. Хоревой (1968), присутствуют моллюски и фораминиферы аркто-бореального типа (с *Portlandia arctica* Grav.), обитающие и сейчас в Беринговом море. На Камчатке с карагинскими слоями, очевидно, может быть сопоставлена средняя часть разреза ольховской свиты, положение которой определено в интервале палеомагнитной шкалы непосредственно выше инверсии Брюнес — Матуяма (Беспалый и др., 1972), а также верхняя часть разреза пультского и крерукского вулканогенных комплексов (Певзнер, 1972). Отложения карагинского горизонта отвечают, очевидно, фазе холодного климата и, возможно, оледенению (?) Камчатки, которое О. М. Петровым и И. М. Хоревой сопоставляется с нижнеплейстоценовым пинакульским оледенением п-ова Чукотки.

Нижним плейстоценом определяется возраст серии глин и алевроитов, известных под названием «синих глин» (Кушев, Ливеровский, 1940; Белова и др., 1961; Куприна, 1970 и др.). Пыльца из этих отложений характеризует растительность лиственных лесов с участием березы.

### Средний плейстоцен

В Центральной Камчатской депрессии, в основании разреза среднего плейстоцена выделяется большеярская аллювиальная толща (Куприна, 1970 и др.). Большеярские песчано-галечниковые отложения и алевроиты, содержащие остатки *Alces latifrons postremus* (Flerov, Wangenh.), залегают между «синими глинами» и мореной максимального (по Н. П. Куприной) среднеплейстоценового оледенения (рис. 6).

К среднему плейстоцену на Восточной Камчатке и о. Карагинский относятся оссорские морские и ледниково-морские песчано-галечные накопления и алевроиты с крупными валунами. На о. Карагинский эти отложения, имеющие мощность до 60 м, образуют покров террасы высотой 50—60 м (Хорева, 1974). В составе фауны моллюсков здесь установлены арктические виды *Astarte alaskensis* Dall., *Mya truncata* Linne. Среди фораминифер И. М. Хоревой определены *Elphidiella arctica* (Parker et Jacob) и *Cassidulina islandica* Nrvang. *Elphidiella arctica*, по данным И. М. Хоревой, характерна только для среднеплейстоценовых крестовских отложений Чукотки. Палеонтологический материал и литологический состав отложений, который свидетельствует о возможности разноса валунов айсберговым льдом, дают основание считать, что оссорские отложения образовались в условиях очень холодного климата, во время среднеплейстоценового оледенения.

В Центральной Камчатской депрессии морены, водно-ледниковые отложения, а также гляциодинамические текстуры подробно описаны в разрезе яра Половинка (Куприна, 1970). Общая мощность ледниковых отложений здесь достигает 25 м (см. рис. 6).

Со среднеплейстоценовым оледенением можно связывать формирование самой верхней части разреза ольховской свиты, с которой, по данным палинологических исследований (Беспалый и др., 1972), совпадает деградация камчатской тайги, исчезновение из состава древесных пихты и других хвойных, указывающее в целом на значительное похолодание.

### Верхний плейстоцен

В разрезе верхнего плейстоцена Камчатки достаточно точно устанавливаются четыре подразделения, отвечающие двум верхнеплейстоценовым межледниковьям и двум оледенениям (табл. 3), которые, в общем,

**Таблица 3**  
**Сопоставление отложений верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки\***

Стратиграфические подразделения	горизонт	Западная Камчатка	Центральная Камчатская депрессия	О. Карагинский и Восточная Камчатка	Чукотка
		Голоцен	Аллювий пойм. Торфяники.	Аллювий пойм. Торфяники.	Отложения крупных кос. Аллювий 3—5-метровых речных террас.
Верхний плейстоцен	Сартан-1ский	Аллювий I террасы р. Тигиль и сопряженные флювиогляциальные отложения и морены горно-долинного оледенения.	Аллювий 10—12-метровой террасы р. Камчатка. Морены и флювиогляциальные отложения.	Грубообломочные отложения, связанные с карами на высоте 200 м.	Искатеньские ледниковые отложения, слагающие конечно-моренные гряды в долинах рек на высоте 200—450 м.
	Каргинский		Аллювий 12—15-метровых террас рек Ольховых I и II и Белая. Разрыв ледниковых образований предшествовавшего оледенения.	Аллювий и торф 10—12-метровой террасы.	Амгуемские морские пески с галькой и илы 10—15-метровой террасы. Трансгрессия Аллювиальные пески и илы с прослоями торфа 10—15-метровой террасы.
	Зырянский	Верхняя часть разреза аллювия II террасы р. Тигиль. Регрессия	Морена горно-долинного оледенения, флювиогляциальные отложения. Аллювий 18—20-метровой террасы с <i>Mammuthus primigenius</i> (поздний тип)	Морена, флювиогляциальные отложения.	Ванкаремские флювиогляциальные песчано-галечниковые отложения и алевриты. Морена горно-долинного оледенения.
	Казанцевский	Нижняя часть разреза аллювия II террасы р. Тигиль. Трансгрессия	Крутоярские аллювиальные отложения. Верхняя часть разреза синих глин (? 110 000 лет)	Аттарманские галечники, пески и глины 25—30-метровой террасы с песчаными фораминиферами. Трансгрессия	Конергинские межледниковые отложения С <sup>4</sup> > 60 000 лет назад Валькатленская трансгрессия +25 м
Средний плейстоцен		Морена «максимального» полупокровного оледенения.	Морена «максимального» оледенения (синие глины — ? 210 000 лет назад)	Оссорские ледниково-морские отложения.	Крестовские ледниково-морские отложения. Трансгрессия

\* Составлена по данным А. Р. Гецнера, Н. П. Куприной, Е. Г. Лупкиной, Л. А. Скибы, О. М. Петрова и И. М. Хоревой, 1974 г.

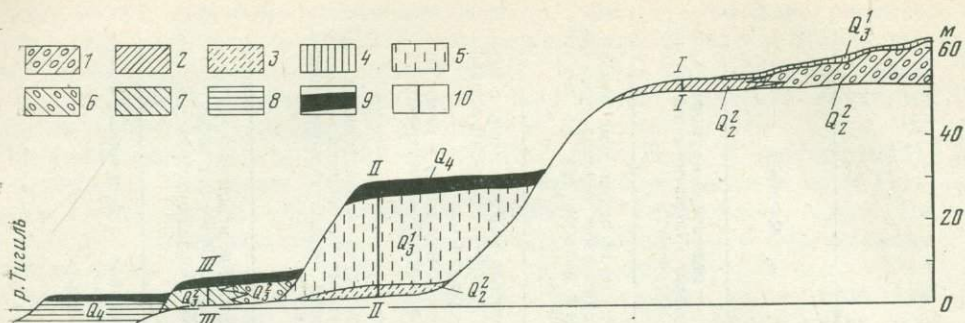


Рис. 7. Схема взаимоотношения четвертичных отложений в бассейне р. Тигиль, Западная Камчатка (Гептнер, Скиба, Лупикина, 1965)

1—3 — отложения среднего плейстоцена: 1 — морены, 2 — флювиогляциальные и аллювиальные, 3 — аллювиально-морские; 4—7 — отложения верхнего плейстоцена: 4 — элювиально-делювиальные и туфогенные, 5 — аллювиальные и аллювиально-морские, 6 — морены, 7 — аллювиальные; 8—9 — отложения голоцена: 8 — аллювиальные и аллювиально-морские, 9 — торф; 10 — разрезы, охарактеризованные спорово-пыльцевыми спектрами

достаточно хорошо коррелируются с подразделениями верхнего плейстоцена Чукотки и Восточной Сибири. Существенное значение в разрезе верхнего плейстоцена Камчатки имеют вулканогенные образования.

Отложения первого верхнеплейстоценового межледникового выделяются в морских и континентальных разрезах Камчатки. На о. Карагинский стратиграфически выше оссорских ледниково-морских отложений в разрезе 25—30-метровой морской террасы с покровом, предельным песками с галькой и глинами, И. М. Хоревой (Хорева, 1974) был определен богатый комплекс бентосных фораминифер, содержащий, кроме большого числа известковых, песчаные фораминиферы *Rhabdammina abyssorum* Sars. и *Reophax curtus* Gushman. В глинистых слоях аттарманских морских отложений найдены также остатки моллюсков, характеризующих относительно более теплые условия существования, чем в подстилающих и перекрывающих осадках. Стратиграфическое положение аттарманских отложений между оссорскими и ледниковыми отложениями первого верхнеплейстоценового оледенения, а также фауна фораминифер и моллюсков позволяют отнести эти отложения к сангамону или казанцевскому межледниковью.

В Центрально-Камчатской депрессии к первому верхнеплейстоценовому межледниковью относятся крутоярские аллювиальные пески и алевриты, залегающие на морене или флювиогляциальных отложениях среднеплейстоценового оледенения (Куприна, 1970). В спорово-пыльцевых спектрах из этих отложений преобладает пыльца древесных, причем пыльца ели составляет от 78 до 50%; присутствует также пыльца пихты<sup>3</sup> (определение Л. А. Скибы), что свидетельствует о климате более теплом, чем современный.

На западном побережье Камчатки в разрезе террасы р. Тигиль установлен спорово-пыльцевой комплекс (Гептнер и др., 1965), близкий к крутоярскому, и богатая диатомовая флора, показывающая на значительное влияние морских вод, поступавших в долину р. Тигиль, вероятно, во время приливов. Межледниковый, достаточно теплый климат подтверждается также литологическими исследованиями осадков II террасы (рис. 7), показавшими глубокую диагенетическую переработку глинистого материала, разложение гидрослюд с образованием монтмориллонита. Эти процессы на Камчатке, по свидетельству А. Р. Гептнера, не характерны для подстилающих среднеплейстоценовых ледниковых и перекры-

<sup>3</sup> В настоящее время в долине р. Камчатка произрастает светлохвойная тайга.

вающих верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений. Отложения первого верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки сопоставляются с конергинскими межледниковыми отложениями Чукотки и валькатленской трансгрессией Берингова моря (Петров, Хорева, 1968; Хорева, 1974). Основанием для такой корреляции служат большое сходство фауны моллюсков, фораминифер, довольно близкие диатомовые флоры и данные палинологических исследований.

*Отложения первого верхнеплейстоценового оледенения* довольно широко развиты на Камчатке. Они представлены моренами оледенений горно-долинного типа и флювиогляциальными толщами. В отложениях 18–20-метровой террасы р. Камчатка, содержащей перемытый ледниковый материал, найдены остатки *Mammuthus primigenius* Blum. позднего типа (Куприна, 1970). В отношении самостоятельности двух верхнеплейстоценовых оледенений Камчатки единого мнения нет. Широко распространена точка зрения, согласно которой в верхнем плейстоцене Камчатки было лишь одно оледенение, охватывающее большую часть верхнего плейстоцена (от начала зырянского времени до конца сартанского) и распадавшееся на несколько фаз (Мелекесцев, 1963; Гептнер и др., 1965).

На о. Карагинский, по данным И. М. Хоревой (1974), 25-метровая терраса перекрыта ледниковыми отложениями, которые прослеживаются в сторону подножий гор и смыкаются с конечноморенными грядами. Первое верхнеплейстоценовое оледенение (или стадия) Камчатки коррелируется с ванкаремским оледенением Чукотки (Петров, Хорева, 1968; Хорева, 1974). Оно сопоставляется также с зырянским оледенением Сибири.

*Отложения второго верхнеплейстоценового межледниковья* установлены в Усть-Камчатском районе и на о. Карагинский. В Усть-Камчатском районе Н. П. Куприной (1970) выделяются аллювиальные отложения 12–15-метровых террас рек Ольховых I и II и Белая, которые можно рассматривать, как осадки второго верхнеплейстоценового межледниковья или интерстадиала. Н. П. Куприной установлены также следы интенсивного размыва краевых ледниковых образований первого верхнеплейстоценового оледенения.

На о. Карагинский, по данным И. М. Хоревой (1974), второму верхнеплейстоценовому межледниковью соответствуют аллювиальные илы, глины и торф 10–12-метровой террасы, из которых получены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность березового редколесья с подлеском из кедрового стланника и ольховника, а также растительные сообщества, типичные для открытых болотных ландшафтов. Эти данные дают основание считать, что климат времени накопления осадков I террасы был несколько теплее современного и относить аллювий I террасы ко второму (каргинскому) верхнеплейстоценовому межледниковью. Для образцов древесины из каргинских отложений Камчатки были получены радиоуглеродные даты. Дата  $39\,400 \pm 2000$  лет назад (МГУ-ИОАН-28), относится к образцу, извлеченному с глубины 10–11 м из мелкозернистых тонкослойных песков, представляющих собой отложения древнего водотока, врезанного в 20–25-метровую террасу на западном побережье п-ова Камчатка в районе устья р. Митога. Дата  $34\,500 \pm 700$  лет назад (МГУ-ИОАН-68) получена для образца из глин озерной террасы в 5,5 км севернее устья р. Кихчик (Западная Камчатка). Дата  $31\,000 \pm 900$  лет назад (МГУ-60) характеризует образец, отобранный из обнажения высотой 15 м на побережье Охотского моря у устья р. Утка. Обломок древесины находился в опесчаненном суглинке с редкой галькой и гравием. Глубина взятия образца — около 9 м от поверхности (Каплин и др., 1972). В том же обнажении из линзы с растительными остатками с глубины 5 м была получена дата  $38\,500 \pm 700$  лет назад (МГУ-152). Образец торфа, отобранный с глубины 4,4 м на правом берегу р. Утка у устья, был датирован  $35\,200 \pm 1\,100$  лет назад (МГУ-150). В последнее время для второго межледникового горизонта Камчатки было получено

еще несколько радиоуглеродных датировок. Эти данные пока не были обсуждены в литературе и геологическое положение большинства отобранных образцов остается не вполне ясным.

Отложения второго верхнеплейстоценового межледникового Камчатки сопоставляются с амгумскими аллювиальными отложениями Чукотки, слагающими 10—13-метровую террасу, и морскими песчано-галечными отложениями и илами 10—13-метровой террасы, отмечающей трансгрессивное положение уровня моря (Петров, Хорева, 1968; Хорева, 1974).

В верхнем плейстоцене, примерно 50 000—60 000 лет назад, отмечается начало последнего цикла четвертичного вулканизма — широкое развитие базальт-андезитовых и пирокластических стратовулканов (Мелекесцев и др., 1974), обусловивших в значительной степени формирование современного рельефа.

*Отложения второго, последнего, верхнеплейстоценового сартанского оледенения* выявлены в различных районах Камчатки. В бассейне р. Тигиль ко времени этого оледенения относится формирование аллювия I террасы (Гептнер и др., 1965; см. рис. 7) и сопряженных с ней флювиогляциальных отложений и конечноморенных гряд. Из аллювия I террасы р. Тигиль Л. А. Скибой были изучены пыльца и споры, характеризующие растительность открытых пространств, занятых моховыми и осоковыми болотами с незначительным участием березы и ольховника. Сравнительное изучение распределения диатомовых в отложениях I, II террас и поймы в приустьевой части долины р. Тигиль позволило авторам этого исследования предположить, что во время формирования I террасы положение уровня моря было более низким.

Ледниковые образования, распространенные в горных районах и частично в пределах Центральной Камчатской депрессии, представлены моренами, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми толщами, часто значительной мощности (40—50 м). Их стратиграфическое положение достаточно ясно устанавливается из соотношения с более древними и голоценовыми отложениями (Мелекесцев, 1963; Олюнин, 1965; Куприна, 1970 и др.). Сартанское оледенение Камчатки не только охватило горные сооружения Срединного и Восточного хребтов, но и распространилось в пределы предгорий и Центральной Камчатской депрессии. С отложениями времени последнего оледенения связаны стоянки палеолитического человека, для которых получено несколько радиоуглеродных дат. Дата  $21\ 100 \pm 900$  лет назад (ГИН-186) получена по образцу угля из разреза палеолитической стоянки Ушки I (очаг на глубине 10 м от поверхности) на р. Камчатка близ с. Ключи. Эта дата относится к началу сартанского оледенения. В нижней части разреза на Каменном мысу оз. Ушковское в песках и бурых суглинках изучены четыре палеолитических культурных слоя. Для нижнего слоя получена дата  $13\ 600 \pm 250$  лет назад (ГИН-167). Позднесартанский возраст этого слоя хорошо согласуется с данными палинологических исследований, по материалам которых установлена растительность, характерная для каменистой тундры. Выше выделяются два культурных слоя; более ранний был датирован по углю  $10\ 360 \pm 350$  лет назад (МО-345).

На о. Карагинский к сартанскому оледенению относятся грубообломочные отложения, связанные с днищами каров на высоте около 200 м (Хорева, 1974). Это оледенение сопоставляется с искомским оледенением Чукотки, оставившем конечноморенные гряды в долинах рек на отметках 200—450 м (Петров, Хорева, 1968; Хорева, 1974).

## Голоцен

Голоценовые отложения Камчатки изучены весьма подробно. С помощью радиоуглеродного метода составлена геохронологическая шкала голоцена, палинологические исследования позволили проследить изме-

нения климата. В голоцене сформировались аллювиальные отложения поймы, серии озерных и болотных отложений, прибрежно-морские отложения пересыпей и крупных кос, морены карового голоценового оледенения, а также вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. К числу наиболее важных в стратиграфическом и палеогеографическом отношении образований относятся осадки, связанные с климатическим оптимумом голоцена (данные А. В. Ложкина) и голоценовой трансгрессией между 5 500 и 7 500 лет, которая на о. Карагинский оставила покров песков и галечников с раковинами морских моллюсков на террасе высотой 3—5 м (Хорева, 1974).

## ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН ЦЕНТРАЛЬНО-ЯКУТСКОЙ НИЗМЕННОСТИ И СОПРЕДЕЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Ниже рассматриваются плиоценовые и четвертичные отложения, распространенные в пределах Вилюйской и Нижне-Алданской впадин, в бассейне средней Лены и южной части Верхоянской горной области. Отложения верхнего кайнозоя, широко распространенные на этой территории, уже давно привлекали внимание. Наиболее ранние исследования антропогена Центральной Якутии относятся к концу XIX — началу XX в. (работы А. Л. Чекановского, П. А. Кропоткина, А. Г. Ржонсницкого, А. А. Григорьева, Г. А. Дымского, С. С. Кузнецова, П. А. Благовидова и др.).

Особенно широкое изучение верхнекайнозойских образований этой части Восточной Сибири началось после Великой Отечественной войны. Геолого-поисковые работы и геологическая съемка в это время выполнялись одновременно с научными исследованиями, значительная часть которых была посвящена вопросам стратиграфии, корреляции и палеогеографии кайнозоя и, особенно, четвертичной системы.

Для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Якутии применялись следующие схемы:

1. *Схема В. И. Громова (1948, 1957)*, основанная на последовательной смене комплексов четвертичных млекопитающих. Ее применение стало возможным благодаря найденным в начале 50-х гг. в Центральной Якутии остаткам ископаемых млекопитающих, принадлежащих к тираспольскому, хазарскому и позднепалеолитическому фаунистическим комплексам Восточной Европы. На основе комплексного изучения четвертичных отложений, при ведущем значении палеонтологического метода, на территории Якутии были установлены разновозрастные аллювиальные и покровные отложения (Алексеев, 1957; Дуброво, 1953, 1957; Чеботарева и др., 1957, 1959; Гитерман, Куприна, 1960; Вангенгейм, 1961; Алексеев, 1961; Алексеев и др., 1962). В соответствии со схемой В. И. Громова в четвертичную систему включались также отложения верхнего плиоцена официальной схемы Министерства геологии СССР. Четвертичная система в понимании В. И. Громова имела несколько больший объем, чем объем четвертичной системы современной Международной стратиграфической шкалы.

2. *Сибирская климатостратиграфическая схема*, разработанная В. Н. Саксом (1948, 1955) в основном на материалах по Западной Сибири. В основе эта схема с двумя ледниковыми и двумя межледниковыми горизонтами в верхнем плейстоцене и с той же последовательностью в среднем была принята для всей Сибири. Основные трудности, связанные с применением этой схемы к разрезам плейстоцена Якутии, заключаются в недостаточно обоснованном выделении тех или иных ледниковых или межледниковых горизонтов. Лишь в последние годы благодаря широкому использованию данных радиоуглеродного метода датирования получена возможность уверенно выделить в верхнем плейстоцене сарганский и каргинский горизонты.

3. *Якутская унифицированная схема* стратиграфии четвертичных отложений западной части Якутской АССР предложена Г. Ф. Лунгерсгаузенем в 1963 г. (Решения Межведомственного совещания..., 1963). В этой схеме, отражающей фактически ту же последовательность средне- и верхнечетвертичных ледниковых и межледниковых образований, вводились некоторые изменения, связанные с объемом стратиграфических подразделений и их наименованием. Ниже приводится сопоставление Якутской и Сибирской схем (табл. 4).

Таблица 4

Сопоставление Якутской и Сибирской стратиграфических схем

Отложения	Сибирская схема	Якутская унифицированная схема	
	Горизонты	Горизонты	Подгоризонты
Современные			
Верхнечетвертичные	Сартанский Каргинский	Якутский	Верхний ледниковый Верхний межледниковый
	Зырянский Казанцевский	Натарский Саняхтатский	
Среднечетвертичные	Тазовский Мессовско-ширтинский		Верхний ледниковый Средний межледниковый
	Самаровский Тобольский	Бестяхский	Нижний ледниковый
Нижнечетвертичные	Древний ледниковый Демьянский доледниковый	Пеледуйский Тустахский	
		Черендейский	

В процессе геологического картирования и стратиграфической корреляции Якутская схема претерпела некоторые изменения. Вместо местных названий для верхне- и среднечетвертичных горизонтов теперь используются названия стандартных горизонтов Сибирской схемы. Широко используется при картировании выделенный Г. Ф. Лунгерсгаузенем и прослеживающийся на большом протяжении бестяхский горизонт как стратиграфический эквивалент тобольского горизонта Сибирской схемы. Нижнечетвертичные горизонты: пеледуйский, тустахский и черендейский, выделенные на средней Лене при изучении маломощных аллювиальных накоплений соответствующих террас, используются значительно реже. Существенный недостаток Якутской схемы — отсутствие описаний стратотипических разрезов.

Среди других стратиграфических и корреляционных схем, предложенных для четвертичных отложений Сибирской платформы и отдельных регионов, могут быть отмечены детальные корреляционные схемы, составленные сотрудниками Геологического института АН СССР (Алексеев, 1961; Алексеев и др., 1962; Алексеев и др., 1965, 1966), в которых стратиграфические подразделения обосновывались палеозоологическим, палеоботаническим и отчасти археологическим материалом. При этом учитывалось конкретное соотношение толщ, их геоморфологическое положение и генетическая характеристика. Опорные разрезы, составленные для

плейстоцена Сибирской платформы коллективом геологов Геологического института 15—20 лет назад, с успехом используются для различных стратиграфических работ и геологической съемки и в настоящее время. Применение радиоуглеродного метода определения возраста отложений позволило составить схему детального расчленения сартанского горизонта Западного Приверхоянья и выделить стадии развития сартанского оледенения (Кинд и др., 1971; Кинд, 1974а, б).

Автор использует для верхнего и среднего плейстоцена прочно вошедшие в практику стандартные подразделения Сибирской схемы, для эоплейстоцена и нижнего плейстоцена — подразделения, предложенные Г. Ф. Лунгерсгаузен (Решения Межведомственного совещания..., 1963), которые, несмотря на слабое их обоснование, применяются до последнего времени при геологической съемке (табл. 5).

## Плиоцен

Плиоценовые отложения наиболее полно сохранились лишь в Нижне-Алданской впадине. Они выделяются также на равнинах в периферической северо-восточной части Вилюйской впадины.

В Нижне-Алданской впадине к плиоцену относится толща белесых и желтоватых глинистых песков, вскрывающихся в центральной части впадины в Чуйском обнажении (правый берег р. Алдан в 50 км выше устья) и на левобережье р. Лена против устья р. Алдан. Эти отложения, выделенные нами в самостоятельную дыгдальскую свиту (Алексеев, 1961), имеют видимую мощность около 30 м. В спорово-пыльцевых спектрах, изученных Р. Е. Гитерман, обнаружена пыльца типично лесной растительности. Карпологиические исследования растительных остатков позволили установить, что в составе лесных ассоциаций существенное значение имели *Juglans cinerea*, а также представители темнохвойной тайги *Picea jacutica* и *Picea obovata*.

Выделенная Б. С. Русановым (1968) как плиоценовая средняя песчаная толща разреза Мамонтова Гора<sup>4</sup>, на основании более поздних детальных палеоботанических исследований (Баранова и др., 1976) была отнесена к миоцену.

Вне впадин плиоценовые отложения установлены на водораздельных пространствах в бассейнах рр. Марха и Тюнг (Плотникова и др., 1963). Глинистые пески и галечники, встреченные на отметках от 215 до 270 м, окрашены в желтый, бурый и красноватый цвета и связаны с древними речными долинами, ориентировка которых не совпадает с современной речной сетью. Гальки долеритов и эффузивов сильно выветрелые. Мощность отложений достигает 6 м. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца *Pinus* и *Picea*; значительно содержание пыльцы *Betula* и *Alnus*, в виде единичных пыльцевых зерен встречаются *Tilia*, *Corylus*, *Juglans*, *Ulmus*.

В разрезе антропогена Центрально-Якутской низменности и сопредельной части Средне-Сибирского плоскогорья выделяются отложения, возраст которых может быть определен только как верхний плиоцен-эоплейстоцен. Сюда включаются сохранившиеся пятнами остатки аллювия самой высокой 160—220-метровой черендейской террасы, прослеживаемой в долине среднего течения р. Лена. Отложения представлены грубыми галечниками и гравием преимущественно кварцево-кремневого состава. Палинологическими исследованиями в них установлена лишь единичная пыльца холодолюбивых растений (возможно замытая в более позднее время?). Г. Ф. Лунгерсгаузен (1961б, 1961в) выделил эти отло-

<sup>4</sup> Имеется в виду толща, представленная желтым и сероватым разнозернистым песком с галькой с многочисленными растительными остатками, типичными для миоцена Сибири. Подошва ее находится на высоте 8 м над урезом р. Алдан. Мощность — 36 м.

жения в самостоятельный черендейский горизонт. Галечниковые отложения этого горизонта — остатки древнейшего аллювия, связанного с долиной Лены. По свидетельству В. В. Колпакова, продольный профиль черендейской террасы отражает верхнекайнозойские тектонические структуры. В сторону Вилуйской синеклизы черендейская терраса снижается и сливается с табагинской.

### Эоплейстоцен

Нижняя граница четвертичной системы на рассматриваемой территории из-за отсутствия достаточно представительного фактического материала устанавливается лишь приблизительно. В Центральной Якутии она проводится по рубежу, на котором происходит заметное изменение в составе растительности — выпадение широколиственных. Такие изменения были зарегистрированы в спорово-пыльцевых спектрах из разрезов 90—100-метровых (VI) террас рр. Вилуй и Марха (рис. 8), которые врезаны в плато с плиоценовыми песчано-галечниковыми аллювиальными отложениями, представляющими собой остатки дочетвертичной речной системы. Песчаные и галечниковые отложения VI надпойменных террас имеют небольшую мощность. Они содержат пыльцу, характеризующую растительность смешанных лесов (в составе спектра древесных пород преобладает пыльца *Betula* sp., *Alnus* sp., встречается пыльца *Larix*, *Pinus* sp., *Pinus* секции *Sembrae*, *Picea* секций *Eurpicea* и *Omorica*, с незначительным участием *Tsuga*, *Mugica*, *Ulmus* и *Juglandaceae* (определения Р. Е. Гитерман). Пыльцевые спектры такого состава были определены из отложений VI террасы на левом берегу р. Вилуй близ оз. Ченкур (высота 90 м над уровнем реки), из песчано-галечниковых отложений VI террасы р. Вилуй в нижнем течении р. Марха (высота 100 м над уровнем реки), из аллювия 105-метровой VI террасы р. Марха ниже бывш. пос. Ханнья-Уулах. В долине средней Лены по данным Н. С. Чеботаревой и Н. П. Куприной (1958) из песчаного аллювия 120-метровой террасы у устья р. Джерба Р. Е. Гитерман определен палинологический спектр, на 80% состоящий из пыльцы древесных пород — сосны, березы, ольхи, лиственницы, ели, с небольшой примесью липы, вяза и дуба. Близкий по составу спорово-пыльцевой спектр определен из нижней толщи мощной песчано-алевритовой серии, вскрывающейся на правобережье р. Лена в районе о. Кыллаах (Шофман, 1974). Толща залегает в древнем эрозионном врезе Лены. Установлено, что во время формирования аллювиальных песчаных отложений с галечниками в основании, произрастала темнохвойная тайга из сибирского кедра, ели, сосны и березы, с незначительной примесью широколиственных пород: липы, дуба, вяза, лещины, тсуги (рис. 9). Вверх по разрезу нижней толщи происходит постепенное обеднение видового состава за счет выпадения элементов широколиственных пород и неогеновых экзотов.

Рассмотренные аллювиальные отложения должны быть отнесены к эоплейстоцену (возможно к самому его началу) или к верхнему плиоцену. Более точное определение возраста может быть выполнено с помощью палеомагнитных исследований и постановки детального палинологического изучения аллювиальных толщ.

Попытка определить нижнюю границу четвертичной системы предпринята также на опорном разрезе Мамонтова Гора (Боярская и др., 1971). В осыпях и на бечевнике у наиболее высокой части этого обнажения были найдены остатки слона, близкого к *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Агаджанян, Мотузко, 1972). Основываясь на палеомагнитных данных, а также, главным образом, на материалах палинологических исследований, А. К. Агаджанян, Т. Б. Боярская, Н. К. Глушанкова и др. (1973) границу между неогеном и четвертичной системой проводят по палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма, выделяя как нижнеплей-

Сопоставление антропогенных отложений территории бассейна р. Лена \*

Стратиграфические подразделения		Приморские равнины		Средне-Сибирское плоскогорье (рр. Марха, Тунг и др.)	Центрально-Якутская низменность			р. Лена (нижнее течение)	Возраст по радиометрическим и палеомагнитным данным, лет назад										
Горизонт	Северо-Сибирская низменность	Дельта р. Лена			р. Вилюй	р. Алдан	р. Лена (среднее течение)												
Голоцен	Аллювий поймы	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы		Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерно-болотные и эоловые отложения	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерные и болотные отложения, донные пески	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерно-болотные, эоловые и делювиально-солифлюкционные отложения.	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерно-болотные, эоловые и делювиально-солифлюкционные отложения	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерно-болотные, эоловые отложения	10 000										
Верхний плейстоцен	Сарганский	Аллювий I террасы	Криогенные эоловые, ледово-мелкоземные отложения	Аллювий I террасы	Криогенно-эоловые образования — свита кобах, эоловые и морские пески о. Муора. Фауна позднепалеолитического комплекса	Перигляциальный аллювий I террасы	Перигляциальный аллювий I террасы с фауной позднепалеолитического комплекса. Эоловые накопления в пределах аллювиальной равнины. Верхний горизонт суглинков и жильных льдов в покровной толще.	Аллювий I террасы	Ледниковые отложения сегемдинской стадии	Нижняя часть разреза аллювия I террасы с мерзлотными текстурами. Растительность перигляциального типа с обилием ксерофитов.	Аллювий I и II террас	Ледниковые отложения сибирской стадии	Ледниковые отложения улахан-кюельской стадии	Межстадиальный аллювий	Ледниковые отложения жиганской стадии.	45 000—50 000			
	Каргинский	Аллювий II террасы				Основание аллювия I террасы (дата по $C^{14}$ 4800±1000 лет назад). Верхний торфяник (дата по $C^{14}$ 2000±1500 лет назад) и перекрывающие суглинки покровной толщи. Фауна позднепалеолитического комплекса.	Основание аллювия I террасы и верхняя часть разреза покровных отложений (даты по $C^{14}$ от 32 000 до 44 000 лет назад) с фауной позднепалеолитического комплекса		Аллювий II террасы с пылью берегов, сосны, сибирского кедра и ели.			Основание аллювия II террасы. Березово-лиственничные леса с примесью ели. Фауна позднепалеолитического комплекса.							
	Заряноцкий	Аллювий II террасы				Перигляциальный аллювий II террасы. Безлесные и лесотундровые ландшафты. Фауна позднепалеолитического комплекса.	Перигляциальный аллювий II террасы, средняя часть разреза суглинков покровной толщи. Лесотундра. Фауна позднепалеолитического комплекса.		Перигляциальный аллювий II террасы, часть разреза покровной толщи (дата по $C^{14}$ > 45 000 лет назад) с фауной позднепалеолитического комплекса. Флювиогляциальные отложения.			Нижняя часть разреза покровных суглинков и супесей с ледяными жилами и мерзлотными текстурами. Растительность лесотундрового типа.					Перигляциальный аллювий	Морена и флювиогляциальные отложения, долинные задрры в бассейнах рр. Линде, Хорунка и Сюгюнде (?)	
	Каанцевский	Аллювий III террасы				Булкурская свита — мощная песчаная серия, связанная с трансгрессией моря. Фауна позднепалеолитического комплекса	Основание аллювия II террасы р. Марха. Участки сосновых лесов. Фауна позднепалеолитического комплекса		Основание аллювия II террасы. Озерные суглинки, гитты и торфяники (дата по $C^{14}$ > 30 000 лет назад) в основании покровной толщи с фауной позднепалеолитического комплекса. Березово-лиственничные леса с примесью ели.			Основание аллювия II террасы с <i>Mammuthus primigenius</i> раннего типа. Березово-сосново-лиственничные леса с примесью ели.					Аллювий в доколе II террасы с <i>Mammuthus primigenius</i> раннего типа. Березово-сосново-лиственничные леса с примесью ели.	Криогенные, эоловые, ледово-мелкоземные отложения, донные пески, ветрогранники	
Средний плейстоцен	Тазовский	Отложения пресноводного бассейна подтопления	Горизонт ветрогранников на о. Сардаах	Аллювий перигляциального типа III террасы р. Марха. Лесотундра.	Аллювий перигляциального типа III террасы. Лесотундра. Фауна позднепалеолитического комплекса.	Аллювий III (35 м) террасы с остатками <i>Mammuthus primigenius</i> раннего типа, <i>Lemmus obensis</i> , <i>Ochotona hyperborea</i> , с пыльной и макроостатками <i>Larix</i> , <i>Picea</i> , кустарников и травянистых растений.	Аллювий III (35 м) террасы с остатками <i>Mammuthus primigenius</i> раннего типа. Березово-сосново-лиственничные леса с примесью ели.	Криогенные, эоловые и покровные ледово-мелкоземные отложения, донные пески и ветрогранники	Горизонт псевдоморфоз по ледяным клиньям в кровле средней толщи разреза у о. Кыллаах. Растительность тундры	Озерно-аллювиальные отложения в верхней части средней толщи разреза у о. Кыллаах. Растительность типа темнохвойной тайги.	Озерно-аллювиальные отложения на рр. Уель-Сиктех и Мэнгкэре.								
	Мессовский			Аллювий основания разреза III террасы р. Марха. Кустарниковые березняки с фрагментами еловых лесов.	Аллювий основания разреза III террасы. Кустарниковые березняки с фрагментами еловых лесов.	Перигляциальный аллювий 50-метровой террасы с псевдоморфозами по ледяным жилам и фауной позднепалеолитического комплекса.	Перигляциальный аллювий нижней части средней толщи разреза у о. Кыллаах с пылью, указывающей на ландшафты лесотундры.												
	Самаровский			Ветрогранники в бассейнах рр. Хатаанга и Анабар	Аллювий IV террасы р. Марха.	Верхняя аллювиальная свита IV террасы с <i>Camelus</i> sp. Безлесные ландшафты.	Нижняя аллювиальная свита 50-метровой террасы в обнажении Мамонтова Гора.					Аллювий бестяхской террасы с остатками <i>Bison priscus</i> aff. <i>longicornis</i> .	Бестяхская аллювиальная свита. Аллювий 60-метровой террасы в бассейне р. Линде с <i>Mammuthus cf. trogontherii</i> .						
	Тобольский			Аллювиальные отложения системы погребенных долин мелких рек	Аллювий V террасы р. Марха	Аллювий V террасы.	Аллювий в доколе низких террас в Нижнеалданской впадине с фауной <i>Paleoloxodon cf. namadicus</i> , <i>Equus cf. sanmeniensis</i> , <i>Trogontherium cf. cuvieri</i> .					Аллювий IV террасы. Темнохвойная тайга с участием широколиственных пород. Остатки <i>Scolodonta</i> sp.	Аллювий нижней толщи разреза у о. Кыллаах. Темнохвойная тайга с примесью широколиственных.						
Нижний плейстоцен	Целедуйский	Отложения опресненного мелководного бассейна	Отложения верхнесардаахской подсвиты	Аллювий V террасы р. Марха	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Криогенные, эоловые и покровные ледово-мелкоземные отложения, донные пески и ветрогранники	Аллювий V пеледуйской террасы	Аллювий VI террасы. Светлохвойная тайга с участием широколиственных пород.	Аллювий черендейской-табагинской террасы.	Аллювий оручанской террасы.							
	Тустакский												Аллювий VI террасы р. Марха и водораздельные галечники сопряженных с террасой долин на абс. выс. 210—270 м. Смешанные леса с участием <i>Tsuga</i> , <i>Juglans</i> и др.	Аллювий VI террасы и аллювиальной равнины в низовьях р. Вилюй.	Песчаный аллювий дыгальской свиты в центральной части Нижне-Алданской впадины. Лесной ландшафт. Макростатки <i>Picea obovata</i> , <i>Picea jacutica</i> и <i>Juglans cinerea</i> .	Аллювий VI террасы. Светлохвойная тайга с участием широколиственных пород.	Аллювий черендейской-табагинской террасы.	Аллювий пеледуйской террасы.	
	Орчанский												Аллювий V террасы р. Марха	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.	Аллювий V террасы.
	Черендейский												Аллювий древней речной сети в бассейне р. Анабар	Аллювий VI террасы р. Марха и водораздельные галечники сопряженных с террасой долин на абс. выс. 210—270 м. Смешанные леса с участием <i>Tsuga</i> , <i>Juglans</i> и др.	Аллювий VI террасы и аллювиальной равнины в низовьях р. Вилюй.	Песчаный аллювий дыгальской свиты в центральной части Нижне-Алданской впадины. Лесной ландшафт. Макростатки <i>Picea obovata</i> , <i>Picea jacutica</i> и <i>Juglans cinerea</i> .	Аллювий VI террасы. Светлохвойная тайга с участием широколиственных пород.	Аллювий черендейской-табагинской террасы.	Аллювий V террасы.
												1 800 000							

\* Составили М. Н. Алексеев, В. В. Колпаков, И. Л. Шофман, 1974 г.

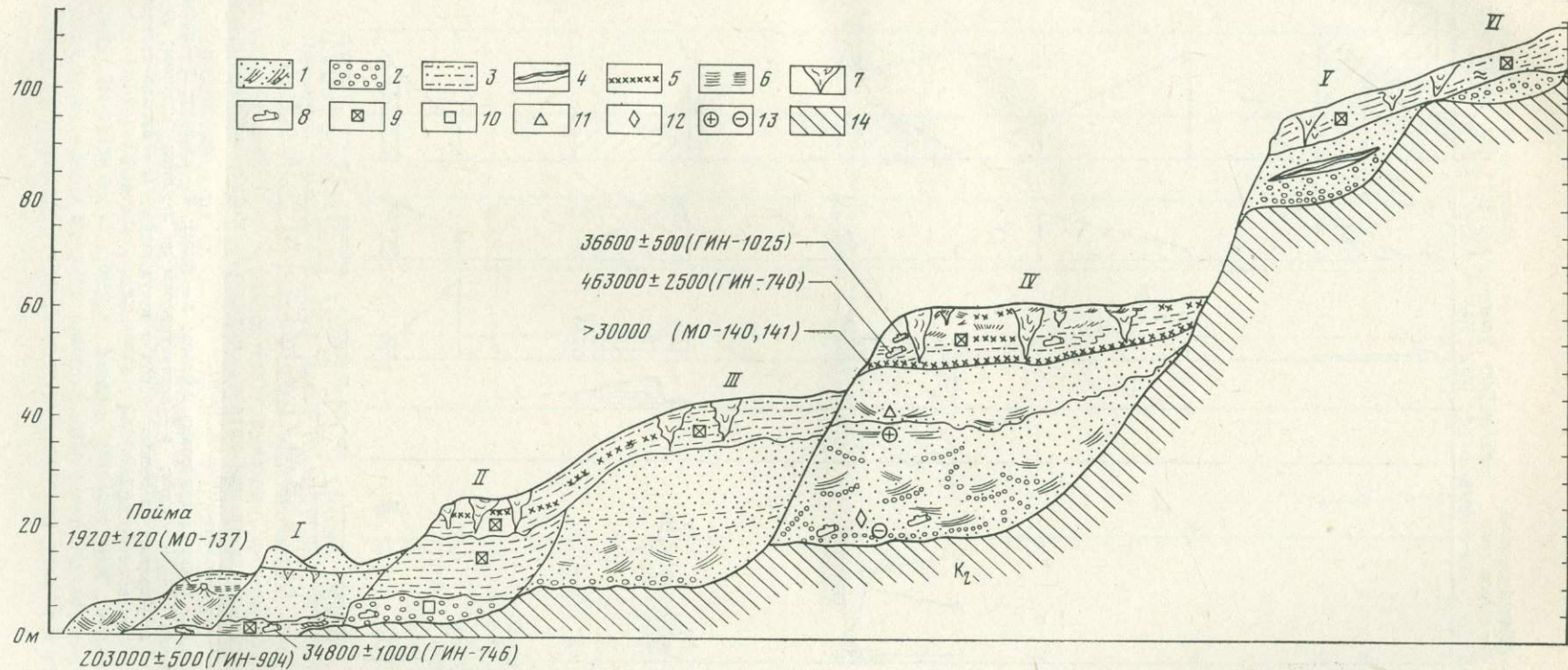


Рис. 8. Схема соотношения террас в долине нижнего течения р. Вил'юй

1 — песок; 2 — галечник; 3 — суглинки и супеси; 4 — глины; 5 — торф; 6 — ископаемая почва; 7 — ледяные жилы; 8 — обломки стволов деревьев; 9 — фауна позднепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* позднего типа; 10 — фауна позднепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* раннего типа; 11 — остатки *Camelus* sp.; 12 — фауна тираспольского комплекса; 13 — палеомагнитная характеристика; 14 — верхнемеловые песчаники цоколя террас I—VI — надпойменные террасы р. Вил'юй

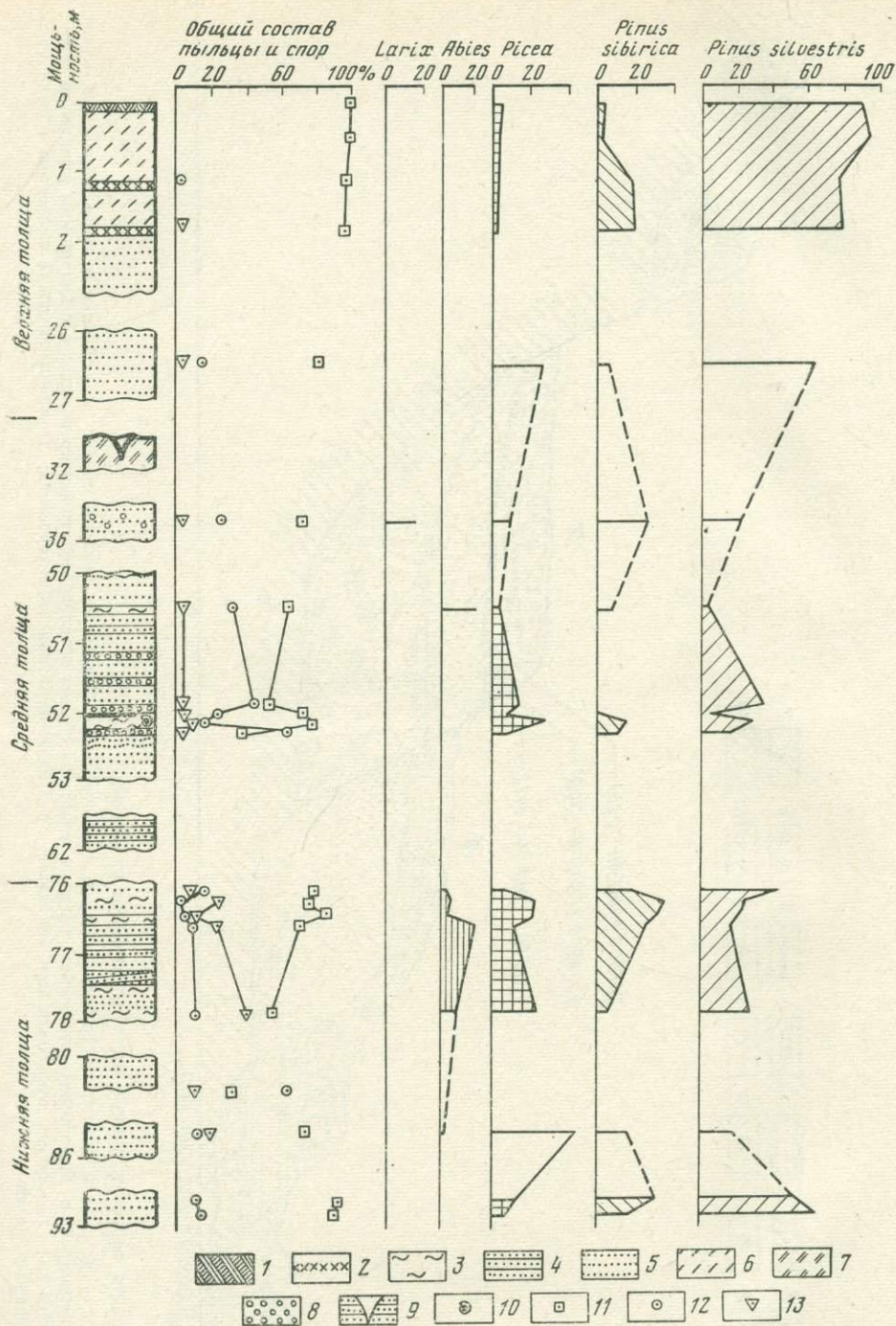
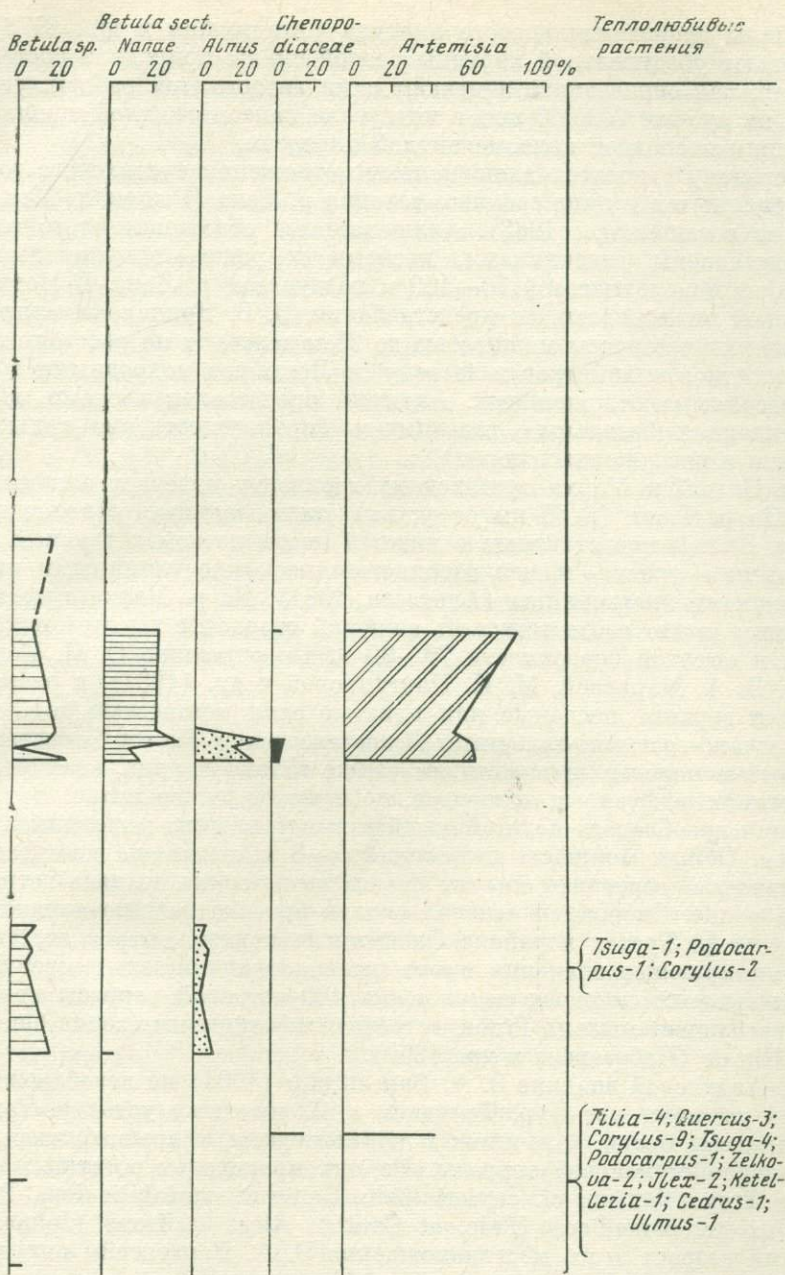


Рис. 9. Спорво-пыльцевая диаграмма антропогенных отложений на правобережье р. Лены в районе о. Кыллаах (по Шофман, 1974)

1 — почва; 2 — погребенные почвы и гумусовые прослои; 3 — глина; 4 — алевроит; 5 — песок; 6 — супесь; 7 — суглинок; 8 — галечники; 9 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 10 — раковины моллюсков; 11 — пыльца древесных пород и кустарников; 12 — пыльца травянистых растений и кустарников; 13 — споры



стоценовую, самую верхнюю часть 80-метровой песчаной толщи разреза Мамонтова Гора. По материалам палеомагнитных исследований (Боярская и др., 1971) в верхней части аллювия, которая отнесена к нижнему плейстоцену, была зарегистрирована обратная намагниченность, а образцы ниже границы оказались прямонамагнитными. Такое соотношение палеомагнитных данных не может интерпретироваться как инверсия Брюнес — Матуяма, для которой характерно как раз обратное соотношение (прямонамагнитная часть разреза должна быть наверху, а обратнонамагнитная — внизу). Таким образом, эти данные не позволяют в настоящее время сделать сколько-нибудь определенный вывод о границе между неогеновыми и четвертичными отложениями в разрезе Мамонтова

Гора. Материалы спорово-пыльцевого анализа (Агаджанян и др., 1973) также не создают убедительной картины резкой смены природной обстановки, которая, как справедливо замечают сами авторы этой работы, регистрируется на рубеже 700 000 лет, в интервале палеомагнитной шкалы, соответствующем последней палеомагнитной инверсии.

К эоплейстоцену относятся аллювиальные отложения тустакского горизонта, выделенного в долине среднего течения р. Лена (Решения Межведомственного совещания..., 1963). Аллювиальные отложения этого горизонта представлены галечниками, песками и реже — валунниками, залегающими на цоколе высотой 70—100 м над урезом р. Лена. В Центрально-Якутской низменности, по представлению В. В. Колпакова, аллювиальные отложения террасы мощностью до 25 м залегают на расстоянии нескольких десятков километров к востоку от Лены под покровными суглинисто-супесчаными отложениями. Аллювий представлен песками, которые подстилаются базальным галечником (преимущественно гальки кварца, кремня и изверженных пород).

На реках Вилюй и Марха тустакскому горизонту отвечает аллювий V террасы. На р. Тюнг (в 50 км от устья) аллювиальные отложения V террасы р. Вилюй представлены в нижней части песком с гравием и галькой, а выше — средне- и мелкозернистым песком с глиняными катунами и шишками лиственницы (Алексеев, 1961). На р. Марха тустакскому горизонту может соответствовать аллювий террасы с высотой цоколя 65—85 м и высотой поверхности 70—90 м. По описанию О. И. Кардопольцевой, В. А. Марковой, М. И. Плотниковой и др. (1964), в разрезе выделяются верхние песчаные или илистые слои мощностью до 3 м и нижние песчано-гравийно-галечные. В составе галек 70—80% составляют кремнистые породы; присутствуют также гальки кварца, кварцита, кислых и средних эффузивов, долеритов, песчаников, алевролитов. В тяжелой фракции преобладает неустойчивый к выветриванию моноклиналиный пироксен. Общая мощность отложений 5—8 м, реже она достигает 15 м. В тустакском горизонте остатки фауны не найдены, пыльца встречается очень редко. Спорово-пыльцевой анализ проб из разреза аллювия террасы в устье р. Тустах в районе Олекминска показал, что в составе спектров доминирующее значение имеет пыльца травянистых растений. В спорово-пыльцевых спектрах из аллювия 100-метровой террасы средней Лены преобладает пыльца *Pinus*, встречаются единичные зерна *Quercus*, *Tilia* и *Ulmus* (Чеботарева и др., 1959).

В Нижне-Алданской впадине Э. А. Вангенгейм (1964) на левобережье р. Алдан в 4 км ниже устья р. Танда и в 22 км ниже устья р. Тата выделяет охристые пески, галечники и конгломераты, вскрывающиеся в цоколе среднеплейстоценовой террасы. Из них происходят остатки млекопитающих *Trogontherium cf. cuvieri* Fish., *Canis cf. variabilis* Pei., *Palaeoloxodon ex gr. namadicus* (Falc. et Cautl.), *Alces latifrons* (Johns.). Геологический возраст этого местонахождения Э. А. Вангенгейм определяет как конец эоплейстоцена — ранний плейстоцен.

### Нижний плейстоцен

К нему относятся аллювиальные отложения пеледуйского и оручанского горизонтов. Оба горизонта выделены при геологической съемке. Палеонтологическая характеристика их дана, в основном, по работам сотрудников Геологического института АН СССР.

*Пеледуйский горизонт.* Пеледуйская терраса хорошо выражена на многих реках. На Лене она имеет высоту цоколя 45—55 м, на Алдане — 40—50 м, на Вилюе — 25—35 м. Аллювий пеледуйского горизонта в пределах правобережной части Ленской долины изучен в процессе геологической съемки на р. Бегиджян в 65 км от устья и на р. Мэнгкэрэ в 10 км от устья, на правом берегу Лены в 5 км ниже устья р. Уель-Сиктях.

В долине р. Алдан пеледуйский аллювий обнажается близ устья р. Западная Градыга и в низовьях р. Тумара. Аллювий этого горизонта имеет нормальное строение. Внизу хорошо развит базальный галечник с разнообразным составом галек. Выше чередующиеся косые серии русловых песков, галечников и гравелитов постепенно сменяются песчаным аллювием с наклонной и горизонтальной слоистостью. В спорово-пыльцевом спектре из обнажения на р. Ундюлонг преобладает пыльца деревьев и кустарников — 77%, пыльца травянистых составляет 20%. Из пыльцы древесных большая часть принадлежит сосне — 7%. В обнажении на р. Тумара в спектре пыльца древесных составляет 90% (40% — сосна, 30% — ель, 5,5% — пихта, 1,5% — тсуга), травянистых — 7%.

На Вилюе пеледуйскому горизонту соответствует аллювий IV (50—60 м) террасы, вскрывающийся в обнажениях левого берега реки между пос. Верхне-Вилюйск и г. Вилюйск. Ниже по Вилюю аллювий IV террасы сохранился хуже и его можно наблюдать лишь в редких подмывах левого берега. Верхняя часть аллювиальных отложений здесь, как правило, сильно переветрена. Наиболее типичные и полные — обнажения аллювия IV террасы на левом берегу р. Вилюй у устья р. Тыальчима и в 8—12 км ниже устья р. Чебыда. Аллювий, относящийся к пеледуйскому горизонту, залегает в основании разреза четвертичных отложений; выше он перекрывается более молодыми аллювиальными и покровными отложениями. На левом берегу р. Вилюй в 12 км ниже устья р. Чебыда записан следующий разрез (рис. 10):

	Мощность, м
1. Почва песчаная, местами замещающаяся торфяником . . . . .	0,5—0,8
2. Суглинок и супесь сырые с ржавыми пятнами, в верхней части сильно известковистые, пронизанные корнями растений. В слое ледяные клинья, проникающие на глубину не более 1,5—2,0 м . . . . .	0,5—1,0
3. Тонкое переслаивание серых суглинков и супесей. В верхней части в большом количестве присутствует мелкий растительный материал. Сверху и до глубины 5—7 м проникают жилы ископаемого льда. Пространства между жилами заполнены льдистой илистой массой с растительным детритом. В слое встречаются кости млекопитающих позднеледниковой фаунистического комплекса, обломки раковин моллюсков, остракод и кости рыб. В составе палинологического спектра резко преобладает пыльца травянистых растений и кустарников . . . . .	3,0—4,0
4. Гиттия, книзу переходящая в темно-коричневый плотный торф (возраст по $C^{14}$ 42000±1500 лет назад, ГИН-891 и 42300±1500 лет назад, ГИН-1031), в средней части которого заключен прослой серой глины с железисто-марганцовистыми пизолитами. Много костей рыб. В палинологическом спектре существенное значение имеют древесные: <i>Pinus</i> и <i>Betula</i> ; пыльца <i>Picea</i> составляет 3% . . . . .	1,0—1,5
5. Суглинок, переходящий в верхней части в плотный ил, образующий заполнение типа погребенного термокарстового водоема, в иле много ожелезненных растительных остатков и обломков стволов лиственниц. Возраст по $C^{14}$ для одного из обломков древесины 46300±2500 лет назад (ГИН-740). Вся толща имеет серый цвет. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца травянистых. В составе древесных присутствуют береза и ольха, вероятно, главным образом, кустарниковые формы . . . . .	4,0—5,0
6. Торф темно-коричневый, плотный, смятый криогенными процессами, местами — псевдоморфозы по ледяным жилам. По ним внедряются суглинки вышележащего слоя (5). В спорово-пыльцевом спектре возрастает значение пыльцы древесных. В нижней части торфа обломки древесины лиственниц (возраст по $C^{14}$ ≥30000 лет назад, МО=140, 141) . . . . .	до 2,0

- |   |           |
|---|-----------|
| 7. Суглинок серый, плотный, однородный, залегает тонким слоем на песчаных отложениях. Местами суглинок выклинивается и тогда торфяник (слой 6) подстилается песками (слой 8) . . . . .  | до 0,8    |
| 8. Песок серый и желтовато-серый, мелкозернистый, местами глинистый, кварцевый, горизонтально- и косослоистый. Книзу количество глинистого материала увеличивается . . . . .  | 12,0—15,0 |
| 9. Супесь серая, книзу переходящая в глину серую, плотную, горизонтально- и неправильнослоистую. Образцы глины показали прямую намагниченность. Глина имеет линзовидное залегание . . . . .   | до 1,2    |
| 10. Песок серый мелкозернистый с тонкими горизонтальными прослойками, обогащенными мелким растительным детритом . . . . .   | 0,7       |
| 11. Песок серый, хорошо отсортированный, мелкозернистый, с темными примазками обугленного растительного вещества, с участками, обогащенными растительным детритом . . . . .   | 2,2       |
| 12. Песок желтый, тонкозернистый, хорошо отсортированный, горизонтальнослоистый, в средней части с прослоем глинистого песка, обогащенного растительным детритом . . . . .  | 0,9       |
| 13. Песок серый, тонкозернистый и среднезернистый с мелкой галькой и гравием. Встречаются обломки древесины. В верхней части тонкий прослой бурой песчанистой глины. В нижней части хорошо выражена косая слоистость. Встречаются шишки <i>Picea obovata</i> Ldb., <i>Picea</i> sp., <i>Larix dahurica</i> Turcz. . . . .   | 7,0       |
| 14. Песок желтый, косо- и горизонтально слоистый с гравием и галькой, со скоплениями растительного материала с шишками <i>Picea</i> и <i>Larix</i> и семенами <i>Larix dahurica</i> Turcz., <i>Menyanthes trifoliata</i> L., <i>Potamogeton perfoliatus</i> L., <i>P. acutifolius</i> Link., <i>Violla</i> sp., <i>Chara</i> sp., <i>Carex rostrata</i> Stok., <i>Carex</i> sp. С аллювием этого слоя связывается находка остатков <i>Mammuthus trogontherii trogontherii</i> (Pohl.) Образцы глин в средней части слоя оказались обратномагнитными. В самой нижней части слоя — базальный галечниковый горизонт аллювия этой террасы; гальки и мелкие валуны (гальки кремней, кварца, траптов, песчаников, известняков, глиняные гальки и окатанные куски древесины) заключены в крупнозернистый слабо отсортированный глинистый песок с гравием. В большом количестве присутствует пыльца, переотложенная из меловых пород цоколя . . . . . | 5,0—6,0   |
| 15. Песчаник рыхлый и песок светло-серый с галькой — верхнемеловые отложения — цоколь террасы.  |           |

В приведенном разрезе к пеледуйскому горизонту мы относим слои 9—14, представляющие собой нормальную аллювиальную серию, выраженную в нижней части типично русловым аллювием. Геологический возраст этих аллювиальных отложений определяется находкой остатков *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Pohl.) и *Alces latifrons* (Johns), а в обнажении у устья р. Тыльчима — *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeg.). Найденные на бечевнике под обнажением аллювия IV террасы ниже устья р. Чебыда сильно минерализованные кости *Equus cf. mosbachensis* и *Alces cf. latifrons*, по всей вероятности, также происходят из этой аллювиальной серии. Кроме того, несмотря на малочисленные палеомагнитные определения, можно отметить весьма характерное изменение полярности в аллювии IV террасы Вилюя. Фауна млекопитающих и палеомагнитная характеристика аллювия очень близки к палеонтологической и палеомагнитной характеристикам разреза Тираспольского гравия — стратотипа нижнего плейстоцена. Эти данные позволяют уверенно отнести аллювий IV террасы Вилюя к нижнему плейстоцену.

К самой верхней части разреза нижнего плейстоцена относятся аллювиальные отложения оручанской террасы в долине Лены.

*Оручанский горизонт.* Оручанская терраса и связанные с ней аллювиальные отложения выделены В. В. Колпаковым (1973) на правобережье

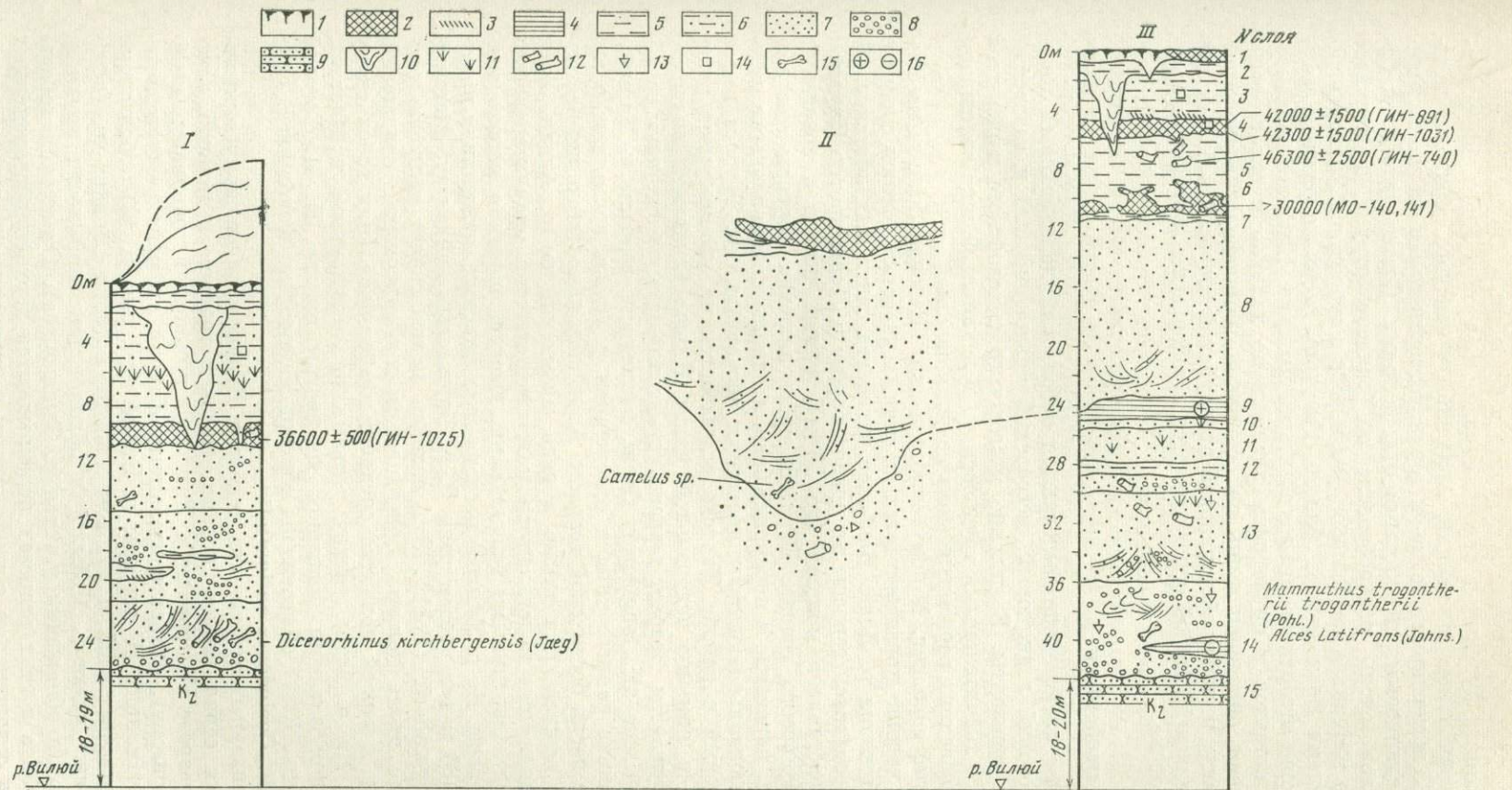


Рис. 10. Разрезы аллювия IV террасы и покровных отложений в обнажениях левого берега р. Виллюй выше г. Виллюйск

1 — почва; 2 — торф; 3 — гиттия; 4 — глина; 5 — суглинок; 6 — супесь; 7 — песок; 8 — галька; 9 — песчаник верхнего мела; 10 — ледяные жилы; 11 — растительный детрит; 12 — древесина; 13 — шишки ели и лиственницы; 14 — остатки фауны позднепалеолитического комплекса; 15 — остатки фауны хазарского и тираспольского комплексов; 16 — палеомагнитная характеристика

I — левый берег р. Виллюй у устья р. Тылычима; II — фрагмент обнажения, 8 км ниже устья р. Чебыда; III — левый берег р. Виллюй, 12 км ниже р. Чебыда

Лены в Центральной Якутии и севернее в бассейне р. Оручан на основе изучения данных бурения и строения долин притоков Лены, прорезающих ее аллювиальные отложения. Аллювий оручанского горизонта мощностью до 35 м перекрыт средне- и верхнечетвертичными озерно-аллювиальными, ледниковыми и эоловыми отложениями. Состав галечника базального слоя очень разнообразен; он свидетельствует о переносе обломочного материала на большое расстояние с территории, находящейся за пределами Верхоянской области. Галечник вверх по разрезу замещается хорошо отсортированными желтыми песками. Никаких палеонтологических остатков в оручанском аллювии не найдено и его геологический возраст определен лишь на основании геоморфологического положения между нижнеплейстоценовой пеледуйской террасой и бестяхской террасой, аллювий которой сопоставляется с тобольским горизонтом среднего плейстоцена.

### Средний плейстоцен

В среднем плейстоцене выделяются тобольский доледниковый горизонт, самаровский ледниковый, мессовский межледниковый и тазовский ледниковый горизонты. Выделение мессовского и тазовского горизонтов сопряжено со значительными трудностями. В ледниковой зоне отложения этих двух последних горизонтов пока не установлены.

*Тобольский горизонт.* К нему отнесена аллювиальная бестяхская свита, которая хорошо прослеживается на многих участках долины среднего и нижнего течения р. Лена. Наиболее четко эта свита выделяется в обнажениях бестяхской террасы на правом берегу р. Лены против Якутска, где она представлена мощной (до 30 м) толщей песков с прослоями кварцево-кремневого гравия. Верхняя часть аллювия террасы местами эродирована, перевеяна и перекрыта более поздними аллювиальными, озерными и делювиально-солифлюкционными образованиями. Терраса имеет доколь, который в районе Якутска вскрывается на уровне уреза реки, а севернее, в сторону центральной части Нижне-Алданской впадины, быстро погружается. Возраст террасы устанавливается по находкам остатков *Bison priscus* aff. *longicornis* Grom. в аллювии террасы и *Mammuthus primigenius* раннего типа в отложениях р. Суола, врезанных в аллювиальные пески бестяхской террасы. Аллювиальные отложения бестяхской свиты вскрываются также в ряде обнажений на р. Алдан. Близ устья р. Танда они подстилаются палеонтологически охарактеризованными нижнечетвертичными галечниками, выступающими в доколе тандинской террасы. На р. Линде в песчано-галечниковых отложениях на отметках 50—60 м над урезом реки Р. А. Биджаевым найден зуб *Mammuthus* cf. *trogotherii* (Pohl.). Эта находка подтверждает широкое распространение вдоль долины Лены песчано-галечниковых отложений, относящихся к первой половине среднего плейстоцена (или тобольскому горизонту). На р. Тюнг, между устьями рр. Чимидикээн и Мастаах, в погребенном аллювии, лежащем на низком доколе, Н. И. Гогиной (Леонов и др., 1961) обнаружены остатки *Mammuthus trogotherii*, *Felis spelaea* Goldf., *Coelodonta antiquitatis*.

В аллювиальных отложениях террас р. Вилюй к тобольскому горизонту относится серия тонкозернистых песков с гравием и галькой, залегающих в разрезе IV террасы р. Вилюй на нижнеплейстоценовых (пеледуйский горизонт), охарактеризованных фауной аллювиальных отложений. В отложениях IV террасы р. Вилюй (см. рис. 8, 10) тобольскому горизонту отвечает слой, в котором найдены остатки *Camelus* sp. (в обнажении ниже устья р. Чебыда) и обломок пяточной кости крупного парнопалого (в обнажении у устья р. Тыалычима). Отложения тобольского горизонта в этих разрезах перекрываются верхнеплейстоценовыми покровными отложениями с торфяниками и ледяными жилами.

*Самаровский горизонт* представлен ледниковыми и перигляциальными аллювиальными и эоловыми отложениями. Это самый древний отчетливо выраженный ледниковый горизонт плейстоцена Восточной Сибири. Ледниковые образования самаровского оледенения широко распространены в предгорьях Верхоянья. Выходы морен известны на правобережье Лены близ пос. Джарджан (нижняя бурая морена по Г. Ф. Лунгерсгаузену, 1961б, 1961в), на р. Уель-Сиктях (Галабала, Леонов, 1967) и в бассейне р. Ундюлюнг (материалы Л. М. Натапова). Отложения самаровского оледенения распространены на меньшей площади по сравнению с более молодыми ледниковыми образованиями, относящимися к зырянскому и сартанскому оледенениям (Колпаков, 1966; Кинд и др., 1971). В бассейне р. Уель-Сиктях самаровская морена, представленная буроватым песчаным валунным суглинком мощностью до 8 м, залегает на аллювии бестяхской свиты и перекрывается ледниковыми отложениями зырянского и сартанского оледенений и каргинскими межледниковыми слоями. Конечная морена самаровского оледенения обнаружена В. В. Колпаковым на левом берегу р. Бигиджан в 65 км от р. Лена. Она представлена галечниками с валунами с прослоями темно-серого песка. Мощность ледниковых отложений составляет 25 м и возрастает в сторону междуречья до 60 м. Не исключено, что значительная часть разреза ледниковых образований в этом пункте может рассматриваться как фрагменты флювиогляциального шлейфа. Выше залегает морена зырянского оледенения. В бассейне р. Мэнгкэрэ бурением вскрыты серые ленточные глины мощностью 30 м, отнесенные В. В. Колпаковым к самаровскому горизонту. Их отложение связывается с бассейном подрудного типа, образовавшимся после перегораживания ледником древнего русла р. Лена, которое было установлено при геологической съемке в бассейне р. Собопол.

Перигляциальные отложения самаровского возраста представлены перигляциальным аллювием и эоловыми образованиями. Наиболее типичный разрез перигляциального аллювия — разрез аллювиальных песков и алевритов 50-метровой террасы р. Алдан в нижней по течению реки части обнажения Мамонтова Гора. Терраса прислонена к мощной толще неогеновых образований, слагающих водораздельные пространства междуречья Алдана и Амги. Водораздельная поверхность и терраса перекрыты суглинисто-супесчаной серией покровных отложений, для которых получены радиоуглеродные даты.

Собственно аллювий террасы включает различные сингенетические криогенные текстуры: псевдоморфозы по ледяным жилам, фигуры отгибания и замещения (Катасонов, Соловьев, 1969). Характерно, что глубина проникновения псевдоморфоз не превышает 3 м. Из аллювия террасы происходят остатки *Bison priscus longicornis*, а также остатки крупного среднеплейстоценового подвида кабаллоидной лошади и мамонта раннего типа. На этом основании песчано-алевритовые аллювиальные отложения 50-метровой террасы р. Алдан относятся к среднему плейстоцену, а достаточно хорошо выраженные криогенные текстуры, свидетельствующие о развитии мерзлоты, позволяют сопоставить эти отложения с самаровским оледенением. Эти выводы достаточно хорошо подтверждаются также результатами спорово-пыльцевого анализа (Агаджанян и др., 1973).

В среднем течении Лены (обнажение у о. Кыллах) к самаровскому горизонту относится 10-метровая толща, представленная переслаиванием алевритов и глин, в которых установлен палинологический спектр, свидетельствующий о распространении елово-березовой лесотундры (Шофман, Ревердатто, 1972; Шофман, 1974). В этом же слое были найдены раковины моллюсков *Odhnevipisidium indigirense* Star. et Str., *Neopisidium subconventus* Star. et Str., *Galileja* sp., близких к моллюскам, найденным Ю. А. Лаврушиным (1963) в самаровских отложениях аллаиховской свиты (бассейн р. Индигирка).

В разрезе аллювиальных отложений бестяхской террасы к самаровскому горизонту можно, вероятно, отнести пески самой верхней части аллювия, частично перевеянные. Они содержат сингенетические криогенные нарушения: псевдоморфозы по ледяным жилам и следы мерзлотных смятий.

Эоловые песчаные накопления выделены в верхней части разреза бестяхской террасы на правом берегу р. Лена между Якутском и устьем р. Алдан. Эти осадки, представляющие собой желтоватые мелкозернистые пески с косой «эоловой» слоистостью, по представлениям В. В. Колпакова, образовались в результате ветровой переработки песчаного аллювия бестяхской террасы.

Горизонт ветрогранников установлен В. В. Колпаковым (1970) в бассейне р. Линде и на левобережье р. Лена около пос. Жиганск. Пылеватые лёссовидные отложения и супеси выделены также на правобережье Лены выше устья р. Уель-Сиктях. Они перекрывают аллювий тобольского горизонта и более древние толщи. Выше них в Приверхоанской зоне установлена морена зырянского оледенения. Жилы ископаемого льда в них отсутствуют; встречаются лишь псевдоморфозы.

Таким образом, во время самаровского оледенения в Восточной Сибири формируется перигляциальная зона. Именно со временем самаровского оледенения связываются первые достоверно установленные следы многолетней мерзлоты в Центральной Якутии. Вероятно, самаровское оледенение привело к образованию субмеридиональных рукавов в западной части долины р. Лена, в бассейнах ее левых притоков, рек Линде, Хоруонка, Сегюнде, Мэнгкэрэ (Лунгерсгаузен, 1957, 1961а, б). Эти рукава могли образоваться как результат заполнения ледником и материалом морены восточной части Ленской долины и оттеснения, таким образом, русла реки к западу.

*Мессовский горизонт.* Отложения мессовского горизонта, так же как и тазовского, устанавливаются с определенной условностью из-за фрагментарности разрезов, не позволяющей выявить достаточно четкую картину палеоклиматических изменений. В связи с этим, в ряде работ выделяется большая группа нерасчлененных средне-верхнеплейстоценовых отложений, часть которых, очевидно, при более детальных исследованиях может быть отнесена к мессовскому и тазовскому времени.

На Средней Лене отложения мессовского горизонта выделены в верхней части средней толщи в разрезе правого берега реки в районе о. Кыллаах (Шофман, 1974). Они представлены песками и суглинками. По данным палинологических исследований (см. рис. 9), во время накопления мессовских осадков произрастала темнохвойная тайга из сибирского кедра и ели, а также светлохвойные сосново-лиственничные леса. Климат был, по-видимому, близок к современному. Характер климата, ландшафтные особенности и условия залегания этих отложений выше самаровского горизонта служат основанием для отнесения их к мессовскому межледниковью.

К мессовскому горизонту в том же разрезе относится погребенная почва, выделенная геологами Молвинской партии Якутского геологического управления. На поверхности почвы были найдены остатки, принадлежащие, по определению Э. А. Вангенгейм, *Equus caballus* L., *Coelodonta antiquitatis* Blum. и характеризующие, возможно, верхнюю часть среднего плейстоцена. Отложения мессовского горизонта в верхней части разреза нарушены эпигенетическими криогенными образованиями, представляющими собой псевдоморфозы по ледяным клиньям.

На правобережье р. Лена почти против Якутска выделяются аллювиальные отложения долины р. Суола, которая врезана в аллювий бестяхской террасы. Из этих отложений происходят остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) (ранняя форма), свидетельствующие об их возможно поздне-среднеплейстоценовом (мессовском?) возрасте.

На р. Вилюй мессовскому горизонту могут соответствовать песчано-галечниковые отложения основания аллювия III надпойменной террасы (см. рис. 8), которые характеризуются палинологическим комплексом, указывающим на сравнительно умеренный климат. На пыльцевой диаграмме, составленной М. М. Пахомовым (Пахомов и др., 1975), в этой части разреза III террасы в пыльце древесных заметное место занимает пыльца *Picea*, *Pinus silvestris* и *Pinus sibirica*.

Вероятно, при более детальных исследованиях отложения мессовского горизонта могут быть выделены и в других районах Центрально-Якутской низменности и Приверхоянья.

*Тазовский горизонт.* Отложения тазовского горизонта устанавливаются в ряде разрезов Центральной Якутии по присутствию сингенетических криогенных нарушений, палинологических спектров, характеризующих похолодание, а также по соотношению с мессовскими и казанцевскими отложениями. В Приверхоянской области морена тазовского оледенения в настоящее время не выделяется, а ранее определявшиеся как тазовские черные валунные суглинки на р. Лена, близ устья р. Джарджан и в обнажениях на реках Джарджан, Собопол и Кыра-Тирехтях (Решения Межведомственного совещания..., 1963) после проведенного здесь геологического картирования были отнесены к зырянскому оледенению (Колпаков, 1970). На Средней Лене в разрезе против о. Кыллаах тазовскому времени соответствуют хорошо выраженные псевдоморфозы по ледяным клиньям, которые разбивают погребенную почву, венчающую осадки мессовского горизонта. Выше залегают пески, относящиеся к казанцевскому межледниковью. В нижнем течении р. Алдан к тазовскому горизонту относятся суглинки и супеси в верхней части аллювия 35-метровой надпойменной террасы, из которых происходят остатки *Mammuthus primigenius* (ранний тип), *Equus caballus* (крупная форма), *Dicrostonyx torquatus* Pall., *Lemmus obensis* Pall. и *Ochotona hyperborea* Pall. (Вангенгейм, 1961). Палинологические спектры из этих отложений характеризуют растительность тундрового типа. На правом берегу р. Алдан этому горизонту, возможно, соответствуют валунно-галечниковые флювиогляциальные отложения, вскрывающиеся в Чуйском обнажении.

Отложения тазовского горизонта выделяются также в разрезе аллювия III надпойменной террасы р. Вилюй выше косослоистых песков и галечников, слагающих 4—5-метровую пачку основания аллювия террасы. Тазовские тонкозернистые пески и супеси с прослоями и линзами серых алевролитов, как правило, горизонтально слоистые, очень напоминают перигляциальный аллювий. По данным палинологических исследований М. М. Пахомова, они содержат пыльцу, главным образом, травянистых растений и кустарников, указывающую на ландшафт, близкий к лесотундровому.

### Верхний плейстоцен

В верхнем плейстоцене выделяются отложения казанцевского, зырянского, каргинского и сартанского горизонтов.

*Казанцевский горизонт.* Несмотря на детальные геолого-съёмочные работы, выполненные в Западном Верхоянье, отложения этого горизонта не установлены. В Жиганском районе и части долины р. Лена между рр. Мэнгкэрэ и Ундюлюнг выделяются озерно-аллювиальные мессовско-казанцевские отложения (Кинд, Колпаков, Сулержицкий, 1971), залегающие между моренами самаровского и зырянского оледенений и датированные по  $C^{14} > 45\ 000$  лет назад. При этом морена тазовского оледенения в данном районе вообще не известна. Вероятно, более детальное стратиграфическое расчленение ледниковых и межледниковых образований может быть сделано на разрезах северных районов, например, в бассейне р. Джарджан, где были установлены межледниковые озерные осад-

ки с торфом, подстилающие морену зырянского оледенения (Алексеев и др., 1966).

В перигляциальной зоне достаточно определенно выделяются аллювиальные и озерные отложения, относящиеся к казанцевскому межледниковью. В среднем течении р. Лена Г. Ф. Лунгерсгаузенем были описаны аллювиальные супеси, пески и галечники сангяхтатской террасы (Решения Межведомственного совещания..., 1963). Отложения сангяхтатского горизонта (соответствующего казанцевскому) описаны на левобережье Лены Р. О. Галабала и Б. Н. Леоновым (1967). Они представлены песками с прослоями галечников общей мощностью до 10 м, содержат остатки млекопитающих *Bison priscus deminutus* Grom., *Equus caballus*, *Mammuthus primigenius* и *Alces alces*. В спорово-пыльцевом спектре пыльца березы составляет до 48%, ольхи — 40—50%, сосны — 6—10% и ели — 4—5%. Возраст этих отложений определяется также их положением в системе ленских террас между самаровским и зырянским горизонтами.

В долине среднего течения Лены И. Л. Шофман (1974) выделила 30-метровую толщу казанцевских аллювиальных отложений, вскрывающихся в обнажении правобережья Лены у о. Кыллаах. Казанцевские отложения представлены здесь желтыми и серыми мелкозернистыми хорошо промытыми и глинистыми песками, горизонтально- и волнистослоистыми, реже — косослоистыми. В составе палинологического спектра резко преобладает пыльца древесных: *Picea*, *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris* (см. рис. 9). Ниже этой толщи выделен горизонт ископаемой почвы с псевдоморфозами по ледяным жилам, которые относятся к тазовскому времени. Отложения с близкой палинологической характеристикой были описаны И. Л. Шофман (1974) также в верхней супесчаной пачке 40-метровой террасы на правобережье Лены против пос. Пеледуй.

В долине р. Вилюй в казанцевское время были сформированы песчано-галечниковые и супесчаные отложения нижней части аллювия II (22—25-метровой) террасы (см. рис. 8). В отложениях этой террасы у пос. Верхне-Вилюйск М. М. Пахомовым (Пахомов и др., 1975) установлен палинологический спектр, в котором существенную роль играет пыльца *Picea*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *Alnaster*, *Salix*. Выше роль пыльцы древесных сокращается за счет увеличения пыльцы травянистых. Формирование верхней части разреза более высокой III террасы р. Вилюй, как уже отмечалось, относится ко времени тазовского оледенения. Этими соотношениями и определяется собственно казанцевский возраст нижней части аллювиальных отложений II террасы р. Вилюй.

В разрезе покровных отложений, вскрывающихся на левом берегу р. Вилюй в 12 км ниже устья р. Чебыда, к казанцевскому горизонту относится нижний торфяник и перекрывающие его озерные суглинки. Палинологическими исследованиями, выполненными Р. Е. Гитерман (1963) и М. М. Пахомовым (Пахомов и др., 1975), установлен палинологический спектр, характеризующий березово-сосново-лиственничный лес с примесью ели. Стратиграфическое положение этих отложений достаточно определенно устанавливается из соотношения с залегающими выше суглинками, относящимися к зырянскому горизонту, и серией датированных по  $C^{14}$  отложений каргинского горизонта. Для образцов древесины из казанцевского торфяника получены запредельные даты —  $\geq 30\ 000$  лет назад (МО-140, 141). Из отложений казанцевского горизонта на Вилюе известны многочисленные находки остатков млекопитающих позднелеолитического фаунистического комплекса.

В северной части Средне-Сибирского плоскогорья в бассейнах рек Анабар и Оленёк, благодаря работам В. В. Жукова и др. (1961, 1970), выделена серия осадков, представленных песками, галечниками, местами переслаивающимися песками и супесями с прослоями растительного детрита и торфа. Из средней части разреза пресноводных отложений оп-

ределены диатомей *Stauroneis acuta* W. Sm., *S. phoenicenteron* Ehr., *Cymbella aspera* (Ehr.) Cl., *C. ehrenbergii* Kütz., *Gyrosigma attenuatum* (Kütz.) Rabenh., *Cumatopleura elliptica* (Breb.) W. Sm., типичные для микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья Европейской части СССР. В верхней части разреза установлен комплекс северо- и южно-бореальных умереннотеплолюбивых диатомей *Anomoeoneis sphaerophora* (Kütz.) Pfitz., *Navicula oblonga* Kütz., *Cymbella ehrenbergii* (Kütz.), являющихся руководящими для отложений казанцевского горизонта в низовьях Енисея. Выделен также спорово-пыльцевой спектр, характеризующий лесные ландшафты.

*Зырянский горизонт* достаточно хорошо устанавливается как в ледниковой, так и в перигляциальной зонах. Зырянское оледенение было самым крупным оледенением в Верхоянской горной стране. Морены его распространены в предгорной области. В ряде мест они вскрываются в береговых обрывах на правобережье Лены и Алдана. В районе Жиганска на левом берегу Лены морена в виде отдельных блоков заключена в песчаные отложения 40—45-метровой террасы. Согласно представлениям Г. Ф. Лунгерсгаузена (1961) и В. В. Колпакова (1966), зырянский ледник у Жиганска переходил на левый берег Лены и, таким образом, в обнажении 40—45-метровой террасы вскрывается конечная морена зырянского оледенения. Автор настоящей работы считает, что куски морены, очевидно, были перенесены речным льдом или мореносодержащим льдом зырянского ледника с правого на левый берег и затем замыты в песчаном аллювии террасы. Несомненно, что ледник в какой-то степени блокировал реку, возможно «отжимал» русло к западу. Сток в это время происходил по Ленско-Хоруонкскому рукаву. В этой связи важно отметить, что верхоянские валуны наблюдались в основании песчаной толщи долинного зандра в низовьях р. Линде на расстоянии более 100 км от ее устья. Это достаточно определенно указывает на существование течения в направлении, противоположном современному течению р. Линде, т. е. на существование гляциообсеквентного Линденско-Хоруонкского рукава<sup>5</sup>.

Морена зырянского ледника представлена темно-серым валунным суглинком. Каменный материал состоит из песчаников и алевролитов, принесенных с Верхоянских гор. Зырянская морена почти повсеместно перекрыта отложениями каргинского и сартанского возраста. Мощность конечной морены, имеющей пестрый, преимущественно галечниковый состав, достигает местами 40 м. Не исключено, однако, что часть разреза мощного зырянского ледникового комплекса представляет собой флювиогляциальные образования. Из толщи ледниковых отложений, обнажающихся на правом берегу Алдана в 0,5 км ниже устья р. Куранах на высоте 6 м над урезом реки был отобран образец древесины, для которого получена дата >35 000 лет назад (МГУ-ИОАН-52) (Гракова и др., 1971), что в общем не противоречит отнесению ледниковых отложений в бассейне нижнего течения Алдана к зырянскому оледенению.

В перигляциальной зоне Центральной Якутии с зырянским оледенением связывается часть разреза покровных суглинисто-супесчаных и тонкопесчаных отложений с ископаемыми льдами. Эти отложения залегают ниже каргинских торфяников и супесей, имеют различное происхождение. Частично это — озерные осадки, образовавшиеся в водоемах, вероятно, термокарстового типа, частично они представляют криогенные супесчаные и суглинистые образования, при этом лед составлял около 50—50% от объема породы. Они залегают на коренных породах, например на междуречье Лены и Кенкеме к северу от Якутска, на самаровских

<sup>5</sup> Термин «гляциообсеквентный рукав» был предложен Г. Ф. Лунгерсгаузенем (1957), считавшим, что ледник переходил на левый берег Лены, создавая мощную подпрудку. Подпрудный бассейн при этом распространялся далеко к северу в пределы Центрально-Якутской низменности. Более поздние исследования не подтвердили существования столь обширного бассейна.

лёссовидных отложениях — на Лено-Амгинском междуречье, на средне- и верхнечетвертичных озерно-аллювиальных песках. Покровные отложения представлены также эоловыми песчаными и пылеватыми накоплениями. Вероятно, с зырянским временем можно связывать часть верхнечетвертичных горизонтов ветрогранников (Колпаков, 1973), которые свидетельствуют о существовании ландшафтов холодной пустыни. На Алдане для образца древесины из покровных отложений, венчающих самую высокую часть обнажения Мамонтова Гора, была получена радиоуглеродная дата  $>45\ 000$  лет назад (МГУ-ИОАН-122). Из этих отложений происходят многочисленные остатки млекопитающих позднепалеолитического фаунистического комплекса (Вангенгейм, 1961).

В долине р. Вилюй зырянскому оледенению отвечает пачка аллювия перигляциального типа разреза II террасы. В обнажении у Верхне-Вилюйска Р. Е. Гитерман (1963) и М. М. Пахомовым (Пахомов и др., 1975) установлены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о резком сокращении роли пыльцы древесных и увеличения пыльцы травянистых растений. В этих же отложениях в этом и в других обнажениях II террасы найдены остатки млекопитающих позднепалеолитического фаунистического комплекса с мамонтом позднего типа. Тонкопесчаные, супесчаные и суглинистые отложения зырянского времени заключают многочисленные сингенетические следы интенсивного развития мерзлоты, включая мощные (проникающие на глубину до 5 м) ледяные жилы. Перигляциальный аллювий зырянского оледенения на Вилюе подстилается в основании разреза II террасы аллювиальными песчано-галечниковыми и супесчаными осадками, относящимися ко времени казанцевского межледникового.

*Каргинский горизонт.* Каргинские межледниковые отложения достаточно уверенно выделяются в ледниковой и перигляциальной зонах. На правобережье Нижней Лены и Алдана они представляют собой аллювий, перекрывающий в нескольких пунктах морену зырянского оледенения. Геологической съемкой (Колпаков, 1966) установлено, что в этих районах межморенные каргинские отложения литологически пестры и невыдержанны. Галечники с валунами, включенными в темно-серую супесь и песок, замещаются серыми супесями и суглинками с линзами торфа с остатками древесины. Довольно часто каргинские отложения представлены песками желтыми, серыми, темно-серыми или почти черными (мощность до 40 м), при этом базальный галечник нередко отсутствует. В Приверхойнской области (в нижнем течении Лены) для межледниковых каргинских отложений была получена серия радиоуглеродных дат (Кинд и др., 1971) в интервале от  $37\ 300 \pm 700$  (ГИН-343) до  $33\ 600 \pm 700$  лет назад (ГИН-339). Датировки начала и завершения каргинского межледникового в Приверхойнской ледниковой области пока не получены. С каргинскими отложениями связаны остатки фауны позднепалеолитического комплекса.

В перигляциальной зоне Центрально-Якутской низменности отложения каргинского горизонта выделяются в разрезах аллювия террас и покровных толщ. Возраст их обосновывается радиоуглеродными датами в пределах примерно от 45 000—40 000 до 25 000 лет назад<sup>6</sup>. В бассейне р. Алдан к каргинскому горизонту относятся суглинки и супеси, вскрывающиеся в верхней части 80-метровой уровня обнажения Мамонтова Гора и датированные по  $C^{14}$   $36\ 400 \pm 600$  лет назад (МГУ-ИОАН-55). Каргинскими также следует считать серые суглинки с остатками древесины, залегающие на аллювиальных отложениях 50-метровой террасы

<sup>6</sup> Н. В. Кинд, В. В. Колпаков и Л. Д. Сулержицкий (1971) в интервале 31 000—32 000 лет назад выделяют жиганскую ледниковую стадию, считая ее концом сарганского оледенения. В более поздней работе Н. В. Кинд (1973) указывает, что каргинское межледниковье охватывает интервал от 50 000 до 25 000 лет назад. Вопрос о длительности каргинского межледникового, очевидно, еще требует уточнения.

Алдана в том же обнажении. Образцы древесины, собранные с глубины 3,0 и 8,0 м от поверхности, датированы соответственно  $40\ 600 \pm 550$  (МГУ-ИОАН-56) и  $44\ 000 \pm 1900$  лет назад (МГУ-ИОАН-121). Для образца древесины из покровных суглинков 30-метровой террасы Алдана получена дата  $35\ 300 \pm 1500$  лет назад (МГУ-ИОАН-123). Из нижней части разреза покровных суглинков в Чуйском обнажении (правый берег р. Алдан выше устья р. Тумара, 30–35 м над урезом воды) по остаткам древесины получена дата  $32\ 300 \pm 1300$  лет назад (МГУ-ИОАН-50).

В бассейне р. Татта, по материалам изысканий Ленгидропроекта, каргинский торфяник, датированный  $34\ 400 \pm 800$  лет назад (ИМ СО АН-44), вскрыт скважинами на глубине 16,0–16,4 м от поверхности (Костюкевич и др., 1974).

В долине Средней Лены к каргинскому горизонту относятся аллювиальные отложения II надпойменной террасы (за исключением верхней части разреза с криогенными текстурами, соответствующими сартанскому оледенению). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из аллювия II террасы Лены, свидетельствуют о распространении сосновых и березовых лесов с участием сибирского кедра. Климат времени накопления аллювия был, очевидно, близок к современному (Шофман, Ревердатто, 1972). На Виллое каргинские аллювиальные пески и галечники залегают в цоколе I надпойменной террасы. На правом берегу р. Виллой в 3,5 км ниже пос. Верхне-Виллойск был изучен разрез I террасы, которая в нескольких десятках метров от берега прислонена к более высокой II террасе. Мощность косослоистых песков с галькой и гравием не превышает здесь 2,5–3 м. Для обломка древесины из этих отложений была получена дата  $34\ 800 \pm 1000$  лет назад (ГИН-746). В разрезе покровной серии осадков к каргинскому межледниковому горизонту относится верхний торфяник в обнажениях левого берега Виллой ниже устья р. Чебыда и торфяник, залегающий на аллювии IV террасы у устья р. Тылалычима (см. рис. 10). Для обломков древесины из этих торфяников получены даты:  $42\ 300 \pm 1500$  (ГИН-1031),  $42\ 000 \pm 1500$  лет назад (ГИН-891) — для первого и  $36\ 600 \pm 500$  лет назад (ГИН-1025) — для второго. Торфяник в обнажении ниже устья р. Чебыда с датами  $42\ 300 \pm 1500$  и  $42\ 000 \pm 1500$  подстилается суглинисто-супесчаными отложениями озерного происхождения, слоистость которых подчеркивает формирование термокарстового водоема, возможно аласного типа. В суглинках найдены обломки стволов лиственниц. Для одного из обломков была получена дата  $46\ 300 \pm 2500$  лет назад (ГИН-740). Этот фрагмент разреза покровной толщи, таким образом, свидетельствует о некоторой деградации мерзлоты в каргинское время. Формирование торфяника и перекрывающей его 3-метровой пачки озерных суглинков, по данным палинологических исследований (Гитерман, 1963; Пахомов и др., 1975), совпадало по времени с относительным потеплением климата. Оно выразилось в появлении лесных сообществ, состоящих из лиственницы, березы, ели и сосны. С отложениями каргинского межледникового горизонта связаны многочисленные остатки фауны позднепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа.

*Сартанский горизонт* представлен комплексом ледниковых отложений и перигляциальными аллювиальными, делювиально-солифлюкционными, криогенными и эоловыми образованиями.

На правобережье Лены, в Приверхоянье, ледники сартанского оледенения распространялись менее широко, чем во время зырянского оледенения. Стадиальный характер зырянского оледенения установлен А. И. Медяцевым (Алексеев и др., 1961) в бассейнах рр. Дянышка, Собопол и автором в бассейне р. Б. Хандыга. Выделены три стадии развития последнего оледенения, отмеченные соответствующими краевыми образованиями, и установлено в самых общих чертах последовательное сокращение этого оледенения. Позже, благодаря геологической съемке

и радиоуглеродному датированию, для сартанского оледенения были выявлены четыре отчетливо выраженные стадии с соответствующими конечноморенными образованиями, основными моренами, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями (Кинд и др., 1971).

Самая древняя жиганская стадия зарегистрирована на правобережье Лены по серии конечноморенных гряд на рр. Собопол, Мэнгкэрэ, Бытантай, Улахан-Саккырыр, Бухурук и Дулгалах. В. В. Колпаков считает, что, так же как и для зырянского оледенения, около Жиганска имеются следы перехода этого ледника на левый берег Лены. Автор настоящей работы не разделяет эту точку зрения. Представляется мало вероятной возможность заполнения долины Лены верхоянским ледником и переход ледника через реку, русло которой имеет ширину 10 км и более. К тому же, все краевые образования сартанского оледенения находятся на правобережье Лены. Бесспорным можно считать, что ледник спускался в реку, поставляя большое количество обломочного материала верхоянского происхождения. Часть мореносодержащего льда переносилась течением на левый берег Лены. Обломочный материал, куски и отдельные блоки морены откладывались на бечевниках и пойме и замыкались в аллювии.

Как установлено геологической съемкой (ВАГТ, Министерство геологии СССР), ледниковые образования сартанского горизонта на значительных пространствах перекрывают отложения каргинского и зырянского горизонтов. Достаточно четкие соотношения разновозрастных ледниковых и межледниковых отложений выявлены в обнажениях правых притоков Лены — Уель-Сиктях, Мэнгкэрэ, Собопол, Оручан, Ундюлюнг и некоторых других. Основная морена сартанского оледенения представляет собой темно-серый валунный суглинок или супесь мощностью местами до 20 м, но обычно не превышающей нескольких метров.

В разрезах сартанского горизонта Приленской Якутии выделяются четыре ледниковые стадии и межстадиальные слои (Кинд и др., 1971; Кинд, 1974). Ниже приводятся стратиграфические подразделения и радиоуглеродные датировки, положенные в основу хронологии последнего верхнеплейстоценового оледенения Западного Верхоянья (табл. 6).

Анализ имеющихся материалов, положенных в основу выделения жиганской стадии, как наиболее продвинувшейся во время сартанского оледенения, показывает, что в этом много спорных и нерешенных вопросов. Сюда относятся отсутствие дат из разрезов отложений жиганской стадии, неопределенность соотношений конечноморенного вала на р. Мэнгкэрэ (ограничивающего распространение ледника этой стадии) и разреза с остатками морены близ пос. Жиганск, кратковременность жиганской стадии (1000—2000 лет), хронологическое положение этой стадии в интервале, соответствующем каргинскому межледниковью, и т. д.

Фактически датированы, как это видно в табл. 6, лишь отложения нижнеленского межстадиала и межстадиала, предшествующего сегемдинской стадии сартанского оледенения. Хорошо выражена улахан-кюельская стадия, представленная серией крупных конечноморенных амфитеатров и других краевых ледниковых образований. С улахан-кюельской стадией связывается горизонт ветрогранников, наложенный на отложения жиганской стадии и прослеживающийся на широких пространствах в низовьях Лены от устья р. Вилюй до пос. Кюсюр (Колпаков, 1970).

Сигенехская стадия проявилась в Приверхоянье менее четко. Последняя, сегемдинская, стадия выражена в виде системы конечноморенных гряд. Краевые образования этой стадии связаны с троговыми долинами, по которым ледники спускались с Верхоянских гор в сторону наклонной Приверхоянской равнины и долины Лены.

В перигляциальной зоне сартанскому оледенению соответствует серия отложений, включающих перигляциальный аллювий, делювиально-солифлюкционные, криогенные и эоловые образования. В долине Средней Лены

Таблица 6

## Хронология сартанского оледенения (по Н. В. Кинд, 1974а)

Стратиграфические подразделения	Радиоуглеродные даты и их местоположение	Датируемые образования		
Голоцен	Даты 9000 лет и позже 9800 ± 700 (ГИН-384), р. Добрая I надпойменная терраса 10325 ± 35 (ГИН-153), р. Самальджикан I надпойменная терраса	Пойма, I надпойменные террасы Отложения мелких ледниковых подвижек в горах		
Сартанский горизонт	Поздняя стадия оледенения Межстадиал	Конечноморенные образования, флювиогляциальные и озерные отложения, дюнные пески		
	Сегемдинская стадия Межстадиал		15100 ± 60 (ГИН-332) 15850 ± 60 (ГИН-333), р. Ундюлюнг	
	Сигенехская стадия Межстадиал		II надпойменная терраса р. Лена	
	Улахан-кюельская стадия Нижнеленский межстадиал			25900 ± 1000 (ГИН-188)? р. Омолуй
				26000 ± 1600 (МО-215) д. Чекурровка
				26800 ± 600 (МГУ-44)? Мамоптова гора
	29500 ± 250 (ГИН-345), г. Жиганск			
	30400 ± 300 (ГИН-224), г. Жиганск			
Жиганская стадия		Конечноморенный вал р. Менгкэрэ		
Каргинский горизонт	33700 ± 300 (ГИН-155), р. Ненингде и более древние даты	Межморенные озерно-аллювиальные отложения Лены и ее притоков		

климатические колебания, характерные для времени сартанского оледенения, установлены в аллювии I надпойменной террасы, вскрывающемся в обнажении правого берега реки выше пос. Допарай (Шофман, Ревердатто, 1972). По данным палинологических исследований в разрезе I террасы Лены зарегистрированы три фазы потепления и две фазы похолодания. В нижней части аллювия выделяется горизонт с сингенетическими криогенными текстурами.

Р. Е. Гитерман (1963) отмечает, что по палинологическим данным для времени сартанского оледенения в перигляциальной зоне Центральной Якутии было характерно господство злаково-разнотравных ассоциаций со значительным участием ксерофитов. В бассейне Вилюя к сартанскому горизонту относятся аллювиальные отложения I надпойменной террасы, которые имеют характерные перигляциальные черты и содержат следы сингенетических ледяных клиньев и псевдоморфоз по ним. Так же как и на Средней Лене по палинологическим данным (Пахомов, Шофман, Прокопчук, 1975) в разрезе I террасы Вилюя выделяются холодные и относительно более теплые фазы, указывающие на климатические колебания.

Таблица 7

## Схема корреляции антропогенных отложений Забайкалья, Приамурья и Приморья \*

Стратиграфические подразделения		Западное Забайкалье	Восточное Забайкалье	Амуро-Зейская депрессия		
Четвертичная	Верхний плейстоцен	Голоцен	Аллювий поймы, озерные, делювиально-пролювиальные, золовые отложения и торфяники. В средней части разреза — климатический оптимум.	Аллювий поймы, озерные, делювиально-пролювиальные отложения и торфяники.	Аллювий поймы, озерные и делювиальные отложения, торфяники. Климатический оптимум в средней части разреза.	
		Сарганский	Перигляциальный аллювий I террасы р. Чикой. Стоянка р. Ошурково в верхней части разреза 7-метровой террасы р. Селенга. Фауна позднелепидолитического комплекса.	Морены и флювиогляциальные отложения. Аллювий I террасы, верхний горизонт покровных супесей и суглинков.	Аллювиальные отложения 10—15-метровой террасы р. Зей с остатками <i>Mammuthus primigenius</i> и <i>Equus</i> sp. Березово-лиственничное редколесье.	
		Каргинский	Почва в разрезе делювиальных и лёссовидных образований; аллювий 8-метровой террасы р. Хилок с остатками фауны позднелепидолитического комплекса. Сосново-лиственничные леса.	Средний горизонт погребенной почвы в разрезе покровных отложений.		
		Зырянский	Морены и сопряженные аллювиальные отложения р. Чикокона. Аллювий II террасы р. Чикой. Нижняя часть разреза лёссовидных образований.	Морена и флювиогляциальные отложения. Верхняя часть разреза III террасы р. Шилка с криогенными нарушениями. Остатки фауны позднелепидолитического комплекса.		
		Казаинский	Средняя часть аллювия III террасы р. Чикой. Лесостепь с березой, сосной и примесью широколиственных (дуба, вяза, липы).	Погребенная почва. Основание аллювия III террасы р. Шилка. Остатки раковин <i>Margaritana daurica</i> .	Аллювий и озерно-аллювиальные отложения 15—20-метровой террасы р. Зей. Хвойно-березовые леса с участием широколиственных пород.	
	Средний плейстоцен	Таовский	Нижняя часть аллювия III террасы р. Чикой с криогенными текстурами. Полынная степь с кустарниковой березой.	Глибовый горизонт в долинах рек Джиды и Тура.	Озерно-аллювиальные пески, галечники, глины, суглинки и супеси 30—40-метровой террасы р. Зей с остатками <i>Mammuthus primigenius</i> .	Аллювий р. Гарь. Березово-лиственничное редколесье, тундра.
		Самаровский	Озерные пролювиально-делювиальные и золовые отложения криволесной толщи с криогенными нарушениями. Остатки <i>Mammuthus primigenius</i> — ранняя форма. Остатки <i>Camelus sibiricus</i> и др. в основании разреза.	Ледниковые образования в горах северных районов. Лёссовидные накопления и горизонт глибового делювия в долинах рек Джиды и Шилка.		
		Тобольский	Озерно-аллювиальные отложения с раковинами <i>Pisidium subtruncatum</i> . Лесостепь с участием сосны, ели, кедр, ольхи, березы и ивы.	Аллювий V террасы р. Шилка. Господство степной растительности.	Аллювий р. Гарь. Мелколиственные и смешанные леса с участием широколиственных пород.	

\* Составлена по материалам Л. П. Александровой, М. Н. Алексева, М. А. Ахметьева, Н. П. Ахметьевой, Д. Б. Базарова, И. И. Берсенева, Э. А. Вангенгейм, В. В. Вихлянцева, Г. С. Ганешина, В. Г. Гербовой, Л. В. Голубевой, Л. Н. Иваньева, Л. П. Карауловой, Е. И. Корнутовой, Е. М. Малаевой, Е. М. Назаренко, М. А. Певзнера, Э. И. Равского, Ю. Ф. Чеменкова, 1974 г.

Средне-Амурская депрессия	Приморье		
Аллювий поймы, озерные отложения, делювий, торфяники.	Пески и галечники берегового вала у оз. Тальми с раковинами <i>Rapa</i> и <i>Anadara subcrenata</i> 5630±110 (ГИН-739а), 6000±130 (ГИН-739б). Гумусированный суглинок в верхней части I террасы.		
Озерные суглинки с криогенными нарушениями. Березово-лиственничное редколесье.	Нижняя часть аллювия I террасы р. Виноградная. Растительность открытых пространств с кустарниковой березой. Аллювий верхней части разреза II террасы 22260±500 (ГИН-745).	Озерные илы, песок и гравий в верхней части разреза Ханкайской впадины. Растительность травянистая с участием кустарниковой березы.	
Ископаемая почва с остатками древесины 25800±820 (ГИН-627), озерные суглинки у пос. Сарапульское; аллювий в долине р. Б. Вира 34600±800 (ГИН-712).	Аллювий нижней части разреза II террасы р. Виноградная 35000±130 (ГИН-744). Глины и торф в подоле II террасы р. Виноградная 41400±1000 (ГИН-383).	Культурные слои пещеры Географического общества. Остатки фауны позднелолитического комплекса.	Озерные слои Ханкайской впадины. Темнохвойная тайга.
Озерно-аллювиальные суглинисто-супесчаные отложения (средняя толща).	N Илистые пески и глины в разрезе Ханкайской впадины. Березово-светлохвойные леса с участием ели.		
Нижний почвенный комплекс в разрезе озерно-аллювиальных суглинков у пос. Сарапульское.	N Илистые пески и глины в разрезе Ханкайской впадины. Темнохвойная тайга южного типа.	Морская терраса высотой 15—20 м.	
Озерно-аллювиальные суглинки и супеси под нижним почвенным комплексом в разрезе у пос. Сарапульское.	R		
Вяземский надгоризонт. Озерные и аллювиальные отложения в подоле 15-метровой террасы р. Усури. Березово-лиственничное редколесье. Остатки <i>Mammuthus trogontherii</i> .	N Аллювий 30—40-метровой террасы. N Березовые леса с примесью ели и сосны.	Песчано-глинистая толща в разрезе Ханкайской впадины. Темнохвойная тайга и березово-светлохвойные леса.	
Озерные и аллювиально-озерные отложения под более молодыми осадками в центральных частях депрессии. Темнохвойные и хвойно-широколиственные леса.	N Пески и галечники в разрезе Ханкайской впадины. Березово-лиственничные леса с примесью ели. Ландшафты горной тундры на Сихотэ-Алине.  N Иловатые пески, пески и галечники в разрезе Ханкайской впадины. Хвойно-широколиственные леса.		

Эпоха Брунес (N)

Базальты

Эпоха Брунес (N)

Таблица 7 (окончание)

Стратиграфические подразделения.		Западное Забайкалье	Восточное Забайкалье	Амуро-Зейская депрессия
Четвертичная	Нижний плейстоцен	Проллювиальные супесчано-щебнистые сероцветные отложения с фауной тологойского комплекса ( <i>Equus ex gr. sanmeniensis</i> — поздняя форма, <i>Coelodonta tologojensis</i> , <i>Eolagurus simplicidens simplicidens</i> и др.). Лесостепь с участием сосны и широколиственных деревьев.	Аллювий VI террасы рек Шилка и Онон. Лесостепь с участием кедра, ольхи, лещины и дуба.	Аллювий, озерно-аллювиальные отложения 60—80-метровой террасы р. Зей. Мелколиственные леса, кустарниковые виды берез.
	Эоплейстоцен	Красно-бурые суглинки с фауной итанцинского комплекса ( <i>Equus ex gr. sanmeniensis</i> — ранняя форма, <i>Ictanzatherium angustirostre</i> и др.). Красноцветные глины и суглинки Додогила с <i>Villanyia laguriformes</i> и др.	Базальты	Аллювий 80—100-метровой террасы р. Зей. Хвойно-широколиственные леса с участием тсуги.
Неоген	Плиоцен	Проллювиально-делювиальные и озерные отложения чикойской свиты с остатками фауны млекопитающих чикойского комплекса. Красноцветная кора выветривания и продукты ее перемыва.	Кангильская свита — серые аллювиальные пески и алевроиты (средняя часть разреза). Темнохвойные и хвойно-широколиственные леса.	Белогорская свита. Аллювий и озерно-аллювиальные отложения. Хвойно-широколиственные леса с участием неогеновых реликтов.

К сартанскому горизонту относится также верхняя часть покровных суглинков и супесей с линзами торфа и гиттий, а также широко распространенные эоловые образования, дюнные пески в бассейне нижнего течения р. Вилюй. Для покровных толщ очень характерны ледяные жилы, проникающие из-под маломощного голоценового делювия или торфяников на глубину до 10 м. Это — последняя генерация крупных ледяных жил, свидетельствующая о холодном и весьма сухом климате времени сартанского оледенения. Так же, как из каргинских, из сартанских отложений происходят многочисленные остатки млекопитающих позднепалеолитического фаунистического комплекса с мамонтом позднего типа.

### Голоцен

К голоцену относятся молодые осадки, накопившиеся в течение последних десяти тысяч лет. В пределах рассматриваемой территории — это ряд различных по генезису отложений: аллювий пойм и первых террас крупных рек и их притоков, элювий, делювиально-солифлюкционные образования, коллювий, озерные и болотные суглинисто-супесчаные накопления, торфяники и гиттии, отложения ледникового комплекса высокогорных районов Верхоянья и песчаные эоловые образования («тукуланы»). К голоцену относятся также образования криогенного типа: сории, связанные с развитием полигональных форм, небольшие эпигенетические ледяные жилы, маломощные горизонты галечников, выжатых на поверхность мерзлотными процессами из элювия коренных пород, содержащих гальку. На части таких галек имеются следы ветровой обработки.

Для аллювиальных отложений I террасы притоков Лены, берущих начало с Верхоянских гор, получены датировки  $10\ 325 \pm 35$  (ГИН-135) на р. Самальджикан (приток р. Хоруонка),  $9260 \pm 70$  лет назад (ГИН-272) и  $7100 \pm 40$  лет назад (ГИН-271) на р. Ундюлюнг,  $6200 \pm 50$  лет назад

Средне-Амурская депрессия		Приморье	
Эпоха Бронес (N)	N Нижняя пачка сарапульской сероцветной толщи алевритов. Хвойно-широколиственные леса.	N Нижняя часть разреза бурых суглинков.	Глины и песок с гравием в разрезе Ханкайской впадины. В верхней части темнохвойная тайга, в нижней части — хвойно-широколиственные леса.
Эпоха Матуяма (R)	R Красноцветные глины, алевриты и глинистые пески с галькой в разрезе у пос. Сарапульское. Широколиственные леса.  Белесые глинистые пески и галечники в нижней части разреза у пос. Сарапульское.	R Красноцветные толщи в районе Спасска	R Шуфанская свита. Андезиты и базальты.
Эпоха Гаусс (N)		N Пески и галечники раздольинской свиты. Хвойно-широколиственные леса.	N Озерные глины.
		Совганская свита Базальты	

(ГИН-222) на р. Бегиджян (Кинд и др., 1971), относящиеся к первой половине голоцена.

В аллювии поймы, хорошо развитой на всех крупных реках, довольно часто встречаются сингенетические и эпигенетические клинья льда. Для поймы получены радиоуглеродные даты  $6700 \pm 50$  и  $1560 \pm 90$  лет назад на р. Ундюлюнг (Кинд и др., 1971),  $3140 \pm 90$  лет назад (МГУ-ИОАН-43) на р. Алдан (Боярская и др., 1971). Мощность пойменного аллювия на р. Лена достигает 17—25 м, на р. Алдан — около 15 м, на правых притоках Лены и Алдана — 8—12 м.

Из аллювия поймы левого берега Вилюя выше устья р. Тыалычима получены радиоуглеродные даты по трем образцам древесины. Нижний образец, отобранный из гиттии на уровне уреза реки из цоколя поймы, датирован  $20\ 300 \pm 500$  лет назад (ГИН-904). Образец древесины с глубины 2,5 м от поверхности имел возраст  $1920 \pm 120$  лет назад (МО-137). Образец древесины с глубины 1 м от поверхности определен как современный (МО-136). В Вилюйской впадине выделяются также голоценовые дюнные пески. В районе пос. Ньельбюкюне на правом берегу Вилюя под дюнными образованиями находится почва, с которой связаны орудия неолита.

### ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН ЗАБАЙКАЛЬЯ

На территории Забайкалья в последние 15 лет собран богатый материал по стратиграфии плиоценовых и антропогеновых отложений. Особенно большое значение имела разработка биостратиграфии для отложений верхнего кайнозоя в Западном Забайкалье. Эта работа, выполненная коллективом ученых Геологического института Академии наук СССР, позволила не только создать достаточно детальную стратиграфическую шкалу антропогена Забайкалья, но также провести убедительную корре-

ляцию с отложениями этого возраста сопредельных и удаленных территорий (табл. 7). Для территории Забайкалья составлено несколько стратиграфических и корреляционных схем. К числу наиболее распространенных относятся Предварительная схема стратиграфии четвертичных отложений Западного Забайкалья (Гербова и Равский, 1961), Стратиграфическая схема антропогена Западного Забайкалья (Равский и др., 1964), Схема стратиграфии четвертичных отложений Забайкалья (проект) (Корнутова и др., 1967а), Схема стратиграфии четвертичных отложений Западного Забайкалья (Базаров, 1968), Корреляционная стратиграфическая схема отложений антропогена Внутренней Азии (Равский, 1972), Схема фаунистических комплексов антропогена Забайкалья (Вангенгейм и др., 1975) и некоторые другие.

В основу стратиграфической схемы антропогена, главным образом для Западного Забайкалья, были положены результаты изучения фауны млекопитающих, выполненного Л. П. Александровой, Е. И. Беляевой, Э. А. Вангенгейм, Н. К. Верещагиным, В. Е. Гаруттом, Е. Л. Дмитриевой, М. А. Ербаевой, В. И. Жегалло, В. С. Зажигиным, Л. Н. Иваньевым, М. В. Сотниковой. Существенное значение имели также климато-стратиграфические данные, полученные Э. И. Равским, В. Г. Гербовой, Л. В. Голубевой, Е. И. Корнутовой, Е. М. Малаевой, Н. А. Флоренсовым и др.

Наиболее разработана и палеонтологически обоснована Стратиграфическая схема антропогена Западного Забайкалья. Степень изученности антропогенных образований Восточного Забайкалья значительно ниже.

## Плиоцен

К основанию плиоцена условно относятся элювиальные красноцветные образования — кора выветривания преимущественно монтмориллонитового состава. Возможно, часть красноцветных отложений представляет собой продукты перемыва более древних кор, и, в частности, гипергенных образований, связанных с доплиоценовым базальтовым магматизмом. Как нижнеплиоценовую можно также рассматривать часть разреза кангильской свиты — светло-серые пески и алевроиты, приуроченные к периферическим частям мезозойских межгорных впадин. Геологический возраст свиты (мощность до 100 м) определяется в широких пределах от миоцена до среднего плейстоцена. Палинологические исследования, выполненные Е. М. Малаевой, позволили ей выделить три комплекса растительности и соответствующие климатические фазы (Малаева, 1974, стр. 46—47).

1. Базальные горизонты. Растительность представлена светлохвойной тайгой, лесостепными ассоциациями, с участием широколиственных, реликтовых для Забайкалья, растений. Климат умеренно теплый, умеренно сухой.

2. Основная часть разреза. Темнохвойные и хвойно-широколиственные леса с элементами тургайской флоры. Разнообразие представителей хвойных и широколиственных деревьев, максимальное распространение экзотических для Забайкалья видов растений. Климат умеренно теплый, влажный, средняя годовая температура не ниже 0°С, осадков не менее 600—800 мм в год. Вверх по разрезу в составе растительности происходит постепенное обеднение и выпадение элементов тургайской флоры. Климат изменяется в направлении уменьшения влажности и нарастания континентальности.

3. Отложения локальных озер юго-восточного Забайкалья. Смена двух типов растительности: ранний тип растительности, представленный светлохвойными, смешанными хвойно-широколиственными лесами, лесостепными и степными ассоциациями, и поздний тип растительности, представленный темнохвойными и хвойно-широколиственными ассоциациями

с участием лесостепных группировок. Изменение климата от теплого умеренно влажного к более прохладному.

Эти данные, в свете существующих представлений об изменении климатических условий в верхнем неогене, можно интерпретировать следующим образом: нижний комплекс — в основании разреза, может соответствовать верхнему миоцену, для которого во многих разрезах Северного полушария установлено похолодание и усиление континентальности; верхний комплекс (основная часть разреза), отражающий колебания климата, можно связывать с верхним плиоценом — нижним антропогеном.

Верхний плиоцен Забайкалья охарактеризован пролювиально-делювиальными, аллювиальными и озерными красноватыми глинами, суглинками и песками, известными под названием чикойской свиты (Решения Межведомственного совещания..., 1961). Э. И. Равский (1972) установил в разрезе чикойской свиты остатки мощной красноземной почвы, сохранившейся на участке древнего рельефа. Минералогические исследования красноцветного горизонта обнажения Тологой показали, что глинистые алевролиты с примесью песчаного и мелкогравийного материала, пропитанные бурыми гидроокислами железа, содержат глинистые оолитовые образования. Центры оолитов — алевролитовые и песчаные зерна (Лискун, Ренгартен, 1963). Оолитовые образования свидетельствуют о жарком аридном климате времени накопления осадков красноцветного горизонта.

Красноцветные отложения из нижней толщи обнажения Тологой прямо намагничены и относятся к палеомагнитной эпохе Гаусс (Гнибиденко и др., 1976). Это, в общем, достаточно хорошо согласуется с результатами изучения остатков млекопитающих чикойского фаунистического комплекса из красноцветных глинистых песков на р. Чикой у фермы Береговая (Вангенгейм и др., 1966, 1975).

В состав этого комплекса входят *Hipparion ex gr. houfenense* Teil. et Young., *Hipparion tchikoicum* Ivan., *Palaeotragus* sp., *Gazella cf. sinensis* (Teilh. et Piv.), *Canis cf. chihliensis minor*, *Nyctereutes sinensis* (Schloss.), *hyaena cf. licenti*, *Eurybos* sp., *Felis (Lynx) schansius*, *Mimomys cf. reidi* Hint., *Mimomys minor* Feifar, *Villanyia laguriformes* Erb., *Villanyia* sp., *Prosiphneus ex gr. praetingi* Teilhard.

На основании сравнительного анализа отдельных представителей фауны Э. А. Вангенгейм, М. А. Ербаева, В. И. Жегалло и М. В. Сотникова считают, что геологический возраст чикойского комплекса может быть определен как вторая половина нижнего виллафранка — средний виллафранк. Восточноевропейскими эквивалентами чикойского комплекса могут быть котловинская фауна и фауна хапрковского комплекса, что соответствует акчагылу Каспийско-Черноморской области.

## Эоплейстоцен

В соответствии с принятой в настоящее время границей между неогеном и четвертичной системой, этот стратиграфический рубеж проводится нами для Забайкалья под отложениями, содержащими додогольскую фауну млекопитающих. В схеме, предложенной Э. И. Равским (1972), эта граница проходит между нижним и средним эоплейстоценом<sup>7</sup>. Красноцветные глины и суглинки, вскрывающиеся в основании разреза у улуса Додогол на р. Уда, содержат остатки *Citellus* sp., *Villanyia lagurifor-*

<sup>7</sup> Э. И. Равский (1972) рассматривал антропогенную систему в более широком объеме, примерно соответствующем варианту «А» (граница в основании аския и плезаца итальянских разрезов или в основании акчагыла территории СССР — 3,3—3,5 млн. лет), предложенному в решении Международного коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой» (Решения Международного коллоквиума..., 1973). В настоящей работе выделенный Э. И. Равским нижний эоплейстоцен (акчагыл) относится к верхнему плиоцену, а верхний эоплейстоцен (баку, «тираспольский гравий») — к нижнему плейстоцену.

mes, Villanyia sp., Prosiphneus sp. (Вангенгейм и др., 1975). Э. А. Вангенгейм и ее коллеги считают, что по степени эволюционного развития эти формы можно рассматривать как близкие известным из псекупской (одесской) фауны юга Европейской части СССР или из фауны верхнего виллафранка Европы.

В Восточном Забайкалье в основании разреза четвертичной системы выделяются аллювиальные песчано-галечниковые отложения, заключающие пыльцу, характеризующую лиственничные леса с примесью тсуги, липы, дуба и вяза. В этих отложениях найдены остатки Equidae (возможно, Equus cf. steponis Coch. или Hipparion sp.). К эоплейстоцену относится серия базальтовых потоков, перекрывающих красноцветные (плиоценовые?) отложения (Схема стратиграфии четвертичных отложений Забайкалья, составленная Е. И. Корнутовой, Е. Б. Котека, Э. И. Равским — Корнутова и др., 1967а).

Стратиграфически выше додогольских красноцветных глин в Западном Забайкалье в бассейне р. Итанца выделяются делювиально-пролювиальные отложения — красновато-бурые суглинки, залегающие на красноцветных глинах, которые сопоставляются с додогольскими красноцветами (Вангенгейм и др., 1975). Из суглинков на р. Итанца известны остатки Equus ex gr. sanmeniensis Teilh et Piv. (ранняя форма), Itanzatherium angustirostre Beliajeva, Cervidae, Ovibovinae, Ochotona tologoica Hab., Villanyia sp., Mimomys sp., Prosiphneus ex gr. youngi — pseudarmandi.

Это местонахождение считается типовым, его фауна выделена в итанцинский комплекс, который сопоставляется с таманским комплексом Восточной Европы (Вангенгейм и др., 1974).

В разрезе Засухино слои с остатками итанцинского комплекса относятся к эпохе Магюяма (2,43—0,7 млн. лет; Гнибиденко и др., 1976). Возможно стратиграфически близки итанцинским суглинкам красноватые супесчаные отложения из серии осадков, выполняющих Кижингско-Кудунскую межгорную впадину. Эти отложения, залегающие на красноцветной коре выветривания, включают изученную М. А. Ербаевой и М. В. Сотниковой фауну млекопитающих, близкую по стратиграфическому положению к итанцинскому фаунистическому комплексу.

### Нижний плейстоцен

В нижнеплейстоценовом разрезе Тологой Западного Забайкалья в средней части выделяют пролювиальные супесчано-щебнистые сероцветные прямонамагнитные отложения эпохи Брюнес (Гнибиденко и др., 1976), залегающие с размывом на красноцветных глинах и содержащие остатки фауны, относящиеся к тологойскому фаунистическому комплексу (Равский и др., 1964; Иваньев, 1966; Вангенгейм и др., 1975). В этот комплекс входят Archidiskodon sp., Equus ex gr. sanmeniensis Teil et Piv. (поздняя форма), Coelodonta tologoijensis Beliajeva, Spirocerus cf. peii Young, Eolagurus simplicidens simplicidens (Young.)

Пыльцевой анализ, проведенный Л. В. Голубевой для средней толщи разреза Тологой, показал господство пыльцы травянистых растений; при этом установлено присутствие степного вида Kochia prostrata (Schrad.), характерного также для современных песчаных степей Селенгинской Даурии и Прибайкалья. Пыльца древесных, составляющая от 1 до 17%, представлена древовидной березой, сосной, с незначительным участием липы, дуба и лещины. В общем, данные спорово-пыльцевого анализа хорошо согласуются с составом фауны млекопитающих, свидетельствуя о преобладании степных биоценозов и о сухом, относительно теплом, климате конца нижнего плейстоцена. Это подтверждается также данными минералогического изучения пород средней толщи разреза Тологой (Лискун и Ренгартен, 1963).

В Восточном Забайкалье верхним горизонтом нижнего плейстоцена, согласно материалам Е. И. Корнутовой, Е. Б. Котека и Э. И. Равского, считается аллювий 100—120-метровых террас Шилки, Онона и Унды, в котором установлены палинологические спектры, типичные для лесостепных ландшафтов с участием таких деревьев, как граб, ольха, лещина и кедр.

Верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения Забайкалья, благодаря интенсивным биостратиграфическим исследованиям, можно отнести к числу наиболее полно изученных. Присутствие в составе фаунистических комплексов некоторых форм, слабо представленных в стратиграфическом разрезе, но имеющих широкое пространственное распространение, позволяет использовать опорные разрезы Забайкалья для дальнейшей корреляции.

### Средний плейстоцен

*Тобольский горизонт* выделен Е. И. Корнутовой, Е. Б. Котека и Э. И. Равским в работе, связанной с составлением проекта схемы стратиграфии четвертичных отложений Забайкалья (1967а). Он представлен озерно-аллювиальными желто-бурыми горизонтально- и косослоистыми песками, вскрывающимися в долине р. Задрама (ст. Селенга). В них обнаружены раковины *Pisidium subtruncatum* Malm. и пыльца, характеризующая растительность лесостепи, с участием сосны, ели, кедра, ольхи, березы и ивы. В долине р. Шилка к тобольскому горизонту условно отнесены аллювиальные песчано-галечниковые отложения 80-метровой террасы, из которых изучена пыльца, свидетельствующая о господстве степной растительности.

*Самаровский горизонт* представлен широко распространенными в Западном Забайкалье мощными песчаными, озерными, пролювиально-делювиальными и эоловыми отложениями кривоярской толщи<sup>8</sup>. В песчаных отложениях разреза Кривой Яр наблюдались (Вангенгейм, Гербова, 1962; Равский и др., 1964) многочисленные криогенные нарушения, сингенетичные накоплению осадков. По данным палинологических исследований, выполненных Л. В. Голубевой, большинство образцов песков и супесей из обнажения Кривой Яр пыльцы не содержало. В верхней части разреза установлено преобладание пыльцы травянистых растений (полынь, злаки, лебедовые), встречается пыльца кустарниковой березы. Та же картина наблюдается в верхней части разреза Тологой.

В отложениях самаровского горизонта, главным образом, в нижней части разреза кривоярской толщи, найдены остатки *Bison priscus* Woj., *Poephagus cf. baicalensis* Ver., *Camelus knoblochi* Poliakov, относящиеся ко времени ранних стадий самаровского оледенения (Вангенгейм и др., 1975). Из более высоких частей самаровского горизонта Э. А. Вангенгейм, М. А. Ербаева, В. В. Жегалло и М. В. Сотникова (1974) определили *Mammuthus primigenius* (Blum.) (ранняя форма), *Equus caballus* L. (крупная форма), *Ochotona daurica*, *Allactaga saltator*, *Microtus brandti* Raddl., *M. fortis* Buchn., собранные из местонахождения Новоникольское, из средней части разреза Додогол и из верхней толщи разреза Тологой.

Криогенные нарушения в кривоярских песках, состав фауны млекопитающих и палинологическая характеристика представляют собой яркие свидетельства первого из известных для Западного Забайкалья похолоданий, сопровождавшегося широким развитием перигляциальных явлений.

Собственно ледниковые образования отмечаются лишь для территории Северного Забайкалья (Лунгерсгаузен, Музис, 1968). В Южном Забай-

<sup>8</sup> Нижняя часть разреза кривоярских песчаных отложений, возможно, относится к досамаровскому времени (Базаров, 1968).

калье достоверных свидетельств среднечетвертичного оледенения пока не найдено, хотя общая палеогеографическая обстановка этого времени дает основание предполагать развитие горнодолинного оледенения в горах Хамар-Дабан, Хантей-Даурском нагорье и др. (Корнутова, Хотина, Заморюев, 1968).

В Западном и Восточном Забайкалье с самаровским временем связывается образование нижнего горизонта лёссовидных супесей и суглинков, в разрезе у Петровского Завода, а также первый нижний горизонт «глыбового делювия» в долине р. Джиды и бассейне р. Шилка (Корнутова и др., 1967а).

*Мессовский и тазовский горизонты* в Забайкалье выделяются с известной условностью. К мессовскому времени относится нижний горизонт ископаемой почвы у пос. Енгорбой. В Восточном Забайкалье с частью разреза лёссовидных суглинков, затронутых почвообразовательными процессами (нижняя почва), связаны находки пыльцы, свидетельствующей о господстве лесной растительности, в которой ведущее место занимала береза. Эти данные, очевидно, указывают на умеренный климат мессовского времени (Корнутова и др., 1963). С тазовским горизонтом коррелируется нижняя часть разреза аллювия III террасы р. Чикой (рис. 11). Палинологические исследования Л. В. Голубевой (Равский, 1972) показали господство растительности, характерной для открытых пространств, с участием кустарниковой березы. С отложениями тазовского горизонта связываются единичные находки остатков *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) (Вангенгейм и др., 1975).

В верхней части разреза среднечетвертичных отложений Е. И. Корнутова, Е. Б. Котека и Э. И. Равский (Корнутова и др., 1967а) показывают перерыв в накоплении осадков, а в разрезе склоновых образований — второй снизу глыбовый горизонт в долинах рек Джиды и Тура.

### Верхний плейстоцен

*Казанцевский горизонт*, как наиболее теплый межледниковый горизонт, выделен Э. И. Равским (1972) в средней части аллювия III террасы р. Чикой. Пыльца, изученная из этой части разреза Л. В. Голубевой, характеризует лесостепную растительность с господством в составе древесных березы и сосны и присутствием в небольшом количестве дуба, вяза и липы. Вероятно, это — наиболее представительный разрез межледниковых отложений Забайкалья. Стратиграфическое положение его достаточно четко контролируется в долинном комплексе р. Чикой.

Е. И. Корнутова и др. (1967) к казанцевскому горизонту относят также базальтовые потоки в долине р. Джиды, а в Восточном Забайкалье — нижнюю часть разреза аллювия террасы р. Шилка с остатками раковин *Margaritana daurica* и нижнюю (вторую) ископаемую почву в покровной толще.

*Зырянский горизонт* представлен серией аллювиальных, ледниковых, пролювиально-делювиальных и эоловых образований. Для Западного Забайкалья, как указывает Э. И. Равский (1972), наиболее типичны и хорошо датированы аллювиальные отложения верхней части разреза III (15 м) и аллювий II (10—12 м) террас р. Чикой (см. рис. 11). В этих отложениях наблюдались сингенетические мерзлотные текстуры. Палинологическими исследованиями, выполненными Л. В. Голубевой, установлены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность тундры и лесотундры. Со временем зырянского оледенения связывается также нижняя часть разреза делювиально-пролювиальных лёссовидных образований с криогенными нарушениями и остатками фауны млекопитающих, относящихся к позднепалеолитическому комплексу. В верховьях р. Чикокон (приток р. Чикой) Е. И. Корнутова (1961) и В. Г. Гербова (Гербова, Равский, 1961) указывают на непосредственный переход

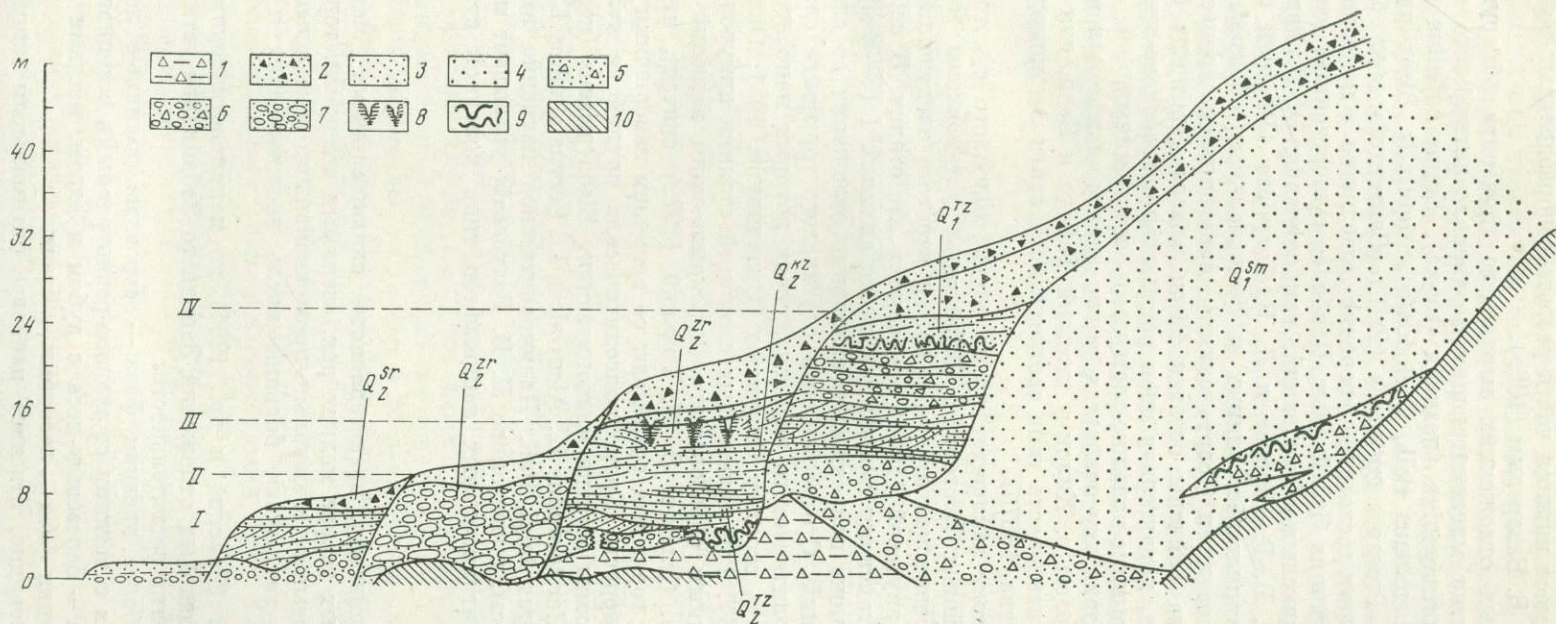


Рис. 11. Сводная схема террас долины р. Чикой (по В. Г. Гербовой; Равский и др., 1964)

1 — глина со щебнем; 2 — супесь со щебнем; 3 — песок аллювиальный; 4 — песок озерный; 5 — песок со щебнем; 6 — песок с галькой и щебнем; 7 — валунно-галечные отложения; 8 — псевдоморфозы по ледяным клиньям; 9 — криогенные смятия; 10 — коренные породы  
I—IV — надпойменные террасы

аллювиальных отложений II террасы этой реки в моренные образования, связанные с горнодолинным оледенением. Вероятно, можно считать, что зырянский возраст имеет нижняя часть разреза водораздельных эоловых лёссов, изученных Д. Б. Базаровым (1968).

В перигляциальных отложениях зырянского горизонта обнаружены многочисленные остатки млекопитающих позднепалеолитического комплекса: *Mammuthus primigenius* (поздняя форма), *Equus caballus* (мелкая форма), *Equus hemionus* Pall., *Coelodonta antiquitatis*, *Bison priscus*, *Bos primigenius* Voj., *Procapra gutturosa* (Pall.) (Вангенгейм и др., 1975).

*Каргинский горизонт* достаточно уверенно выделяется в покровных и аллювиальных отложениях Забайкалья. Наиболее существенный элемент каргинских межледниковых образований, как отмечают Э. И. Равский, Л. П. Александрова, В. Г. Гербова и Л. В. Голубева (Равский и др., 1964) — почва в овражных лёссовидных и делювиальных образованиях, нарушенная более поздними (сартанскими) криогенными процессами. В этой части разреза найдены остатки *Bison priscus deminutus* Grom. и определена пыльца, характеризующая растительность сосново-лиственничных лесов в сочетании с полынно-злаковыми ассоциациями.

К каргинскому горизонту относятся также аллювиальные отложения 15—18-метровой террасы р. Хилок у станций Тайдут и Бада, для которых характерна растительность типа светлохвойной тайги с присутствием ели (Корнутова, Хотина, 1967б).

*Сартанский горизонт* включает яркие следы холодного сухого климата. В горных районах Восточного Забайкалья установлены морены горнодолинного (быстринская стадия и др.) и карового оледенений; для последнего Е. И. Корнутовой (1961) отмечаются две стадии. В перигляциальной зоне к сартанскому горизонту отнесен аллювий I (7—8 м) террасы р. Чикой, а также покровные и склоновые отложения со следами мерзлотных нарушений. С отложениями сартанского горизонта связаны стоянки позднепалеолитического человека, среди которых наиболее изученной можно считать стоянку Ошурково (Окладников, 1951; Окладников, Флоренсов, 1961). Три культурных слоя этой стоянки приурочены к покровным лёссовидным образованиям, перекрывающим аллювий 6—7-метровой террасы р. Селенга. Э. И. Равский (1972) считает, что два нижних культурных горизонта совпадают со временем завершения аккумуляции аллювия террасы. Кроме палеолитических орудий из культурных слоев были собраны остатки млекопитающих *Bison priscus* (короткорогая форма), *Rangifer tarandus* L., *Alces alces* L., *Cervus elaphus* L., *Procapra gutturosa*, *Lepus talai* Pall. Палинологическое изучение верхней части разреза террасы, проведенное Л. В. Голубевой, указывает на широкое развитие перигляциальных ландшафтов типа холодной степи.

## Голоцен

Голоценовые отложения, представленные аллювиальными накоплениями пойм и первых террас мелких рек, озерными осадками, торфяниками, широко развитыми делювиально-пролювиальными и эоловыми образованиями и др., включают большое число неолитических и более поздних стоянок.

Л. В. Голубевой (Равский и др., 1964) по палинологическим данным в разрезе голоценовых отложений Западного Забайкалья установлены три фазы в развитии растительности:

1. Нижняя, наиболее древняя фаза — островные долинные леса из ели и лиственницы в сочетании со злаково-разнотравными ассоциациями.
2. Средняя фаза — березовые леса с дубом и вязом, местами степи.
3. Верхняя, поздняя фаза — лесостепь и степь.

Вторая фаза, очевидно, отвечает наиболее оптимальным климатическим условиям, характерным для середины голоцена.

## ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН ПРИАМУРЬЯ И ПРИМОРЬЯ

Разрезы плиоценовых и антропогеновых отложений Приамурья и Приморья, находящиеся в зоне перехода от северной boreальной к южной субтропической провинции, представляют особый интерес для разработки зональной стратиграфии и корреляции отложений этого возраста Восточной Азии. Изучением плиоценовых и антропогеновых образований Приамурья и Приморья в течение длительного времени занимались большие коллективы геологов и географов, в связи с геологической съемкой, поисками месторождений полезных ископаемых, инженерно-геологическими, гидрогеологическими и другими исследованиями. Особенно результативны работы, выполненные в последние 10—15 лет. Именно с этим периодом связано широкое применение комплексной методики, обеспечившей более надежное обоснование возраста отдельных толщ и выделение маркирующих горизонтов для целей дальнейшей корреляции. Существенную роль в изучении плейстоценовых и четвертичных образований Дальнего Востока СССР играли межведомственные совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем в Хабаровске в 1956 г. и во Владивостоке в 1965 г., а также III Всесоюзное совещание по изучению четвертичного периода, проходившее в Хабаровске в 1968 г.

### Плиоцен

До последнего времени плиоценовые отложения на юге Советского Дальнего Востока выделялись практически без сколько-нибудь детального стратиграфического расчленения. В соответствии с решением Межведомственного совещания 1965 г., плиоцен этой территории объединял раздольнинскую, приамурскую и андахинскую свиты. Выделенная в 1959 г. Ю. Ф. Чемяковым приамурская свита представлена аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями, гравийниками и глинами мощностью 50—120 м. Из них была определена пыльца *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Taxodiaceae*, *Abies*, *Mugica*, *Carya*, *Quercus*, *Ulmus*, *Acer*, *Salix*, *Betula*, *Alnus* и *Corylus*, а также споры *Bryales*, *Sphagnum* и *Polypodiaceae*. Отложения приамурской свиты с размывом залегают на миоценовой ушумунской свите и перекрываются четвертичными отложениями и базальтами (Чемяков, 1961 и др.).

В бассейне р. Раздольная и Ханкайской впадине к плиоцену обычно относят раздольнинскую свиту, отложения которой представлены серыми и желтовато-серыми галечниками и гравийниками с прослоями песков с галькой и гравием и с довольно редкими прослоями глинистых песков и пеплов. Мощность свиты колеблется от 20 до 120 м. В Ханкайском районе из этих отложений была определена пыльца *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*, *Polypodiaceae*, *Betula*, *Carpinus*, *Larix*, *Taxodiaceae*, *Quercus*, *Araliaceae* и единичные зерна миоценовых экзотов.

Наши материалы, собранные в последние годы, дают основание подойти к более точному определению возраста отложений раздольнинской свиты. Палеомагнитные определения (М. А. Певзнера) образцов из глинистых прослоев раздольнинской свиты, вскрытой карьером у шоссе, между пос. Раздольное и дер. Кипарисово, показали, что все отобранные образцы оказались прямонамагнитными (рис. 12). В районе д. Хвалынка близ г. Спасск-Дальний, песчано-галечниковый аллювий раздольнинской свиты венчается серыми озерными глинами и диатомитами, имеющими мощность 2,5—3 м. В нижней части разреза этих озерных отложений также установлена прямая намагнитченность (рис. 13), но на глубине 1 м от поверхности в тех же глинах зарегистрированы обратномагнитные образцы. В перекрывающих красноцветных песчаных глинах, слагающих нижнюю часть разреза красноцветной толщи, вновь установлена прямая намагнитченность. Она меняется на обратную в более высокой части разреза красноцветов, вскрывающейся в карьере

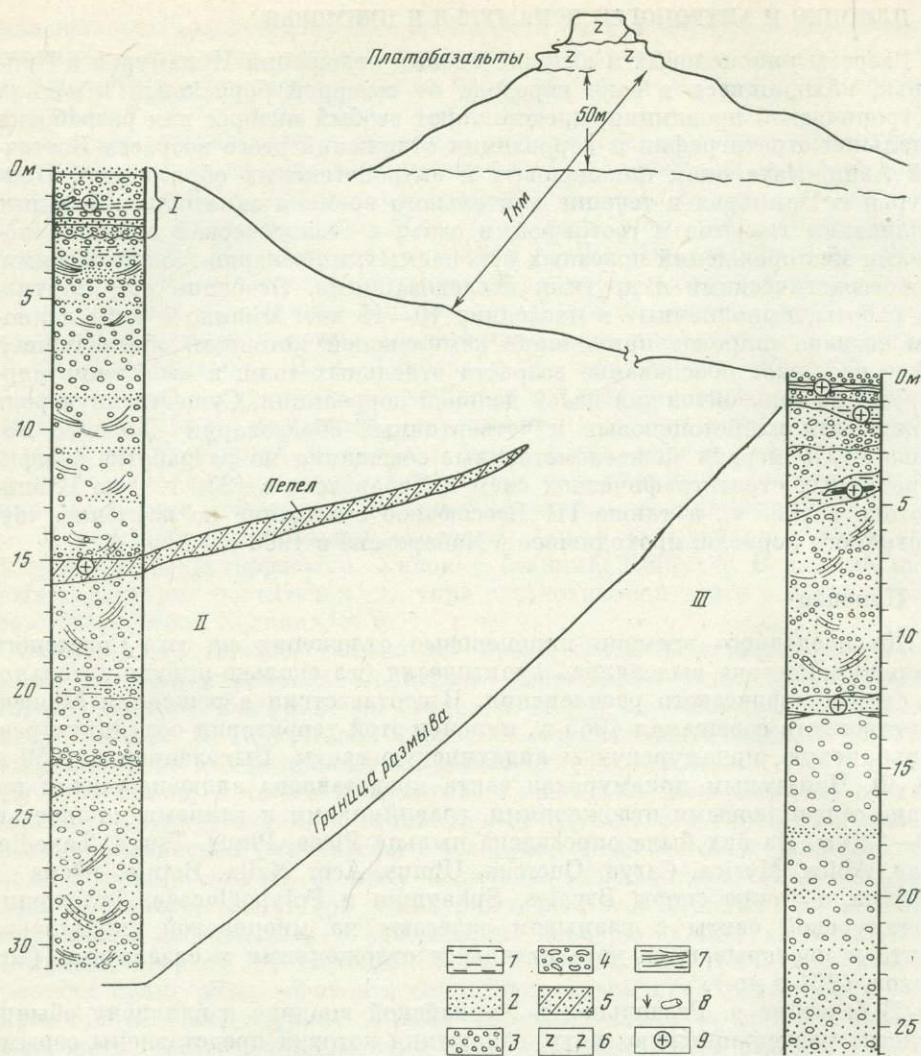


Рис. 12. Зарисовка обнажения аллювиальных отложений раздольнинской свиты в карьере у шоссе, между пос. Раздольное и дер. Кипарисово

I, II, III — расчистки и линии, по которым велось описание и отбирались образцы  
 1 — алевриты; 2 — песок; 3 — галечник; 4 — горизонты сидеритовых конкреций; 5 — пепел;  
 6 — базальты; 7 — глины; 8 — остатки древесины; 9 — палеомагнитная характеристика

сопки у ст. Свягино. Эти данные позволяют отнести раздольнинскую свиту и нижнюю часть разреза красноцветной толщи к палеомагнитной эпохе Гаусс (2,43—3,32 млн. лет назад). Отрицательно намагниченные образцы, характерные для небольшого интервала верхней части разреза озерных глин, могут в таком случае сопоставляться с обратным эпизодом внутри палеомагнитной эпохи Гаусс. Непосредственно ниже в озерных глинах, имеющих прямую намагниченность, Л. В. Голубевой определена пыльца, характеризующая растительность хвойно-широколиственных лесов, произраставших в условиях теплого климата.

### Эоплейстоцен

К эоплейстоцену относится большая серия осадков, которые в прошлом сопоставлялись с верхним плиоценом или выделялись как нерасчлененные плиоцен-нижнечетвертичные отложения. Наиболее типичными

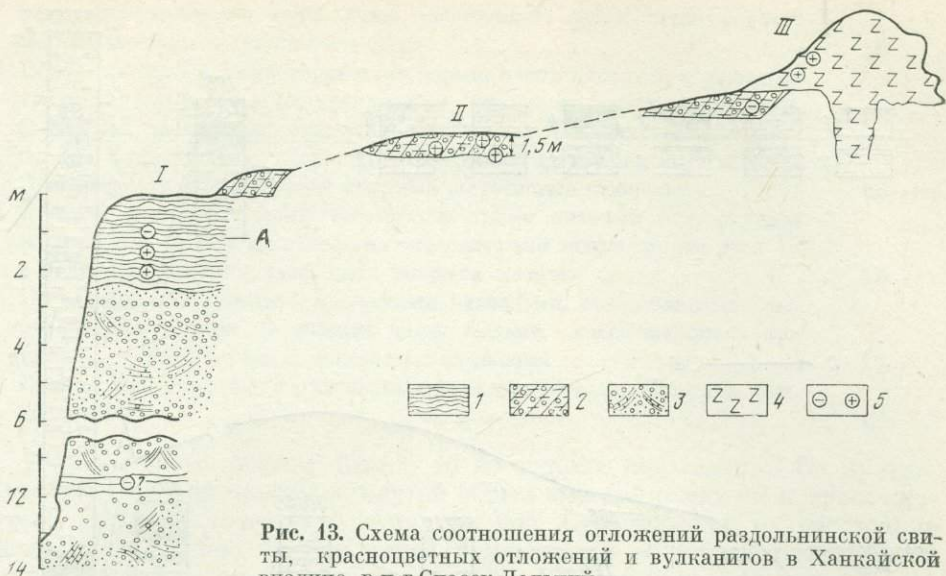


Рис. 13. Схема соотношения отложений раздольнинской свиты, красноцветных отложений и вулканитов в Ханкайской впадине, р-н г. Спасск-Дальний

1 — глины и диатомиты; 2 — красноцветные отложения; 3 — аллювиальные отложения раздольнинской свиты; 4 — базальты и агломераты; 5 — палеомагнитная характеристика  
 I — карьер на правом берегу р. Одарка у д. Хвалынка; II — выемки и шурфы вдоль шоссе Хабаровск — Владивосток в районе дер. Константиновка; III — сопка у ст. Свягино;  
 А — пыльца палеотипной сосны, березы, широколиственных и травянистых

эоплейстоценовыми отложениями можно считать красноцветную толщу глинистых песков и глин с галькой, вскрывающуюся в обнажении у пос. Сарапульское, на правом берегу Амура (рис. 14). Ниже приводится описание разреза у пос. Сарапульское (пункт 29/68), а также его палеомагнитная характеристика. Этот материал (Алексеев и др., 1973) дает возможность судить о конкретных соотношениях разновозрастных антропогенных отложений, генетически связанных с формированием Средне-Амурской впадины и долины р. Амур.

	Мощность, м
1. Современная почва — суглинок серый, местами с заметной тонкой слоистостью, с корнями растений . . . . .	0,2
2. Алеврит глинистый, оливкового цвета, очень плотный, пластичный.	0,7
3. Алеврит глинистый, серый, плотный, участками буроватый с бурыми пленками по отдельностям. Местами бурые прослойки и прожилки образуют ячеистую текстуру с ячейками неправильной формы . . .	1,5
4. Алеврит глинистый, темно-серый, с неправильными скоплениями гумуса и рассеянным по всему слою недоокисленным органическим веществом. В виде отдельных бурых пятен присутствуют гидрокислы железа. Слои представляет собой остатки почвы, местами сильно измененной и деформированной криогенными процессами.	0,3—0,5
5. Алеврит глинистый, зеленовато-серый, в нижней части — более светлый, очень плотный. Ниже переходит в алеврит глинистый, бурокоричневый, с хорошо выраженной мелкокомковатой структурой, с многочисленными нитевидными следами корней, пропитанных гидрокислами железа. Слои представляет собой иллювиальный горизонт подзолистой почвы. Местами почва выклинивается, и в этом случае слой 4 с плохо выраженным размывом залегает непосредственно на слое 6 . . . . .	до 2,4
6. Алеврит глинистый, серый с ржавыми разводами в верхней части, плотный с мелкими угольками. В интервале 6,9—7,0 м изогнутый прослой желтой супеси. В интервале 8,4—8,8 м наблюдаются скопле-	

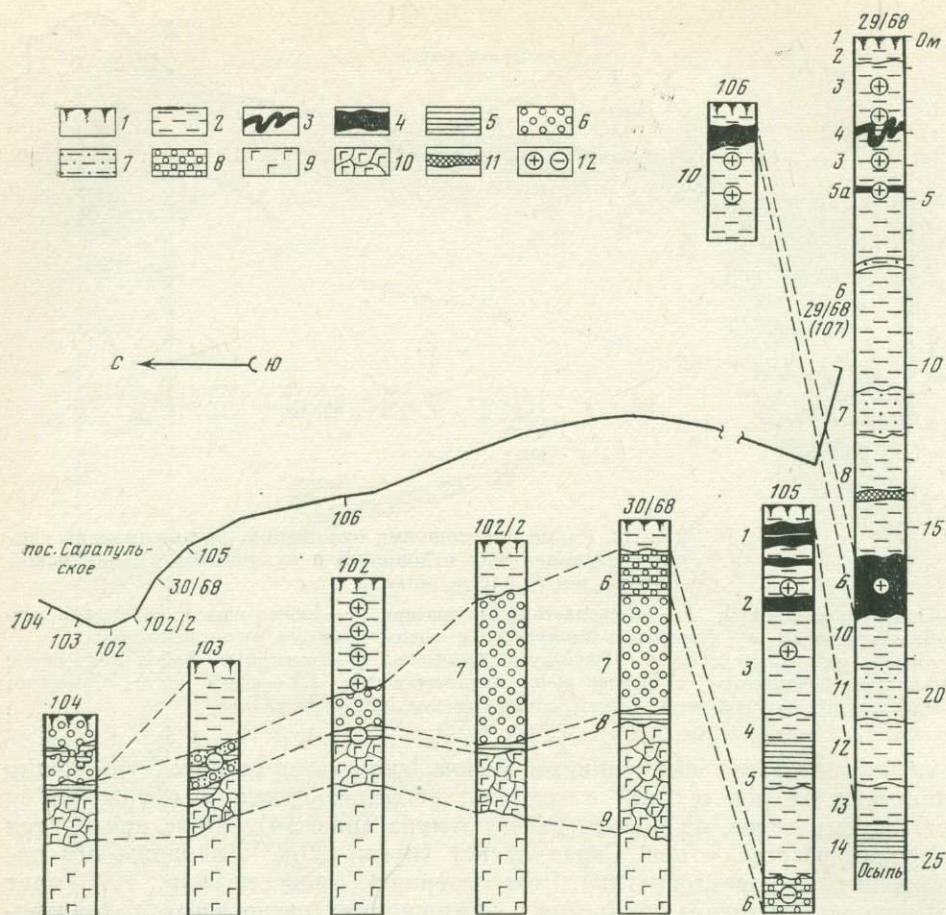


Рис. 14. Схема корреляции верхнекайнозойских отложений в обнажении у пос. Сарапульское

1 — современная почва; 2 — алеврит; 3 — ископаемая почва, смятая мерзлотными процессами; 4 — ископаемая почва, не нарушенная мерзлотными деформациями; 5 — глина и глинистый алеврит; 6 — галечник; 7 — песчаный алеврит; 8 — красноцветные песчано-глинистые отложения с галькой; 9 — базальт; 10 — базальт выветрелый; 11 — скопления гумуса; 12 — палеомагнитная характеристика

Цифры слева от колонок — номера слоев, над колонками — номера разрезов

- |   |         |
|---|---------|
| ния мелких угольков, расположенные в виде быстро выклинивающихся горизонтально залегающих линзочек . . . . .  | 5,9—6,0 |
| 7. Алеврит желтый, светло-коричневый и серый, тонкослойный с толщиной слоев до 4 см . . . . .   | 1,0     |
| 8. Алеврит глинистый, серый и зеленовато-серый с включениями ржавого цвета, с большим количеством растительного детрита, горизонтально слоистый, отдельные прослои заключают кусочки переотложенного торфа. Слои 8 залегают на неровной поверхности нижележащего слоя 9 . . . . . | 5,2     |
| 9. Алеврит глинистый, темно-серый, плотный, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с угольками, примазками и включениями бурого цвета с большим количеством кусочков торфа. Слои 9 представляет собой иллювиальный горизонт почвы . . . . .                              | 1,5     |
| 10. Алеврит глинистый, зелено-серого и желтого цвета, слоистый с ржавыми пятнами, разводами и стяжениями гидроокислов железа. Вся порода густо пронизана сетью нитевидной корневой системы, полностью минерализованной монтмориллонитом, образующим микро-                        |         |

структуру трубчатых корок. Слой представляет собой иллювиальный горизонт почвы подзолистого типа . . . . .	1,6
11. Песок глинистый, тонкозернистый, серый, очень плотный, с ржавыми тонкими разводами и неправильными слойками толщиной до 1 см. В нижней части слоя — цепочка включений плотных тонких (0,3—0,5 см) остроугольных корок, образованных гидроокислами железа. Под ними в песке рассеяны крупные железистые стяжения . . . . .	1,5—1,6
12. Алеврит глинистый, темно-серый с желтыми пятнами гидроокислов железа, плотный, с рассеянными железистыми конкрециями до 1 см в диаметре. Нижняя часть слоя покрыта осыпью . . . . .	3,6
13. Глина серая, комковатая, с желтыми разводами, образованными гидроокислами железа. В нижней части мелкие, рассыпающиеся при прикосновении, круглые железистые стяжения . . . . .	1,2
14. Глина серая, плотная, с неясными желтыми полосами. Видимая мощность . . . . .	1,0—1,2

Нижняя часть разреза (около 10 м) скрыта под осыпью. От пункта, в котором сделано описание, крутой обрыв высотой около 40 м прослеживается ниже по течению р. Амур до пос. Сарапульское на расстояние около 2 км. У пос. Сарапульское наблюдается общий незначительный наклон слоев на юг. При этом в пункте 105 (см. рис. 14) вскрывается в основном нижняя часть сероцветной серии и самая верхняя часть разреза нижележащей красноцветной пачки. Под современной почвой и делювиальным супесчаным слоем здесь изучен следующий разрез:

	Мощность, м
1. Переслаивание серых и темно-серых алевритов, в которых отмечается горизонт с железистыми стяжениями. Этот слой представляет собой систему нескольких почв . . . . .	1,5—2,0
2. Алеврит серый, очень плотный, с темным растительным детритом, с большим количеством мелких включений углистого материала. Горизонт А почвы . . . . .	0,8
3. Чередование прослоев алевритов в большей или меньшей степени глинистых, горизонтальнослоистых. В нижней части слоя встречаются мелкие включения растительного детрита и темные участки, обогащенные гумусовым веществом. Контакт с нижележащим слоем неровный . . . . .	3,5—3,8
4. Алеврит песчанистый, серый, тонко горизонтальнослоистый. В нижней части мелкие включения темного гумуса . . . . .	0,8
5. Алеврит глинистый, желтый, очень плотный, неслоистый. Ниже оползень, скрывающий около 3 м разреза . . . . .	менее 1
6. Глина ярко желтая и красно-желтая, переслаивающаяся с глинистым песком, в котором в большом количестве присутствует галька в основном устойчивых к выветриванию пород (кварц, кварцит, кремь). Слой полого падает на юг . . . . . Слой пестроцветной глины с галькой постепенно погружается под урез воды. У пос. Сарапульское слой 6 залегает на галечнике слоя 7; контакт между ними ясно выражен в пункте 30/68 (см. рис. 14).	2,0—2,5
7. Галечник, заключенный в серую, желтовато-серую и светло-серую песчанистую глину, с отчетливо выраженной слоистостью, близкой к горизонтальной. В виде отдельных тонких слойков и линзочек в галечниках присутствует красноватый алеврит. В составе галечника преобладают гальки кварца, кремня, халцедона. Гальки базальтов, порфиритов, песчаников и других пород сильно выветрелы. В нижней части в галечнике наблюдается несколько прослоев серых глин . . . . .	3—4,5
8. Глина пестрая, с красными, желтыми и серыми пятнами, очень плотная, пластичная — кора выветривания базальтов . . . . .	0,4—1,5
9. Базальт серый и темно-серый, с характерной шаровидной отдельностью, в верхней части выветрелый . . . . .	3,0

Из приведенного описания видно, что в обнажении в пос. Саранульское вскрываются разновозрастные отложения, накопление которых происходило в разных климатических условиях. Слои 2, 3 и 4 содержат следы холодного климата. Слои 5, 6, 7 и 8 формировались в условиях относительно более теплого климата.

Серия озерных или озерно-аллювиальных глинистых алевритов (слои 6, 7 и 8 пункта 29/68), мощностью около 13 м, формировалась, судя по характеру спорово-пыльцевых спектров, в условиях умеренно теплого климата. Мерзлотные процессы не имели столь большого значения, как это отмечалось для верхней части разреза. Возраст данной серии может быть определен условно как средний плейстоцен или начало верхнего плейстоцена. Из основания слоя желтых и серых тонкослоистых алевритов (слой 7 пункта 29/68) получен спорово-пыльцевой спектр, в котором пыльца широколиственных пород составляет 21%. Она представлена в основном пыльцой *Quercus* и *Ulmus*. Присутствует также пыльца *Juglans* и *Acer*.

Этот спектр резко отличается от спектров, характерных для вышележащих и нижележащих осадков, и свидетельствует о формировании заключающей его толщи осадков в условиях более теплого климата, соответствующего межледниковью.

Глинистые алевриты (слои 6, 7, 8 пункта 29/68) отделены от нижележащего слоя 9 перерывом, проследить который на значительное расстояние в обнажении не удалось.

Очевидно, во время формирования слоя 9 почвообразовательные процессы чередовались с частичным заболачиванием. Климат времени образования почвы был умеренно холодным. Характерно, что следы активного воздействия мерзлоты в почве, как и в залегающих ниже слоях, не обнаруживаются. По данным спорово-пыльцевого анализа, времени образования слоя 9 соответствует распространение лесов, состоящих почти исключительно из березы, в том числе кустарниковой, и ольхи с небольшой примесью лиственницы и ели. По нашим представлениям, почва (слой 9) могла сформироваться во время среднеплейстоценового похолодания.

Залегающая ниже серия осадков (слои 10, 11, 12) представлена главным образом глинистыми алевритами желтых и серых тонов. По данным минералогического анализа в этой серии глинистое вещество монтмориллонитового состава преобразовано процессами диагенеза в колломорфный агрегат. Заметно разложены (гидратизированы) пластинки цветных слюд.

Глинистые алевриты имеют озерный или озерно-аллювиальный генезис. В них обнаружена пыльца, свидетельствующая, что во время накопления этой серии произрастали широколиственные леса с березой и примесью ели; в составе широколиственных преобладали дуб и липа. В целом этот спектр характеризуется умеренно теплым климатом. Возраст отложений, возможно, соответствует первой половине среднего плейстоцена.

Еще ниже выделяется пачка, представленная глинами и алевритами серыми и темно-серыми, плотными, с железистыми стяжениями, с несколькими горизонтами погребенных почв. Спорово-пыльцевой спектр этой пачки умеренно холодный. Он несколько напоминает спектр из более высоких слоев 5, 6 и 7 пункта 29/68, но отличается большим участием пыльцы *Alnus*. Это свидетельствует, возможно, о развитии долинных лесов. Значительное распространение имели березовые леса с участием кустарниковых видов.

В основании сероцветной серии выделяются слои 3, 4 и 5 пункта 105. Спорово-пыльцевой спектр этих отложений характеризуется резким преобладанием пыльцы широколиственных пород (*Tilia*, *Ulmus* и др.), присутствием *Syringa*, *Betula sect. Albae*, *Betula sp.*, *Alnus*, а также хвойных — *Picea sect. Omorica*, *Abies*. В целом спектр из этой части разреза указывает на существование растительности, произраставшей в условиях

теплого и довольно влажного климата. Отложения этой части разреза мы относим к нижнему плейстоцену.

Сероцветная серия в пунктах 105 и 30/68 подстилается эоплейстоценовыми глинами оранжевого, желтого, сургучно-красного и буро-коричневого цвета, переслаивающимися с алевролитами, содержащими мелкую гальку кварца, кварцитов и кремнистых пород (слой 6). Этот слой представляет собой частично переотложенную кору выветривания более древних аллювиальных галечников, вскрывающихся в пунктах 102, 102/2, 30/68. Порода затронута почвенными процессами, которые развивались в очень теплых и достаточно увлажненных условиях. Глины содержат озерные теплолюбивые диатомеи: *Melosira ambigua* (Grun.) O. Mull., *Tetracyclus lacustris* Ralfs., *Cyclotella meneghiniana* Kutz., *Fragillaria pinnata lancetulla* (Schum.) Hust., *Synedra gouldarii* (Breb.) Grün.

По данным палинологических исследований во время формирования слоя 6 широкое распространение получили хвойные — *Picea*, *Pinus*. Среди листовых в небольшом количестве присутствовали *Salix*, *Betula*, *Alnus*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*; из травянистых встречались *Sparganium*, *Gramineae*, *Cyperaceae*.

Палеомагнитные исследования показали, что вся сероцветная серия имеет прямую намагниченность. Палинологические, литологические данные и климатостратиграфические выводы позволяют отнести отложения к эпохе прямой намагниченности Брюнес. В красноцветной серии (слой 6 пункта 105) установлена обратная намагниченность. Переход от зоны прямой к зоне обратной намагниченности, по нашим представлениям, соответствует магнитной инверсии Брюнес—Матуяма, абсолютный возраст которой близок к 0,7 млн. лет. Как видно из материалов, полученных при изучении разреза у пос. Сарапульское, на уровне магнитной инверсии Брюнес—Матуяма происходит резкое изменение характера осадков и спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующее о похолодании. Красноцветные отложения, находящиеся стратиграфически ниже инверсии 0,7 млн. лет, относятся нами к эоплейстоцену или верхнему виллафранку Европейской схемы. Красноцветная толща содержит продукты перемыва коры выветривания, а также материал со следами химического выветривания *in situ*. Данные литологических и палинологических исследований показывают, что красноцветные отложения формировались в очень теплых и достаточно влажных условиях.

Палеомагнитные характеристики красноцветных отложений получены также в Ханкайской впадине. В районе сопки у ст. Свягино красноцветные глинистые пески с галькой подстилают вулканогенные образования (вулканические брекчи и лавы). Красноцветные отложения в этом пункте обратномагничены, а перекрывающие их вулканиты имеют прямую намагниченность. Они связаны с хорошо выраженным в рельефе конусом вулкана, а палеомагнитная характеристика подтверждает их принадлежность к палеомагнитной эпохе Брюнес и, следовательно, плейстоценовый возраст. Красноцветные отложения, имеющие обратную намагниченность, относятся к эпохе Матуяма, т. е. к эоплейстоцену.

В восточной части Ханкайской впадины, к северо-востоку от г. Спасск-Дальний, красноцветные отложения, вскрывающиеся в выемках шоссе, перекрывают плиоценовые песчано-галечниковые отложения раздольницкой свиты. В этом районе, таким образом, представлена наиболее низкая часть разреза красноцветов. Палеомагнитными исследованиями установлена их прямая намагниченность, что позволяет отнести их либо к эпохе Гаусс (2,43—3,32 млн. лет), либо к эпизоду Олдувей—Гилса эпохи обратной намагниченности Матуяма (1,7—1,8 млн. лет), т. е. в любом случае, к плиоцену.

В западной части Ханкайской впадины, в обнажении у пос. Камень-Рыболов, красноцветные отложения обратномагничены, а перекрывающие их бурые суглинки имеют прямую намагниченность. Это позволяет

считать, что часть разреза красноцветов у пос. Камень-Рыболов соответствует эпохе обратной намагниченности Матуяма и может быть отнесена к эоплейстоцену (0,7—1,8 млн. лет) принятой в настоящей работе стратиграфической шкалы.

С эоплейстоценовыми красноцветными глинистыми песками с галькой, развитыми на водоразделах в периферической части Ханкайской впадины, вероятно, могут быть сопоставлены распространенные к западу красные пески и галечники водораздела рек Сунгари и Ляохэ, которые Г. С. Ганешин и А. М. Смирнов (Ганешин, Смирнов, 1960) относят условно к среднему плейстоцену, хотя палеонтологических, палинологических или палеомагнитных данных для такой их датировки пока нет.

К эоплейстоцену относится также часть шуфанских базальтов и андезито-базальтов. В разрезе у ст. Сенокосная, на восточном склоне Шуфанского плато, под базальтовым покровом шуфанской свиты залегают светло-серые глинистые пески с галькой и гравием. Из верхней части разреза песков и галечников Л. В. Голубевой определена пыльца, характеризующая растительность хвойно-широколиственного леса. Подобные спектры устанавливаются в Приморье в ряде разрезов нижнего антропогена и более древних. Несколько образцов из базальтов, перекрывающих песчано-галечниковую толщу у ст. Сенокосная, имели прямую намагниченность.

Прямомагнитными оказались также базальты верхней части покрова на р. Кедровка. Нижние части базальтов не подвергались палеомагнитным исследованиям. Но если принять во внимание особенности спорово-пыльцевого спектра из подстилающих базальты аллювиальных отложений, то становится достаточно ясным, что возраст платобазальтов шуфанской свиты должен определяться в довольно широких пределах, очевидно, от верхнего плиоцена-эоплейстоцена до плейстоцена включительно.

### Нижний плейстоцен

Отложения плейстоцена отличаются от более древних толщ прежде всего своей окраской. Они почти всегда имеют бурый или серый цвет. Критерии для вполне уверенного выделения нижнеплейстоценовых отложений в континентальных разрезах юга Дальнего Востока разработаны еще не достаточно хорошо. Сравнительно недавно широко применялся только климатостратиграфический метод. В последние годы, благодаря работам группы сотрудников Геологического института АН СССР, получены палеомагнитные данные, позволившие более определенно представить стратиграфию нижнего антропогена этого региона.

В долине нижнего течения р. Амур в разрезе у пос. Сарапульское, к нижнему плейстоцену относится нижняя часть сероцветной серии, перекрывающая красноцветные отложения. Серые и желтые алевриты и тонкие пески залегают непосредственно выше инверсии Брюнес—Матуяма и характеризуются прямой намагниченностью. Спорово-пыльцевой спектр из этих отложений отличается резким преобладанием пыльцы широколиственных пород (*Tilia*, *Ulmus* и др.), присутствием *Syringa*, *Betula sect. Abiae*, *Betula sp.*, *Alnus*, а также хвойных — *Picea sect. Omorica*, *Abies* и указывает на существование в нижнем плейстоцене растительности, характерной для теплого и влажного климата.

В обнажении у д. Ново-Ильиновка на левом берегу р. Амур установлена зона перехода от эпохи обратной намагниченности Матуяма к эпохе прямой намагниченности Брюнес (Ахметьева, 1973). При этом, непосредственно выше зоны палеомагнитной инверсии, в прямомагнитных песчаных аллювиальных отложениях установлен спорово-пыльцевой спектр, в котором присутствуют *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Betula* (древесная и кустарниковая), *Alnus*, *Corylus* и *Carpinus*. Такая растительность типична для теплого климата, но вместе с тем, более прохладного,

чем климат, который характеризуют спектры из нижнеплейстоценовых отложений разреза у пос. Сарапульское. Песчаные отложения у с. Ново-Ильиновка, по-видимому, соответствуют завершающему этапу нижнего плейстоцена или, как считает Н. П. Ахметьева (1973), отвечают началу среднего плейстоцена.

В Эворон-Чукчагирской депрессии к нижнему плейстоцену отнесена упадинская, преимущественно песчаная толща, вскрытая на глубинах 115—130 м (Александрова и др., 1966; Вихлянцев, Морозова, 1965). В спорово-пыльцевых комплексах встречена пыльца *Tsuga*, *Picea*, *Pinus*, *Betula* (древесные виды преобладают), *Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans*, *Tilia* и *Plex*, в целом характеризующая условия теплого и достаточно влажного климата (рис. 15).

В верхней части разреза нижнего плейстоцена на основании палинологического изучения материалов бурения выделяется фаза похолодания, отмеченная широким распространением в составе растительности кустарниковых видов березы (Ерошенко, Александрова, 1972). Такая же климатостратиграфическая последовательность установлена и для разрезов нижнего плейстоцена Сахалина (Александрова, 1972). В Ханкайской впадине, по материалам скважины близ устья р. Мельгуновка, Л. П. Карауловой и Е. М. Назаренко (1972) в 1967 г. были впервые получены палинологические данные, позволившие им составить детальную климатостратиграфическую шкалу для всего антропогена. Очень ценно, что детальное изучение изменений характера растительности прослежено на материале одного непрерывного разреза. В разрезе нижнего плейстоцена, в частности, выделяется пачка песков и глин в интервале 52—56 м, в которой выявлены две фазы развития растительности. Первая фаза в основании разреза характеризуется господством растительных ассоциаций обедненных плиоценовых лесов, со значительным участием реликтов тургайской флоры. Вторая фаза связана с похолоданием, в течение которого широкое развитие получила темнохвойная тайга с небольшим участием широколиственных пород. Климат второй половины нижнего плейстоцена был несколько холоднее современного (Караулова, Назаренко, 1972).

Близкие палинологические спектры еще ранее были получены В. Ф. Морозовой (Берсенев и др., 1962) из фрагментарных разрезов аллювиальных отложений в бассейне р. Одарка (Ханкайская впадина), а также в бассейне р. Киевка. Спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений отражают существование термофильных, хвойно-широколиственных лесов, с отдельными элементами тургайской флоры.

### Средний плейстоцен

В разрезе среднего плейстоцена Приамурья и Приморья обычно выделяют два горизонта, из которых нижний соответствует тобольскому горизонту Сибири, а верхний сопоставляется с самаровским горизонтом или с самаровско-тазовской перигляциальной серией. В проекте Унифицированной стратиграфической схемы Ю. Ф. Чемяков (Алексеев, Чемяков, 1973) предложил нижний горизонт называть ханкайским, а верхний — вяземским, по наиболее типичным разрезам отложений этого возраста на юге Советского Дальнего Востока.

Среди большого числа исследований антропогеновых отложений, выполненных на этой территории в последние годы, необходимо отметить работу В. В. Вихлянцева и В. Ф. Морозовой (1965), которые на основании палинологических и климатостратиграфических данных, полученных при изучении разреза скважины в с. Упагда (Эворон-Чукчагирская впадина) указали на возможность выделения в среднем плейстоцене двух теплых и двух холодных климатических фаз (см. рис. 15). Эти климатостратиграфические подразделения могут соответствовать тобольскому, самаровскому, мессовскому и тазовскому горизонтам Сибирской схемы.

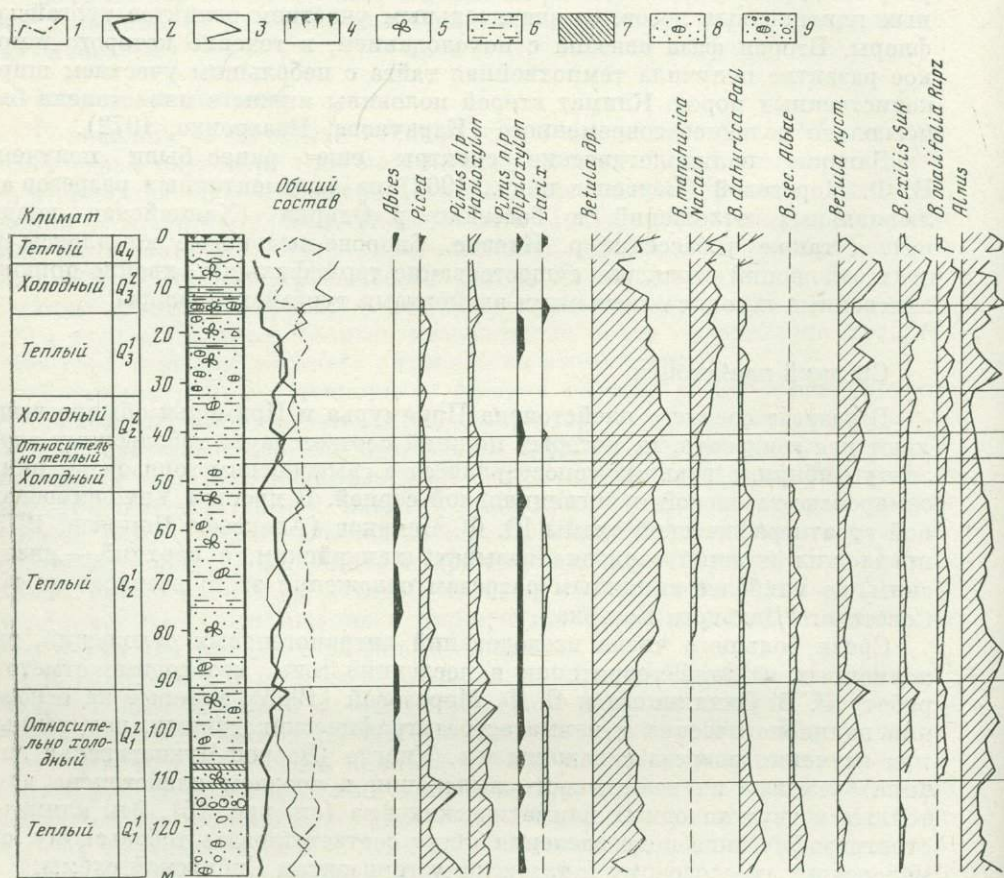
**Тобольский горизонт.** В разрезе скважин у с. Упагда в Эворон-Чукчагирской впадине в интервале 50—90 м из песчаных отложений с линзами суглинков получен спорово-пыльцевой спектр, указывающий на распространение хвойно-мелколиственных лесов с участием широколиственных пород: *Corylus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Carpinus*, *Juglans* и др. (Вихлянцева, Морозова, 1963).

Эта серия осадков подстилается нижнеплейстоценовыми отложениями и перекрывается пачкой песков с палинологическими спектрами, фиксирующими похолодание.

В Нижнем Приамурье среднеплейстоценовые отложения вскрываются в верхних частях разрезов амурских террас, высотой 40—60 м в пределах Киселевского пережима — у дд. Ново-Илиновка, Жеребцовка, Зеленый Бор, а также у г. Николаевск-на-Амуре (Ахметьева, 1973). Из этих отложений получена пыльца, в составе которой до 40% древесных: *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Larix*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Quercus*, *Tilia*. Характерно присутствие пыльцы *Betula verrucosa* Ehrh. и *B. pubescens* Ehrh., которые не встречаются в более молодых отложениях Приамурья. Пыльца травянистых растений — в основном *Gramineae* и *Artemisia*. В Удиль-Кизинской и Среднеамурской впадинах среднеплейстоценовые отложения вскрыты на глубинах до 30 м.

**Рис. 15.** Спорово-пыльцевая диаграмма антропогенных отложений, вскрытых скважиной в с. Упагда (Вихлянцева, Морозова, 1965)

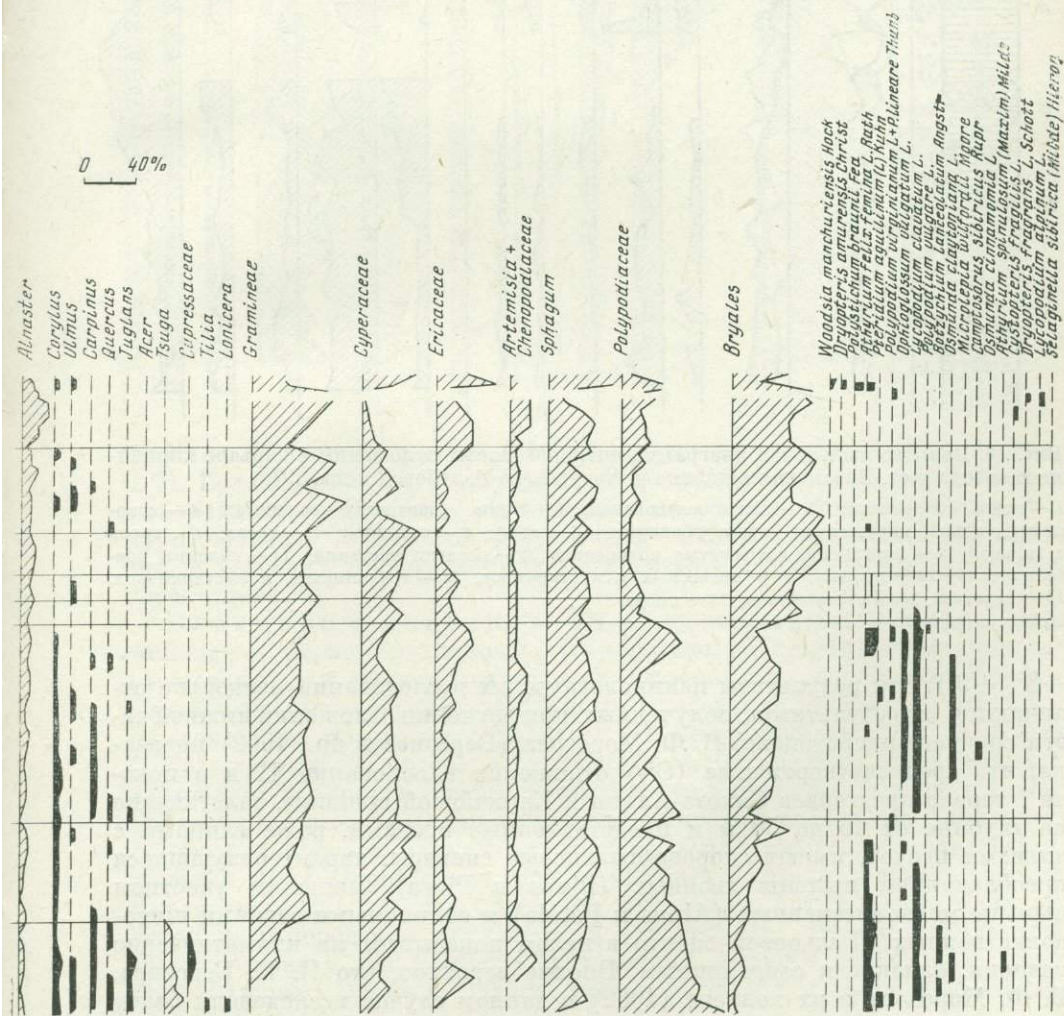
1 — сумма пыльцы деревьев и кустарников; 2 — сумма пыльцы трав и кустарничков; 3 — споры; 4 — почва; 5 — растительные остатки; 6 — глинистый песок; 7 — суглинок; 8 — песок с линзами суглинков; 9 — песок с галькой и включениями суглинка



В разрезе у пос. Сарапульское тобольскому горизонту соответствует серия серых и желтых глинистых алевролитов озерно-аллювиального генезиса (Алексеев и др., 1973).

В горных районах Сихотэ-Алиня к нижнему горизонту среднего плейстоцена Ю. Ф. Чемяков (1959, 1964) относит аллювиальные суглинки, глины и галечники третьих террас (20–40 м) рек Большая Уссурка и Хор. В них установлен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для растительности темнохвойных лесов, с участием мелколиственных и широколиственных пород. Этот комплекс указывает на умеренно теплый климат времени формирования толщи.

В разрезе Ханкайской впадины (устье р. Мельгуновка) Л. П. Караулова и Е. М. Назаренко (1972) в интервале 36–52 м выделяют озерно-аллювиальные, преимущественно песчано-гравийные отложения и относят их к нижней части среднего плейстоцена. Проведенное ими палинологическое изучение показало, что во время формирования этой серии осадков господствовали хвойно-широколиственные леса с незначительным участием *Carya*, *Tsuga*, *Fagus*, *Castanea*, палеотипных видов сосны, *Juglans*, *Ulmus*, *Betula verrucosa* Ehrh. Л. П. Караулова (1973) сравнивает эту растительность с современной растительностью северной части о. Хонсю или южной части о. Хоккайдо (среднегодовые температуры



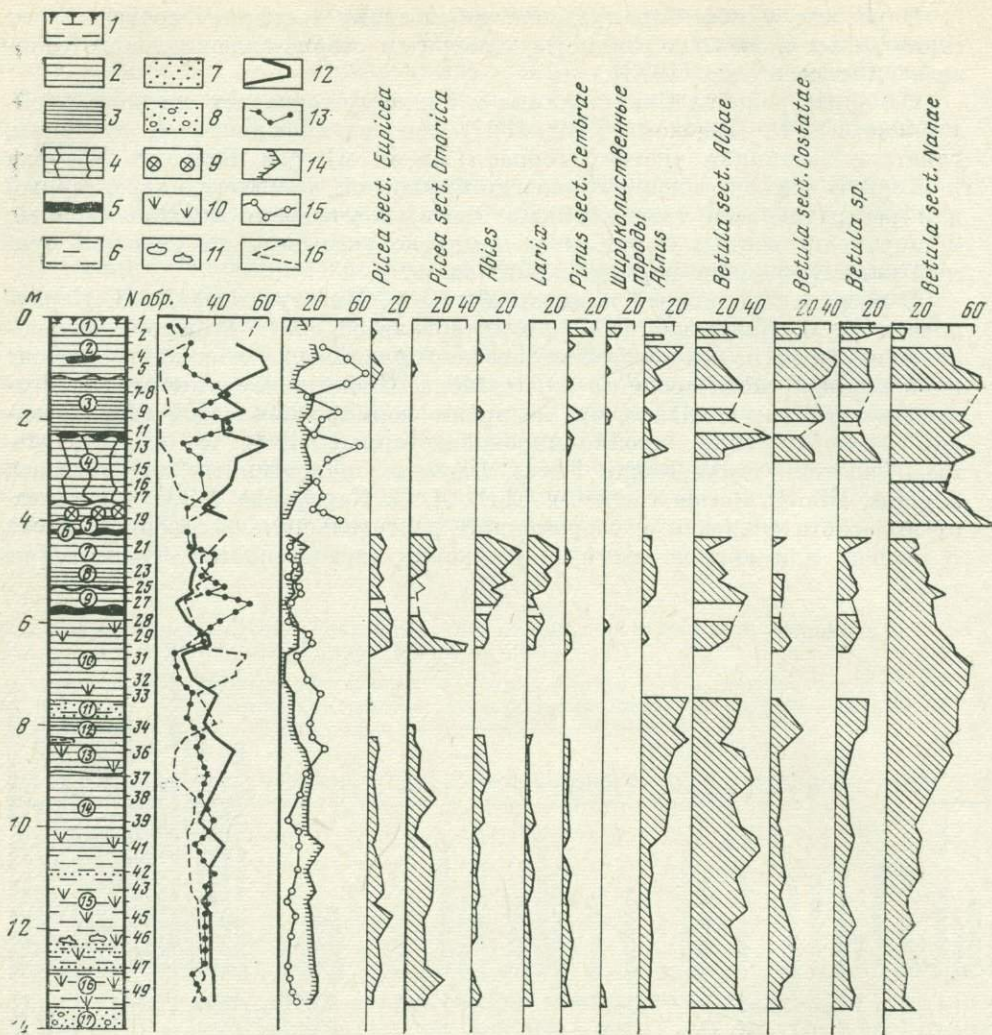
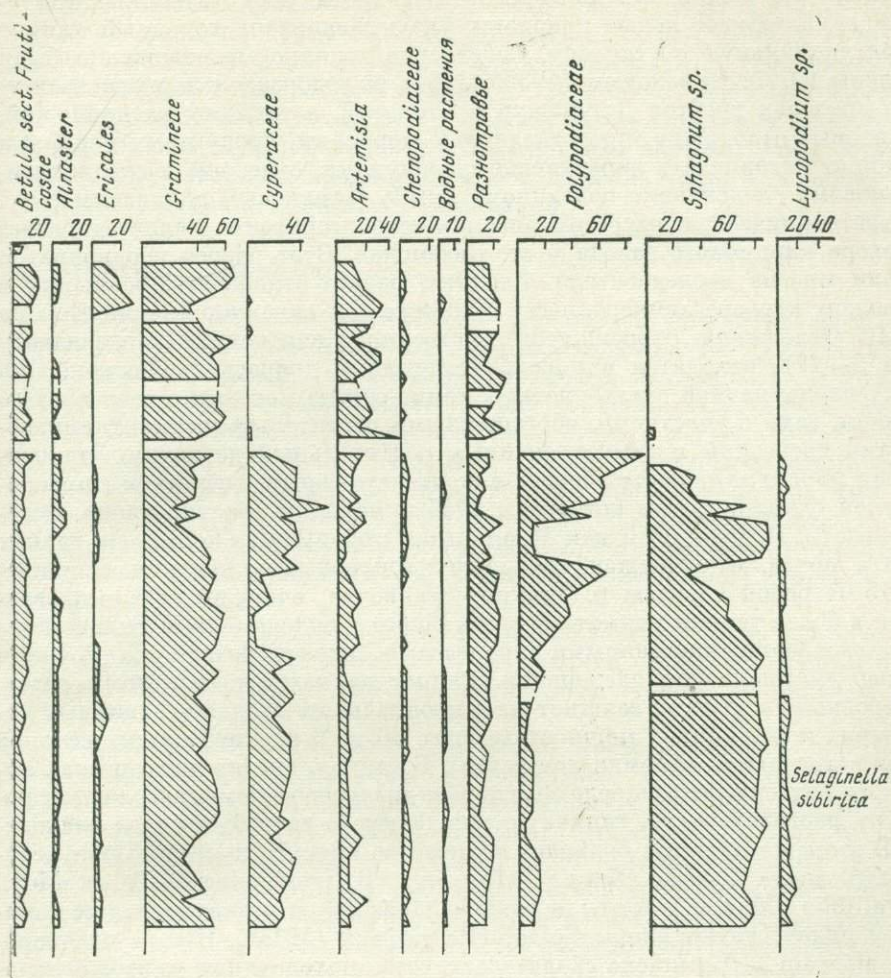


Рис. 16. Спорово-пыльцевая диаграмма антропогенных отложений в карьере кирпичного завода у ст. Вяземская в долине р. Уссури (по Голубевой и др., 1976)

1 — почва современная; 2 — глина комковатая; 3 — глина горизонтальнослоистая; 4 — ископаемая почва, нарушенная криотурбациями; 5 — торф; 6 — суглинок; 7 — песок; 8 — песок с галькой; 9 — марганцево-железистые конкреции; 10 — остатки растений; 11 — обломки древесины; 12—15 — пыльца: 12 — древесных и кустарников, 13 — травянистых и кустарничков, 14 — деревьев, 15 — кустарников; 16 — споры

Цифры в кружках — номера слоев

+8°, +9°). Эти результаты палинологических исследований несколько отличаются от результатов, полученных при изучении отложений нижней части среднего плейстоцена. В. Ф. Морозова (Берсенева и др., 1962) показала, что среднечетвертичные ( $Q_1^2$ ) отложения в основании II и в доколе I террас предгорьев Сихотэ-Алиня и Ханкайской впадины, залегающие на глубине от 15 до 50 м и представленные песками, реже глинами с линзами песков, имеют спорово-пыльцевые спектры, характеризующиеся преобладанием пыльцы хвойных (*Pinus* и *Picea*), меньшим участием пыльцы мелколиственных (*Alnus* и *Betula*) и единичными зернами широколиственных. Пыльцевой спектр в целом показывает на климатические условия, близкие к современным. Вполне вероятно, что И. И. Берсенева, В. Ф. Морозова и их коллеги (1962) в данном случае исследовали более молодые плейстоценовые толщи.



На о. Сахалин в Поронайской депрессии А. Н. Александрова и С. В. Белецкая (1965) в разрезе среднего плейстоцена выделяют озерно-аллювиальные отложения «I поронайского этапа». Эти отложения, сформировавшиеся, судя по результатам палинологических исследований, в условиях теплого климата, относятся к первой половине среднего плейстоцена.

Вяземский надгоризонт объединяет отложения среднеплейстоценового первого ледникового (самаровского), второго межледникового (мессовского) и второго ледникового (тазовского) горизонтов. Как уже отмечалось выше, вариант детального расчленения отложений этого надгоризонта был предложен в работе В. В. Вихлянцева и В. Ф. Морозовой (1965), которые на основании палинологических данных, полученных на материалах бурения в Эворон-Чукчагирской депрессии, выделили в верхней части среднеплейстоценовой серии глинистых песков три фазы климата: фазу холодного климата, с полным отсутствием широколиственных деревьев, фазу относительно теплого климата с незначительным участием широколиственных и фазу холодного климата, во время которого широколиственные породы не произрастали (см. рис. 15). Эти материалы можно использовать для дробного расчленения среднего плейстоцена Советского Дальнего Востока. Однако, увязка выделенных выше климатостра-

тиграфических подразделений с Сибирской стандартной схемой требует дополнительных исследований.

Отложения вяземского надгоризонта почти во всех изученных местонахождениях имеют ясные признаки, указывающие на холодный климат и перигляциальную обстановку. Собственно ледниковые отложения были выделены Ю. Ф. Чемяковым (1959, 1964) на водораздельных пространствах в пределах хребтов Джурджур и Становой, а также у их подножий. Ледниковые отложения, представленные моренами, продуктами перемыва моренного материала и эратическими валунами, отнесены к среднеплейстоценовому оледенению, названному Ю. Ф. Чемяковым алданским.

Стратотипическим разрезом вяземского надгоризонта является разрез в карьере кирпичного завода у ст. Вяземская. Этот разрез неоднократно изучали многие исследователи. Сводный разрез отложений, вскрытых в Вяземском карьере землеройными машинами и скважиной, приведен на рис. 16. Отложения, относящиеся собственно к вяземскому надгоризонту (слои 5—17), находятся в цоколе 15-метровой террасы р. Уссури. Они представлены пачкой очень плотных темно-серых, местами с зеленоватым оттенком, глин с участками, обогащенными растительными остатками, обломками древесины и гумусированным растительным детритом. Эта пачка глин иногда замещается серым и желтовато-серым суглинком со слабо заметной слоистостью, в котором в 1946 г. найдены остатки слона, определенные В. И. Громовым как *Mammuthus trogontherii* (Pohl.). На глинах развита почва, отделяющая среднеплейстоценовые отложения от аллювия 15-метровой террасы р. Уссури. Эта почва, очевидно, сформировавшаяся в более теплом климате последующего межледниковья, сильно смята и разорвана криогенными процессами, относящимися ко времени верхнеплейстоценового оледенения. Глинистая пачка с остатками слона, по неровному контакту залегает на аллювиальных песчано-гравийных отложениях и галечниках мощностью более 10 м. В верхней части песчаной толщи встречаются обломки древесины. В глинах, суглинках и песках вяземского надгоризонта определен спорово-пыльцевой комплекс, указывающий на растительность, типичную для березово-лиственничного редколесья. В этом комплексе в большом количестве присутствует пыльца кустарниковых видов березы (*Betula exilis* Suk., *B. middendorffii* Tr. et Mou., *B. ovalifolia* (Maxim.) Mast.) и ольхи (*Alnaster*), в незначительном количестве присутствуют споры *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron и *Lycopodium alpinum* L. Комплекс свидетельствует о похолодании во второй половине среднего плейстоцена.

Среднеплейстоценовому холодному этапу в обнажении у пос. Сарapultьское соответствует подзолистая почва слоя 9 пункта 29/68, в которой Л. В. Голубевой определена пыльца, принадлежащая преимущественно березе, в том числе ее кустарниковым видам, и ольхе. В виде небольшой примеси присутствует пыльца лиственницы и ели. Минералогический анализ алевритов из этого слоя также подтверждает, что во время формирования почвы климат был умеренно холодным.

В разрезе среднеплейстоценовых, озерно-аллювиальных отложений Ханкайской впадины Л. П. Караулова и Е. М. Назаренко (1972) выделяют фазу развития растительности, отражающую господство березово-лиственничных лесов, темной тайги в предгорной зоне и тундровых и лесотундровых сообществ в горах. Как отмечают эти исследователи, во время среднеплейстоценового похолодания на южных и западных склонах Сихотэ-Алиня в составе растительности продолжали существовать такие термофильные элементы, как маньчжурская береза, корейский кедр и тсуга.

На существование среднеплейстоценового оледенения в горных районах Приамурья и на Сихотэ-Алине существуют различные взгляды. Широко распространено представление, что в этом районе следы среднеплейстоценового оледенения отсутствуют (Алексеев и др., 1975 и др.).

Согласно другой точке зрения, в пределах юга Советского Дальнего Востока имело место среднечетвертичное горнодолинное оледенение. По свидетельству Ю. Ф. Чемякова (1961, 1964, 1966), следы среднечетвертичного оледенения обнаружены в хр. Ям-Алинь. В. В. Соловьев (1961, 1964) указал на присутствие морены и флювиогляциальных галечников среднечетвертичного возраста в долине р. Цукановка (близ зал. Посъет).

Выполненные нами работы в южной части Приморья и, в частности, в бассейне р. Цукановка, не подтвердили эти выводы. Здесь были выделены аллювиальные, пролювиальные и делювиальные отложения и отмечено отсутствие ледниковых образований.

### Верхний плейстоцен

В разрезе верхнего плейстоцена выделяются четыре горизонта: первый межледниковый (казанцевский), первый ледниковый (зырянский), второй межледниковый (каргинский) и второй ледниковый (сарганский). Достаточно обоснованная стратиграфия верхнего плейстоцена юга Советского Дальнего Востока стала возможна лишь в последние годы благодаря детальным палинологическим и климатостратиграфическим исследованиям и определениям радиоуглеродного возраста ископаемых растительных остатков. Можно считать, что благодаря этим работам в настоящее время существует реальная возможность перейти к стандартным подразделениям, принятым для верхнего плейстоцена Сибирской стратиграфической шкалы.

*Казанцевский горизонт* отчетливо выделяется в ряде опорных разрезов Приамурья и Приморья и на о. Сахалин. Начало верхнего плейстоцена ознаменовалось значительным потеплением и морской трансгрессией.

Морские отложения наиболее полно представлены в покрове 20—40-метровых террас Сахалина (Александрова, 1972). Отложения содержат раковины моллюсков *Cardium cf. californiensis* Deshayes, *Litorina squalida* Broderip et Sowerby, диатомей *Melosira sulcata* (Ehr) Kütz., *M. islandica* O. Mull., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Pinnularia alpina* W. Sm. *Diploneis interrupta* (Kütz) Cl. В Поронайской и Сусунайской депрессиях морские отложения погребены под толщей более молодых осадков. Палинологическое изучение нижней части разреза верхнечетвертичных прибрежно-морских отложений позволило установить в пределах Сусунайской депрессии на глубине 58,8—88,1 м спорово-пыльцевые спектры, указывающие на господство темнохвойных и лиственных лесов с елью, корейским кедром, ольхой (древесные виды), березой, дубом, вязом и лещиной (Александрова, Митрофанова, 1972). Подобные спектры получены также из разреза Поронайской депрессии (Александрова, Белецкая, 1965). Таким образом, устанавливаются межледниковые климатические условия, в которых в начале верхнего плейстоцена формировались морские отложения.

Вопрос о выделении ранних верхнеплейстоценовых морских отложений и террас в Приморье представляется пока не вполне ясным. Небольшие участки морских отложений, связанных с трансгрессией, сохранились близ устья р. Амур (Ахметьева, 1973). Прибрежно-морские отложения с раковинами *Macoma balthica* L. и *Corbula amurensis* Schrenck вскрыты скважиной в 15 км выше устья р. Псью. В них же определена пыльца *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Juglans* и травянистых растений. Н. П. Ахметьева (1973) отмечает сходный спорово-пыльцевой спектр из верхнечетвертичных отложений юго-западнее с. Мариинское в долине р. Амур, где установлено их залегание на осадках среднего плейстоцена. В южной части Приморья среди береговых форм рельефа хорошо выделяется и прослеживается на значительное расстояние уступ высотой 15—18 м, но нигде покров рыхлых отложений

на нем не обнаружен. Ю. Ф. Чемяков (1957, 1961), после обобщения значительного материала, выделил в верхнем плейстоцене Советского Дальнего Востока две трансгрессии. Первая, более древняя, отмеченная морскими террасами высотой 15—25 м, названа им курильской. Вполне вероятно, что она соответствует первой верхнеплейстоценовой «казанцевской» трансгрессии.

В Средне-Амурской депрессии казанцевский горизонт представлен пачкой озерно-аллювиальных глинистых алевроитов и тонких песков, вскрывающихся в обнажении близ пос. Сарапульское. В них присутствуют одна—две слабо развитые почвы, вероятно лугового типа. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из этих отложений, отражают условия темнохвойной тайги и смешанных лесов с участием широколиственных пород (Алексеев и др., 1973).

В Северном Приамурье, в депрессиях у селений Упагда, Малышевское, Горелое и др., выделяются озерно-аллювиальные пески и алевроиты, из которых изучены спорово-пыльцевые комплексы, свидетельствующие о господстве темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород (Вихлянцева, Морозова, 1965; Ерошенко, Александрова, 1972). Близкие спорово-пыльцевые спектры получены для ряда разрезов верхнеплейстоценовых аллювиальных отложений на Сихотэ-Алине (Караулова, Назаренко, 1972; Караулова, 1973).

В Ханкайской депрессии, по данным Л. П. Карауловой и Е. М. Назаренко (1972) скважиной в интервале глубин 14—17 м был вскрыт слой глины и иловатых песков, для которых получен спорово-пыльцевой спектр, свидетельствующий о распространении кедрово-широколиственных лесов с примесью березы (*Betula manshurica* (Rgl.) Nakai). Эти отложения отнесены к первому верхнеплейстоценовому «теплому» горизонту. Они перекрываются песчанолистыми осадками со спорово-пыльцевыми спектрами, указывающими на развитие ольхово-березовых ассоциаций, с участием лесотундровых и тундровых элементов, характерных для следующего — зырянского горизонта.

*Зырянский горизонт* — первый верхнеплейстоценовый ледниковый горизонт — в горах Приамурья представлен комплексом ледниковых образований, отнесенных Ю. Ф. Чемяковым (1961, 1964) к муниканскому оледенению. Это оледенение, судя по стратиграфическому положению ледниковых отложений, должно сопоставляться с зырянским оледенением Сибири.

В моренах муниканского оледенения в хр. Ям-Алинь обнаружена пыльца кустарниковых видов *Betula*, *Alnus* и *Pinus pumila*, а также установлено полное отсутствие пыльцы широколиственных. Спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о холодном климате времени оледенения. В донных отложениях Охотского моря, согласно данным Ю. Ф. Чемякова (1964), с эпохой муниканского оледенения связано накопление илов с прослоями вулканического пепла. Из илов определена пыльца кустарниковых видов *Betula* и *Alnus* и споры *Bryales*, а также диатомовая флора перитического состава, в которой доминируют арктические и арктобореальные виды.

В Ханкайской депрессии Л. П. Караулова и Е. М. Назаренко (1972), по материалам скважины близ устья р. Мельгуновка, в интервале глубин 14—12 м выделили пачку озерных глин, илов и илистых песков, в которых определили пыльцу, свидетельствующую о растительности березово-светлохвойных лесов с незначительным участием ели. Эта пачка подстилается и перекрывается отложениями, содержащими палинологические спектры, характеризующие условия межледникового — более тепло-го климата.

Разрезы первого верхнеплейстоценового ледникового горизонта Советского Дальнего Востока (абс. возраст от 45 000 до 70 000 лет назад) коррелируются с разрезами зырянского горизонта Сибири.

*Каргинский горизонт* занимает интервал между 45 000 и 25 000 лет назад. К нему относятся аллювиальные отложения низких террас, аллювиально-озерные и озерные отложения, а также ископаемые почвы. Соотношения межледникового горизонта с подстилающими и перекрывающими его ледниковыми образованиями не всегда достаточно ясны. Наиболее четко эти соотношения устанавливаются в разрезах скважин, в которых по данным палинологических исследований можно проследить изменение климатической обстановки. Наиболее показателен в этом отношении разрез Ханкайской депрессии, в котором в слое песчано-глинистых озерных отложений (интервал 10—12 м в разрезе скважины у устья р. Мельгуновка) зарегистрировано заметное увеличение пыльца древесных — ели, пихты, корейской сосны, незначительная примесь пыльца широколиственных (Караулова, Назаренко, 1972). Эти данные свидетельствуют о потеплении климата. Выше и ниже в непрерывном разрезе установлены спорово-пыльцевые спектры, соответствующие холодному климату и охватывающие соответственно первый и второй ледниковые горизонты.

Палинологическая характеристика отложений второго межледникового горизонта Ханкайской депрессии (Караулова, Назаренко, 1972) указывает на развитие темнохвойной тайги, ограниченное распространение хвойно-широколиственных лесов и полное выпадение термофильных элементов тургайской флоры (которые присутствуют в среднеплейстоценовых осадках и изредка в отложениях первого верхнеплейстоценового межледникового горизонта).

В верхней части разреза пункта 29/68 у пос. Сарапульское на р. Амур к каргинскому межледниковью относится слой 5 — почва, образование которой происходило в условиях относительно более теплого климата. На эту почву наложены более поздние мерзлотные нарушения сартанского времени.

Ко второму верхнеплейстоценовому межледниковью горизонту относится также часть разреза пещерных образований, вскрытых Н. Д. Оводовым в Пещере Географического общества, находящейся в долине р. Партизанская, недалеко от г. Находка. Этот разрез детально описан в работе А. П. Окладникова, Н. К. Верещагина и Н. Д. Оводова (1968). Найденные в пещерных отложениях орудия палеолита и остатки ископаемой фауны относятся, по мнению этих исследователей, ко времени последнего верхнеплейстоценового похолодания. Этот вывод не совсем совпадает с результатами наших исследований. Палинологическое изучение нескольких проб (определения Л. В. Голубевой), взятых из пещерных отложений, сохранившихся у юго-западной стенки пещеры, показало, что в коричневой вязкой глине со щебнем известняка и обломками костей млекопитающих в интервале глубин 1,3—1,7 м содержится пыльца хвойных (*Pinus silvestris*, *P. koraiensis* Sieb. et Zucc., *Picea sect. Omorica*, *Larix*), широколиственных пород (*Tilia*, *Quercus*, *Juglans*, *Acer*, *Ulmus*), березы (*Betula manshurica* (Rgl.) Nakii и др.) и различных травянистых растений. Это указывает на распространение хвойно-широколиственных лесов с обильным травяным покровом. В сером пористом суглинке, залегающем на неровной поверхности коричневой глины в интервале глубин 0,7—1,0 м, отсутствует пыльца широколиственных пород, содержится пыльца кустарниковых видов березы и споры сфагновых мхов, плаунов и *Selaginella sibirica*. Таким образом, если формирование верхнего слоя суглинков происходило во время последнего верхнеплейстоценового похолодания, то нижележащие глины накапливались в предшествующий более теплый отрезок времени, который, в таком случае, может соответствовать последнему верхнеплейстоценовому межледниковью.

На юге Приморья нижняя часть разреза второго межледникового горизонта представлена в обнажении на р. Виноградная (рис. 17). Здесь в доколе II террасы р. Виноградная вскрываются плотные глины с редким щебнем, залегающие на торфянике (мощность до 0,6 м) с остатками дре-

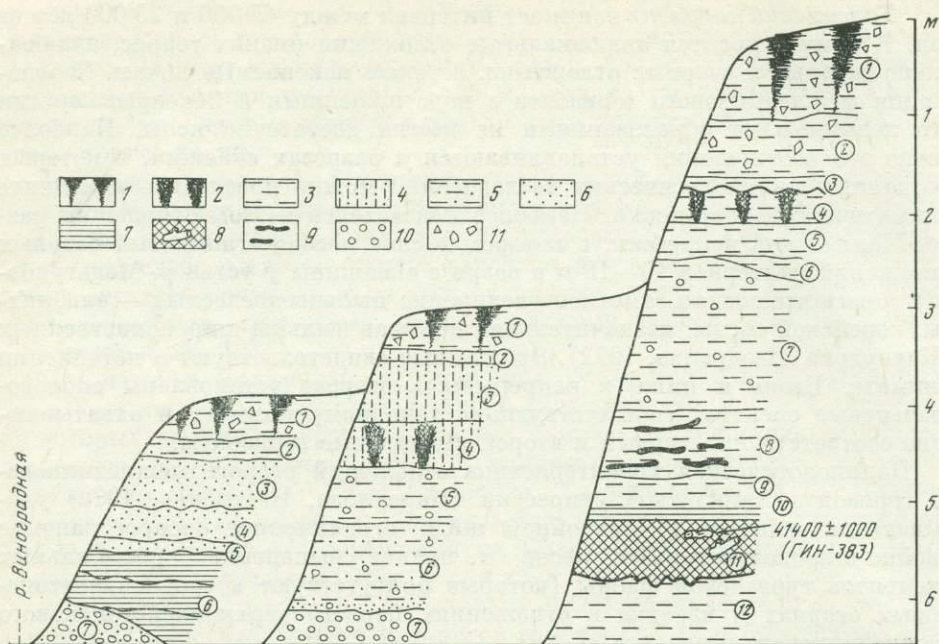


Рис. 17. Схема соотношения террас р. Виноградная

1 — современная почва; 2 — ископаемая почва; 3 — глина; 4 — суглинок; 5 — супесь; 6 — песок; 7 — ил; 8 — торф с обломками деревьев; 9 — гиттия; 10 — галечник; 11 — щебень  
Цифры в кружках — номера слоев

весины. Возраст древесины по  $C^{14}$   $41400 \pm 1000$  лет назад (ГИН-383), что позволяет отнести глины и торфяник ко времени завершения первого верхнечетвертичного оледенения — началу каргинского межледникового. Палинологическое изучение торфяника и вмещающих его глинистых осадков, выполненное Л. В. Голубевой, показало, что их формирование происходило в условиях умеренно холодного климата (рис. 18). В нижней части разреза присутствует пыльца древесных (*Picea sect. Euripicea*, *Picea sect. Omorica*, *Abies*), характеризующая условия темнохвойных и лиственных лесов. Выше устанавливается постепенное увеличение пыльцы березы, в том числе кустарниковой. Количество пыльцы темнохвойных пород при этом сокращается. Палеомагнитные измерения образцов из глин, подстилающих торфяники, показали прямую намагниченность, относящуюся к палеомагнитной эпохе Брюнес (0,7 млн. лет и моложе).

В другом обнажении на р. Виноградная (рис. 19) в предгорной части, близ оленьей фермы в цоколе 10-метровой террасы, вскрываются илистые глины с прослоями торфа, растительным детритом и обломками древесины. Из этих отложений (Алексеев и др., 1975) определен спорово-пыльцевой спектр, в котором значительное участие пыльцы хвойных свидетельствует о распространении темнохвойных и лиственных лесов. Вместе с тем, отсутствие в спектрах пыльцы широколиственных пород и наличие пыльцы кустарниковых видов березы (до 25%) и ольхи (*Alnaster*, до 18%) свидетельствуют о климате более холодном, чем в настоящее время. По-видимому, эта часть разреза соответствует холодной фазе каргинского межледникового. Радиоуглеродный возраст растительных остатков, собранных из слоя ила с высоты 3 м над урезом воды, —  $35000 \pm 130$  лет назад (ГИН-744).

В Амуро-Зейской депрессии к каргинскому межледниковому горизонту относятся аллювиальные отложения, представляющие, очевидно, цоколь 10—15-метровой террасы р. Зей. Они содержат остатки *Mammuthus*

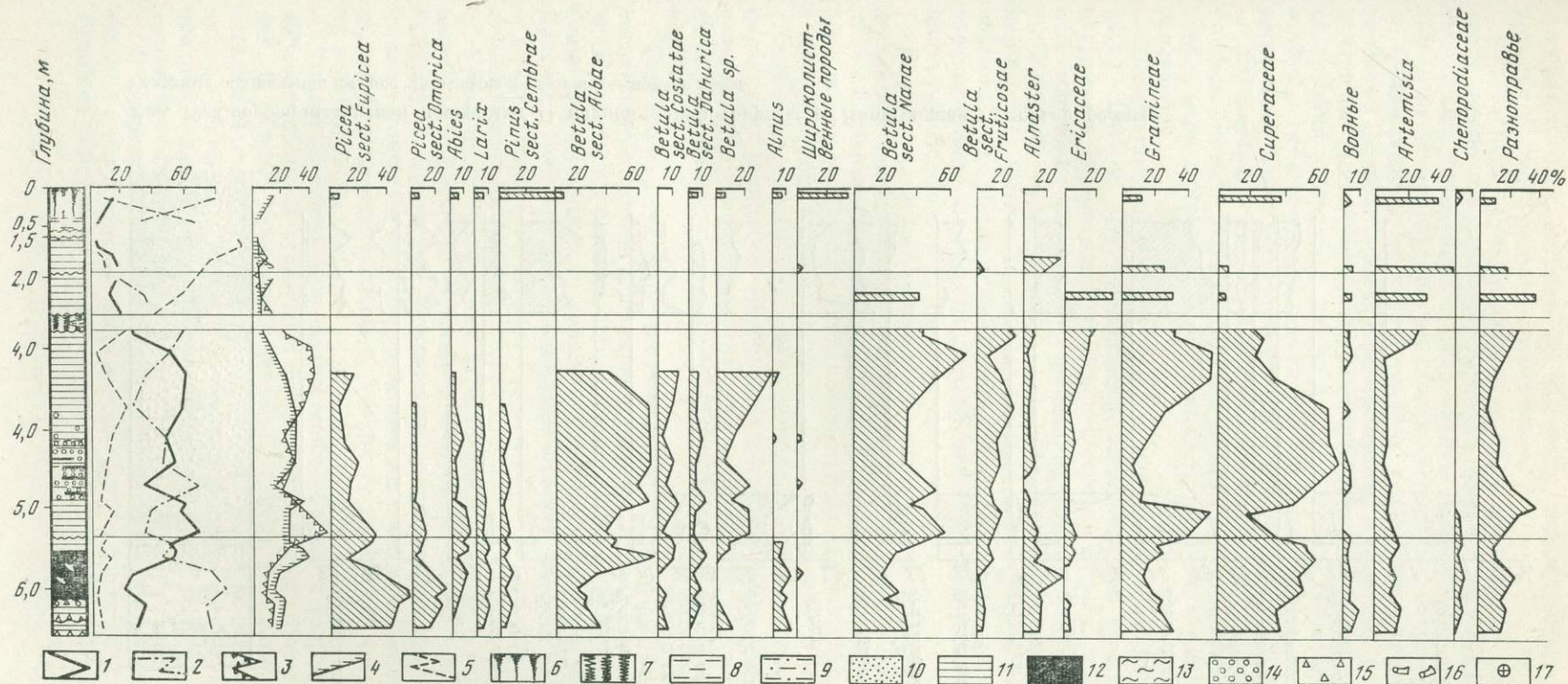


Рис. 18. Спорво-пыльцевая диаграмма II надпойменной террасы р. Виноградная у шоссе Раздольное—Краскино

1—4 — пыльца: 1 — древесных и кустарников, 2 — недревесных, 3 — деревьев, 4 — кустарников; 5 — споры; 6 — почва современная; 7 — почва ископаемая; 8 — суглинок; 9 — супесь; 10 — песок; 11 — глина; 12 — торф; 13 — ил; 14 — галька; 15 — щебень; 16 — ископаемая древесина; 17 — палеомагнитная характеристика

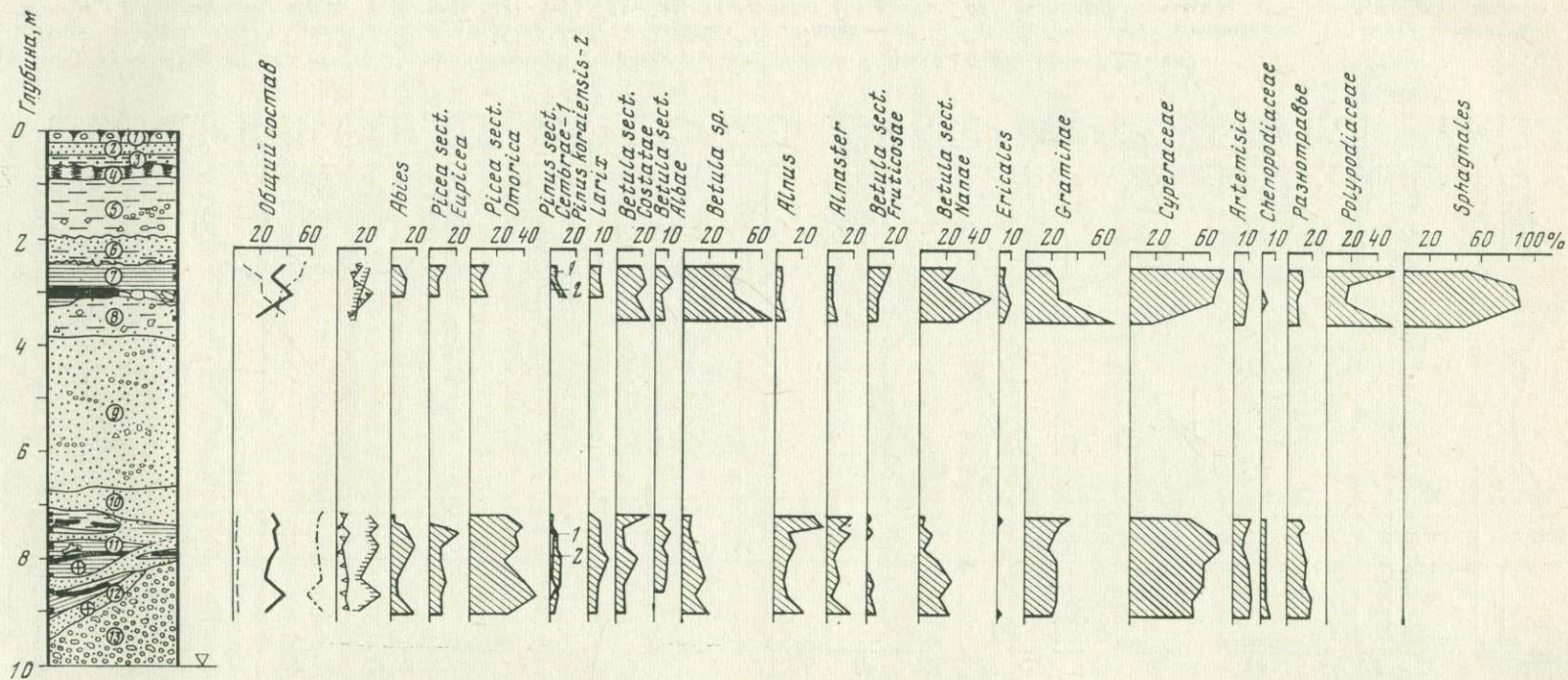


Рис. 19. Спорово-пыльцевая диаграмма II надпойменной террасы р. Виноградная у оленьей фермы  
Условные обозначения см. рис. 18. Цифры в кружках — номера слоев

primigenius Blum. и Equus. sp. и пыльцу, свидетельствующую о распространении березово-лиственничных лесов.

В долине р. Уссури (карьер у ст. Вяземская) к каргинскому горизонту можно отнести почву (рис. 16, слой 4), развитую на среднеплейстоценовых отложениях и разорванную криогенными процессами, которые связаны с последним верхнеплейстоценовым похолоданием.

Палинологическая характеристика отложений, соответствующих каргинскому межледниковью, свидетельствует о заметных различиях в составе спорово-пыльцевых спектров из различных частей разреза, что, очевидно, связано не только с ландшафтными, но и с общими климатическими особенностями этого межледниковья. Установливаются, в частности, фазы несомненно более холодного климата, чем современный.

*Сартанский горизонт* — второй ледниковый горизонт верхнего плейстоцена (между 25 000 и 10 000 лет назад) — представлен серией ледниковых, перигляциальных образований, а также аллювиальных и озерных отложений.

Ледниковые отложения были подробно изучены Ю. Ф. Чемяковым (1961, 1964 и др.), выделившим это последнее верхнеплейстоценовое оледенение и назвавшим его селитканским. Морены и флювиогляциальные отложения оледенения горнодолинного типа наиболее широко развиты в горной части Приамурья, в западном Приохотье и на Алданском нагорье. На Сихотэ-Алине, на отметках около 2000 м абс. высоты установлены лишь следы незначительного карового оледенения хр. Ям-Алинь; хорошо выражены морены, рельеф краевых образований и флювиогляциальные террасы.

В разрезах перигляциальной зоны хорошо сохранились ясные свидетельства значительного похолодания и усиления континентальности климата. Мерзлотные нарушения очень часто наложены на древние ископаемые почвы, благодаря чему почвы либо сильно деформированы, либо в значительной степени уничтожены. В обнажении у пос. Сарапульское (Алексеев и др., 1973) верхняя пачка имеет следы сильного воздействия мерзлотных процессов. Ископаемая почва нарушена криотурбациями, отдельные участки смещены и скручены мерзлотой. Возраст обломка древесины из этой почвы по  $C^{14}$ —25 800±820 лет назад (ГИН-627; Ахметьева, 1973б).

Особенности текстуры, а также данные спорово-пыльцевого и минералогического анализов показывают, что эта пачка формировалась в условиях холодного климата. Многочисленные мерзлотные нарушения, особенно характерные для верхнего плейстоцена южной части Советского Дальнего Востока, дают основание отнести формирование слоев 3,4 и 5 разреза пункта 29/68 пос. Сарапульское ко времени последнего верхнеплейстоценового похолодания.

Криогенные образования зарегистрированы также в перигляциальном аллювии 15-метровой террасы р. Уссури в разрезе карьера кирпичного завода у ст. Вяземская. Мерзлотными нарушениями здесь в значительной степени уничтожена почва, отделяющая собственно аллювиальные отложения 15-метровой террасы р. Уссури от глинистых озерных слоев цоколя этой террасы.

Типичные трещинные формы можно видеть в разрезе песчаной верхнеплейстоценовой террасы р. Амур у пос. Богородское и в других районах. В разрезе 15-метровой террасы р. Амур у г. Комсомольск найдены остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа. В Южном Приморье трещинные формы, как правило, отсутствуют и наибольшее развитие получают текстуры инволюционного типа — котлы, различного рода мерзлотные смятия.

В разрезе отложений Пещеры Географического общества заключительной стадии верхнего плейстоцена соответствует слой серого пористого суглинка (интервал глубин 0,7—1,0 м), в котором содержится пыльца ку-

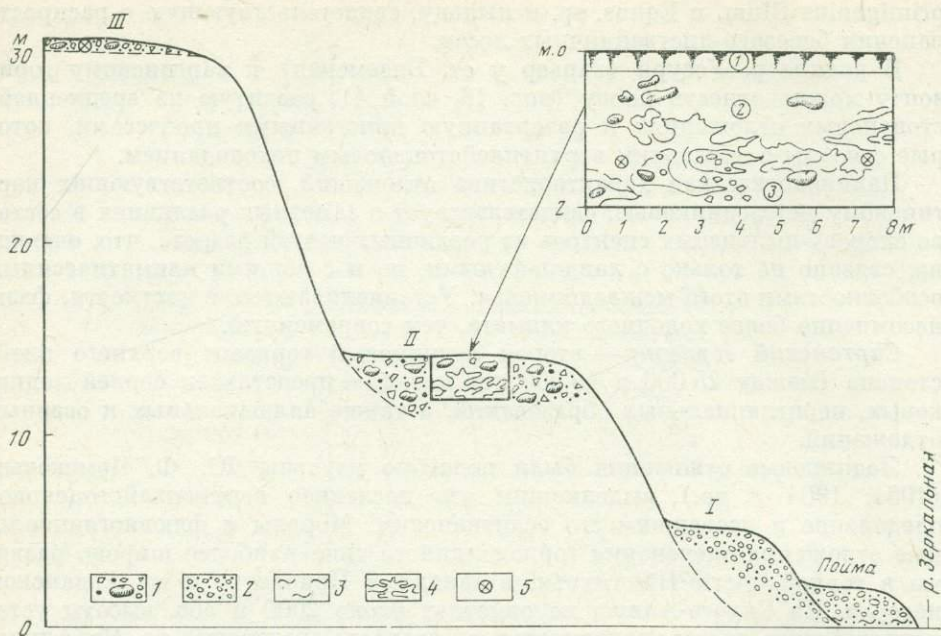


Рис. 20. Схема соотношения террас р. Зеркальная у стоянки Устиновка

1 — щебень и глыбы; 2 — галечник с глинистым песком; 3 — глина; 4 — суглинок и глина с мерзлотными смятиями; 5 — находки палеолитических орудий. I—III — надпойменные террасы. Цифры в кружках — номера слоев

старниковых видов берез и споры сфагновых мхов, плаунов и *Selaginella sibirica*.

Временем сартанского оледенения датируются аллювиальные — глинисто-песчано-щебнистые отложения II (15-метровой) террасы р. Зеркальная (рис. 20), в которых Ж. В. Андреевой найдены палеолитические орудия и отщепы. Эти отложения, сильно деформированные мерзлотой, содержат пыльцу березы (в том числе *Betula sect. Nanae*), *Alnaster* и травянистых растений (*Gramineae*, *Compositae*, *Artemisia*, *Oxyria* и др.). Следы последнего верхнеплейстоценового похолодания фиксируются также в отложениях I террасы р. Каменка в 1 км от берега Японского моря. В спорово-пыльцевом спектре из серых глин, залегающих в основании разреза террасы, обнаружено до 50% пыльцы *Betula sect. Nanae*, до 10% *Alnaster* и более 40% кустарничков (*Ericales*). Такой характер спорово-пыльцевого спектра свидетельствует о суровых климатических условиях перигляциальной зоны, в которых формировались отложения второго верхнеплейстоценового оледенения.

В разрезах Ханкайской депрессии выделяется слой озерных отложений, в котором фиксируется резкое сокращение пыльцы темнохвойных пород в составе спорово-пыльцевых спектров и увеличивается роль кустарничков (Жараулова, Назаренко, 1972). Реконструкция характера растительности Ханкайской депрессии и сопредельной части Сихотэ-Алиня во время формирования отложений заключительной стадии верхнеплейстоценового похолодания, позволила выделить фазу широкого развития горной тундры и фазу березовых и светлохвойных лесов с участками елово-пихтовых лесов.

В Южном Приморье, в разрезе 10-метровой террасы р. Виноградная, в илах, вскрывающихся в нижней части аллювия террасы, определена пыльца, свидетельствующая о произрастании темнохвойных и лиственных лесов со значительным участием кустарниковых берез. Палинологические исследования Л. В. Голубевой илистых отложений 10-метровой

террасы р. Виноградная показали, что эти отложения формировались в условиях умеренно холодного и достаточно влажного климата. Древесные остатки из илистых отложений средней части террасы датированы по  $C^{14}$  22200±500 лет назад (ГИН-745), т. е. началом сартанского ледникового века.

На Сахалине значительное развитие получило каровое оледенение (Соловьев, 1961). Похолодание устанавливается также на основании палинологических исследований многих разрезов скважин (Александрова, Белецкая, 1965; Александрова, Митрофанова, 1972) по появлению в верхней части разреза верхнего плейстоцена типичных представителей перигляциальной растительности. А. Н. Александрова и Л. И. Митрофанова (1972, стр. 187) подчеркивают, что растительность с господством травянистых ассоциаций (до 80%) и редколесий из березы, кедрового стланика и ольховника, по-видимому, отвечает условиям максимального для Сахалина четвертичного похолодания. В этих же сериях осадков отмечены следы криогенных нарушений. С заключительным этапом верхнего плейстоцена совпадает хорошо выраженная регрессия, оставившая свои следы в виде уступов подводных террас на дне заливов Терпения, Анива и Татарского пролива. Следы верхнечетвертичных береговых линий Сахалина указываются на глубинах от 16 до 39 м (Гольцев-Безюк, 1972). Сахалин во время верхнеплейстоценового оледенения был соединен с материковой частью Советского Дальнего Востока и о-вом Хоккайдо. По-видимому, по этому сухопутному соединению происходила миграция *Mammuthus primigenius* (Blum.), остатки которого известны из разрезов у г. Корсаков (о. Сахалин) и на мысе Эримо (о. Хоккайдо).

## Голоцен

Среди различных схем стратиграфического расчленения разреза голоцена рассматриваемого региона, наиболее распространенными можно считать две.

1. Схема, принятая на совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем в 1965 г. (г. Владивосток). В соответствии с этой схемой голоценовые отложения делятся на две толщи: нижнюю, объединяющую нижний и средний голоцен, и верхнюю, включающую верхний голоцен.

2. Схема Ю. Ф. Чемякова (1961, 1964), согласно которой в разрезе голоцена Советского Дальнего Востока выделяются три слоя (снизу вверх): мухенский, тихоокеанский и дальневосточный. Как правило, в наиболее полных разрезах голоцена достаточно четко выделяются три фазы развития растительности, характеризующие три климатостратиграфических подразделения. Например, в Средне-Амурской и Ханкайской депрессиях, по данным палинологических исследований, выделены: нижний голоцен — фаза смешанных и широколиственных лесов (фаза березы и вяза); средний голоцен — фаза широколиственных лесов (фаза монгольского дуба); верхний голоцен — фаза хвойно-широколиственных лесов (фаза корейского кедра и монгольского дуба). В других районах Приамурья и Приморья в разрезах голоцена выделяются также три фазы, однако, они имеют свои определенные черты, отражающие природную и климатическую зональность этой территории.

По данным Ю. Ф. Чемякова (1961б), к голоцену относится формирование двух уровней береговых линий: камчатского (+4÷+8 м) и северо-тихоокеанского (+1,5÷+3 м). Первый из них соответствует голоценовой трансгрессии, происходившей, по-видимому, во время климатического оптимума, а второй — одной из фаз последующей регрессии Тихого океана и окраинных восточноазиатских морей.

Ко времени голоценовой трансгрессии Японского моря, которая может коррелироваться с фландрской трансгрессией, относятся древние бе-

реговые валы высотой 3—5 м, отмечающие положение древней береговой линии. В Южном Приморье на северном берегу оз. Тальми на расстоянии примерно 20 км от современного берега моря в разрезе вала обнаружены массовые скопления толстостенных раковин *Rapana thomasiana thomasiana* Grosse и *Anadara (Hataiarca) subcrenata* (Lischke). Последние известны из плейстоценовых и голоценовых отложений Токийского залива и южной части Японского моря. Здесь же найдены единичные *Masoma tokuyoensis* Makiyama. Возраст раковин *Anadara (Hataiarca) subcrenata*, определенный по  $C^{14}$ ,  $5630 \pm 110$  (ГИН-739а) и  $6000 \pm 130$  лет назад (ГИН-739б). Образование вала, фиксирующего трансгрессию моря, происходило в условиях теплого климатического оптимума, что также подтверждается данными палинологических исследований песчаных отложений, заключающих раковины.

### О возрасте платобазальтов совгаванской и шуфанской свит

Вопрос о возрасте широко распространенных в Приморье платобазальтов уже давно привлекает внимание многих исследователей Советского Дальнего Востока. Проблеме возраста молодых эффузивов посвящена обширная литература. Существуют различные точки зрения, которые могут быть объединены в три группы. 1. Платобазальты относятся к плиоцену и достаточно веских данных в пользу более молодого возраста базальтов нет (П. Н. Кропоткин, И. И. Берсенов, Н. А. Лебедева, Е. П. Денисов и др.). 2. Базальты плейстоценовые, хотя некоторые из сторонников этой точки зрения допускают, что часть базальтов может быть отнесена к плиоцену (А. Ф. Баранов, Г. М. Власов, Е. Ф. Малеев, С. А. Салун, М. А. Ахметьев, Л. А. Ботылева, О. К. Чедия, К. Н. Худoley, В. Г. Плaxотник и др.). 3. Платобазальты имеют плиоцен-нижнечетвертичный возраст (Ю. Ф. Чемяков, Г. С. Ганешин, Н. А. Беляевский и др.).

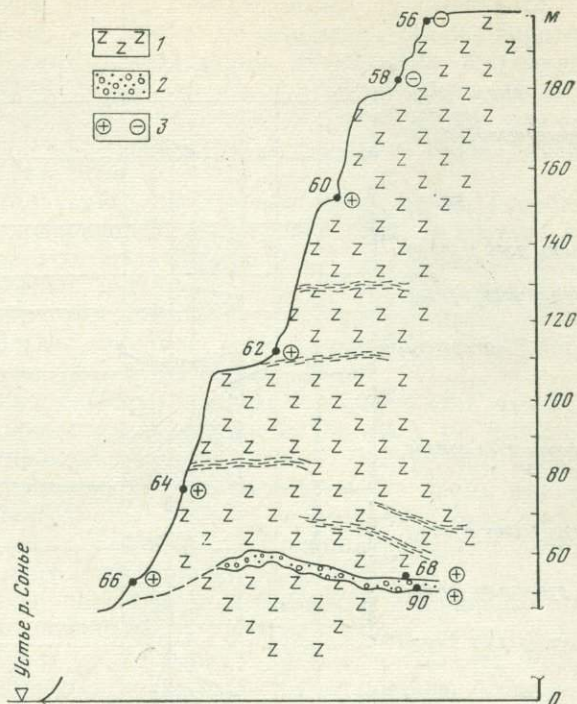
Платобазальты оливин-пироксенового и пироксенового состава, иногда андезито-базальты — в свежем состоянии темно-серые и черные, пористые и мелкопористые, образуют потоки, между которыми хорошо видны корки закалывания красно- или ярко-коричневого цвета. Платобазальты — эффузивы трещинного типа, излияние которых происходило в центральных частях Сихотэ-Алиня и по территории Раздольнинской и Ханкайской впадин. Они выполняют неровности древнего рельефа, спускаются в долины рек и, судя по геофизическим данным, развиты в акватории Татарского пролива. В Раздольнинской впадине установлено их переслаивание с песками и галечниками верхней части раздольнинской свиты (Денисов, 1965). Базальтовые покровы образуют неправильно наложенные пачки, причем однородные мелкопористые базальты по вертикали и по простиранию сменяются крупнопористыми разностями и линзами агломератов.

Автором, совместно с М. А. Ахметьевым и Л. В. Голубевой (Алексеев и др., 1975), изучен ряд разрезов в окрестностях г. Советская Гавань, в центральной части Совгаванского плато (в бассейнах рек Тутточа и Лачама), на побережье Татарского пролива в районе порта Ванино, бухты Силантьева и к югу от устья р. Тумнин у пос. Датта. В пределах восточного окончания Самаргинского плато исследовались разрезы к югу от пос. Нельма в бухте Сонье и Неми. Взаимоотношения платобазальтов с древними аллювиальными отложениями наблюдались на левобережье р. Копши у заброшенного становища Ульма и в излучине рек Ботчи и Мульпа.

В восточной части Шуфанского плато автором и Л. В. Голубевой изучены верхние части разреза платобазальтов и их соотношения с подстилающими аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями. В процессе комплексного изучения разрезов проводился спорово-пыль-

Рис. 21. Выходы платобазальтов совгаванской свиты и подстилающих аллювиальных отложений у устья р. Сонье

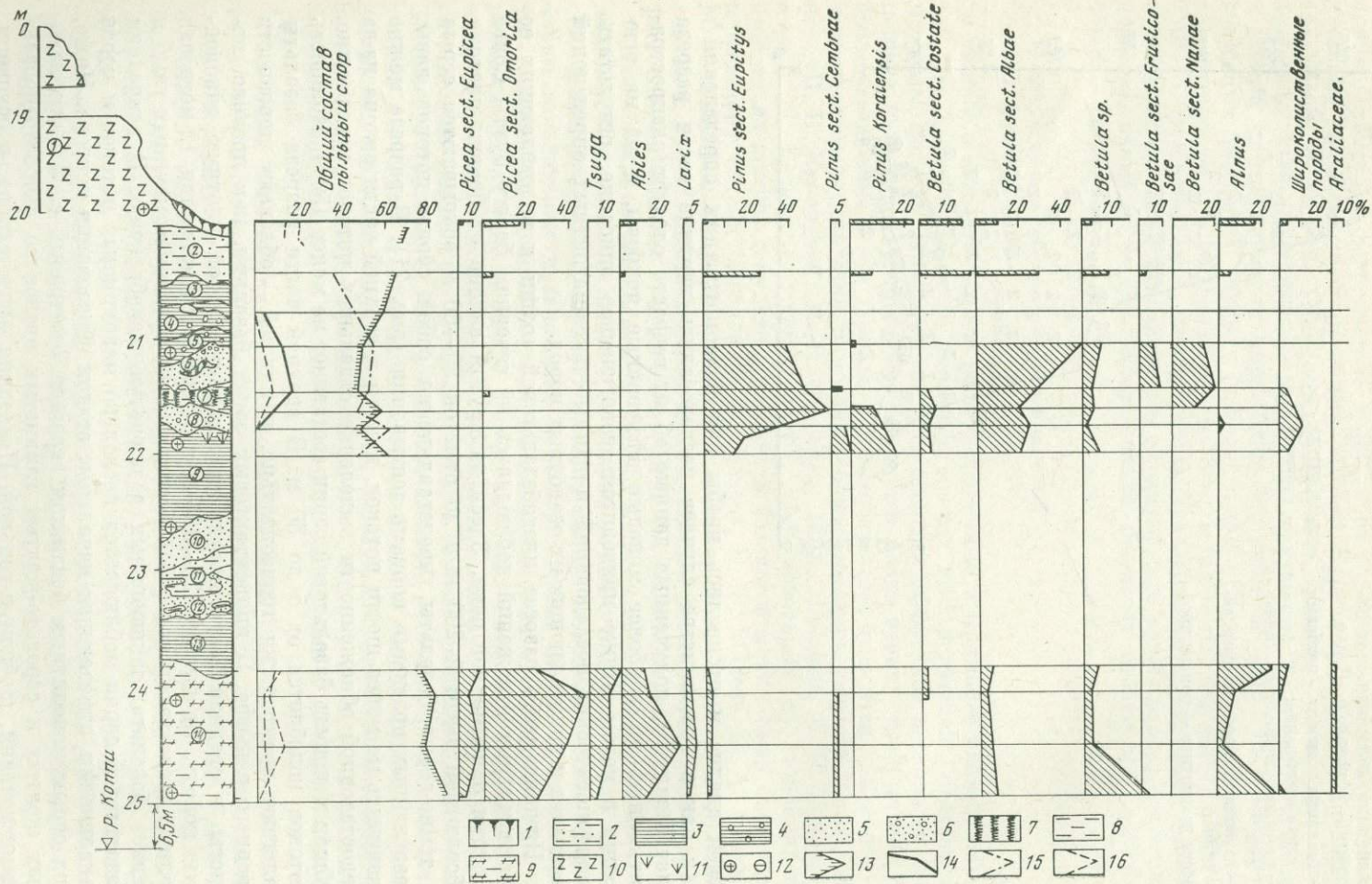
- 1 — базальты, между потоками корки застывания;  
 2 — песчано-галечниковый аллювий;  
 3 — палеомагнитная характеристика;  
 Цифры на рисунке — номера проб



цевой анализ и отбирались пробы для палеомагнитных определений<sup>9</sup>. Так как в большинстве случаев исследовались верхние части разреза платобазальтов, полученные данные об их возрасте следует распространить лишь на наиболее молодые эффузивные покровы, а не на всю толщину в целом. Ниже приводится геологическое описание, результаты палинологических исследований и данные палеомагнитных определений базальтов и подстилающих их осадочных пород.

Нижняя часть разреза платобазальтовой толщи и подстилающих ее аллювиальных отложений наблюдалась на северном берегу бухты Сонье у устья одноименной реки. Здесь на крутом склоне от бровки плато с абсолютной высотой 200 м и до отметок 50—60 м вскрываются серые и темно-серые базальты, представляющие собой серию потоков лавы, разделенных красными корками застывания (рис. 21). В разрезе можно различить не менее шести потоков, причем в верхней части склона из-за недостаточной обнаженности выделение отдельных потоков невозможно. Общая мощность базальтовой серии составляет не менее 150 м. Мощность потоков колеблется от 5 до 30 м. В верхней части разреза базальты залегают практически горизонтально, в нижней — облекают неровности древнего рельефа. В приконтактных зонах базальты, как правило, пористы, в средней части потоки представляют собой плотную однородную породу. На высоте 120—135 м и выше прослеживается 15-метровая толща, представляющая собой беспорядочное скопление крупных глыб и блоков базальта, заключенных в пористую лавобрекчию. В основании базальтовой серии наблюдается несколько маломощных потоков и корок закалывания, отмечающих начальные стадии образования покрова. Ниже, под серым монолитным базальтом залегает 2-метровый слой аллювиальных желтых и серовато-желтых глинистых песков со слабосортированными гравием, щебнем и галькой. Последняя представлена, в основном,

<sup>9</sup> Палеомагнитные определения отобранных в Приморье и Приамурье образцов выполнены М. А. Певзнером в Палеомагнитной лаборатории Геологического института АН СССР.



базальтами, различными эффузивами, частью сильно выветрелыми, особенно в приконтактной зоне, и туфами. Большинство галек ориентировано своими длинными осями горизонтально. В аллювии встречаются отдельные валуны диаметром до 20 см. На контакте базальтов и аллювия имеется тонкая (5 см) оторочка лиловой глины. Слой аллювия залегают на неровной поверхности выветрелых серых и лиловато-серых миоценовых агломератов и базальтов.

Из слоя аллювия, подстилающего базальтовый поток, Л. В. Голубевой было изучено 5 образцов, содержащих пыльцу и споры. В составе древесных много пыльцы хвойных, мелколиственных (преобладает *Betula sect. Costatae*) и разнообразных широколиственных пород с преобладанием пыльцы дуба. В травянистом комплексе господствует пыльца полыни, но довольно много пыльцы злаков и разнотравья. Единично встречаются споры папоротников, плаунов и сфагновых мхов.

Состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствует о том, что отложения формировались во время распространения богатых по флористическому составу хвойно-широколиственных лесов. Отсутствие древних форм, третичных реликтов широколиственных и в то же время наличие в небольшом количестве палеотипных видов хвойных, особенно из секции *Pinus Eupitys*, показывает, что отложения можно условно датировать первой половиной среднего плейстоцена.

Из базальтов и подстилающих их аллювиальных отложений были отобраны ориентированные образцы для палеомагнитных исследований. Все образцы, за исключением двух самых верхних, оказались прямо намагниченными. В двух образцах из верхней части покрова была установлена обратная намагниченность. Принимая во внимание состав спорово-пыльцевых спектров и прямую намагниченность подбазальтовых аллювиальных отложений, а также прямую намагниченность перекрывающего аллювий базальтового покрова мощностью не менее 100 м, можно заключить, что аллювий и базальты покрова относятся к эпохе прямой намагниченности Брюнес (700 000 лет назад или меньше). Обратнонамагниченные базальты в верхней части покрова относятся в таком случае к одному из эпизодов обратной намагниченности эпохи Брюнес.

Аллювиальные отложения под молодыми базальтами наблюдались также в обрыве северного берега бухты Неми. Здесь серые или темно-серые мелкокристаллические базальты, мощностью около 25 м, подстилаются аллювиальными песчано-галечниковыми отложениями, видимая мощность которых составляет 2 м. Выше находится осыпь, скрывающая контакт между базальтовым покровом и аллювием. Базальный слой аллювия, представленный крупными гальками и валунами базальтов и гранодиоритов, с размывом залегают на выветрелых темных агломератах и базальтах миоценового возраста. В образцах, отобранных из верхнего слоя аллювия, установлены спорово-пыльцевые спектры, сходные со спектрами из аллювия в разрезе у бухты Сонье, но более бедные по флористическому составу. Характер спорово-пыльцевого спектра подбазальтовых аллювиальных отложений в районе бухты Неми несомненно свидетельствует о плейстоценовом возрасте как самого аллювия, так и перекрыва-

Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма подбазальтовых аллювиальных и озерных отложений на левом берегу р. Коппи близ становища Ульма

- |   |                            |                                     |
|---|----------------------------|-------------------------------------|
| 1 — современная почва;                          | 6 — песок с галькой;       | 12 — палеомагнитная характеристика; |
| 2 — супесь;                                     | 7 — ископаемая почва;      | 13 — 15 — пыльца:                   |
| 3 — глина;                                      | 8 — суглинок;              | 13 — древесных,                     |
| 4 — глина со щебнем и обломками коренных пород; | 9 — аргиллиты;             | 14 — кустарников,                   |
| 5 — песок;                                      | 10 — базальты;             | 15 — кустарничков и травянистых;    |
|   | 11 — растительные остатки; | 16 — споры                          |

вающих его базальтов. Близкие данные были получены из этого же разреза В. Ф. Морозовой.

Другой разрез, характеризующий возрастные соотношения базальтов и подстилающих их аллювиальных и озерных отложений, изучен на левом берегу р. Коппи близ заброшенного становища Ульма. Здесь в долину р. Коппи спускается базальтовый поток, имеющий в наиболее низкой своей части мощность не менее 20 м; базальты перекрывают аллювиальные и озерные (возможно старичные) отложения террасы высоты 11—12 м в долине р. Коппи. В этом месте расчистками был вскрыт следующий разрез (рис. 22).

	Мощность, м
1. Базальты плотные темно-серые и серые, местами пористые, невыветрелые. В нижней части базальты прямо намагничены . . . . .	20
2. Супесь серая рыхлая, в верхней части с многочисленными трещинами, по которым отдельные блоки смещены по склону. Контакт со слоем 3 неровный, видимая мощность . . . . .	0,5
3. Глина серая с желтыми пятнами и участками мелкозернистого ярко-желтого плотного песка. Контакт со слоем 4 неровный . . . . .	0,1—0,2
4. Глина светло-коричневая, плотная, комковатая с ржавыми полосами, с мелкими неправильными участками светло-серого песка и желтоватой супеси, а также беспорядочно рассеянными угловатыми обломками базальтов и темных алевритов размером от 1 до 5 см, реже более крупными. Слой залегает неровно, образуя уступ на контакте со слоем 5 . . . . .	до 0,4
5. Глина серая и желтовато-серая, местами светло-сизая с темными включениями, с цепочками мелких обломков темных аргиллитов. Глины прямо намагничены . . . . .	0,2
6. Песок желтый и темно-бурый (от присутствия гидроокислов железа), среднезернистый с участками светло-серого и зеленовато-серого тонкозернистого. В верхней части слоя цепочки кусочков аргиллита, окрашенных окислами железа и мелких железистых пизолитов . . . . .	0,15
7. Суглинок серый, вероятно представляющий собой остатки почвы, разорванной под действием солифлюкции либо при движении базальтового потока. Контакт со слоем 8 неровный . . . . .	0,3
8. Песок желтый и серовато-желтый, среднезернистый, полимиктовый с темно-бурыми включениями, местами с осветленными участками. Контакт со слоем 9 неровный . . . . .	0,4
9. Глина серая, с желтыми и ржавыми пятнами, плотная, с кусочками плотного аргиллита, с растительными остатками. В верхней части слоя неровная оранжевая кайма, в нижней части — тонкий (1 см) прослой разнозернистого серого песка. В верхней и нижней частях слоя установлена прямая намагниченность. Контакт со слоем 10 неровный . . . . .	0,7—0,8
10. Песок желтый и беловато-желтый, с темными полосами в верхней части, крупнозернистый и разнозернистый, с гnezдами дресвьы гранитоидов . . . . .	0,2
11. Супесь серая с темными сажистыми включениями, залегает в виде отдельных включений и линз в песчаном слое 12 . . . . .	до 0,3
12. Песок желтый и серовато-желтый, полимиктовый, с темными включениями и ржавыми полосами. В нижней части слоя включения серого более глинистого песка и иногда — серых глин. Контакт со слоем 13 неровный . . . . .	до 0,5
13. Глина серая с ржавыми полосами, плотная, комковатая. К востоку мощность слоя возрастает . . . . .	до 0,6
14. Аргиллит буровато-серый и коричневый с темными пятнами, плотный, оскольчатый, с рассеянным туфогенным материалом по всему слою, с плохо сохранившимися остатками растений. В верхней и нижней частях установлена прямая намагниченность . . . . .	1,4 (вскрытая)

Из аллювиальных и озерных отложений, залегающих ниже базальтов, отобрана серия палинологических проб, изученных Л. В. Голубевой (см. рис. 22). В образцах из средней части разреза споры и пыльца не обнаружены (слои 10—13). Спорово-пыльцевые спектры из нижней и верхней частей разреза резко различны.

В слое 14 в буровато-серых и коричневых аргиллитах господствует пыльца древесных пород, в основном ели и пихты. Пыльцы сосны немного (в основном палеотипные виды). Пыльца тсуги (9—10%) относится к нескольким видам. По всему разрезу встречается в небольшом количестве пыльца *Araliaceae*, в том числе *Eleutherococcus*. Пыльцы широколиственных мало и содержание ее увеличивается в верхней части слоя (*Ulmus*, *Tilia*, *Juglans*, *Carpinus* и представители сем. *Oleaceae*). В нескольких образцах единично встречается пыльца *Carua* и *Pterocarua*.

В составе спорово-пыльцевых спектров из отложений слоя 14 обилие древних хвойных и присутствие термофильных форм свидетельствует, что эти отложения формировались, по-видимому, не позднее верхнего плиоцена.

Совершенно иной характер спорово-пыльцевых спектров в верхней части разреза (см. рис. 22). В желтых песках (слой 8) и верхней части серых глин (слой 9) древесные породы представлены почти исключительно пыльцой сосны, березы и широколиственных. Пыльца сосны разнообразна и отнесена к двум секциям. В составе *Pinus sect. Cembrae* преобладает *Pinus koraiensis* Sieb. et Zucc. В составе пыльцы *Betula sect. Albae*, присутствует преимущественно пыльца *Betula platyphylla* Sukacz. Среди широколиственных определена пыльца *Quercus* (преобладает), *Syringa*, *Acer*, *Ulmus*.

В целом спорово-пыльцевые спектры из этих отложений имеют сходство со спектрами из аллювия, подстилающего базальтовые потоки в бухтах Сонье и Неми. Отложения накапливались в довольно теплых климатических условиях при распространении хвойно-широколиственных лесов и возможно могут быть отнесены к теплой фазе среднего плейстоцена.

Залегающие выше серые суглинки, супеси и глины с тонким слоем желтых песков (слои 2—7) образовались уже при значительно более холодном климате. В это время обширные площади занимали березовые редколесья с большим участием ерниковых (*Betula exilis* Sukacz., *B. middendorffii* Tr. et Mey) и травянистых ассоциаций (злаков, полыни, разнотравья). В слое 2 увеличивается участие пыльцы хвойных пород, появляется пыльца ели (*Picea sect. Omorica*), пихты, корейского кедра, но пыльца широколиственных пород еще не встречается. Очевидно, времени накопления этого слоя соответствует заключительная фаза среднеплейстоценового похолодания и распространения наряду с мелколиственными и светлохвойными лесами участков темнохвойных лесов.

Палеомагнитные исследования базальтов и подбазальтовой серии осадков, изучение генезиса и соотношений различных слоев и палинологические данные свидетельствуют о возможности выделить в подбазальтовых отложениях по крайней мере три разновозрастных горизонта.

1. Самая верхняя часть аллювиальной пачки (слои 2—6) сформировалась в условиях достаточно холодного климата, очевидно в среднем плейстоцене. Деформации, наблюдавшиеся в слоях глин и присутствие неокатанных обломков базальтов свидетельствуют об интенсивном поступлении материала со склонов и развитии солифлюкционных процессов.

2. Слой 7, по-видимому, представляет собой остатки смятой и разорванной почвы. Вопрос о причинах деформации остается открытым. Не исключено, что нарушения были связаны с базальтовым покровом, изменившим условия залегания водоносных песчаных горизонтов (слои 6 и 8), что вызвало течение суглинков слоя 7.

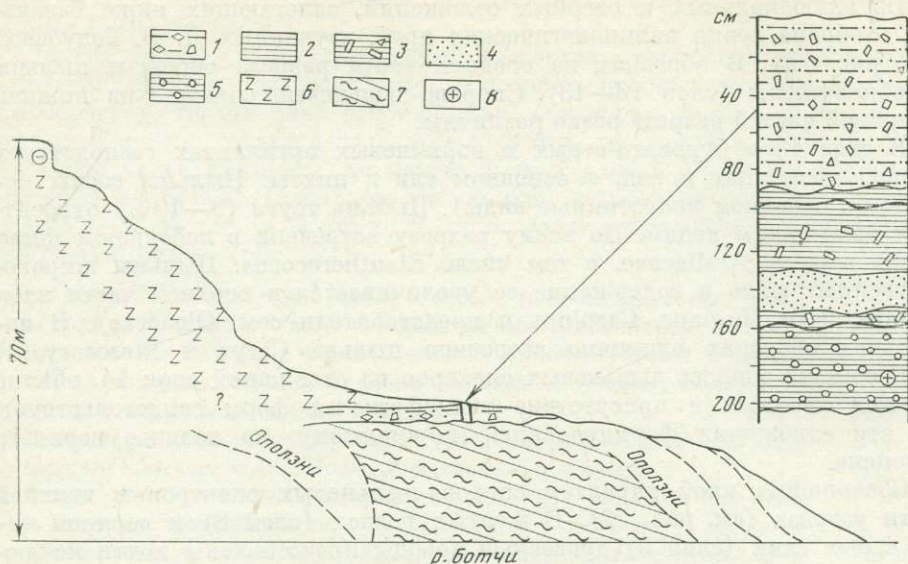


Рис. 23. Обнажение платобазальтов и подбазальтовых отложений на левом берегу р. Ботчи выше устья р. Мульпа

1 — суглинки со щебнем и обломками базальтов; 2 — глина; 3 — глина со щебнем базальтов; 4 — песок; 5 — глина с галькой; 6 — базальты; 7 — неогеновые опоки и диатомиты; 8 — палеомагнитная характеристика

3. Аллювиальные и озерные отложения (слои 8, 9, 10, 11 и 12) сформировались при более мягком климате. Это устанавливается по палинологическим данным для слоя 8 и верхней части слоя 9. Палеомагнитные определения из нижней части базальтового покрова и из глин (слои 5 и 9) в сочетании с палинологическими данными позволяют отнести аллювиальные отложения (слои 2—9) и покрывающие их базальты к эпохе Брюнес. Слои 13 (плотные глины) и 14 (алевроиты), судя по данным спорово-пыльцевого анализа, должны быть отнесены к плиоцену. Эти отложения находятся в цоколе четвертичной террасы. Прямая намагниченность, установленная для алевроитов слоя 14, с известной условностью может связываться с эпохой прямой намагниченности Гаусс (между 2,3 и 3,3 млн. лет).

Еще один разрез изучен на левом берегу р. Ботчи, близ устья р. Мульпа (рис. 23). От устья р. Мульпа склон уступами повышается на запад вверх по р. Ботчи и на высоте 70 м от реки наблюдается хорошо выраженная ровная поверхность. Под почвой и маломощным слоем аллювия вскрываются базальты. В верхней части склона описано несколько небольших выходов серых, хорошо раскристаллизованных, иногда крупнопористых, без заметных следов выветривания, базальтов. Они имеют падение на северо-запад под углом 8—10°. Из этого обнажения отобраны два образца, которые оказались обратномагнитными. Далее по склону наблюдаются лишь курумы, сплошь покрывающие коренные выходы базальтов, и только в 20 м ниже в небольшом обнажении видны базальты, практически не отличающиеся от наблюдавшихся выше. Палеомагнитные определения образцов этих базальтов, к сожалению, не дали удовлетворительных результатов. Базальтовый покров имеет мощность около 40 м и подстилается двухметровым слоем аллювиальных глинистых песков с галькой. В нижней части аллювия для двух образцов установлена прямая намагниченность.

Палинологический анализ аллювиальных отложений показал присутствие пыльцы хвойных (*Pinus sect. Cembrae*, в том числе *Pinus koraiensis*).

sis, Pinus sect. Eupitys, Abies, единично Picea sect. Omorica), берез (Betula sect. Albae, B. sect. Costatae, единично B. sect. Nanae), ольхи, ивы. В небольшом количестве встречается пыльца широколиственных пород (Quercus, Ulmus, Tilia, Syringa amurensis, Corylus). Материалы палинологических исследований показывают, что во время накопления отложений произрастали хвойные и мелколиственные леса с примесью широколиственных пород. Климат был близким к современному.

Аллювий с разрывом залегает на диатомитах верхнего миоцена, содержащих большое количество отпечатков листьев, изученных М. А. Ахметьевым (1973).

Глинистые пески с галькой, вскрывающиеся в обрыве левого берега р. Ботчи выше устья р. Мульпа, представляют собой аллювий 25—30-метровой речной террасы. Они относятся к палеомагнитной эпохе прямой намагниченности Брюнес. Обратномагнитные образцы в верхней части базальтов, в таком случае, характеризуют один из эпизодов обратной намагниченности этой палеомагнитной эпохи.

Несколько характерных обнажений платобазальтов изучено в районе г. Ванино, вдоль дороги Ванино — Советская Гавань, в береговых обрывах и дорожных выемках на реках Б. Дюанка, Худями, Туточи, Лачами и Б. Хади, у пос. Датта и Нельма. На южном берегу бухты Ванино в большой выемке наблюдается серия потоков базальтов с корками закаливания и с линзами лавобрекчий и агломератов по контактам. Преобладают серые крепкие, хорошо раскристаллизованные базальты с редкими крупными порами и темными включениями обломков пород, захваченных при движении потоков. Контакты между потоками очень неровные, они отражают рельеф, существовавший во время излияния лавы. Между отдельными потоками никаких следов осадочных пород не обнаруживается. Видимая мощность базальтов — около 40 м, они погружаются под уровень моря. В верхней части они местами перекрыты маломощными (до 1,6 м) голоценовыми делювиальными суглинками и супесями со щебнем базальтов. В одном из пунктов наблюдения зафиксирована псевдоморфоза по ледяному клину, проникающая из суглинистой верхней части разреза на глубину около 1 м.

К югу от пос. Датта в береговых обрывах высотой 25—30 м вскрывается базальтовый покров, залегающий практически горизонтально. Базальты — серые, плотные, хорошо раскристаллизованные, иногда пористые, почти совершенно не затронутые процессами выветривания<sup>10</sup>. Шесть образцов, отобранных из верхней, средней и нижней частей (базальты уходят под уровень моря) этого разреза показали прямую намагниченность. Очевидно, они относятся к эпохе Брюнес (от 0,7 млн. лет или меньше).

М. А. Ахметьевым, Л. В. Голубевой и автором настоящей работы была предпринята попытка выделить среди отобранных образцов базальтов совгаванской свиты материал, пригодный для определения возраста по калий-аргоновому методу. С этой целью в химической лаборатории ГИН АН СССР Н. Н. Шатской были проведены химические анализы для определения щелочей. Как видно в приведенной таблице (табл. 8), базальты оказались существенно натровыми. Содержание в них  $K_2O$  очень незначительное, практически исключающее использование этих образцов для К-Аг-определений возраста.

В пределах Шуфанского плато в нескольких пунктах изучены соотношения платобазальтов и межбазальтовых аллювиальных отложений, сделаны палеомагнитные и палинологические анализы. На восточном крутом склоне плато, обращенном к зал. Петра Великого близ ст. Сенюк-

<sup>10</sup> Базальты верхнего миоцена и плиоцена, которые автор наблюдал на побережье Татарского пролива, в ряде пунктов Приамурья и Приморья обычно несут на себе следы глубокого выветривания.

Таблица 8

## Химические анализы образцов базальтов совгаванской свиты

Полевой № обр.	Местонахождение	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Полевой № обр.	Местонахождение	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
4/1	Бухта Ванино	3,24	1,51	1/3	карьер близ ж.-д. ст. Чопсары	3,51	0,57
4/2	Там же	3,40	0,96				
2/1	»	3,51	0,34	131/72	р. Ботчи	3,27	1,39
3/1	»	3,20	0,37	129/72	Там же	3,55	0,87
3/3	»	3,27	1,17	57/72	р. Сонье	3,83	0,95
2/2	»	3,58	0,35	59/72	Там же	3,95	0,95
3/2	»	3,25	1,20	61/72	»	3,51	0,66
20/1	р. Б. Хади (карьер)	3,45	0,22	67/72	»	3,51	0,90
20/2	Там же	3,72	0,39	63/73	»	3,59	0,69
20/3	»	3,72	0,37	65/72	»	3,60	0,56
20/4	»	3,58	0,35	69/72	»	3,55	0,66
9/1	р. Туточи	3,67	0,48	111/72	р. Нельма, м. Безьямный	3,20	1,99
9/2	Там же	3,79	0,49				
9/3	»	3,72	0,51	113/72	Там же	4,07	1,58
8/1	р. Коппи	3,46	0,30	115/72	»	3,84	1,99
				11/2	пос. Датта	3,38	0,56
				11/3	Там же	3,52	0,26

ная на абсолютной высоте около 70 м вскрываются серые, плотные, иногда пористые платобазальты шуфанской свиты. Образцы этих базальтов показали прямую намагниченность. Мощность базальтовых потоков составляет не менее 20 м (рис. 24). Базальтовый поток перекрывает пачку аллювиальных песчано-глинистых отложений мощностью около 5 м. В самой верхней ее части установлена обратная намагниченность, ниже — прямая. В верхней части аллювия Л. В. Голубевой определена пыльца, свидетельствующая о произрастании во время формирования аллювия хвойно-широколиственных лесов. Спектр, в общем, сходен с типичными для нижнечетвертичных отложений спектрами, известными из разрезов Приморья. Аллювий подстилается базальтом более древнего потока с обратной намагниченностью. Еще ниже вскрываются аллювиальные отложения, относящиеся к миоцену. Полученные данные позволяют предположить, что платобазальты у ст. Сенокосная относятся, очевидно, к эпохе Брюнес, т. е. к плейстоцену.

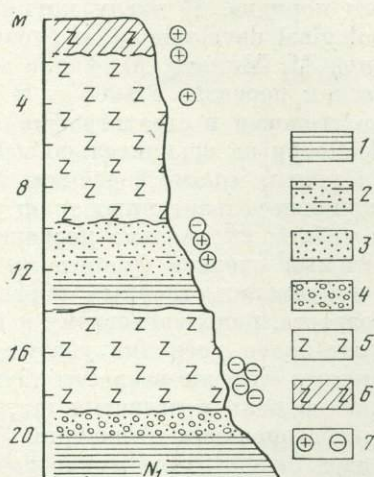
Иная палеомагнитная характеристика получена для платобазальтов шуфанской свиты, вскрывающихся по левому борту долины р. М. Кедровка. Здесь в верхней части серии потоков серых мелкопористых базальтов четыре образца базальта оказались обратномагнитными, что позволяет высказать два предположения об их геологическом возрасте. Первое — базальты относятся к одному из эпизодов обратной намагниченности эпохи Брюнес и в этом случае их возраст 0,69—0,7 млн. лет или моложе, т. е. плейстоцен, второе — базальты относятся к эпохе Матуяма (между 0,69 и 2,43 млн. лет) и их возраст — эоплейстоцен или верхний плиоцен.

Платобазальты на левом берегу р. Раздольная, между поселками Раздольное и Кипарисово, перекрывают галечники и пески с прослоями алевроитов раздольнинской свиты. В карьере на шоссе между этими пунктами песчаные и алевроитовые отложения, к сожалению, не содержали пыльцы, однако в соседнем карьере на правом берегу р. Раздольная у пос. Раздольное, в тех же отложениях В. Ф. Морозова (Денисов, 1965) определила спорово-пыльцевой спектр, по ее мнению, плиоценовый. Палеомагнитные определения образцов из раздольнинской свиты, сделанные

по нашим сборам в карьере между поселками Раздольное и Кипарисово, показали только прямую намагниченность (см. рис. 12). К сожалению, неоднократные попытки получить палеомагнитную характеристику образцов из перекрывающих раздольнинскую свиту платобазальтов оказались безуспешными. Тем не менее, прямая намагниченность аллювиальных отложений раздольнинской свиты и данные палинологических определений В. Ф. Морозовой позволяют отнести верхнюю часть разреза этой свиты к эпохе прямой намагниченности Гаусс (между 2,43 и 3,32 млн. лет), т. е. к плиоцену. При этом возраст перекрывающего покрова базальтов может быть определен в широких пределах от конца плиоцена и моложе.

Рис. 24. Базальты и межбазальтовые отложения в разрезе у ст. Сенокосная

- 1 — глина;
- 2 — глинистый песок;
- 3 — песок;
- 4 — галька с песком;
- 5 — базальт;
- 6 — выветрелый базальт;
- 7 — палеомагнитная характеристика



Платобазальты в этом районе залегают на эродированных осадках усть-раздольнинской свиты верхнемиоценового возраста и перекрыты плиоценовыми туфогенными глинами и диатомитами кедровской толщи. Отмечено переслаивание базальтов с отложениями, в которых был установлен богатый спорово-пыльцевой комплекс плиоценового возраста (Денисов, 1965; Берсенов, Денисов, 1971). Подобные соотношения установлены также при изучении материалов бурения.

Соотношение исследованных базальтовых покровов совгаванской свиты с морфологическими элементами долин рек Кошки и Ботчи показывает, что при заполнении долин лавой были перекрыты аллювиальные отложения террас этих рек и их притоков, что вызвало значительную перестройку ранее существовавшей гидросети. Стратиграфическая интерпретация спорово-пыльцевых спектров позволяет отнести подбазальтовый аллювий к нижнему и среднему плейстоцену. В результате последующих эрозионно-аккумулятивных процессов в верхнем плейстоцене и голоцене в долинах этих рек сформировались лишь I, II террасы и поймы. Таким образом, заполнение долин лавой относится к интервалу времени от конца нижнего до начала верхнего плейстоцена.

Палеомагнитные исследования показали, что платобазальты совгаванской и шуфанской свит относятся к эпохе Брюнес и только в нескольких случаях (например, в разрезе сопки Безымянная, в бассейне р. Кедровка и, возможно, в районе пос. Раздольное) можно предполагать, что нижняя часть разреза платобазальтов относится к эпохе Матуяма. В разрезах платобазальтов у бухты Сонье и на других участках близ пос. Нельма, относящихся к эпохе Брюнес, зарегистрированы эпизоды обратной намагниченности, более точная идентификация которых пока не представляется возможной.

## ПЛИОЦЕН И АНТРОПОГЕН ЯПОНИИ

Стратиграфия и условия накопления плиоценовых и антропогеновых отложений Японии изучены очень детально. Для разработки дальнейшей корреляции верхнекайнозойских образований Восточной Азии разрезы Японских островов имеют существенное значение. Они находятся в зоне перехода от тропической области к бореальной и включают палеонтологически охарактеризованные морские и континентальные серии. Это позволяет сопоставлять континентальные и морские разнофациальные толщи. Геологии верхнекайнозойских образований Японии посвящено множество работ. Большинство из них освещает частные вопросы узкого или регионального порядка. К числу крупных обобщений относится монография *The geological development of Japanese Islands*, вышедшая в 1965 г. под редакцией М. Минато, М. Гораи и М. Фунахаси на английском языке и в русском переводе в 1968 г. В этой книге приведен обширный материал по геологии и стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений. Несмотря на сравнительно небольшое время, прошедшее с момента издания книги, многие сведения, касающиеся стратиграфии и геохронологии плиоцен-четвертичных толщ уже устарели. В 1969 г. издана первая полная работа, специально посвященная антропогену Японии, — сборник региональных очерков *Quaternary System of Japan*. Позднее появились новые публикации, главным образом, по радиометрическим определениям возраста, палеомагнетизму и палинологическим исследованиям. Они позволяют более уверенно увязывать антропогеновые толщи Японии с отложениями того же возраста других районов Восточной Азии.

Большую роль в развитии исследований по геологии плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Японии имели комплексные стратиграфические и палеонтологические работы, выполненные в рамках программы Подкомиссии по плиоцен-плейстоценовой границе INQUA (М. Итихара, Х. Накагава, Т. Камей, И. Кувано, Н. Ниитсума, М. Минато и др.).

Плиоценовые и нижнечетвертичные отложения Японии в настоящее время являются одним из важнейших объектов исследований, выполняемых по проекту «Граница неогена и четвертичной системы» Международной программы геологической корреляции (МПКГ). Результаты этих исследований были показаны на I Конгрессе по стратиграфии тихоокеанского неогена в Токио (май 1976 г.).

Изучение плиоценовых и антропогеновых отложений Японии проводится во многих районах страны, но наиболее обстоятельные исследования концентрируются в пределах двух опорных территорий, расположенных на острове Хонсю: в районе Кинки, близ г. Осака, и в районе Канто (п-ова Босо и Миура, побережье Токийского залива). Ниже приводится материал, в основном, по разрезам двух опорных территорий, и, в меньшей степени, по другим разрезам.

### Плиоцен

#### *Район Канто*

Район Канто представляет собой зону интенсивного верхнекайнозойского тектонического опускания, расположенную у внешнего края вулканотектонической области Фосса Магна. Мощность только верхней части разреза — группы казуса (плиоцен-четвертичная толща) достигает на п-ове Босо 2800 м.

Первая детальная работа, в которой дана стратиграфия и обстоятельная интерпретация комплексов фораминифер в разрезе района Канто, принадлежит Асано и Такаянаги (Asano, Takayanagi, 1969). Уровень первого появления *Pulleniatina* с некоторыми оговорками рассматривался как возможная граница между миоценом и плиоценом. В настоящее

Таблица 9

Разрез верхнекайнозойских отложений п-ова Миура, Япония (по К. Kawai, 1966 г.)

Стратиграфические подразделения	Отложения	Приблизительное сопоставление с Европейской схемой		Местонахождения
Группа шимса	Аллювий	Голоцен		Хиоши, Окураяма
	Суглинки формаций татикава и мусасино Галечниковый аллювий террас Суглинки формации симосуэси		Вюрм  Рисс-вюрм	
	Суглинки формации тама Формация бёбугаура Формация наганума	Плейстоцен	Рисс  Миндель-рисс	
Группа казуса	Формация гама Формация наказато Формация кошиба Формация офуна Формация поджима Формация ураго (фуказав)	Плиоцен		Берег Кошиба Берег Кошиба Поджима
	Формация икэго Формация зуши Формация мисаки	Миоцен		

время граница между миоценом и плиоценом проводится внутри морских серий группы миура. Многими исследователями эта граница принимается в верхней части разреза формации аматсу на уровне первого появления *Pulleniatina primalis*. Выше выделяются слои с *Globigerina nepenthes*, относящиеся к палеомагнитной эпохе Гилберт, между 3,32 млн. лет и примерно 4, 6 млн. лет (*Boso peninsula, Guidebook for Excursion 2, 1<sup>st</sup> CPNS, 1976*).

В 1965 г. во время Международного симпозиума по нефти и газу, который проводился в рамках Экономической комиссии ООН для стран Азии и Дальнего Востока, была организована экскурсия для ознакомления с верхнекайнозойскими отложениями п-ова Миура. Выше приводится стратиграфическая схема плиоценовых и четвертичных отложений, развитых в этой части района Канто (табл. 9). Эта схема, составленная по материалам Геологической службы Японии (*Ishiwada, 1964; Kawai, 1965*), использована автором при проведении геологических наблюдений на разрезах п-ова Миура.

В районе Июкогамы нижнему плиоцену соответствуют формации ураго (или фуказав) и поджима. Последняя представлена темно-серым алевритом, с высоким содержанием пирокластического материала, а также чередованием серого алеврита и туфа. Выше выделяется формация офуна, представленная светло-серыми и зеленовато-серыми слоями песчанистого алеврита, местами с прослоями растительного детрита. Алевриты формации офуна перекрываются серыми и темно-серыми косослоистыми

песками с гравием, относящимися к формации кошиба. В этих отложениях в большом количестве присутствует пирокластический материал.

Формация кошиба считалась самой верхней частью разреза плиоцена. Выше нее проводилась граница с четвертичной системой. Стратиграфическим эквивалентом песчано-гравийных отложений кошиба являются песчаники с илистыми прослоями, относящиеся к нижней части формации умегасе. В 1976 г. японские исследователи в результате детальных палеонтологических и палеомагнитных работ выступили с предложением о пересмотре стратиграфии плиоцена района Канто. Формации кошиба и частично офуна были отнесены к нижним горизонтам четвертичной системы.

### Район Кинки

Этот район широко известен благодаря хорошо изученным полным разрезам верхней части плиоцена и нижнего антропогена. В основании разреза плиоцена фиксируется размыв и перерыв в осадконакоплении, который захватывает также верхний миоцен (The geologic development of Japanese Islands, 1965). На этом стратиграфическом уровне в довольно редких разрезах выделяются толщи осадков кобивако (Ikebe and Chiji, 1969) или «инфро-осака» (Ikebe et al., 1972). Граница между миоценом и плиоценом определяется калий-аргоновой датой  $6,0 \pm 0,5$  млн. лет. Основную часть разреза плиоцена (и эоплейстоцена) составляют отложения группы осака. Стратиграфия этой толщи детально изучена и опубликована во многих работах (М. Итихара, Т. Камей, К. Сузуки, И. Кувано, А. Таи, М. Минато, Н. Икебе и др.). Геохронологическая схема плиоценовых и четвертичных отложений бассейна Осака, составленная под руководством М. Итихара (Iihara et al., 1973), была представлена на Международный коллоквиум по границе между неогеном и четвертичной системой, проходивший в СССР, 1972 г. Она содержит наиболее полную информацию по стратиграфии группы осака.

В 1976 г. материалы по разрезу Осака демонстрировались во время экскурсии I Конгресса по стратиграфии тихоокеанского неогена (South of Osaka. Guidebook for Excursion 4, 1 CPNS, 1976). Отложения этой серии, мощностью до 600 м, представлены чередованием песчаных, гравийных и глинистых пачек, а также прослоев туфов. Прослой туфов и морских глин — хорошие маркирующие горизонты, которые прослеживаются на значительном расстоянии в районе Кинки. К плиоцену относится самая нижняя часть группы осака, соответствующая веку расцвета флористического комплекса *Metasequoia*. Возрастной интервал этой части разреза, по данным трековых и палеомагнитных измерений, 3,1—1,8 млн. лет. Судя по характеру растительности, изученной по макроостаткам и пыльце, климат верхнего плиоцена был теплым и влажным. По остаткам хоботных Т. Камей (Iihara, Kamei, 1970) выделяет в нижней части группы осака зону *Stegodon cf. elephantoides* (Clift.). Остатки *S. cf. elephantoides* — первого стегодона из известных в Японии, — найдены в отложениях агё (возраст по трекам около 3 млн. лет). В верхнем плиоцене по фауне млекопитающих выделяется зона *Stegodon insignis sugiyamai*, выше которой следует зона *St. shodoensis akashiensis*, находящаяся в интервале разреза, соответствующем границе между неогеном и четвертичной системой.

### О границе между неогеном и антропогеном в Японии

Вопросу границы неогена и антропогена в Японии посвящено много работ. Большая их часть подготовлена до 1972 г., когда состоялся Международный коллоквиум по этой проблеме и была принята рекомендация

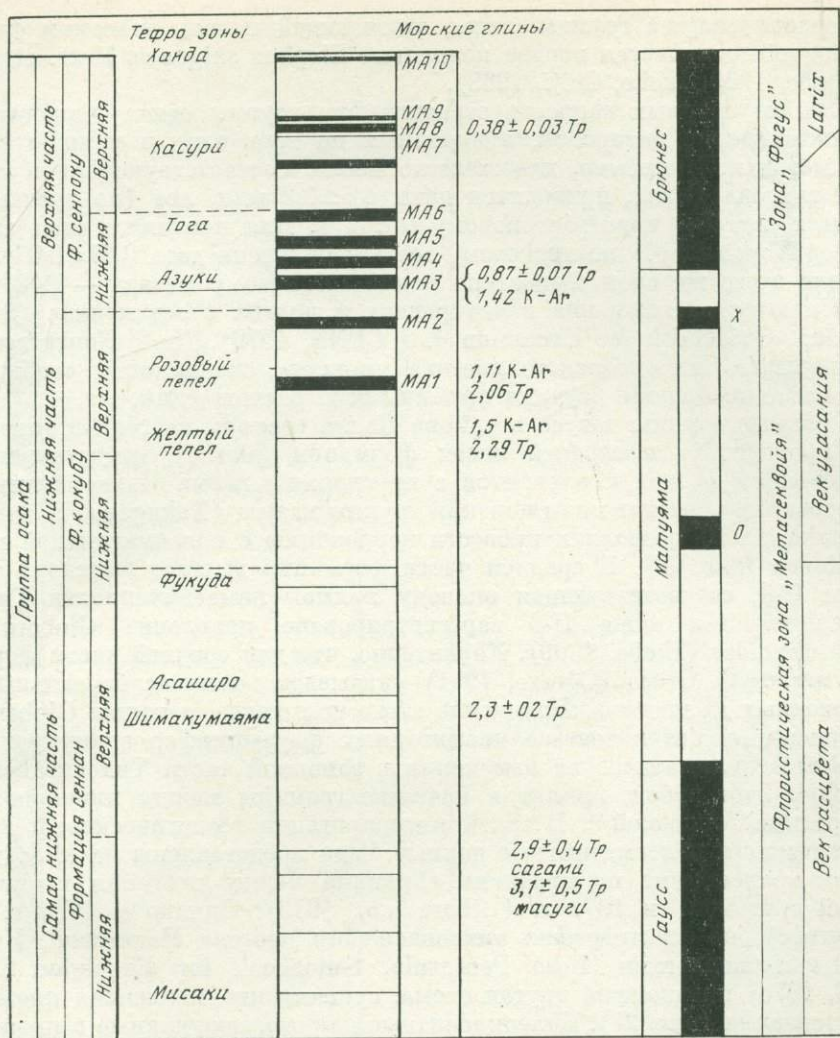


Рис. 25. Палеомагнитная стратиграфическая схема плиоценовых и четвертичных отложений района Кинки (Ishida, Maenaka, Yokoyama, 1969)

о положении границы. Ниже приведены материалы японских исследователей, позволяющие установить положение границы в наиболее полных опорных разрезах Японии.

В районе Кинки нижняя граница квартера проводится внутри группы осака (Ishida, Maenaka, Yokoyama, 1969), которая делится на самую нижнюю, нижнюю и верхнюю части. На самую нижнюю часть этой группы, отвечающую эпохе Гаусс и нижней части эпохи Матуяма, падает расцвет флоры *Metasequoia*, типичные представители которой — *Metasequoia*, *Sequoia*, *Gliptostrobus*, *Ginkgo*, *Quercus*, *Liquidambar* и другие тропические и теплолюбивые формы (Itihara, 1961).

Между самой нижней и нижней частями группы осака в интервале, соответствующем палеомагнитному эпизоду Гилса, по которому проводится граница между неогеном и антропогеном, наблюдается выпадение теплолюбивых представителей флоры и появление элементов умеренного климата: *Pinus koraiensis* и *Menyanthes trifoliata*.

Наиболее заметные следы похолодания фиксируются в пепловом слое Камимура (возраст по трекам 1,5 млн. лет), относящемся к эпохе обратной намагниченности Матуяма выше эпизода Гилса (рис. 25).

В части разреза группы осака, отвечающей началу угасания флоры *Metasequoia* отмечается первое появление *Elephas shigensis* Mats. et Ozaki (Ikebe, 1969; Ikebe, Chiji, 1969).

Один из трудных вопросов стратиграфии группы осака — значительное расхождение датировок, полученных по трековому и калий-аргоновому методам. Например, для желтого пепла, соответствующего верхней части эпизода Гилса, приводятся даты  $1,5 \pm 0,2$  млн. лет (по трекам) и 2,29 млн. лет (по калий-аргоновому методу). Для пеплового слоя азуки (эпизод Харамильо?) по трековому методу получена дата  $0,87 \pm 0,07$  млн. лет; для этого же слоя возраст по калий-аргоновому методу — 1,42 млн. лет. Имеются расхождения в датировках и других слоев пеплов (South of Osaka. Guidebook for Excursion 4, I CPNS, 1976). На I Конгрессе по стратиграфии тихоокеанского неогена японские специалисты сообщили, что в настоящее время изучают причины этих расхождений.

В разрезе группы казуса в районе Канто граница неогена и антропогена проводилась в средней части формации умегасе, представленной чередованием песков и алевроитов с прослоями пеплов. Палеомагнитные исследования образцов из отложений группы казуса (Nakagawa, Niitsuma, Hayasaka, 1969) позволили провести корреляцию с палеомагнитной шкалой Кокса (рис. 26). В средней части формации умегасе выделена тефрозаона U-6, соответствующая эпизоду прямой намагниченности Гилса. Непосредственно ниже U-6 зарегистрировано появление *Globorotalia truncatulinoides* (Ikebe, 1969). Характерно, что для средней части формации умегасе С. Огосэ (Ogosse, 1961) указывает комплекс бореальных и мелководных моллюсков. Появление этого комплекса, а также *Globorotalia truncatulinoides* в составе планктонных фораминифер знаменует существенные климатические изменения в западной части Тихоокеанского бассейна. Этот рубеж принят в качестве границы между плиоценом и четвертичной системой<sup>11</sup>. В такой интерпретации геологические, палеонтологические и палеомагнитные данные были представлены на Международном коллоквиуме по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой» в 1972 г. (Iihara a.o., 1973). Однако в 1976 г. на I Конгрессе по стратиграфии тихоокеанского неогена Накагавой, Ниитсумой и их коллегами (Boso Peninsula, Guidebook for Excursion 2, 1<sup>st</sup> CPNS, 1976) предложена другая схема, существенно меняющая прежние представления (рис. 27). Палеомагнитные данные, полученные в процессе повторных более детальных исследований, увязаны с палеомагнитной шкалой для глубоководных осадков центральной части Тихого океана (Opdyke a.o., 1974). В соответствии с этой шкалой в разрезе плиоцен-четвертичных отложений района Канто выделены палеомагнитные зоны ВО-А, совпадающая с зоной прямой намагниченности Брюнес, и ВО-В, отвечающая зоне обратной намагниченности Матуяма. Внутри зоны ВО-В выделяются эпизоды прямой намагниченности: Харамильо, Олдувей и другие. Ниже следуют зоны BS-E, BS-F, BS-G и BS-H, относящиеся к более глубоким горизонтам плиоцена.

Первое появление *Globorotalia truncatulinoides*, согласно предложенной Накагавой с соавторами схеме, регистрируется в основании формации кивада или в верхней части формации охара, которые раньше считались нижнеплиоценовыми. В основании формации кивада выделяется палеомагнитная подзона ВО-В-2 — эпизод Олдувей. Непосредственно ниже эпизода ВО-В-2 отмечается первое появление *Globorotalia truncatulinoides*. В верхней части ВО-В-2 в составе наннопланктона впервые появляется *Gephyrocapsa caribbeanica* и исчезают дискорстеры. Синистральное направление закручивания у раковин *Pulleniatina obliquiloculata* меняется на декстральное. В прежней интерпретации эпизод Олдувей на-

<sup>11</sup> Эту точку зрения не разделяют М. Минато, С. Хашимото, И. Фудживара и С. Кумано (1972), считающие, что граница между четвертичной системой и неогеном должна быть проведена выше, на уровне палеомагнитного эпизода Харамильо.

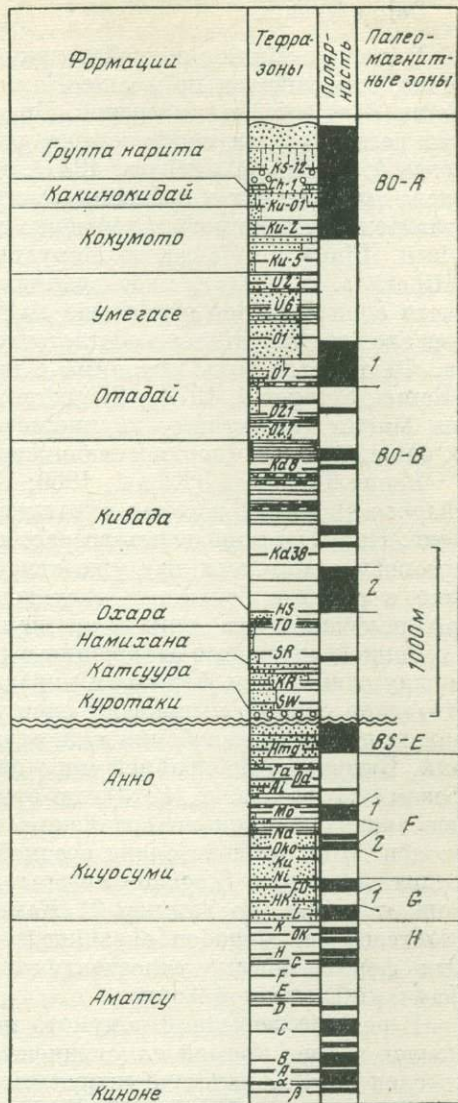
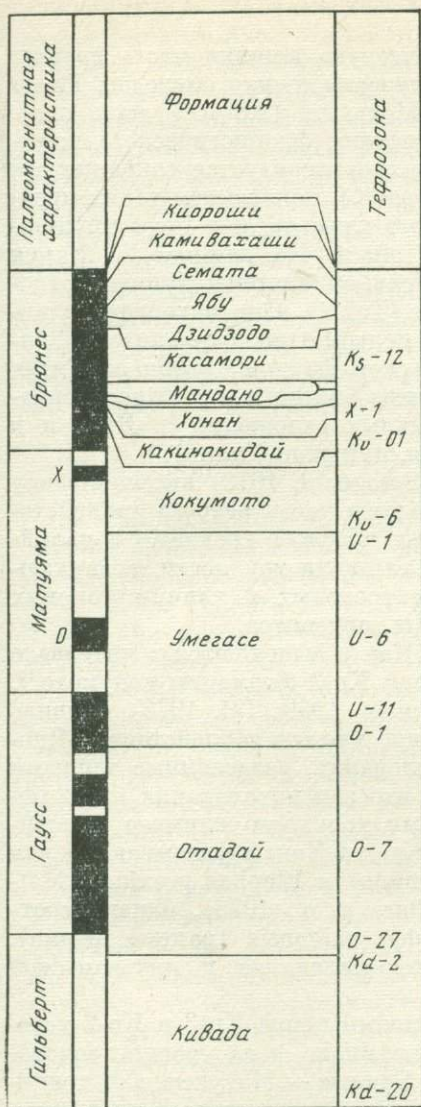


Рис. 26. Схема палеомагнитной стратиграфии позднекайнозойских отложений центральной и северной частей п-ова Босо (по данным Nakagawa, Niitsuma, Hayasaka, 1969)

X — эпизод Харамильо; O — эпизод Олдувей

Рис. 27. Схема палеомагнитной стратиграфии позднекайнозойских отложений полуострова Босо (по Nakagawa а. о. Boso Peninsula, Guidebook for Excursion 2. 1<sup>st</sup> CPNS, 1976)

ходился на уровне средней части формации умегасе. Здесь нельзя не обратить внимание на то, что из пеплового слоя верхней части формации охара, подстилающей формацию кивада, получена трековая дата — 3,5 млн. лет, которая как бы возвращает японских исследователей к прежней точке зрения, согласно которой граница плицена и антропогена проводилась на уровне средней части разреза формации умегасе. Приведенный выше материал свидетельствует о том, что вопрос о стратиграфическом уровне первого появления *Gl. truncatulinoides* и стратиграфической интерпретации палеомагнитных данных для разреза п-ова Босо остается открытым.

## Эоплейстоцен

В районе Кинки эоплейстоцену соответствует нижняя часть группы Осака, относящаяся по шкале Кокса к интервалу между эпизодом Гилса эпохи Матуяма и инверсией Брюнес — Матуяма (1,8—0,7 млн. лет). Эта часть разреза соответствует эпохе угасания флористического комплекса *Metasequoia* (Itihara, 1961), которая характеризуется сокращением числа тропических и субтропических элементов и появлением таких представителей умеренного и умеренно холодного климата, как *Picea maximowiczii*, *Pinus koraiensis* и *Menyanthes trifoliata*. По данным Т. Камея (Itihara а. о., 1973), к основанию четвертичной системы Японии относится зона *Stegodon shodoensis akashiensis* (Takai). Она находится в интервале, приблизительно соответствующем палеомагнитному эпизоду Гилса. Фауна этой зоны сравнима с нихэваньской фауной Северного Китая (Kamei, Setoguchi, 1970); *Stegodon akashiensis* близок и к *S. trigonosephalus* Martin (известному из нижнечетвертичных отложений о. Ява) и к *S. ganesa insignis* (верхнесиваликская серия, пинджор Индии).

Выше Т. Камея (Kamei, 1966; Kamei, Setoguchi, 1970) выделяет зону *Elephas shigensis*, которая охватывает большую часть разреза эоплейстоцена. Попытки определить возраст пепловых прослоев трековым и калий-аргоновым методами, как уже отмечалось, выявили трудности, возникающие в связи с большими расхождениями трековых и калий-аргоновых дат, полученных из одних и тех же пепловых горизонтов.

Эоплейстоценовые отложения в районе Канто выделяются в интервале между основанием формации кивада и слоем Ку-2 формации кокумото<sup>12</sup>. Изучение спорово-пыльцевых спектров (Onishi, 1969; Tai, 1973) выявило довольно резкие колебания климата, имевшие место в эоплейстоцене Японии. Выявлены по крайней мере два похолодания, разделенные теплыми фазами (Itihara а. о., 1973), но отмечено, что эти похолодания были менее значительными по сравнению с фазами холодного климата в плейстоцене. Для эоплейстоцена средней части п-ова Хонсю указываются как типичные формы *Stegodon auroraе* (Matsumoto) и *Elephas proximus* Matsum., которые, по данным Т. Камея (Itihara а. о., 1973), близки соответственно к *Stegodon akashiensis* и *Elephas shigensis* (ранняя форма). Эти формы обычно сопоставляются с индо-малайской и нихэваньской фаунами Восточной Азии.

В разрезе формации кокумото между слоями пепла Ку-3 и Ку-2 установлен эпизод прямой намагниченности Харамильо, а на уровне пеплового слоя Ку-2 — палеомагнитная инверсия Брюнес — Матуяма или граница между зонами ВО-А и ВО-В.

Одна из характерных особенностей эоплейстоцена Японии вообще — хорошо выраженные маркирующие горизонты, установленные благодаря использованию палинологических, палеонтологических, палеомагнитных данных, что позволило коррелировать отложения эоплейстоцена основных опорных разрезов Кинки, Канто, Изуми, Ниигаты, Акиты и других районов.

## Плейстоцен

Плейстоценовые отложения Японии делятся обычно на три толщи: нижнеплейстоценовую, среднеплейстоценовую и верхнеплейстоценовую. В свою очередь нижнеплейстоценовые отложения подразделяются на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть разреза нижнего плейстоцена Японии, охватывающая в опорном разрезе Осака (район Кинки) интервал от эпизода прямой намагниченности Гилса (1,8 млн. лет) до инвер-

<sup>12</sup> Объем эоплейстоцена, таким образом, оказывается значительно больше, чем это было принято до 1976 г., когда Х. Накагава предложил новую стратиграфическую интерпретацию палеомагнитных и палеонтологических данных.

сии Брюнес — Матуяма (0,7 млн. лет), по принятой в настоящей работе схеме соответствует эоплейстоцену. Нижнему плейстоцену нашей схемы отвечает верхняя часть нижнего плейстоцена, выделяемого японскими исследователями (Itihara a. o., 1973; Minato a. o., 1972). Разрез нижнего плейстоцена Японии завершается осадками, сопоставляемыми с известной условностью с минделем Европы. В средний плейстоцен включаются отложения со следами значительного похолодания климата. Они сопоставляются с миндель-риссом и риссом Европы. Объем верхнего плейстоцена соответствует существующему стандартному объему, принимаемому практически во всех странах.

В последние годы, благодаря использованию климатостратиграфических данных, в Японии разработаны детальные стратиграфические схемы плейстоцена, причем выделяемые маркирующие горизонты позволяют коррелировать плейстоценовые отложения Японии с отложениями этого же возраста на континенте.

### Нижний плейстоцен

В районе Кинки к нижнему плейстоцену относится верхняя часть группы осака, представленная морскими глинами и песками с пеплом и несогласно перекрывающая ее формация мантидани. По данным М. Итихары и др. (Itihara a. o., 1973), граница палеомагнитных эпох Брюнес и Матуяма проходит выше пеплового слоя азуки ( $0,87 \pm 0,07$  Ф. Т. млн. лет или 1,4 — К-Аг млн. лет) и ниже пепла слоя имакума. Первые прямонамагнитные образцы были получены из морских осадков слоя Ма-4, залегающих между слоями пеплов азуки и имакума. В верхней части разреза группы осака по данным палеоботанических исследований зарегистрированы довольно резкие климатические изменения, причем фазы похолоданий установлены по присутствию в составе растительности *Larix gmelinii* Ldb., *Oxycoccus* и некоторых других. В верхней части разреза группы осака выделяется зона *Stegodon orientalis* Owen<sup>13</sup>.

Выше с разрывом и угловым несогласием залегает формация мантидани, представленная чередованием аллювиальных, озерных и морских отложений. Их характерная особенность — хорошо выраженные следы климатических изменений, которые устанавливаются по смене состава растительности во флористическом комплексе *Fagus*. Растительные ассоциации, включающие *Larix*, *Pinus koraiensis*, *Menyanthes trifoliata* и некоторые другие виды, приурочены, в основном, к слоям континентальных отложений. Более теплолюбивая растительность (*Ruppia*, *Paliurus*, *Magnolia*, *Quercus*, *Sapinum* и др.) характерна для морских серий.

На равнине Канто к нижнему плейстоцену относятся илы и пески верхней части формации кокумото и неслоистые песчанистые илы формации какинокидай. Из нижнеплейстоценовых песков и галечников нагахама п-ова Босо описаны остатки *Archidiskodon paramammonteus* Matsuoto, *Stegodon orientalis*, *Cervus* (*Sika*) *yessoensis* и др. В седиментационном бассейне Миура нижнеплейстоценовые отложения формации наганума представлены толщей морских и солонатоводных осадков и песчанистых илов, содержащих остатки тепловодных моллюсков. Вместе с тем, в этих же осадках обнаружены прослой с холодноводными планктонными фораминиферами *Globigerina borealis*. По данным Аоки и др. (Aoki a. o., 1962; Aoki, 1963), наиболее холодный режим водных масс соответствует средней части формации наганума, в которой установлено наибольшее распространение *Glucymeris pilsbryi* и численное сокращение

<sup>13</sup> Стратиграфическое положение зоны *Stegodon orientalis* определяется Т. Камеем и Т. Сетогучи (Kamei and Setoguchi, 1970) по данным радиометрических и палеомагнитных исследований в пределах 0,3—0,6 млн. лет. Эта зона характеризуется широким развитием южной сино-малайской фауны.

вида *G. yessoensis*. В этом разрезе, таким образом, регистрируются изменения климата, отмеченные для нижнего плейстоцена также в ряде других районов Японии и сопредельных территорий. Формация наганума по представлениям японских геологов (Каваи и др.) может быть с известной условностью отнесена к минделю, хотя на этот счет есть и другие точки зрения.

В восточной части о. Хоккайдо выделяется формация кусира, которая перекрывается слоями такому. В этой серии, относящейся к доминделю и минделю (Quaternary System of Japan, 1969), по данным палинологических и микропалеонтологических исследований выделяются по крайней мере две теплые фазы и одна холодная.

### *Средний плейстоцен*

Среднеплейстоценовые отложения Японии не имеют достаточно четкой палеонтологической характеристики. Они выделяются на основании климатостратиграфических и геоморфологических критериев, причем возраст одних и тех же толщ часто определяется неодинаково. В соответствии с принятой в настоящей работе схемой к среднему плейстоцену относятся отложения, накопившиеся в интервале от 0,12 до 0,4 млн. лет [т. е. в течение миндель-рисского (гольштейн) и рисского (заале) времени].

В районе Кинки к среднему плейстоцену относится пепловый слой касури, прямомагнитный и датированный трековым методом 0,38 млн. лет (Minato a. o., 1972; Itihara a. o., 1973). В пеплах касури установлена флора, отражающая условия теплого климата межледникового времени.

В средний плейстоцен включаются также красноцветные пески и галечники с прослоями ила, залегающие на высоких террасах в районах Осаки и Акаси. М. Итихара (Itihara, 1961) выделяет среди них аллювий и пролювиальные отложения и указывает на большую роль почвообразовательных процессов и выветривания во время накопления этих отложений.

На равнине Канто к среднему плейстоцену относится формация бэбугаура, представленная песками и илами эстуариевого типа, а также суглинки тама, содержащие остатки субальпийских и бореальных растений; с ними связывается похолодание, которое, по представлениям японских геологов (Ikebe, 1969; Geological development..., 1965), соответствует среднеплейстоценовому горному оледенению порошири. Морены этого оледенения описаны в горах Хидака на о. Хоккайдо (Minato, Hashimoto, 1954). Разрез среднего плейстоцена на равнине Канто завершается песками нижней части горизонта симосуэси, содержащими остатки холодноводных (для Японии) морских моллюсков (*Erodona amurensis* Schrenck, и др.) и пыльцевой спектр, в котором присутствует пыльца бореальных древесных и травянистых растений. Выше по разрезу выделяются слои, сформировавшиеся в более теплом климате начала верхнего плейстоцена.

Полученные материалы о колебаниях климата и общем похолодании в среднем плейстоцене Японии подтверждаются также исследованиями, выполненными в бассейне р. Абукума и в сопредельной части тихоокеанского побережья (Quaternary System of Japan, 1969). Климатические колебания установлены по результатам палеоботанического изучения растительных остатков из аллювиальных террасовых отложений. Фаза субальпийского климата установлена во второй половине среднего плейстоцена.

## Верхний плейстоцен

Верхнеплейстоценовые отложения Японии хорошо изучены во многих полных разрезах. Классическая территория развития верхнеплейстоценовых морских и континентальных отложений — равнина Канто, для которой исследовательской группой Канто Лoom (Kanto Loam Research Group, 1956, 1958, 1960, 1961a, 1961b, 1962 и др.) разработана детальная стратиграфия верхнего плейстоцена. Автор настоящей работы имел возможность ознакомиться с наиболее характерными разрезами этого возраста в районе Иокогамы.

Верхний плейстоцен равнины Канто обычно подразделяется на три горизонта: симосуэси, мусасино и татикава.

В южной части равнины Канто горизонт симосуэси, залегающий на эродированной поверхности формаций бэбугаура или тама, представлен, главным образом, глинистыми и песчанистыми отложениями, заключающими в основании разреза холодноводную морскую фауну (рис. 28), которая вверх по разрезу сменяется фауной, указывающей на изменение климата в сторону потепления (Quaternary System of Japan, 1969). Результаты палинологических исследований отложений симосуэси указывают на произрастание во время накопления осадков этого горизонта смешанных хвойно-широколиственных лесов с примесью таких бореальных элементов, как *Larix* и *Menyanthes*. По палинологическим данным фазы более холодного климата регистрируются в нижней и верхней частях горизонта симосуэси. В средней его части установлен палинологический спектр, указывающий на климат, сходный с современным или более теплый. В этой части в слое торфа (рис. 28, слой д) определена пыльца *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, *Cryptomeria*, *Fagus*, *Quercus*, *Alnus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Betula*, *Carpinus*, *Salix*. Подобный современный лесной комплекс произрастает в Японии на высоте 1000 м н. у. моря (Minato a. o., 1967). Выше по разрезу отмечается первое верхнеплейстоценовое похолодание. С отложениями горизонта симосуэси и синхронными им толщами связаны многочисленные находки остатков *Palaeoloxodon paladicus*. С суглинками симосуэси сопоставляются раннепалеолитические местонахождения Хасино VII—XV и Ивайоки OXXV, на которых найдены орудия типа леваллуа. Для образцов тефритов из ранневерхнеплей-

- 1, 2 — горизонт симосуэси:  
 а — галечник с раковинами *Vanenea manilensis inornata*, *Zirfaea cf. subconstricta*;  
 б — голубовато-серый слоистый ил с раковинами *Brahiodontes senhousia*, *Theora lubrica* и плодами *Juglans*;  
 в — желтый и красновато-коричневый пемзовый песок с *Venerupis japonica*;  
 г — галечник;  
 д — серый алеврит с прослоем белого туффита, в нижней части слой торфа с пылью;  
 е — почва;  
 ж — горизонт мусасино:  
 з — галечник;  
 и — тефрит коричневый со слоем пемзы в нижней части (токийский пемзовый слой);  
 к — почва;  
 л — культурный слой

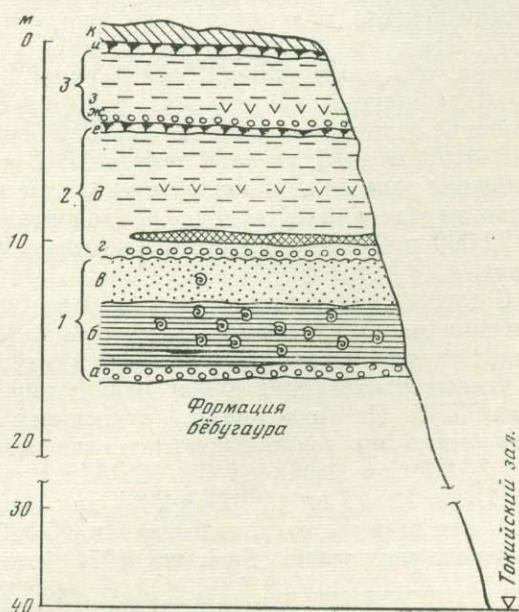


Рис. 28. Строение верхнечетвертичных отложений в районе г. Иокогама

стоценовых суглинков получен ряд трековых дат от  $66\,000 \pm 6\,000$  лет назад (Ф. Т.)ОР до  $132\,000 \pm 1\,000$  лет назад (Ф. Т.)KIP-8 (Serizawa, 1971).

Отложения горизонта симосуэёси сформировались во время рисс-вюрмской трансгрессии. Осадки, связанные с этой трансгрессией, прослеживаются на отметках от 20 почти до 50 м на значительной площади равнины Канто, образуя так называемый Палео-Токийский залив (Quaternary System of Japan, 1969). Морские отложения перекрываются суглинками симосуэёси, содержащими значительную примесь тефритового материала и сформировавшимися в условиях холодного климата и верхнеплейстоценовой регрессии океана. С этим этапом совпадает образование уступа террасы Симосуэёси.

Стратиграфически выше суглинистой серии симосуэёси находятся аллювиальные и прибрежно-морские отложения горизонта мусасино, которые слагают террасу (до 20 м), врезанную в более высокую террасу Симосуэёси. В осадках мусасино ясно выражены следы регрессии, последовательного понижения уровня моря. Регрессия связывается со временем ранневюрмского похолодания, которое устанавливается на основании присутствия пыльцы лесной растительности — *Picea*, *Tsuga*, *Larix*, с незначительным участием *Cryptomeria* и *Quercus*.

Со стадиями симосуэёси и мусасино связывается образование красноцветной коры выветривания, которая особенно хорошо развита на территории Северного Кюсю. В этом районе красноцветные отложения залегают на выветрелых галечниках, слагающих среднеплейстоценовую террасу (The Geologic Development..., 1965).

По-видимому, в конце стадии мусасино или в интервале между накоплением осадков мусасино и татикава имела место вторая верхнеплейстоценовая трансгрессия, оставившая следы в ряде районов Японии. В районах Каммон и Вакамацу эта трансгрессия относится к стадии хенгело и сопоставляется Т. Камеяма (Kameyama, 1968) с интерстадиалом  $W_1-W_2$ . Относящиеся к этому времени пески и глинистые слои ямагучи сформировались, судя по радиоуглеродным датировкам растительных остатков, непосредственно перед датой 33 000 лет назад. По поводу положения уровня этой трансгрессии по отношению к современному уровню моря единого мнения нет. Существует точка зрения, что терраса, отвечающая трансгрессии хенгело, находится ниже современного уровня моря (Minato a. o., 1967). Эта точка зрения не согласуется с данными Т. Камеямы, который считает, что максимальной фазе трансгрессии хенгело отвечает уровень 15—20 м, причем значительную роль имели тектонические движения, искажившие истинное положение древней береговой линии.

В 1976 г. опубликована работа И. Гохары (Gohara, 1976), в которой обобщены данные об изменениях климата и колебаниях уровня моря в течение верхнего плейстоцена и голоцена. Для века мусасино (между 72 000 и 45 000 лет) Гохара отмечает регрессивный режим и похолодание.

С суглинками мусасино, по данным Серизава, связаны раннепалеолитические местонахождения Хасино V и VI и Ивайоки OIV и позднепалеолитические местонахождения Мукоуяма V и Фукуи 15. Для последнего указывается запредельная радиоуглеродная дата  $>31\,900$  лет назад (Gak-952). Из отложений, относящихся к горизонту мусасино и синхронных им толщ, известно несколько радиоуглеродных и трековых дат: 30 000 лет назад по  $C^{14}$  (Gak-158) для суглинка козаката;  $31\,100 \pm 2\,500$  лет назад по  $C^{14}$  (Gak-269) для слоя ноири 3; 40 000 лет назад по  $C^{14}$  — для пемзового слоя хоссаки и  $49\,000 \pm 5\,000$  лет назад по Ф. Т. для пемзового слоя токио (Serizawa, 1971) <sup>14</sup>.

<sup>14</sup> Определения продолжительности века мусасино у Гохары и Серизавы несколько расходятся.

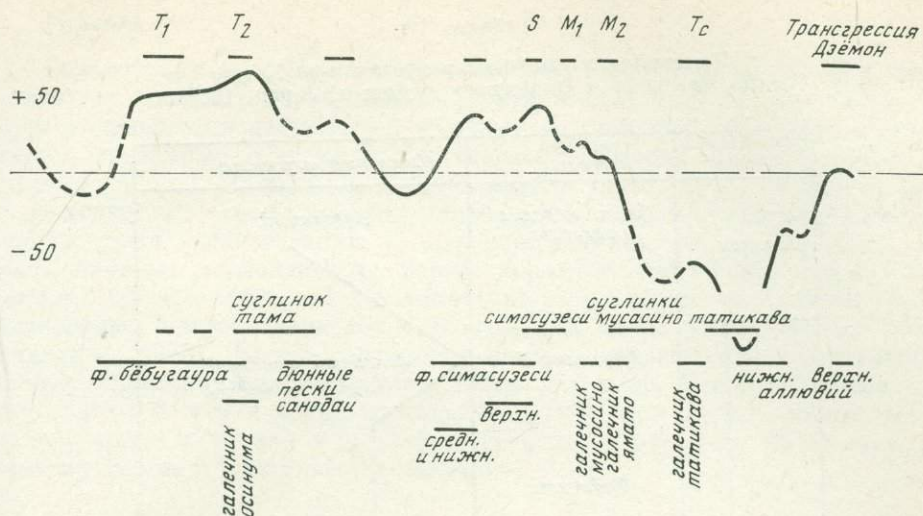


Рис. 29. Колебания уровня моря в среднем и верхнем плейстоцене в южной части равнины Канто (Kanto Quaternary Research Group, Quaternary System of Japan, 1969)

Разрез верхнего плейстоцена равнины Канто завершается горизонтом татикава, залегающим с разрывом на суглинках мусасино. Горизонт татикава<sup>15</sup> представлен аллювиальными галечниками, которые слагают 10-метровую террасу р. Тама, и широко распространенными суглинками, содержащими значительную примесь тонкого вулканогенного материала и темноокрашенные погребенные почвы. Суглинки татикава заключают многочисленные палеолитические стоянки.

Горизонт татикава содержит яркие следы понижения уровня океана (рис. 29) и значительного похолодания. Галечники этого горизонта постепенно погружаются вниз по долине р. Тама и скрываются под более молодыми аллювиальными отложениями в районе эстуария. В суглинках татикава выделяются слои экода, содержащие многочисленные растительные остатки и пыльцу *Picea*, *Larix*, *Scabiosa*, *Abies*, *Larix kaempferi*, *Picea bicolor*, *P. hondoensis*, *Tsuga diversifolia* и др. Эта растительная ассоциация свидетельствует об относительно холодном климате времени накопления слоев экода. Нижняя часть торфяника экода имеет радиоуглеродную дату  $28\,770 \pm 2600$  лет назад. Гохара (Gohara, 1976) для холодного века экода указывает радиоуглеродные даты  $30\,000 \pm 1700$  и  $32\,000 \pm 4100$  лет назад. Хронологическое положение слоев экода определяется им между 30 000 и 26 000 лет. Для верхней части суглинков татикава (очевидно, перекрывающих слои экода) получены даты  $11\,840 \pm 300$  лет назад и  $11\,330 \pm 260$  лет назад (The Geologic Development..., 1965)<sup>16</sup>.

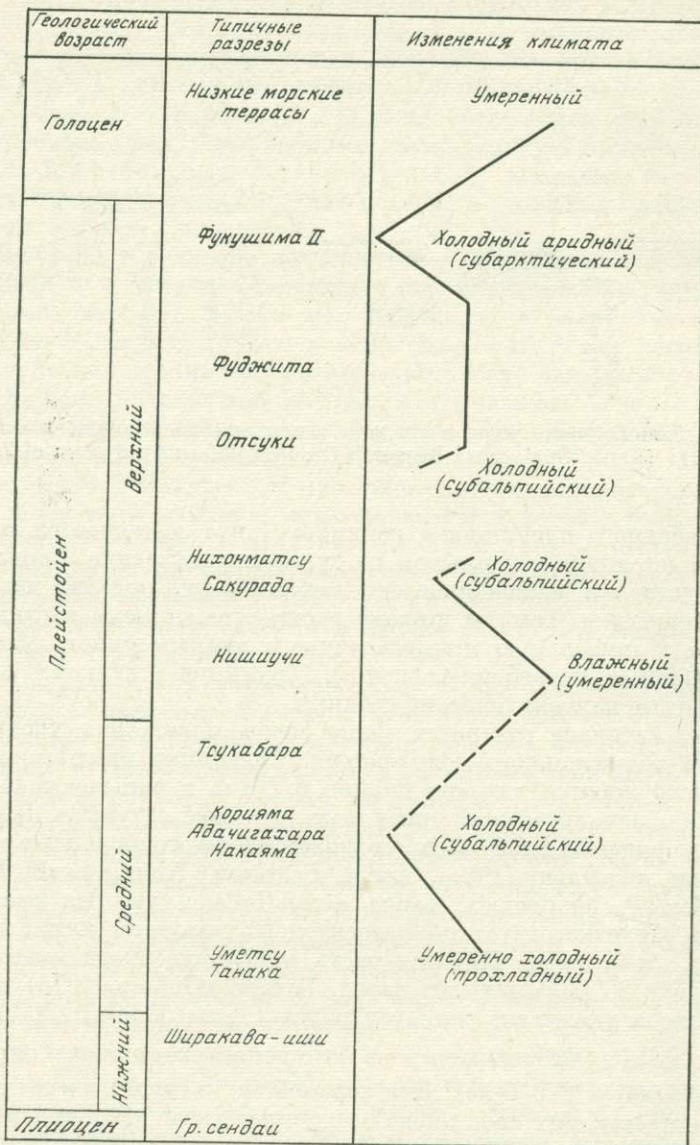
Подробная климатическая характеристика верхней части разреза верхнего плейстоцена получена в бассейне р. Абукума (табл. 10), в районе Ниигаты и в других районах Японии.

<sup>15</sup> Иногда в русских переводах употребляется название татикава.

<sup>16</sup> Фаза сильного похолодания отмечается в слое серии ноири, для которого имеется дата  $21\,600 \pm 900$  лет назад по  $C^{14}$  (Gak-268; Serizawa, 1971). Условия холодного климата отмечаются в верхнеплейстоценовых отложениях Японии в интервале 25 000—16 000 лет назад. Осадки, сформировавшиеся в период от 18 000 лет и позднее, выделяются в Японии в серию чузэки-со. В основании этой серии имеются ясные признаки холодного климата. Выше в двух или трех циклах седиментации зарегистрированы фазы умеренного и теплого климата. Последняя теплая фаза совпадает с голоценовым подъемом уровня Мирового океана.

Таблица 10

Изменения климата по разрезам о-ва Хонсю  
(по материалам Quaternary system of Japan, 1969)



К горизонту татикава и синхронным ему толщам приурочены позд-непалеолитические стоянки, датированные радиоуглеродным методом в интервале 12 000—20 000 лет назад (Serizawa, 1974). Для слоев, заключающих остатки *Palaeoloxodon namadicus* (Falc. et Cautl.), также получены радиоуглеродные даты: 28 400±1800 (Gak-312) — из торфа шиота, 23 200±800 (Gak-811) — из серии ноири и 16 150±550 лет назад (Gak-267) — из серии ноири I.

С верхним плейстоценом связывается оледенение Японских Альп и хр. Хидака на о. Хоккайдо (оледенение тоттабэцу). По расположению морен, ледниковых цирков и следов экзарационной деятельности ледника устанавливается стадияльный характер развития верхнеплейстоценового оледенения Японии.

## Голоцен

Голоценовые отложения исключительно широко развиты. Они представлены самыми разнообразными генетическими типами. Для стратиграфии и корреляции наибольший интерес представляют прибрежно-морские серии, связанные с голоценовой террасой, которая прослеживается во многих районах Японии. Ее высота иногда достигает 25 м, что связано с восходящими тектоническими движениями и сейсмическими подвижками во время землетрясений. В пределах равнины Канто в осадках террасы найдены теплолюбивые формы кораллов, обитающих в настоящее время в более южных районах тихоокеанского побережья Японии. Радиоуглеродный возраст кораллов  $6160 \pm 120$  лет назад (The Geologic Development..., 1965). Кроме кораллов в осадках террасы найдены теплолюбивые моллюски *Anadara granosa bisenensis* и др. Все эти данные свидетельствуют, что в середине голоцена, 6000 лет назад, имела место трансгрессия и теплая климатическая фаза, после чего произошла регрессия океана и некоторое похолодание.

## ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО КАЙНОЗОЯ о. ТАЙВАНЬ

### Плиоцен

Плиоценовые отложения, мощность которых достигает 1800 м в седиментационном бассейне западной части острова, подразделяются на несколько формаций (свит), различающихся по своим фаунистическим характеристикам, главным образом, по фауне фораминифер. Осадки плиоцена в западной части Тайваня формировались при длительном общем погружении.

В верхней части разреза достаточно отчетливо выражены следы колебания уровня моря. Это определило значительные их мощности и фациальное разнообразие.

Свита чиншу — самая нижняя свита плиоцена в районе группы нефтегазовых месторождений Миаоли (северо-западная часть Тайваня) представлена темно-серыми алевролитами с прослоями песчанистых алевролитов и граувакк. Она характеризуется присутствием богатой фауны моллюсков и комплекса фораминифер, включающего *Ammonia japonica*, *Asterorotalia multispinosa*, *Cellanthus advenum*, *Pseudorotalia schroeteriana*, *P. tikotoensis*, *P. yabei*, *Pulleniatina obliquiloculata* и *Quingueloculina* sp. (Н. Т. Чию, 1965). В этом комплексе привлекает внимание *Pulleniatina obliquiloculata*, впервые появляющаяся в разрезе неогена о. Тайвань. Именно на этом стратиграфическом уровне до последнего времени проводилась граница между миоценом и плиоценом.

Свита чиншу в пределах северной части Тайваня согласно перекрывается свитой холань, максимальная мощность которой достигает 2900 м, хотя в разрезах большинства нефтяных и газовых месторождений мощность ее колеблется от 1200 до 1700 м. Свита представлена переслаиванием светлых грубо- и тонкозернистых песчаников, темно-серых глин с подчиненными прослоями конгломератов. Отложения свиты холань содержат множество остатков моллюсков и фораминифер.

Граница между плиоценом и четвертичной системой в разрезах морского верхнего кайнозоя о. Тайвань устанавливается по первому появлению *Globorotalia truncatulinoides*, *G. inflata* и *Globigerina pachiderma* (Huang T., 1963). Наиболее показательны в этом отношении разрез скважины РК-3 (рис. 30), пробуренной на побережье Тайваньского пролива в районе Пейканга.

В пределах седиментационного бассейна северной части Тайваня граница между неогеном и четвертичной системой проводится между отложениями свиты холань и свиты тоукошань. В отложениях свиты тоуко-

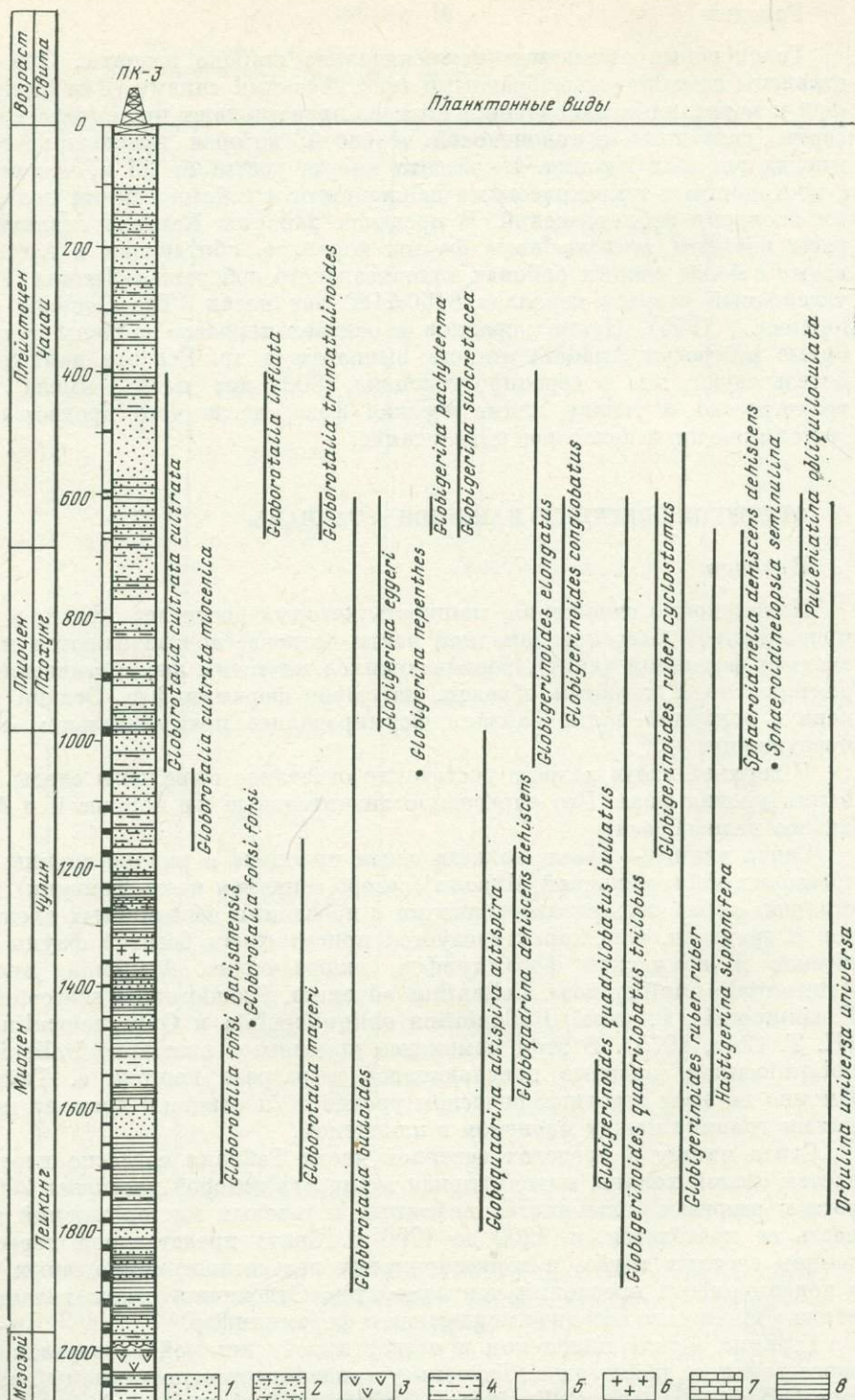


Рис. 30. Микропалеонтологическая характеристика разреза скважины РК-3, Пейканг, Западный Тайвань (Huang, T. 1963)

1 — песчаник; 2 — илестый песчаник; 3 — туфогенный песчаник; 4 — песчаные глины; 5 — алевриты; 6 — изверженные породы; 7 — известняк; 8 — глины

• *Ammobaculites cylindricus*

*Amoia indica*

*Asterorotalia subtrispinosa*

• *Asterorotalia trispinosa*

• *Bigenerina ammobaculitoidea*

*Bigenerina nodosaria*

*Bigenerina taiwanica*

*Cyclamina cf. incisa*

*Ephidium tikutoensis*

• *Elphidium cf. hokkaidoensis*

*Gaudryina kokuseiensis*

*Guttulina pacifica ishizakii*

*Pseudorotalia schroeteriana schroeteriana*

*Pseudorotalia yabei*

*Sigmoidella taiwanica*

*Spiroplectamina taiwanica*

*Textularia kansaiensis*

*Textularia pseudokansaiensis*

*Textularia taiwanica*

*Uvigerina crassicosata*

<i>Uvigerina crassicosata</i>	"A"	"B"	<i>Rotalia subtrispinosa</i> - <i>Textularia taiwanica</i>	<i>Rotalia trispinosa</i>	Зоны по Оки- мунабо и Хуане, 1957
-------------------------------	-----	-----	--	---------------------------	---

Бентосные виды

шань также зарегистрировано первое появление *Globorotalia truncatulinoides*. В континентальных сериях этой свиты отмечаются остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti.).

## Эоплейстоцен

Эоплейстоценовые отложения о. Тайвань наиболее полно представлены в двух районах, расположенных в западной части острова. Свита чай в районе Пейканг (Юнлинь) в разрезе скважины РК-3 сложена преимущественно песчаниками и алевролитами. Мощность ее около 700 м. Свита чай завершает разрез седиментационного бассейна Западного Тайваня; часть этого бассейна находится на шельфе Тайваньского пролива. Богатая фауна фораминифер, содержащихся в свите, позволила Т. Хуангу (Huang, 1963) выделить планктонный комплекс, отвечающий зоне № 22 *Globorotalia truncatulinoides* (Blow, 1969).

Кроме *Globorotalia truncatulinoides* в свите впервые появляются *G. inflata* и *Globigerina pachiderma*, а в составе бентосных форм — *Asterorotalia trispinosa*.

Отложения свиты тоукошань развиты в северо-западной части острова в субмеридиональной предгорной впадине к западу от складчатой зоны Центрального хребта и в седиментационном бассейне, находящемся на северном продолжении этой впадины.

Отложения свиты смяты в складки, которые хорошо согласуются с общим структурным планом миоцен-плиоценового бассейна. В естественных разрезах свита тоукошань вскрывается лишь в районе Тиехеншаньского газового месторождения.

Свита тоукошань представлена отложениями различного генезиса: морскими глубоководными и литоральными, аллювиальными, пролювиальными и озерными осадками. Континентальные отложения — мощные молассы, конгломераты, песчаники, озерные глины с лигнитом, торфом и обломками древесины — обычно связаны с верхней частью разреза и выделяются как слои хутоукан (табл. 11) или хоеншан.

Морские серии (горизонт туншао, слои наибо и вумбейкенг) включают глубоководные глинисто-илистые отложения, илистые песчаники с линзами глин и конгломератов, известняки, коралловые известняки и калькарнит.

Из континентальных отложений горизонта туншао происходят остатки *Stegodon cf. sinensis* Owen, *Coelodonta cf. sinensis* Falc. et Cautl., *Bison geron*, *Cervus (Sika) taiuanus*, *C. (Deperetia), katusensis* (Matsum.), *Cervus sp.*, *Sus sp.*, *Coelodonta sp.*, *Felis sp.* (Lin, 1963), а также *Archidiskodon meridionalis* (определения И. А. Дуброво и Х. Отсука, 1973–74 гг.).

Присутствие в составе этой фауны *Archidiskodon meridionalis*, *Cervus katusensis*, *Bibos geron* и *Stegodon*, близкого к *Stegodon sinensis*, позволяет сопоставить ее с нижнечетвертичной фауной Японии (серия казуса), Китая и Восточной Сибири.

Морские отложения свиты тоукошань в районе газового месторождения Миаоли и в других районах по свидетельству Ч. Ч. Лина (Lin, 1963) содержат богатую фауну морских моллюсков (свыше 300 видов), несколько сот видов фораминифер, около ста видов бриозой, остатки иглокожих и кораллов. В горизонте туншао свиты тоукошань в составе планктонных фораминифер указываются *Globigerina pachiderma*, *Globorotalia inflata* и *G. truncatulinoides*, что дает основание сопоставить этот горизонт с нижней частью планктонной зоны № 22 (Blow, 1969). В составе фауны наряду с ныне живущими видами моллюсков довольно много вымерших видов (Lin, 1965). Данных, позволяющих говорить о процентном соотношении вымерших и ныне живущих видов моллюсков для свиты тоукошань, пока не имеется. Верхняя часть свиты тоукошань —

Таблица 11

Верхняя часть разреза Тиехеншанского газового месторождения Миаоли  
(по Р. С. М. Wang, 1967)

Возраст	Свита	Мощность, м	Литология	
Плио-плейстоцен (эоплейстоцен)	Тоукошань	Слои хутоукан	450	Грубый валунно-галечниковый конгломерат и песчаник
		Слои наибо	370	Переслаивание пестроцветных разнозернистых песчаников с серыми песчанстыми глинами и глинистыми песчаниками. Остатки фауны.
		Слои вумбейкенг	440	Светлый коричневатосерый тонкозернистый песчаник с прослоями темносерых песчанстых сланцев и глин. Богатая фауна моллюсков.
Плиоцен	Холань	1300	Переслаивание коричневатосерых мелкозернистых песчаников и глин	
	Чиншу	160		

горизонт хоуиеншань сложен валунно-галечниковым материалом, относительно хорошо отсортированным. Обычный диаметр галечникового материала примерно 5 см. Диаметр валунов от 10—40 см до 1,2 м. Цементирующим материалом являются грубозернистый песок и гравий. Образование этого горизонта связывается с орогенической фазой, во время которой сформировался Центральный хребет Тайваня и активизировались тектонические движения в восточной части острова (Lin, 1963; Schreiber, 1965).

### Нижний плейстоцен

Сведения о нижнеплейстоценовых отложениях о. Тайвань очень ограничены, а само их выделение в достаточной степени условно. Ч. Ч. Лин (Lin, 1966) относит к нижнему плейстоцену (по Лину, это — интервал времени, соответствующий гюнц-минделю и минделю Европы) свиты тананван и тиентзуху. Формирование свиты тананван связывается с трансгрессией, следы которой в прибрежных районах острова запечатлены в морской серии осадков, представленных песками, коралловыми известняками и конгломератами. Времени этой нижнеплейстоценовой трансгрессии соответствует выработка прибрежной равнины и образование на ней коралловых рифов (Lin, 1966). Во многих пунктах для слоев этой свиты отмечены незначительные углы падения (Lin, Nakagawa, 1967).

Во внутренних районах острова свита тананван представлена пролювиально-аллювиальными галечниками.

Свита тиентзуху (стратиграфический эквивалент — свита линкоу в районе г. Тайбей) сложена галечниками, конгломератами и песчаниками.

В районе г. Тайбей близ вулкана Куан-нон слою туфа с гравием заключают гальки андезита, базальта и агломерата. В верхней части разреза свиты тиентзуху находится серия красных почв, которые частично, судя

по описаниям (Lin, 1963; Wu, 1965; Lin, Nakagawa, 1967), представляют собой типичный хардпан с хорошо выраженным горизонтом железистых пизолитов. Ниже находится глубоко выветрелая глинистая порода, состоящая, в основном, из каолинита и иллита с небольшой примесью хлорита (Huang J. J., 1963).

Верхняя часть галечника этой свиты сильно разрушена выветриванием и почти полностью превращена в глину темно-красного, красно-желтого и желтого цвета (Lin, 1963). Химические анализы глинистой части разреза близ Тайбея показали присутствие полугорных окислов железа и алюминия. В легкой и тяжелой фракции были определены кварц, циркон, рутил, гранат, кианит, ставролит, гематит, магнетит, монацит, биотит, амфибол, мусковит; вблизи вулканических образований к этому списку добавляются также зерна гиперстена, агата и горнблендита.

Горизонт линкоу образует плато с твердым слоем хардпана на поверхности. Мощность выветрелой части галечников колеблется от 1 до 6 м. По представлениям Лина (Lin, 1966), свита тиензуху и горизонт линкоу соответствуют регрессии океана и времени миндельского оледенения. По-видимому, эта корреляция может рассматриваться лишь как совершенно условная, т. к. никаких фактических данных, необходимых для ее обоснования, в работах Лина и других исследователей плейстоцена Тайваня не приводится.

### Средний плейстоцен

Стратиграфия среднеплейстоценовых отложений изучена на Тайване очень слабо. Очевидно, это связано также с отсутствием достаточно полных разрезов из-за значительного развития в среднем плейстоцене эрозионных процессов. Стратиграфия среднеплейстоценовых отложений в очень сжатой форме освещена лишь в работах Ч. Ч. Лина (Lin, 1964; 1966; Lin, Nakagawa, 1967). Для стратиграфического расчленения нижне- и среднеплейстоценовых отложений использованы следы древних береговых линий, по которым устанавливаются колебания уровня океана. Последние коррелируются с соответствующими климатическими изменениями.

К среднему плейстоцену в настоящей работе отнесены отложения свит кейтзухао и кунглаопин в прибрежной части и нижняя часть свиты чунгли во внутренней части острова. Эти свиты сопоставляются Ч. Ч. Лином (Lin, 1966) приблизительно с минделем и миндель-риссом Европы. Свита кейтзухао распространена в южной части о. Тайвань. Ее стратиграфические аналоги выделяются на о-вах Рюкю. Свита сложена мощными интенсивно раскристаллизованными коралловыми известняками. Известняки распространены на высоте 150—200 м над уровнем моря. На о-вах Рюкю с этими известняками связаны остатки рептилий и млекопитающих плейстоценового (возможно, поствиллафранкского) типа. Известняки кейтзухао согласно представлениям Лина соответствуют миндель-рисской трансгрессии.

Свита кунглаопин представлена аллювиальным террасовым галечником, на котором развиты красные почвы и хардпан. На о-вах Рюкю свите кунглаопин соответствует терраса киноко, образующая следующий после террасы кейтзухао более низкий уровень (Lin, Nakagawa, 1967). Со свитой кунглаопин сопоставляются галечники чунгли, развитые во внутренней части о. Тайвань (Lin, 1966). Галечниковые серии, залегающие стратиграфически выше известняков кейтзухао и связанные с речными эрозионно-аккумулятивными террасами, соответствуют, по мнению Лина, регрессии океана, которая наступила во второй половине среднего плейстоцена.

## Верхний плейстоцен

В основании разреза этого времени в южной части о. Тайвань выделяется свита ооланпи (Lin, 1966; Lin, Nakagawa, 1967), представленная коралловыми известняками, конгломератами и песками. Они вскрываются в разрезе морской террасы, высота которой колеблется от 30 до 80 м. Промежутки между коралловыми рифами заполнены песком, содержащим фораминиферы, состав которых очень напоминает состав фораминифер в песчаных заполнениях рифов 30—70-метровых террас на о-вах Рюкю (Окинава и Амами). Свита ооланпи, относящаяся ко времени первой верхнеплейстоценовой трансгрессии, сопоставляется с формацией симосуэиси Японских островов. В верхней части разреза верхнего плейстоцена выделяется аллювиальная толща шуитиляо; морские осадки, соответствующие этой толще, по-видимому, находятся ниже уровня моря. На о-вах Рюкю отложения верхней части верхнего плейстоцена представлены слоистыми фораминиферовыми песками. Для толщи шуитиляо и ее стратиграфических аналогов получены радиоуглеродные даты между 20 000 и 30 000 лет (Lin, Nakagawa, 1967). Ч. Ч. Лин связывает образование формации шуитиляо с временем вюрмской регрессии. В горных районах острова на высотах от 3200 до 3900 м он (Lin, 1964) отмечает ледниковые формы рельефа: ледниковые цирки, морены, ледниковые долины, ледниковую штриховку на валунах и галечниках.

## Голоцен

В голоцене о. Тайвань выделяется семь горизонтов, датированных радиоуглеродным методом и охарактеризованных значительным палеонтологическим и археологическим материалом. Почти для всех подразделений голоцена установлены древние береговые линии (Lin, 1965, 1966). Голоценовые отложения представлены главным образом аллювиальными и озерно-аллювиальными песчано-глинистыми отложениями и галечниками, а также прибрежно-морскими илами, песчаными и калькаренистыми на-

Таблица 12

Стратиграфия голоцена о. Тайвань (по данным С. С. Lin, 1965, 1966)

Горизонт	Возраст по $C^{14}$ и археологическим данным	Осадки, положение древних береговых линий
Бейцин	0—1200	Галечники, пески, илы, коралловые рифы. Регрессия.
Чангуай	1200—1500	Галечники, пески, илы, коралловые рифы. Трансгрессия.
Куошенглу	1500 2000—2700	Пемзовые пески и илы, коралловые рифы
Тахуан	2700—3500 3500—4000	Галечники. Трансгрессия. Коралловый риф Милун, илы и пески. Трансгрессия.
Тайнан	5800 ± 140 6100 ± 400	Устричные слои. Трансгрессия.
Акунгтен или Люнгканг	6600 ± 400 6822 ± 308 7352 ± 482 8620 ± 410 8415 ± 433	Галечники, пески Илы, пески Коралловые рифы Трансгрессия 10—15 м (р-н Миаоли)
Пейших	8500 ± 1000	Галечники, пески, илы, коралловые известняки  Верхнеплейстоценовые отложения

коплениями и коралловыми образованиями. С голоценовыми отложениями связаны остатки неолитической и более поздних культур.

В нижней части горизонта люнганг установлены следы трансгрессии, соответствующей времени завершения бореальной и начала атлантической стадии. Выше зарегистрировано несколько древних береговых линий (табл. 12), отмеченных приподнятыми коралловыми рифами. Регрессивные стадии в районе Тайваня пока в достаточной степени не изучены, несмотря на то, что в пределах шельфа, окружающего остров, выполнен большой объем геологоразведочных работ.

### АНТРОПОГЕН ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

Верхнекайнозойские отложения Восточного Китая давно привлекают внимание многих исследователей, однако изучены они крайне неравномерно. Наиболее обстоятельно в течение длительного времени изучается фауна плиоцен-четвертичных млекопитающих, главным образом, северной части Восточного Китая. Для этой территории разработана палеонтологически обоснованная схема стратиграфии плиоценовых и четвертичных континентальных отложений.

Существенным недостатком исследований по стратиграфии антропогена Китая является недостаточное внимание к выяснению геологического положения местонахождений фауны млекопитающих. Только в конце 50-х — начале 60-х гг. проведены значительные геологические исследования аллювиальных отложений и толщ лёссов, позволившие установить геологическую позицию ряда важных в стратиграфическом отношении местонахождений фауны млекопитающих и составить опорные разрезы аллювиальных и покровных отложений в долинах крупных рек и хуанту<sup>17</sup> (лёссовой серии) — на водораздельных пространствах.

Южная часть Восточного Китая, располагающаяся в тропической зоне к югу от хр. Цинлин, представляет собой территорию, на которой в течение антропогена существовали совершенно другие климатические условия. Они определили иной характер осадконакопления, диагенеза отложений и всей природной обстановки. В антропогене этой части Китая развивается своеобразная фауна млекопитающих, существенно отличающаяся от фауны более северных районов страны. Все это определило значительные трудности, возникающие при корреляции разрезов антропогенных отложений северной и южной частей Восточного Китая.

Среди многочисленных палеонтологических и биостратиграфических исследований большое значение для разработки стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских отложений Китая имели работы Тейяр де Шардена и Ян Чжун-цзе (Teilhard de Chardin, Young C. S., 1930, 1931), Леруа (Lerooy P., 1940), Мовиуса (Movius H. L., 1944), Пей Вень-чжуня (Pei Wen-chung, 1931, 1937, 1957, 1960, 1964; Pei Wen-chung a. o., 1958), Кальке (H. D. Kahlke, 1961, 1962, 1972) и др. Значительный вклад в изучение четвертичных отложений Китая внесли В. А. Обручев (1894, 1905, 1909, 1911, 1931, 1951, 1959), Ж. Барбур (Barbour, 1930, 1931, 1935), Ли Сыгуан (1952, Lee J. S., 1933, 1934, 1936), А. С. Кесь (1959, 1964), Лю Дун-шень и Чжан Цзун-ху (1962, 1964), В. Г. Лебедев (1968) и др. Большое значение в изучении геологии и стратиграфии кайнозоя Китая имели многолетние исследования, выполненные коллективами Института палеонтологии позвоночных Академии наук КНР и Отдела четвертичной геологии Геологического института АН КНР. К числу особенно важных работ Отдела четвертичной геологии относится составление корреляционной стратиграфической схемы для верхнего кайнозоя Китая и исследования в области стратиграфии и генезиса китайских лёссов.

<sup>17</sup> Здесь и далее китайский термин «хуанту» (дословно — «желтая земля») применяется для лёссов и лёссовидных отложений различного генезиса и заключенных в них комплексов ископаемых почв.

В последние десятилетия исследования в области стратиграфии кайнозойских образований несколько сократились.

При составлении настоящего очерка кроме литературных источников использован собственный материал автора, которому довелось участвовать в полевых исследованиях, связанных с разработкой стратиграфии плиоценовых и четвертичных отложений в Китае в 1960 г.

### Плиоцен северной части Восточного Китая

В основании разреза плиоцена этой части Китая выделяется толща паотэ, представленная чередованием красных и фиолетовых алевритов, глин, песков и галечников. Наиболее полные обнажения этой толщи находятся на р. Хуанхэ ниже г. Баотоу. Обычно в нижней части разреза залегают галечники, которые перекрываются алеврито-глинистыми отложениями с прослоями галек и песков. Мощность этих отложений составляет несколько десятков метров. В районе пос. Паотэ в среднем течении р. Хуанхэ их мощность достигает 60 м. Плиоценовые отложения толщи паотэ<sup>18</sup> изучались автором совместно с китайскими геологами в провинции Шаньси в районе Ще-Кюнь (овраг Хоу-Го), где они вскрываются в крутых стенках оврага и имеют мощность более 60 м. Плиоценовые отложения залегают на красно-лиловых песчаниках и глинах триаса и представляют собой в значительной степени продукты перемыва триасовых отложений. В разрезе оврага Хоу-Го (рис. 31) видно чередование алевритов, глин и галечников с горизонтами карбонатных конкреций, которые отмечают положение древних уровней грунтовых вод; наиболее мощные (1—1,5 м) горизонты, очевидно, могут рассматриваться как следы ископаемых почв.

Для толщи паотэ характерна фауна, включающая *Hipparion richthofeni* Koken, *Prosiphneus* sp., *Aceratheridae*, *Stegodon yuchensis* Young, *Mastodon borsoni* Hays, *Camelus* (*Paracamelus*) *gigas* (Shloss), *Gazella* sp., *Antilopinae*, *Struthio wimani* и др. К плиоцену также относятся отложения нижней части свиты юйшэ в провинции Шаньси (Ян Чжун-цзянь, 1957). Озерно-аллювиальные отложения этой свиты содержат фауну млекопитающих, свидетельствующую об их понтическом возрасте. Более высокие горизонты плиоцена представлены свитой цзинло (цинло), которая с размывом залегает на свитах паотэ, юйшэ и на более древних отложениях. Свита цзинло имеет непостоянный литологический состав: грубые галечники красного цвета переходят в красные делювиальные глины и пески. В них содержатся остатки плиоценовых млекопитающих — *Prosiphneus intermedius*, *Protelephas* cf. *planifrons* (Falc. et Cautl.), *Hipparion houfenense*, *Gazella* ex gr. *blacki* и др.

### О границе между неогеном и четвертичной системой

Для выяснения положения границы между неогеном и четвертичной системой очень полные и хорошо палеонтологически охарактеризованные разрезы северной части Восточного Китая представляют исключительно большую ценность. Однако общая слабая их изученность, отсутствие палеомагнитной характеристики разрезов и радиометрических данных крайне затрудняют корреляцию с хорошо разработанными опорными разрезами других районов Восточной Азии.

При определении положения нижней границы четвертичной системы в Китае используется критерий первого появления в составе фауны млекопитающих родов *Elephas* s. lato, *Leptobos* и *Equus* (E — L — E). В разрезах северной части Восточного Китая эти элементы в фауне млекопитающих вероятно за небольшим исключением впервые появляются в

<sup>18</sup> В литературе эта глинистая толща обычно называется «red clays» — красные глины или горизонт «А» (Teilhard de Chardin P., Young C. C., 1930).

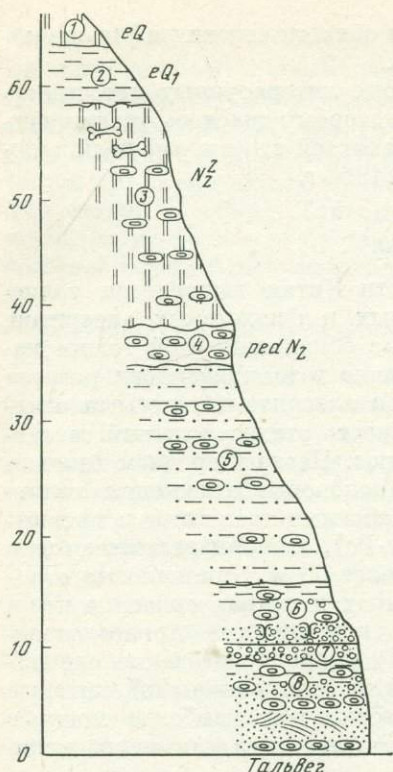


Рис. 31. Обнажение плиоценовых и антропогеновых отложений в овраге Хоу-Го. Район Ще-Конь близ г. Учен, провинция Шаньси

- 1 — лёсс желтый, пористый с карбонатными конкрециями, вскрывается в склоне, покрытом осыпями;
- 2 — глины озерные шоколадного цвета, тонкослойные, оскольчатые с темными дендритами по отдельностям;
- 3 — алевроиты светло-коричневые или розоватые с карбонатными конкрециями, образующими цепочки или скопления мелких агрегатов; в слое найдены остатки *Hipparion* sp., *Machairodus* sp., *Cervus* sp. и *Dicerorhinus* cf. *etruscus*;
- 4 — слои плотносцементированных карбонатных конкреций, остатки почвенного комплекса;
- 5 — глина песчаная, слоистая с цепочками карбонатных конкреций;
- 6 — переслаивание глинистых песков и конгломератов, по всему слою рассеяны карбонатные конкреции;
- 7 — песок с галькой красноватого и желто-красного цвета с хорошо выраженной слоистостью, песок сцементирован карбонатным веществом;
- 8 — лиловые мергелистые глины и пески с карбонатными конкрециями

нихэваньских озерных и речных отложениях и их стратиграфических аналогах или в зоне В красноватых глин (Teilhard de Chardin, Trassaert, 1937). Стратиграфически ниже отложений с нихэваньской фауной выделяются красные глины с типичной гипсарионовой фауной, относящейся к плиоцену (Ли Сы-гуан, 1952).

Корреляцию нихэваньских отложений с нижнечетвертичными отложениями южной части Китая можно считать совершенно условной. Стратиграфическим аналогом нихэваньских слоев принято считать мощные аллювиальные толщи (Horse Beds), местами сильно выветрелые, содержащие костные остатки лошадей (de Terra a. o., 1943).

### Эоплейстоцен

К эоплейстоцену или верхнему виллафранку обычно относят озерные и аллювиальные отложения саньмэньской и нихэваньской свит. Эоплейстоценовые отложения с резким разрывом залегают на подстилающих плиоценовых и более древних толщах. В начальные фазы накопления эоплейстоценовых отложений выделяются слои грубого материала, относящиеся к эрозионному периоду фэнхе. Обычно этот грубый галечниковый горизонт принимается в северной части Восточного Китая за основание четвертичной системы. Песчано-галечниковые аллювиальные отложения и озерные мергели и глины свиты нихэвань обнажаются в долине р. Саньганхэ (в 120 км к северо-западу от Пекина); они заключают богатую фауну ископаемых млекопитающих *Proboscideipparion sinensis* *Sefve*, *Equus* cf. *sanmeniensis* Teil at Piv., *Elephas* s. lato (крупная форма), *Dicerorhinus* sp., *Coelodonta* sp., *Elasmotherium* sp., *Bison paleosinensis*, *Paracamelus gigas*, *Nyctereutes sinensis* (Shloss.), *Machairodus* sp., *Prosimphneus* cf. *sinensis*.

Со свитой нихэвань обычно сопоставляются отложения нижней части свиты саньмэнь, которая по схеме Тейяр де Шардена и Яна (Teilhard

and Young, 1931) относится к зоне «В» красноватых глин (Reddish Clays). В районе Саньмэньского гидроузла в разрезе нижнесаньмэньских отложений выделяется в нижней части базальный аллювиальный галечник с валунами мощностью до 1 м, который вверх переходит в песчано-галечниковые отложения. В залегающих выше косослоистых песках и гравийниках найдены остатки фауны млекопитающих (кости плохой сохранности). В песчаных аллювиальных отложениях, залегающих выше, наблюдаются фигуры типа смятий. Кратковременные наблюдения на этом разрезе, к сожалению, не позволили более подробно изучить эти образования. Видимая мощность отложений нижней части саньмэньской свиты в этом месте не превышает 8 м. На отложениях свиты саньмэнь с размывом залегают среднеплейстоценовые галечники и лёссы 50-метровой террасы р. Хуанхэ.

Стратиграфическим эквивалентом свиты нихэвань и нижней части свиты саньмэнь является слой песчаника и конгломерата, вскрывающийся в разрезе Динцун на р. Фэн (рис. 32). В этом слое встречаются многочисленные раковины толстостенной *Lamprotula*, а также кости *Equus sannenensis* и *Proboscideparion* (Pei Wen-chung, Chia Lan-po e. a., 1958). Выше залегают серия осадков, относящихся ко времени накопления лёсов (хуанту) лишь и более позднему.

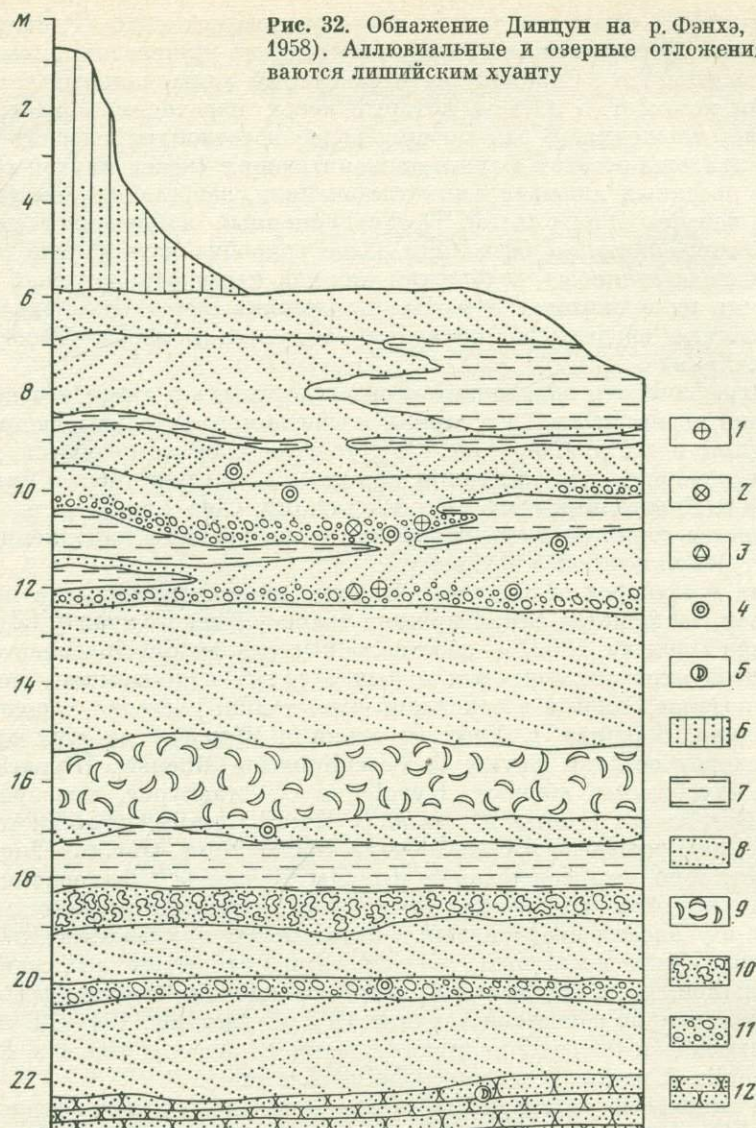
В серии покровных отложений, особенно широко развитых в провинции Шаньси, выделяется самая нижняя толща ученского хуанту (Лю Дуншен и Чжан Цзун-ху, 1962) — лёссоподобных отложений красновато-желтой и желтой окраски, пористых и пылеватых, с ископаемыми почвами типа красноземов. Иногда в основании этой толщи рассеяна хорошо окатанная галька. В районе г. Учен (провинция Шаньси) из этих отложений происходят остатки фауны *Proboscideparion sinensis*, *Hipparion luliangensis*, *Nyctereutes sinensis*, *Hypolagus cf. brachypus*, *Sus lydekkeri* Zdans. и *Gazella* sp. В этих же осадках Чжоу Кун-шу найдена пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Gramineae*, а также *Pinus*, *Quercus*, *Juglans* и *Acer*. Характерно, что содержание пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Gramineae* увеличивается вверх по разрезу. Остатки млекопитающих, найденные в ученских красноцветных отложениях, принадлежат, в основном, теплолюбивым животным, обитавшим на открытых пространствах.

В серии пещерных накоплений местонахождения Чжоукоудянь с эоплейстоценом можно сопоставить пункт 18 и 12 (Movius, 1944). В пункте 12 в известняковой breccia найдены остатки *Rhinoceros sinensis*, *Machairodus* sp., *Felis* cf. *pardus* L. и *Syncephalus* cf. *wimani*.

Эоплейстоценовые толщи южной части Восточного Китая (территория южнее хр. Цинлин) существенно отличаются от отложений того же возраста в северной части. Эти осадки подверглись глубокому химическому выветриванию, вплоть до образования мощных красных толщ, латеритов или так называемых «зброидных глин», состоящих главным образом из каолинита, гидроокиси алюминия и железа. На высоких террасах рек Юаньши и Сяши (провинция Хунань) развиты аллювиальные отложения, содержащие продукты переотложения коры выветривания. Кора выветривания известна также в верхней части аллювия 60—80 и 40-метровых террас р. Янцзы на участке долины между оз. Поянху и г. Нанкин (Лебедев, 1968). В провинции Гуанси к эоплейстоцену вероятно относятся пещерные отложения, подстилающие слой с остатками *Gigantopithecus*. В этих отложениях, накопившихся в пещере на высоте 110 м над урезом р. Люцзян (приток р. Сицзян), найдены остатки представителей древнейшей фауны комплекса *Stegodon-Ailuropoda*. Исследовавшая это местонахождение Чжоу Вей-сян (1960) указывает на возможность отнесения найденных в пещере остатков млекопитающих к раннему кварталу (эоплейстоцену?).

В Юньнани эоплейстоценовыми можно считать, как это уже отмечалось выше, Horse Beds — слой, заключающие остатки лошадей, и в том

Рис. 32. Обнажение Динцун на р. Фэнхэ, (Pei, Chia, 1958). Аллювиальные и озерные отложения перекрываются лишийским хуанту



1 — палеолитические орудия; 2 — *Coelodonta antiquitatis*; 3 — зубы человека; 4 — кости млекопитающих; 5 — раковины; 6 — лёссовидные отложения (лишыйский хуанту); 7 — мергель; 8 — косослойный песок; 9 — раковины моллюсков; 10 — песок с карбонатными конкрециями; 11 — песок с галькой; 12 — песчаник

числе остатки *Equus yunnanensis* Colb. Эти слои выделяются в серии мощных аллювиальных накоплений, местами сильно выветрелых. Такого же типа фауна известна также из местонахождений трещинного типа, т. е. из заполнений трещин и пещер в сильно закарстованных породах Юньнани и сопредельных провинций. Типичное местонахождение — Ма-Кай.

### Нижний плейстоцен

В соответствии с принятой нами схемой к нижнему плейстоцену относятся отложения, накопившиеся в интервале между 700 000 и 400 000 лет, или, сопоставляя с европейскими подразделениями, — от кромера до эльстера или минделя. По существующей в Китае стратиграфической схеме квартера, отложения этого возраста относятся к среднему плейстоцену

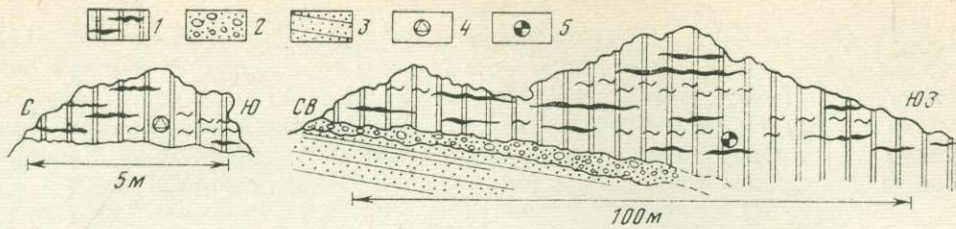


Рис. 33. Местонахождение остатков ланьтянского синантропа (по У Жу-кан, 1964)  
 1 — красный суглинок (нижний лишийский хуанту — нижний плейстоцен по принятой в работе схеме); 2 — галечник под слоем красного суглинка; 3 — светло-серый песчаник (эоцен-олигоцен); 4 — кварцевая галька со следами искусственной обработки; 5 — место находки нижней челюсти ланьтянского синантропа

(см. табл. 1). Это следует учитывать при сравнении китайских материалов с нашими.

Отложения нижнего плейстоцена в Северном Китае изучены лучше всего в провинции Шаньси. В китайской литературе они известны под названием нижний лишийский хуанту. Эта толща, залегающая несогласно на ученом хуанту, представлена желтым или оранжево-желтым плотным однородным пылеватым материалом. Полосчатость, которая хорошо выражена в нижнем лишийском хуанту, создается большим числом (до 12) прослоев погребенных почв красно-коричневого цвета с развитыми иллювиальными горизонтами, состоящими из карбонатных конкреций и красноватого глинистого вещества в промежутках между ними. Вся толща, достигающая мощности 30—40 м, довольно однородна, сильно карбонатна и пориста. Нижний лишийский хуанту в верхней части сильно размыт. Комплекс почв, залегающий неровно, отражает древний эрозионный рельеф. В полных разрезах выше этой эрозионной поверхности обычно наблюдается толща верхнего лишийского хуанту, относящаяся к среднему плейстоцену.

Нижний лишийский хуанту, выделенный Лю Дун-шнем и Чжан Цзун-ху (1962) в серии покровных осадков северной части Восточного Китая, отвечает зоне «С» красноватых глин (Reddish clays), выделенных ранее Тейяр де Шарденом и Яном (Teilhard de Chardin, Young, 1930), а также красноватым суглинкам верхнесаньмэньской подсерии с *Siphneus tingi* (Movius, 1944).

В нижнем лишийском хуанту найдены остатки *Myospalax chaoyatseni*, *Equus wuchengensis*, *Megaloceros pachuosteus* и *Spiroceros cf. Pei*. Состав фауны, спорово-пыльцевые спектры со значительным содержанием полыни и травянистых (Лю Дун-шен и Чжан Цзун-ху, 1962), а также красноцветные почвы дают основание считать, что формирование нижней лишийской толщи происходило на открытых пространствах в условиях достаточно аридного климата.

В районе г. Сиань (пров. Шаньси, уезд Ланьтян) близ дер. Конван в основании нижнего лишийского хуанту, вскрывающегося в склоне холма Конванлин, в 1963 г. найдена нижняя челюсть палеолитического человека, названного ланьтянским синантропом, а также несколько костей плейстоценовых млекопитающих (рис. 33) (У Жу-кан, 1964; Chang a. o., 1964). В том же разрезе обнаружены гальки кварца со следами искусственной обработки. Позже, в 1965 г., при проведении расчисток на склоне Конванлина (рис. 34) обнаружено много костных остатков млекопитающих, в том числе *Lepus wongi*, *Ochotonides complicides* Teil., *Myospalax tingi*, *Bahomy hypsodonta* и др. Характерно, что 60% всех млекопитающих, обнаруженных в этом местонахождении, присутствуют в пунктах 1 и 13 местонахождения синантропа в Чжоукоудянь (Wu Xin-zih a. o., 1966). Остатки ланьтянского человека определены, как *Homo (Sinanthropus) erectus lantianensis* (Woo Ju-kang, 1966). Группа китайских исследователей

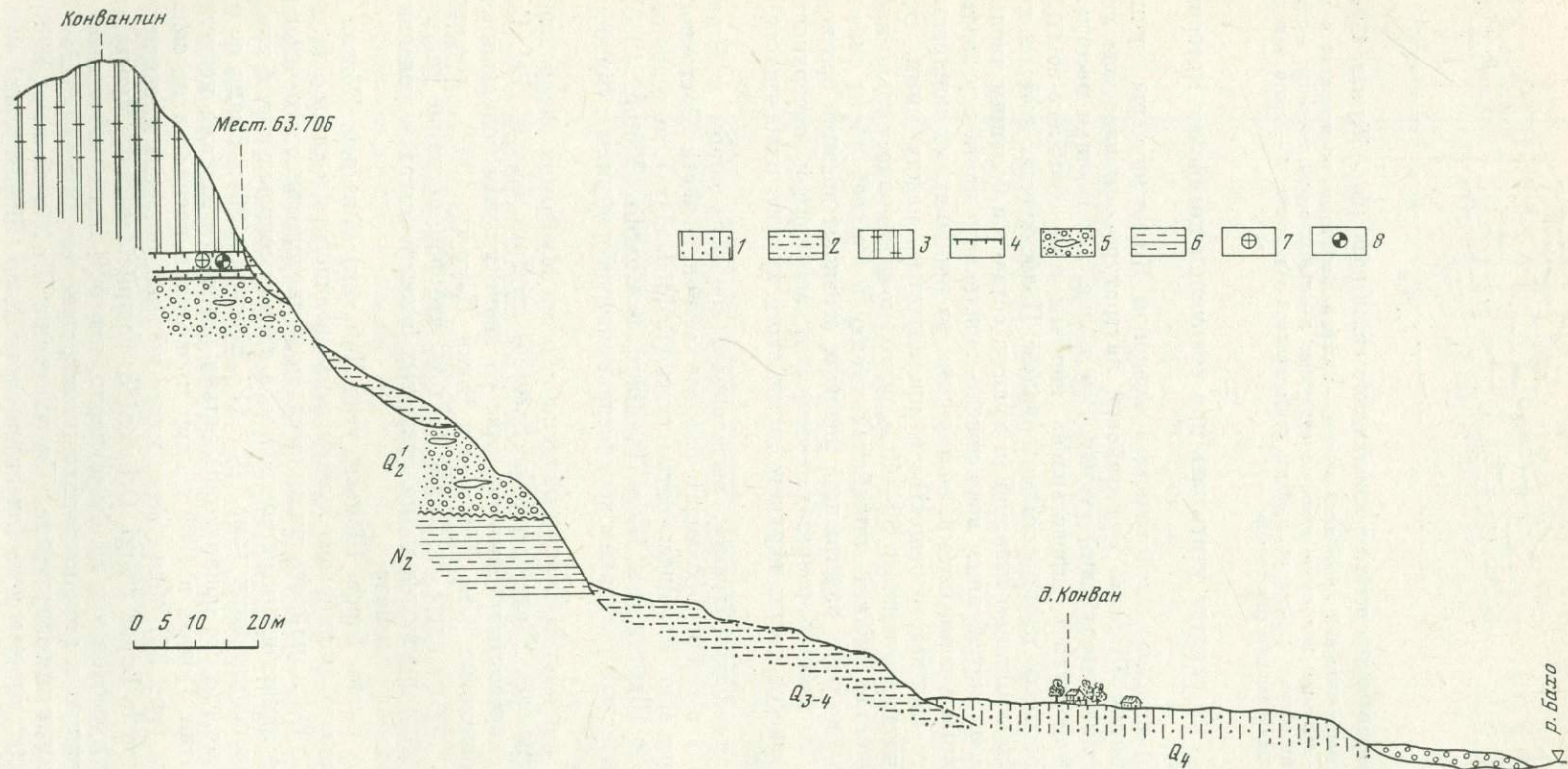


Рис. 34. Геологический разрез в районе местонахождения ланьянского синантропа (Chang et al., 1964)

1 — ил с песком; 2 — песчаные глины; 3 — красноватые глины с конкрециями; 4 — ископаемая почва; 5 — конгломераты; 6 — песчаный мергель; 7 — остатки синантропа; 8 — остатки млекопитающих

считают, что весь материал, антропологический и палеонтологический, полученный из местонахождения Конванлин, очень близок к материалу из местонахождения синантропа Чжоукоудянь. С точки зрения стратиграфии нижнеплейстоценовых отложений, это открытие имеет прямое отношение к определению геологического возраста нижнего лишийского хуанту, с одной стороны, и уточнению стратиграфического положения серии пещерных отложений пунктов 1 и 13 местонахождения Чжоукоудянь.

Местонахождение Чжоукоудянь, связанное с серией пещерных отложений, заполняющих систему карстовых полостей и трещин (Pei, 1931a, 1931b; Huang, Wan-ro, 1960), имеет очень важное значение для изучения плейстоценовых отложений северной части Восточного Китая. В последние годы продолжающиеся раскопки и изучение уникального разреза пещерных отложений Чжоукоудянь доставили много нового материала. Самый нижний раскопанный слой (пункт 14), представленный грубозернистым песчаником с глинистыми прослоями, содержит остатки рыб, среди которых имеются вымершие виды. Отложения пункта 14 относятся к плиоцену. Выше залегают песчаные, глинистые (красноватая глина) отложения и известняковая брекчия, в которой в большом количестве присутствуют обломки и блоки известняков, иногда сильно выветрелых. Из этих отложений в пункте 13 собраны остатки *Palaeoloxodon cf. namadicus Falc. et Cautl.*, *Equus sanmeniensis*, *Eurycerus flabellatus*, *Trogotherium cuvieri* (Fish.), *Lepus wongi*, *Hystrix lagrelii*, *Siphneus sp.* и др. Здесь же найдены архаичные каменные орудия. Отложения с остатками фауны млекопитающих заполняют нижние трещины пещеры. Выше, в основании серии осадков, заполняющих широкую часть пещеры в пункте 1, обнаружены остатки млекопитающих и *Sinanthropus pekinensis*. Эти осадки представлены красноватыми известковистыми глинами, суглинками и супесями с обломками известняков. Среди остатков млекопитающих, найденных в этой части разреза, определены *Equus sanmeniensis*, *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeg.), *Paracamelus gigas*, *Sus lydekkeri* Zd., *Spiroceros peii*, *Ursus angustidens*, *Machairodus sp.*, *hyaena sinensis*, *Struthio sp.* и др.<sup>19</sup>. Остатки фауны, близкой по составу, известны также из пункта 9 местонахождения Чжоукоудянь.

Красноватые суглинки и отложения нижнего лишийского хуанту сопоставляются с верхнесаньмэньской подсвитой долины р. Хуанхэ. Х. Мовиус (Movius, 1944) связывает образование этих отложений со временем поянского оледенения Гималаев. В пользу этого не приводится никаких сколько-нибудь серьезных аргументов. Более того, нижнеплейстоценовый возраст самого оледенения поянку (Lee, 1939; Ли Сы-гуан, 1952) до сих пор представляется недоказанным.

При оценке материалов, имеющих отношение к определению возраста нижнего лишийского хуанту, необходимо отметить еще одно местонахождение, которое находится к югу от хр. Цинлин в провинции Хубэй близ г. Чаньян (Chia Lan-ro a. Chan Jen-chien, 1957). Здесь в подмыве берега р. Пэй-хо записан следующий разрез сверху (Chia and Chan, 1957, стр. 52):

	Мощность, м
1. Почва темно-серая . . . . .	0,5—1,0
2. Суглинок красноватого цвета, вмещающий линзы песка, гравия и серого мергеля. Книзу материал становится грубее и приобретает более светлые оттенки . . . . .	до 10,0
3. Песок тонкослоистый . . . . .	0,5
4. Галечник, состоящий из хорошо окатанных и плохо отсортированных галек гранито-гнейсов и кварцитов. Нижний контакт не обнажен.	

<sup>19</sup> В более высоких частях разреза пещерных отложений найдены многочисленные остатки средне- и верхнеплейстоценовых млекопитающих и орудия позднего палеолита и неолита.

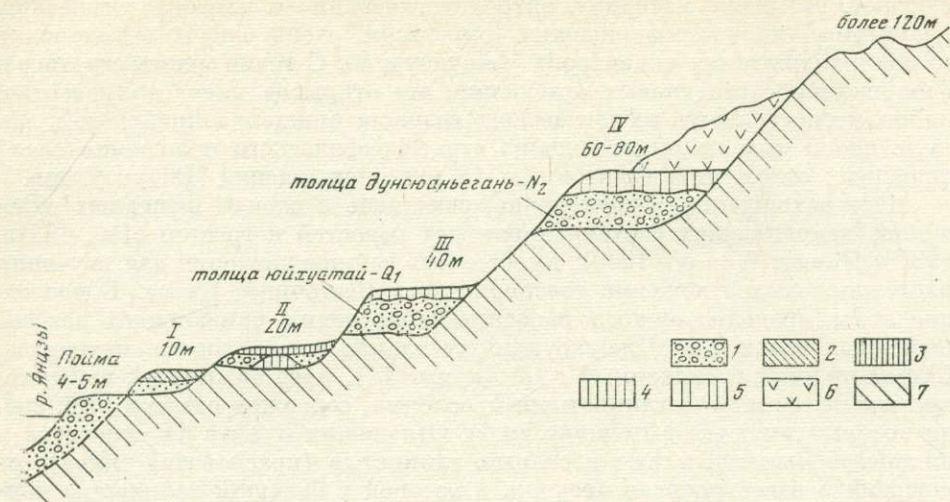


Рис. 35. Схема соотношения террас в долине р. Янцзы на участке между оз. Поянху и г. Нанкин. Составлена В. Г. Лебедевым (1968) по материалам собственных наблюдений и проф. Ян Хуай-жэня

1 — песок и галечник; 2 — суглинок; 3 — лёссовидный суглинок; 4 — красноцветные суглинки и глина; 5 — пятнистая «зеброидная» кора выветривания на аллювии IV террасы; 6 — базальты; 7 — коренные породы

Индексы на рисунке соответствуют старой схеме четырехчленного деления четвертичной системы. Определения возраста сделаны условно. I—IV — надпойменные террасы

В средней части слоя 2 красноватых суглинков найдены остатки *Canis* sp., *Ursus angustidens*, *Ursus arctos* L., *Nyaena ultima*, *Siphneus eptingi*, *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Equus sanmeniensis*, *Sus* cf. *lydekkeri*, *Pseudax* sp., *Palaeoloxodon* sp. Состав фауны свидетельствует о значительном сходстве с фауной пункта 13 местонахождения Чжоукоудянь и, следовательно, скорее всего, о нижнеплейстоценовом возрасте вмещающего ее слоя.

Нижнеплейстоценовые отложения южной части Восточного Китая изучены очень слабо. По существу, в настоящее время можно определенно говорить об осадках пещеры Сяоянь (провинция Гуанси), в которых найдена челюсть гигантопитека и кости млекопитающих фауны *Stegodon* — *Ailuropoda*. Пей Вень-чжун (1960), изучавший это местонахождение, указывает на присутствие в составе фауны остатков кабана, носорога, стегодона, тапира и оленя. Он считает, что она относится примерно к тому же стратиграфическому интервалу, что и фауна синантропа северных районов Китая.

Фауна Сяояни найдена в красновато-желтом глинистом слое с крупным щебнем, который был покрыт слоем «натечного» известняка. Пещера расположена на склоне горы. Вход в нее находится на высоте около 90 м над окружающей местностью.

В долине р. Янцзы на участке между оз. Поянху и г. Нанкин к нижнему плейстоцену относится, очевидно, часть разреза сильно выветрелых аллювиальных отложений толщи Юйхуатай, слагающей разрез III надпойменной 40-метровой террасы р. Янцзы (рис. 35). Очевидно, нижняя часть аллювия этой террасы может быть отнесена к эоплейстоцену. В. Г. Лебедев (1968), исследовавший террасы р. Янцзы на этом участке долины, выделяет четыре надпойменные террасы. IV терраса, в аллювиальных отложениях которой найдены остатки *Anchitherium* sp., отнесена к неогену, III — к нижнему плейстоцену, по-видимому, в широком смыс-

ле, т. е. включая эоплейстоцен. Аллювий II террасы (20 м) построен сложно. В нижней части аллювиальной толщи песчано-галечниковые отложения замещаются красно-бурым суглинком с ореховатой структурой. Выше залегает четырехметровая пачка буровато-желтого лёсса, которая замещается пятиметровой толщиной лёсса коричневатого-бурого оттенка. Эта верхняя толща сопоставляется В. Г. Лебедевым с верхнеплейстоценовым маланьским хуанту. Подстилающая его толща буровато-желтого лёсса может отвечать части разреза лишийского хуанту северной части Восточного Китая.

В бассейнах рек Юаньши и Сяши (правые притоки р. Янцзы) к нижнему плейстоцену нами отнесены осадки башайзинской красноцветной толщи (рис. 36), представляющей собой сильно измененный гипергенезом аллювий III и IV надпойменных террас этих рек (рис. 37). В южной части осадки эоплейстоцена и нижнего плейстоцена формировались в условиях тропического климата. Их образование сопровождалось значительным химическим выветриванием, которое наложило свой отпечаток на аллювиальные отложения высоких террас. Этому времени соответствует широкое распространение фауны млекопитающих сино-малайского типа (*Stegodon* — *Ailuropoda*)<sup>20</sup>, включающей приматов, крупных панд, тапира, стегодона и др.

Осадки башайзинской свиты выше слоя неразложенного аллювия включают глинистый горизонт выветривания мощностью 1—1,5 м. В нем заметна первоначальная текстура — слоистость, выраженная в чередовании светлых и желтых, наклонно расположенных и линзовидно выклинивающихся полос. В горизонт выветривания или разложения в виде вертикальных апофизов проникает из вышележащего слоя глинистая «пятнистая порода». Она образует сплошной слой, достигающий мощности 10 м, и представляет собой верхнюю часть аллювиальной пачки, нацело выветрелую и насыщенную минеральными новообразованиями типа каолинита, гиббсита и иллита.

### Средний плейстоцен

В разрезах среднего плейстоцена можно выделить два горизонта. Нижний имеет сравнительно оптимальную климатическую характеристику, верхний содержит следы некоторого похолодания и усиления аридности.

Нижний горизонт представлен обычно аллювиальными отложениями речных террас. На водораздельных пространствах в разрезах лишийского хуанту ему соответствует почвенный комплекс, завершающий серию нижнего лишийского хуанту, и достаточно ясные следы эрозионного цикла, отделяющего нижний лишийский хуанту от верхнего. В разрезе Динцун на р. Фэнхэ к нижнему горизонту среднего плейстоцена можно отнести песчано-галечниковые отложения верхней части аллювиальной толщи с палеолитическими орудиями. По свидетельству Пей Вень-чжуня и Чиа Лань-по (Pei a. o., 1958), палеолитические орудия, происходящие из этой части аллювия террасы р. Фэнхэ менее архаичны, чем орудия из местонахождения Чжоукоудянь. Вместе с тем динцунская индустрия отличается от ордосского палеолита по технике изготовления орудий и исходному материалу. С точки зрения геологического положения верхняя часть аллювиальной серии р. Фэнхэ, с которой связаны орудия палеолита, а также отдельные находки зубов палеолитического человека, находится между эоплейстоценовыми аллювиальными отложениями с *Lamprotula antiqua* и верхним лишийским хуанту мощностью около 6 м. На

<sup>20</sup> Г. Д. Кальке (Kahlke, 1961) относит к интервалу, соответствующему гюнцу, гюнц-мианделю и мианделю, четыре местонахождения фауны *Ailuropoda* — *Stegodon* в Южном Китае.

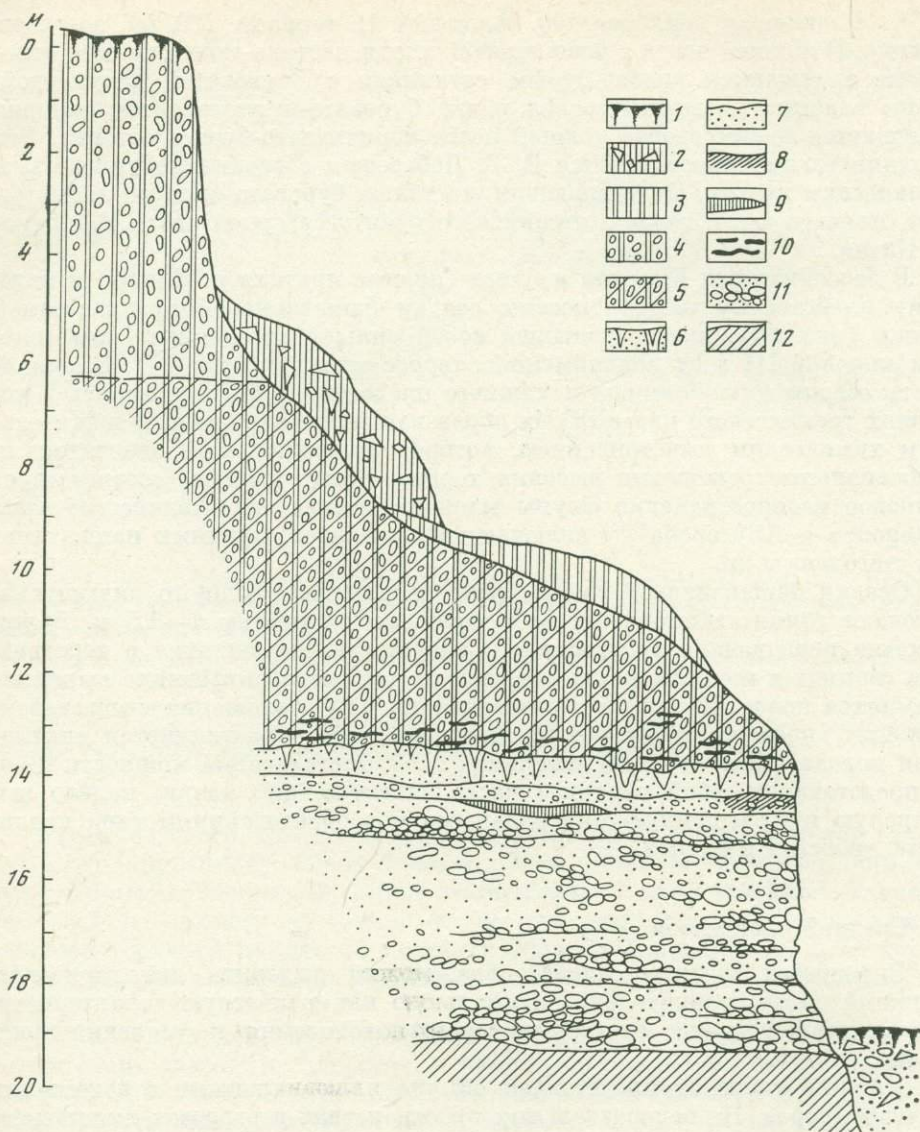


Рис. 36. Разрез башайзинской свиты в г. Чанша, пров. Хунань, КНР. Составлено сотрудниками Геологического института Академии наук КНР и автором (1960 г.)

1 — почва; 2 — красные делювиальные глины со щебнем; 3 — красная глина; 4 — пестроокрашенная пятнистая глинистая порода; 5 — пятнистая и полосчатая пестрая уплотненная глинистая порода; 6 — желтый обохренный алевроит с вертикальными полосами и клиньями белого тонкозернистого песка; 7 — песок; 8 — глина; 9 — глинистый охристый песок; 10 — железистые корки; 11 — аллювий — песок с галькой и валунами, со следами выветривания в верхней части; 12 — красные глинистые пески и песчаники — доколь террасы

размытую поверхность этого лёсса ложится желтый маланьский хуанту. Таким образом, принимая во внимание особенности палеолитических орудий местонахождения Динцун и соотношение вмещающих их отложений с подстилающими и залегающими выше толщами, можно считать достаточно обоснованным отнесение верхней части аллювиальной серии этого местонахождения к нижнему горизонту среднего плейстоцена.

В толще лишийского хуанту нижнему горизонту среднего плейстоцена может отвечать верхний почвенный комплекс нижней лишийской

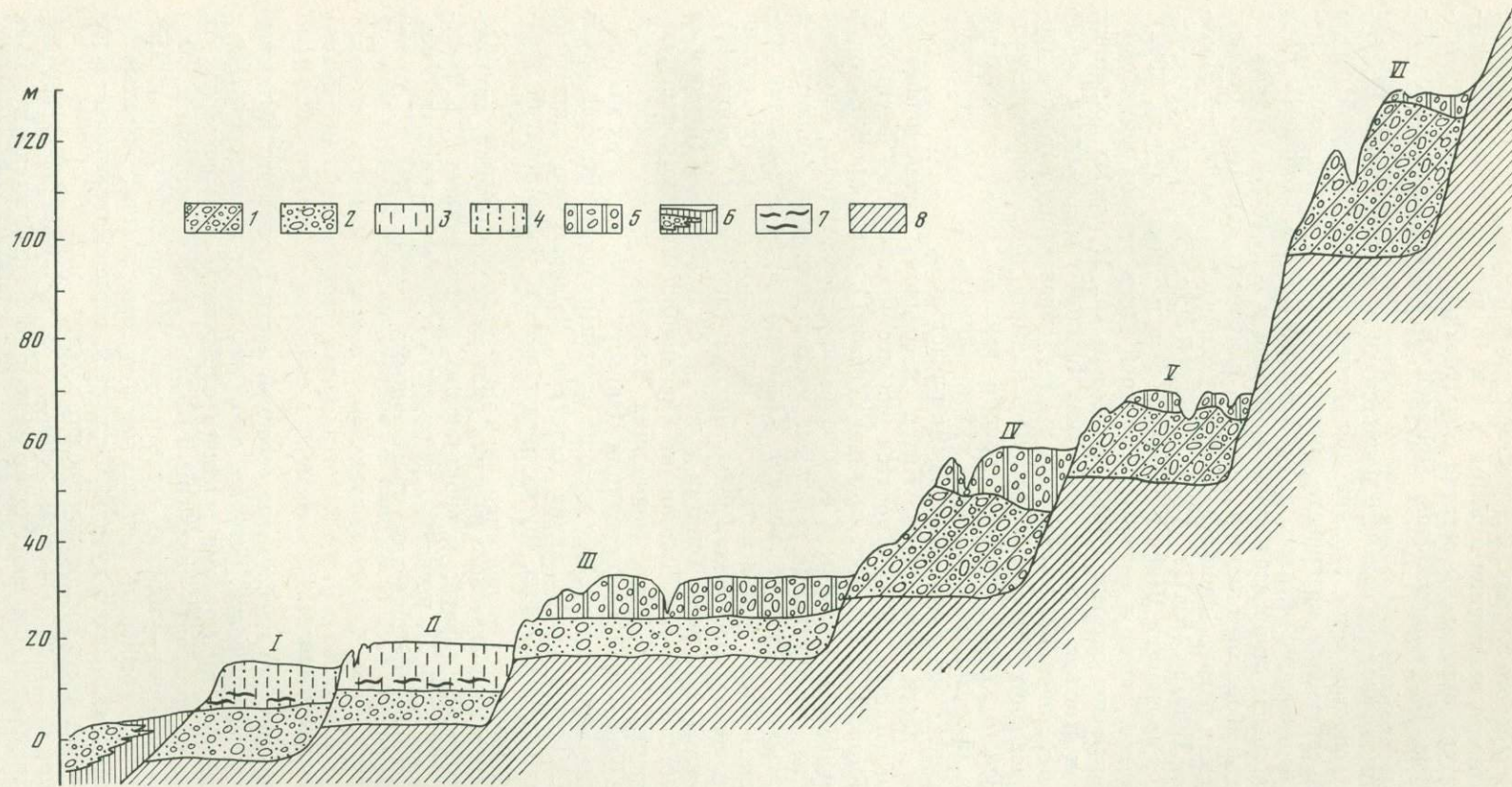


Рис. 37. Схема соотношения террас р. Юаньши. Составлено сотрудниками Геологического института Академии наук КНР и автором (1960 г.)  
 1 — аллювий высоких террас — красный глинистый песок с галькой и валунами (перетолженные продукты коры выветривания); 2 — песок с галькой; 3 — лёссовидный суглинок; 4 — супесь и суглинок; 5 — аллювий сильно выветрелый; 6 — аллювий поймы; 7 — железистые корки; 8 — цоколь террас — дочетвертные отложения. I—VI — надпойменные террасы

толщи и ясно выраженная фаза размыва, отделяющая эти отложения от верхнего лишийского хуанту. С известной условностью к этому горизонту можно отнести отложения пунктов 3, 4 и 15 местонахождения Чжоукоудянь. Из них определены остатки *Sus lydekkeri*, *Equus sp.*, *Nyctereutes cf. sinensis*, *Ursus angustidens*, *Siphneus cf. wongi*, *Lagurus simplicidens* и др.

С верхним горизонтом среднего плейстоцена в северной части Восточного Китая сопоставляется верхний лишийский хуанту, имеющий серую и желтовато-серую или красновато-желтую окраску. Внутри толщи наблюдается чередование желтых и красноватых лёссов, мощность почв сокращается, лёссы становятся менее плотными и в меньшей степени насыщенные карбонатным материалом. Это изменение характера осадков в верхней части разреза лишийского хуанту отмечается в западной Шаньси и северной Шэньси (Ян Цзе, 1959), в районе Лундуна (Чжан Цзун-ху, 1959, 1960) в провинции Шаньси (Лю Дун-шен и Чжан Цзун-ху, 1962). Оно наблюдалось также и автором. В верхней части разреза лишийского хуанту обнаружены остатки *Equus sp.*, *Cervus sp.*, *Myospalax fontanieri*, *Ochotonidae* и *Murinae*. Остатки *Myospalax fontanieri* встречаются также и в верхнеплейстоценовом маланьском хуанту, образование которого происходило в условиях достаточно холодного климата. Формирование верхнего лишийского хуанту, представляющего верхний горизонт среднего плейстоцена, происходило в условиях сухого климата, но не менее тепло-го по сравнению с более ранними этапами плейстоцена.

В южной части Восточного Китая к среднему плейстоцену по Г. Д. Кальке (Kahlke, 1961) относится ряд местонахождений фауны *Stegodon* — *Ailuropoda*, связанных, главным образом, с отложениями, заполняющими пещеры и трещины в закарстованных известняках. Наиболее типичными из них считаются пещерные местонахождения Хошантунг в береговом склоне р. Путу (провинция Юньнань), местонахождения трещинного типа Колосан и Иенсинккуо II в бассейне р. Янцзы (провинция Сычуань), пещерное местонахождение Чихчин (провинция Гуаньчжоу), пещерное местонахождение Хсинган к северу от г. Квейлин (провинция Гуанси), местонахождение Чилиншань (провинция Фуцзянь), пещерное местонахождение близ Люша (провинция Чжецзян) и пещерное местонахождение близ Таньянга (провинция Цзяньсу). Для всех этих местонахождений характерно отсутствие древних элементов в четвертичной фауне *Stegodon* — *Ailuropoda* и наличие остатков *Palaeoloxodon namadicus* (Falc. et Cautl.) и некоторых других представителей более поздней плейстоценовой фауны.

Определение геологического возраста ряда местонахождений, археологического материала и фауны млекопитающих, предложенные Г. Д. Кальке (Kahlke, 1961, 1972), несколько расходятся с представлениями о возрасте этих же местонахождений, приведенными в работе Дж. С. Аигнер (Aigner, 1974).

### Верхний плейстоцен

В разрезе верхнего плейстоцена северной части Восточного Китая выделяются четыре горизонта, которые, очевидно, могут коррелироваться с соответствующими горизонтами верхнего плейстоцена Сибирской схемы. Первый нижний горизонт — аллювий и озерные осадки цзеньсян и салауссу. Второй горизонт — нижняя часть разреза маланьского хуанту. Третий горизонт — погребенные подзолистые и луговые почвы, развитые на нижней толще маланьского хуанту. Четвертый, верхний, горизонт — верхняя (выше почв) часть толщи маланьского хуанту.

Салаусская свита, достигающая мощности 20 м, представлена озерными сизыми глинами и аллювиальными песками с фауной млекопитающих и орудиями палеолита. Многочисленные остатки млекопитающих принад-

лежат *Gazella*, *Antilopa*, *Cervus*, *Bison*, *Camelus*, *Hyaena*, *Meles*, *Struthiolithus*, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bubalus wansjocki*; *Bos primigenius* Boj., *Euricerus ordosianus*, *Equus hemionus* Pall., *E. przewalskii* Poliakoff.

Песчано-галечниковые отложения цзеньсянского горизонта отвечают фазе эрозии цзиншуй (Ли Сы-гуан, 1952), после которой последовало накопление малайского хуанту. С песчано-галечниковыми отложениями нижнего горизонта верхнего плейстоцена связываются палеолитические орудия ордосской культуры (De Terra, 1943) и остатки млекопитающих, включающие *Palaeoloxodon namadicus* (Falc. et Cautl.), *Coelodonta antiquitatis*, *Equus hemionus*, *Bubalus*, *Spiroceros kiakhtensis* M. Pavl.

Малайский хуанту, мощностью от 5 до 40 м, представляет собой желтый или серовато-желтый лёсс, пористый, рыхлый, карбонатный, причем содержание карбонатных агрегатов меньше, чем в лишийском хуанту. В средней части разреза обычно наблюдается от одной до трех погребенных бурых или серых почв с небольшим количеством карбоната кальция в иллювиальных горизонтах. Установлено постепенное уменьшение размеров минеральных зерен малайского хуанту в южном и юго-восточном направлениях (Liu Tung-sheng, 1959; Liu Tung-sheng a. o., 1964). Пыльцевой спектр, полученный для малайского хуанту района г. Учен (провинция Шаньси), маловыразителен. Он характеризуется высоким содержанием пыльцы *Pinus*, *Quercus*, *Acer*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae* и *Artemisia*, причем процентное соотношение пыльцы древесных и травянистых почти не меняется. Подобный пыльцевой спектр характеризует условия лесостепи (Liu Tung-sheng, Chang Tsung-hu, 1964). К сожалению, подробного описания разреза в месте отбора образцов не приведено и поэтому не ясно, какая часть спектра относится собственно к лёссу и какая к погребенным почвам. Из разреза малайского хуанту, распространенного в бассейне среднего течения р. Хуанхэ, происходят остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis*, *Bos* sp., *Euryceros* sp., *Cervus elaphus* L., *Struthiolithus* sp. и некоторых грызунов (Лю Дун-шен, 1959). Для разреза малайского хуанту в районе г. Учен Лю Дун-шен и Чжан Цзун-ху (1962) указывают на присутствие остатков *Myospalax fontanieri* и *Struthiolithus* sp.

Список млекопитающих, в общем, характеризует условия достаточно сурового климата. Часть представителей этой фауны типична для перигляциальной зоны. Вместе с тем спорово-пыльцевой комплекс толщи малайского хуанту в районе г. Учен указывает на условия умеренного или умеренно холодного климата. Надо полагать, что отбор образцов для палинологических исследований и находки фауны произведены из разновозрастных толщ. Возможно, часть разреза, охарактеризованная пылью, соответствует внутривюрмскому (каргинскому) межледниковью, а нижняя и верхняя толщи лёсса отвечают холодным этапам, совпадающим с вюрмом I (зырянское оледенение) и вюрмом II (сарпанское оледенение). Вероятно, остатки страусов в малайском хуанту также отвечают более теплому межледниковому этапу, в то время как остатки мамонта могут быть сопоставлены с наиболее суровыми климатическими условиями времени оледенения.

Фауна перигляциального типа с *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Ursus arctos* L., *Equus* sp., *Cervus canadensis* установлена в позднепалеолитическом местонахождении Хуаншань (Северо-Восточный Китай). В Гусянтуне (пригород г. Харбин) вместе с обработанными камнями найдены остатки *Mammuthus primigenius*, *Euricerus ordosianus*, *Bubalus wansjocki*, *Coelodonta antiquitatis* и *Spiroceros* sp. (материалы А. В. Поносова, А. С. Лукашкина, К. Камей, С. Токунага и др. в кн. В. Е. Ларичева, 1972). Серые и коричневые суглинки и супеси Северо-Восточного Китая, из которых происходят остатки фауны и палеолитические орудия, уже давно сопоставляются с толщиной малайского хуанту

(Shikama T., 1952, 1967; Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Китая, 1960 и др.).

Некоторые представители позднепалеолитического фаунистического комплекса, характерного, в общем, для Сибири, судя по найденным остаткам, проникали далеко к югу в пределы Северного Китая. Так, остатки *Mammuthus primigenius* зарегистрированы в верхнеплейстоценовом маланьском хуанту в среднем течении р. Хуанхэ и, как отмечалось выше, во многих местонахождениях Северо-Восточного Китая вплоть до его южных границ. Японской научно-исследовательской экспедицией (Tokunaga, Naoga, 1934) обнаружены остатки *Mammuthus primigenius* в районе Центао (42°30' с. ш., 130° в. д.), а также в г. Дайрен (39° с. ш., 121° в. д.). В последнем случае, если судить по фотографиям (Tokunaga and Naoga, 1934, PL, XLII), параметры зуба этого слона — частота пластин и толщина эмали — соответствуют скорее *M. trogontherii*, чем *M. primigenius*. Таким образом, очевидно, может быть поставлен вопрос об отнесении отложений, заключающих остатки слона в г. Дайрен, к среднему плейстоцену.

Во многих китайских работах приводятся сведения о совместном нахождении остатков мамонта, типичного представителя перигляциальной зоны, и страуса, который вообще характерен для более умеренного или даже умеренно теплого климата. Нахождение этих остатков в одних и тех же слоях представляется нам маловероятным. Скорее всего, заключения китайских палеонтологов и геологов основываются на сборе подъемного материала, происходящего из разных слоев. Это предположение находит некоторое подтверждение при анализе материалов, полученных при проведении раскопок в Гусянтуне в окрестностях г. Харбин (Tokunaga, Naoga, 1934), где было сделано около 40 расчисток и канав. В хорошо документированных отчетных материалах не отмечено ни одного достоверного случая совместного нахождения *Struthio* и *Mammuthus primigenius*.

К числу интересных местонахождений верхнего плейстоцена относится также местонахождение на территории КНДР, в береговом обрыве р. Томан (Туманган) у пос. Докантин. В обрыве высотой 10 м, сложенном лёссовидными темно-серыми отложениями, вскрыта верхняя часть разреза (Tokunaga, Mori, 1939) и на глубине 2 м от поверхности обнаружены остатки *hyaena ultima dokantimensis* (Tokunag.), *hyaena* sp., *Ochotona* sp., *Myospalax epsilanus* Thomas, *Microtus maekawai*, *Citellus tomanensis*, *Capreolus* cf. *pygargus ochracea* Barclay, *Cervus elaphus*, *Megaceros* sp., *Bos primigenius*, *Bison exguus* Matsumoto, *Ovis* cf. *ammon* (Linnaeus), *Equus przewalskii*, *Equus* sp., *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, и др. 10-метровая аккумулятивная терраса р. Туманган, сложенная в верхней части тонкими песками и суглинками, переходящими в чередование темных илистых прослоев и прослоев песка, прослеживается на значительное расстояние. Разрезы террасы наблюдались автором на территории СССР в нескольких береговых обнажениях, находящихся выше и ниже железнодорожной станции Хасан<sup>21</sup>. Характерная особенность аллювия этой террасы — отсутствие галечно-гравийного материала и грубозернистых песков, хотя выше ж. д. станции Хасан река течет в глубоко врезанной долине, по бортам которой вскрываются докайнозойские осадочные и вулканогенные породы. Аллювий 10-метровой террасы р. Туманган очень напоминает типичный перигляциальный аллювий Сибири, а найденные в нем орудия позднего палеолита и фауна млекопитающих, в составе которой присутствуют характерные представители позднепалеолитического фаунистического комплекса, позволяють отнести эти аллювиальные отложения к верхней части верхнего плейстоцена.

<sup>21</sup> По течению р. Туманган ниже станции Хасан 10-метровая терраса постепенно снижается и в районе устья, в пределах Хасанской впадины, ее высота составляет не более 4—5 м.

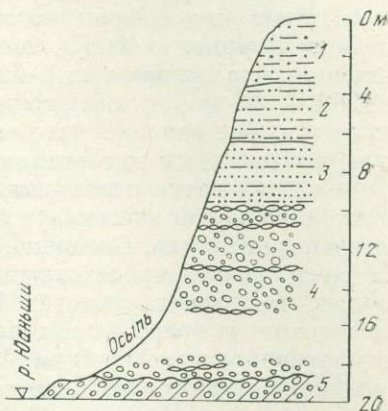
Сопоставление покровных лёссовидных суглинков и супесей Северо-Восточного Китая с остатками *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis* и других млекопитающих и орудиями мадленского типа с толщey покровных аллювиальных, делювиальных и озерных отложений Приморья еще ранее было предложено Г. С. Ганешиным и А. М. Смирновым (1960). Эта корреляция, как отмечают сами авторы, основывается, главным образом, на геоморфологических данных. Приведенный выше материал указывает на возможность корреляции верхнеплейстоценовых отложений этих территорий на основе палеонтологических данных.

В южной части Восточного Китая верхний плейстоцен представлен аллювиальными, озерными, пролювиальными, делювиальными, ледниковыми и флювиогляциальными отложениями. Они не обнаруживают следов

Рис. 38. Обнажение аллювия II террасы на левом берегу р. Юаньши против с. Сюджоу

1 — 5 — слои:

- 1 — желтый и коричневый плотный суглинок с карбонатными конкрециями,
- 2 — супесь плотная,
- 3 — чередование песка и супеси с прослоями глинистого песка, следы глубокого химического выветривания, характерные для более высоких террас, отсутствуют,
- 4 — галька с гравием и песком, корки гидроокислов железа, местами галечник сцементирован в плотный железистый конгломерат,
- 5 — доколь террасы



глубокого химического выветривания, которое наблюдается в осадках башайзинской свиты и в аллювиальной толще юйхуатай на III террасе р. Янцзы. Вместе с тем суглинисто-супесчаные отложения пойменных фаций аллювия, видимо, облессованы; в них наблюдаются рассеянные карбонатные агрегаты, высокая глинистость и, очевидно, вторичная макропористость. Автор наблюдал эти явления на разрезах аллювиальных отложений южных притоков Янцзы — рек Юаньши и Сяши (рис. 38).

К верхнему плейстоцену Г. Д. Кальке (Kahlke, 1961) относит два пещерных местонахождения фауны млекопитающих. С местонахождением Мапа<sup>22</sup> в бассейне р. Бейцзян (провинция Гуандун) связаны остатки *Homo* sp., *Hystrix* sp., *Lupus* sp., *Ursus* sp., *Ailuropoda* sp., *Nyaena* sp., *Panthera tigris* L., *Stegodon* sp., *Palaeoloxodon namadicus*, *Taripus* sp., *Rhinoceros* sp., *Sus* sp., *Bos* sp. В местонахождении пещеры Лянтун близ пос. Чаньян в бассейне р. Янцзы (провинция Хубей) собраны остатки *Homo* sp., *Rhizomys sinensis* cf. *troglodytes*, *Hystrix* cf. *subcostata*, *Cuon antiquus*, *Cuon* sp., *Ursus angustidens*, *Ailuropoda* sp., *Panthera tigris*, *Felidae*, *Meles* sp., *Nyaena brevirostris sinensis* (Zdans.), *Stegodon orientalis* Owen, *Megatapirus augustus*, *Rhinoceros sinensis* (Falc. et Cautl.), *Sus* sp., *Bovidae* и *Cervidae*. Оба эти местонахождения содержат остатки представителей фауны *Stegodon* — *Ailuropoda*. К сожалению, достаточные геологические данные по этим местонахождениям отсутствуют. Поэтому не исключено происхождение остатков млекопитающих из разных слоев в разрезах пещерных отложений.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения верхнего плейстоцена связаны с оледенениями горного типа. В большинстве работ китайских и

<sup>22</sup> Это же местонахождение Аигнер (Aigner, 1974) считает среднеплейстоценовым, указывая на присутствие в составе фауны *Stegodon* и примитивный характер найденных здесь гоминид.

иностранных авторов в верхнем плейстоцене Китая выделяется два оледенения, хотя существует несколько мнений относительно того, какие именно оледенения второй половины антропогена должны быть отнесены к верхнему плейстоцену. Так, Х. Л. Мовиус (Movius, 1944) считает, что период накопления маланьского хуанту отвечает оледенению гахала (Юго-Западный Китай, Тибет) и оледенению лушань<sup>23</sup> (бассейн нижнего течения р. Янцзы). Конкретных материалов, показывающих стратиграфическое положение морен, при этом не приводится, все построения базируются, главным образом, на общих палеогеографических реконструкциях и далеких сопоставлениях. Ли Сы-гуан (Lee J. S., 1934, 1936) отнес оледенение лушань к среднему плейстоцену — рисскому времени, а шведский геолог Э. Нарин (E. Narin, устное сообщение) после исследований, выполненных в районе Лушаня, вообще поставил под сомнение возможность выделения оледенения лушань в нижнем течении р. Янцзы. Эти взгляды Нарина, в общем, совпадают с нашей точкой зрения после посещения ряда предгорных районов в бассейне нижнего течения р. Янцзы в 1960 г. Во время наблюдений на этой территории было отмечено широкое распространение пролювиальных отложений. Они представлены крупнообломочным материалом — щебнем, галькой и валунами, заключенными в красноватую и желтовато-серую глину или алеврит. Вопрос о верхнеплейстоценовом оледенении лушань пока, видимо, нельзя считать окончательно решенным. Очевидно, для установления отложений и форм рельефа ледникового происхождения необходимы исследования в районах горных массивов на высотах 1200—1500 м, т. к. возможность развития оледенения на более низких отметках в тропической зоне юга Азиатского континента маловероятна. Несомненными можно считать следы верхнеплейстоценового оледенения в юго-западных высокогорных районах Китая, в пределах Цинлинской горной системы на высотах свыше 2000 м (в том числе в районе пика Тайнешань, высота которого достигает 3900 м).

Работы геологов Академии наук и Министерства геологии КНР дали дополнительные данные по распространению ледниковых образований в Китае. Были подтверждены горный и горнодолинный типы оледенений Китая. В верхнем плейстоцене выделено оледенение дали (Сун Дян-чин, Ян Хуэй-жень, 1962), которое, очевидно, соответствует вюрмскому оледенению Европы.

Одним из существенных вопросов стратиграфии и истории верхнего плейстоцена Китая является положение верхнеплейстоценовых береговых линий, следы которых сохранились в прибрежных районах Восточного Китая. Наиболее полные сведения по этому вопросу приведены в работах Хуанг и Хсю (Huang, Hsu, 1936), Х. Мовиуса (Movius, 1944), В. Г. Лебедева (1968) и др. Важные сведения о строении внутренней части шельфа Желтого и Восточно-Китайского морей приведены в работе М. Мэнги (Meinguy, 1970) и др.

На ряде участков китайского побережья выделяются морские террасы высотой от 10 до 15 м. Близ г. Фучжоу, например, достаточно хорошо выражены террасы высотой 3—6, 10, 14—15 м (местами до 25 м); на других участках берега в провинции Фуцзянь кроме этих уровней зарегистрирована морская терраса высотой 35—45 м и два террасовидных уступа: 70—80 м и 100 м (данные Шен Юн-чан, Юань Фу-ли и Цзянь Цзяо-сань в кн. В. Г. Лебедева, 1968). Террасы, имеющие высоту до 35—45 м, несут на себе покров морских отложений — илов и галечников; с осадками 10-метровой террасы связаны находки раковин *Ostrea*. Севернее г. Фучжоу красноцветные континентальные отложения и образования, напоминающие хардиан, находятся под уровнем моря. В настоящее время можно

<sup>23</sup> Этому последнему верхнеплейстоценовому оледенению в южной части Китая, по мнению Мовиуса, соответствуют местные горные оледенения в северной части.

предложить следующую палеогеографическую интерпретацию изменений уровня моря, основой которой являются лишь сопоставления с соседними участками побережий материка и островов. Терраса высотой 3—6 м относится по времени к голоценовой фландрской трансгрессии. Четвертичные континентальные отложения, залитые в настоящее время морем, во время позднего верхнего плейстоцена составляли часть суши. О понижении уровня моря в верхнем плейстоцене на многих участках побережий Восточной Азии свидетельствует приосовый тип берегов и строение приустьевых частей долин рек, впадающих в море. Древние морские террасы, имеющие на разных участках побережья высоту от 10 до 25 м, возможно, соответствуют ресс-вюрмской (сангамонской или казанцевской) трансгрессии. Более высокие (35—45 м и выше) морские террасы должны сопоставляться со средним или нижним плейстоценом. На морской террасе Ляодунского п-ова развиты галечники, в которых найдены раковины морских моллюсков (Лебедев, 1968). Верхняя часть разреза порода изменена более поздними процессами выветривания.

Наряду с хорошо террасированными участками на китайском побережье выделяются зоны тектонических депрессий, в которых в верхнем кайнозое происходила интенсивная аккумуляция прибрежно-морских отложений и отложений дельтового типа. Наиболее показателен в этом отношении четвертичный седиментационный бассейн в нижнем течении р. Хуанхэ и в пределах шельфа в заливе Бохайвань. В дельте р. Хуанхэ бурением вскрыт разрез четвертичных отложений мощностью более 1000 м (Mainguy, 1970). Столь значительная мощность четвертичной толщи объясняется интенсивным прогибанием этой области в течение плейстоцена и влиянием течения Курисио, которое препятствует выносу взвешенного материала за пределы северной части акватории Желтого моря. Накопление отложений в этом бассейне происходило также и в верхнем плейстоцене и голоцене.

### Голоцен

Голоценовые отложения относятся к широкому ряду генетических типов. Они сформировались в различных климатических зонах Китая. В голоцене устанавливается природная зональность, близкая к современной. В северной части Восточного Китая накопление осадков шло в степной и полустепной обстановке. В зоне, сопредельной с Монголией, широкое развитие получили эоловые отложения — дюнные пески, а в пределах области распространения лёссов — голоценовые пылеватые эоловые отложения, имеющие небольшую мощность.

В южной части Восточного Китая в условиях жаркого и влажного климата формируются тропические красноземы. На отметках более 4000 м сохраняется оледенение в виде изолированных небольших участков. В приледниковых зонах известны голоценовые морены и флювиогляциальные отложения. Морские голоценовые отложения представлены накоплениями низкой 3—6-метровой морской террасы, пересыпями и осадками литорали. В южной части шельфа Китая обычны голоценовые коралловые рифы.

История развития долин рек Китая в голоцене запечатлена в аллювиальных отложениях пойм и, иногда, первых надпойменных террас. В приустьевых частях долин рек, впадающих в море, наблюдается сопряжение речных и морских голоценовых террас.

### ВЕРХНИЙ КАЙНОЗОЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Обширная область Юго-Восточной Азии, охватывающая кроме п-ова Индокитай северную часть Индонезийского архипелага и Филиппинский архипелаг, в течение верхнего кайнозоя неоднократно меняла свои раз-

меры и конфигурацию. Сухопутные соединения Филиппин и Индонезийских островов с Азиатским материком, возникшие в антропогене, подтверждают большим фактическим материалом. Значительные перемещения береговых линий и изменения соотношения площади суши и моря в этом регионе заметно влияли на формирование климата, а также на ход осадконакопления и постседиментационных преобразований.

## Плиоцен

Плиоценовые отложения Юго-Восточной Азии характеризуются большим разнообразием в генетическом и фациальном отношениях. Наряду с морскими глубоководными осадками, здесь присутствуют отложения прибрежного типа, лагунные, а также типично континентальные толщи. Формирование плиоценовых отложений проходило на фоне значительных тектонических движений. Это выражается в несогласном залегании, перерывах в осадконакоплении, появлении мощных конгломератов и т. п. Типичным для ряда верхнекайнозойских седиментационных бассейнов можно считать появление мелководных фаций вверх по разрезу плиоцена, при этом значение глубоководных морских осадков сокращается.

В результате биостратиграфических исследований, выполненных в течение последних десятилетий, выделены маркирующие горизонты, позволяющие достаточно уверенно коррелировать плиоценовые отложения отдельных седиментационных бассейнов. В основании плиоцена Филиппин впервые в разрезе появляется и получает значительное распространение *Pullenitatina obliquiloculata*. Этот уровень принимается как граница между миоценом и плиоценом.

В плиоцене Брунея (Северный Калимантан, Малайзия) выделяются две толщи. Нижней толще соответствуют формации сериа, а также верхние части формаций тукау и белаит. Накопление осадков формации сериа произошло в условиях мелкого моря, возможно, в прибрежной зоне или в условиях лагун, в обстановке весьма интенсивного погружения. Этим последним объясняются значительные мощности осадков (более 2000 м). Осадки формаций тукау и белаит в генетическом отношении представляют собой образования дельтового типа, частью переслаивающиеся с ингрессивно залегающими осадками мелкого моря. По данным Ф. Х. Фитч (Fitch, 1962), отложения Tgh<sup>24</sup> Брунея характеризуются отсутствием в фауне фораминифер орбитойдов и широким распространением таких родов, как *Operculina*, *Heterostegina*, *Cycloclupeus*, *Alveolinella*, которые существуют вплоть до настоящего времени.

В разрезе верхнего плиоцена на территории Северного Калимантана выделяются слабосцементированные пески, глины с линзами лигнитов и прослоями галечников и туфов, относящиеся к формации лианг. Верхняя часть формации лианг, возможно, относится к антропогену. В фациальном отношении осадки этой формации представляют собой мелководные морские, прибрежные и континентальные образования. Морские отложения содержат *Rotalia* sp., *Vulvulina* sp. и другие фораминиферы.

Плиоценовые отложения п-ова Индокитай лучше всего изучены в пределах Аннамизской геосинклинали, расположенной на юго-запад от Северного Тонкинского массива. Отложения нижней свиты плиоцена представлены песчаниками и глинами с прослоями лигнитов. С прослоями мергелей связаны остатки *Dreissensia* sp. и отпечатки растений. Преимущественно к верхней части разреза плиоцена Индокитая приурочены активные проявления эффузивного магматизма.

<sup>24</sup> До последнего времени для стратиграфического расчленения кайнозойских отложений Индонезии использовалась буквенная шкала. Подразделение Tgh отвечает плиоцену. В течение последних 5—6 лет были предприняты попытки корреляции буквенной схемы со схемой зонального расчленения кайнозоя по планктонным фораминиферам.

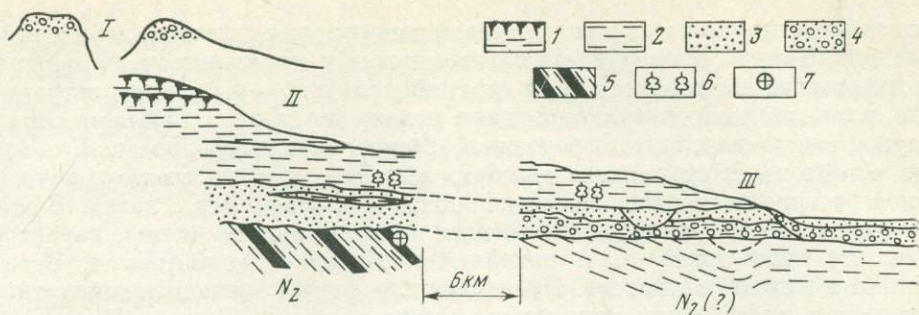


Рис. 39. Разрез верхнекайнозойских отложений во впадине Мае-Мо (Северный Таиланд)

1 — почва; 2 — глина; 3 — песок; 4 — песок с галькой; 5 — алевриты с пластами лигнитов; 6 — отпечатки листьев; 7 — остатки *Stegolophodon praelatidens*  
 I — Вьеог-Фонг; II — карьер у пос. Мае-Мо; III — выемка железной дороги

Плиоценовые отложения, выполняющие межгорные впадины северной части Таиланда, перекрываются четвертичным аллювием. Наиболее полно изучен плиоценовый седиментационный бассейн Мае-Сот. Нижняя часть разреза представлена озерными известняками и конгломератами. Известняки заключают комплекс пресноводных моллюсков *Viviparus* sp., *Taia cf. naticoides* (Theobald), *Margarva cf. francheti* Mabile, *Oncomelania cf. fragilis* Annandale, *Hydrobia* sp., *Stenothyra* sp. (Brown a. o., 1951; Swai Sundharvat, 1964), а также моллюски из семейств *Melanidae* и *Unionidae* (Gregory, 1923). Верхняя толща Мае-Сот представлена известняками, песчаниками и горючими сланцами. В самой верхней части описаны известняки и известковистые песчаники, с которыми связаны отпечатки листьев, остатки рыб из семейства *Cyprinidae* и насекомых. Верхняя толща Мае-Сот перекрыта слабосцементированными террасовыми галечниками и валунниками, залегающими на высоте 20—30 м над современной аллювиальной равниной.

С континентальными отложениями бассейна Мае-Сот обычно сопоставляются морские толщи серии краби, развитые на п-ове Малакка (Brown a. o., 1951). Следует отметить, что фактический материал для такого сопоставления явно недостаточен и оно может рассматриваться только как условное.

В другом бассейне — Мае-Мо (рис. 39) из верхней части выполняющих ее сланцев с лигнитами известны остатки черепов и зубы *Stegolophodon praelatidens*, которые указывают на плиоценовый возраст вмещающих отложений (von Koenigswald, 1959).

Существенное значение в разработке стратиграфии плиоцена Юго-Восточной Азии имело изучение осадков и фауны разреза серии ирвади, имеющей мощность около 300 м. Эти отложения генетически связаны с формированием кайнозойского седиментационного бассейна Ирвади в Нижней Бирме. Серия ирвади делится на две части. Нижняя ирвади представлена красноцветами и железистыми конгломератами с остатками ископаемой древесины и многочисленными остатками млекопитающих, принадлежащими *Hipparion antilopinum* Falc. et Cautl., *Aceratherium lydekkeri*, *Tetracodon minor*, *Hydas pitherium birmanicum*, *Vivhutherium iravaticum*, *Pachyportax latidens*, *Proleptobos birmanicus* и др. М. С. Кришнан (1954) сопоставляет эту фауну с док-патанским горизонтом сиваликской группы или с самой нижней частью плиоцена.

Плиоценовые отложения Явы — слои калибенг — представлены в нижней части массивными известняками, сменяющимися вверх по разрезу отложениями, характеризующими более мелководные фации. Послед-

ние выражены в виде серии переслаивающихся коралловых глобигериновых известняков и песчанистых известняков с глауконитом. В верхней части разреза выделяется серия верхний калибенг — лагунные, эстуариевые, аллювиальные и вулканогенные отложения. Они заключают слои с фауной тджи джоланг, включающей *Stegodon trigonocephalus*, *Protelephas planifrons*, *Hippopotamus simplex*, антилоп и др. Стратиграфически выше расположены слои, вскрывающиеся в обнажении р. Глагах. В этих отложениях из фауны млекопитающих исчезает ряд элементов, характерных для тджи джоланг, и появляются *Mastodon bumiajuensis*, *Cervus stehlini* и некоторые другие. Представители фауны млекопитающих тджи джоланг и кали глагах встречаются также в разрезе Татрот (Пакистан), в верхней его части. Слои глагах согласно перекрываются слоями поетьянг, которые относятся к эоплейстоцену.

### О границе неогена и четвертичной системы

Обычно нижняя граница четвертичной системы в Индокитае проводится в основании серии верхняя иравади (De Terra а. о., 1943), представленной песками, алевритами и конгломератами. Последние содержат остатки *Protelephas planifrons*, *Elephas hysudricus* Falc. et Cautl., *Stegodon elephantoides* (Clift.), *Stegodon insignis birmanicus*, *Rhinoceros sivalensis*, *Hippopotamus cf. antilopinum* Falc. et Cautl., *Equus yunnanensis* Colb., *Leptobos* sp., *Bubalus* sp. и других млекопитающих. По составу млекопитающих, присутствию ряда элементов южнокитайской и верхнесиваликской фаун, серия верхняя иравади коррелируется с пинджором Индии и ма-кайской части Восточного Китая (De Terra а. о., 1943). Серия верхняя иравади в прошлом сопоставлялась в широком смысле с виллафранком Европы. В настоящее время в связи с изменившимися представлениями об объеме виллафранка эта корреляция нуждается в уточнении.

В отложении серии верхняя иравади врезаны эрозионно-аккумулятивные террасы р. Иравади. При этом аллювий самой высокой из них Т<sub>1</sub> сопоставляется с валунным конгломератом Индии и палеонтологически охарактеризованными нижнеплейстоценовыми отложениями могок Верхней Бирмы. Этими соотношениями определяется стратиграфическое положение эоплейстоценовых отложений серии верхняя иравади и положение границы между неогеном и антропогеном в разрезе континентальных отложений Юго-Восточной Азии.

В разрезе морских плиоценовых и нижнечетвертичных отложений о. Ява по фауне планктонных фораминифер установлен переход от зоны № 21 — *Globorotalia crassaformis* к зоне № 22 — *Globorotalia truncatulinoides* (Bolli, 1966). Граница между этими зонами соответствует эпизоду прямой намагниченности Гилса эпохи обратной намагниченности Матуяма и рассматривается как граница между плиоценом и четвертичной системой.

Среди континентальных отложений Индонезийского архипелага важны для установления границы разрезы поетьянг (Poetjang) и кабу (Kaboeh) в Кенденге на Центральной Яве. В разрезах поетьянг вскрываются черные глины, представляющие собой осадки подпрудного пресноводного озера, а также конгломераты, пески и туфы, содержащие богатую ископаемую фауну млекопитающих джетис (Van Bemmelen, 1949). Она имеет сходство с сино-малайской нижнечетвертичной фауной и сопоставляется с фауной пинджора (von Koenigswald, 1949), хотя содержит ряд видов, характерных только для Явы.

Из отложений поетьянг происходят остатки *Pithecanthropus modjokertensis* (v. K.). По мнению Кенигсвальда (von Koenigswald, 1939), антропогеновая система на Яве должна начинаться с серии осадков с фауной джетис. Эта точка зрения в настоящее время находит все больше сторонников. Для слоев с остатками *P. modjokertensis* получены калий-арго-

новые даты 1,4—1,5 млн. лет. Стратиграфически ниже слоев поетьянг, в серии осадков калибенг встречаются представители более древней фауны кали глагах, относящейся к плиоцену (Mövius, 1944). Фауна кали глагах из разрезов центральной Явы (местность Боемиаджо) включает *Protelephas planifrons* (Falc. et Cautl.), *Stegodon trigonocephalus* Martin, *Bos* sp. и др. В нашей работе граница между неогеном и антропогеном на Яве проводится в основании слоев поетьянг, содержащих фауну джетис.

### Эоплейстоцен

К эоплейстоцену в разрезах Нижней Бирмы относятся выветрелые, покрытые бурыми окислами железа галечники серии верхняя правади. Палеонтологическая характеристика этих отложений приведена выше.

На о. Ява эоплейстоценовые слои поетьянг представлены конгломератами, морскими и лагунными глинами, лахарами и вулканическими брекчиями и пеплами. Из слоев поетьянг происходят многочисленные остатки фауны млекопитающих *Stegodon trigonocephalus*, *Elephas* sp., *Hippopotamus antiquus*, *Leptobos cosijni*, v. k.; *Cervus zwaani* v. k., *Rhinoceros* sp., *Hyuena* sp., *Tapirus* sp. и др., а также антропоидов *Simia* sp., *Simpbalangus* sp. и *Pithecanthropus modjokertensis*.

Большинство исследователей верхнего кайнозоя Явы подчеркивают, что окончательное оформление обширной суши этого острова совпало с формированием слоев поетьянг. Именно в это время получили наибольшее развитие континентальные отложения. Судя по составу фауны джетис, имеющей много общего с фаунами пиджора и верхней правади, в эоплейстоцене существовала сухопутная связь о. Ява с Азиатским материком.

На Филиппинах к эоплейстоцену относится верхняя часть подразделения «z» (по принятой для этого региона буквенной стратиграфической шкале, основанной на изучении бентосных фораминифер). Согласно Г. Корби (Corby, 1951) разрез верхней части «z» (формация дамортис) представлен морскими мелководными и солоноватоводными отложениями, содержащими фауну моллюсков, почти целиком состоящую из ныне живущих видов. Формация дамортис перекрывается туфогенными отложениями серии гваделупе (Corby, 1951; Teves, 1955), нижнюю часть которой, вероятно, следует также относить к эоплейстоцену. Основанием для этого может служить составленный Г. О. Байером (von Koenigswald, 1956a) разрез у форта Мак Кинли на о. Лусон. В этом разрезе туфогенные образования гваделупе перекрываются аллювием, состоящим, главным образом, из продуктов перемыва туфов и заключающим определенные Кенигсвальдом остатки *Stegodon luzonensis* v. K., геологический возраст которых не древнее миценда, по Европейской схеме, или нижнего плейстоцена по схеме, принятой в настоящей работе.

В последние годы для интрузивных пород, широко распространенных на о. Калимантан, получены данные радиометрического определения возраста. Гранодиориты г. Кинабалу, например, датированы по калий-аргоновому методу  $1,3 \pm 0,7$  млн. лет и  $1,7 \pm 0,6$  млн. лет.

### Нижний плейстоцен

Граница между эоплейстоценом и плейстоценом достаточно определенно выражена в разрезах о. Ява. В районе Сангирана, стратиграфически выше слоев поетьянг располагается серия кабу (рис. 40), сложенная песками, глинами, отложениями грязевых потоков, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В них содержатся остатки тринильской фауны: *Palaeoloxodon namadicus*, *Stegodon trigonocephalus* Martin, *Cervus lydekkeri*, *Tapirus* sp., *Pongo pygmaeus*, а также *Pithecanthropus erectus* Dub. Слои кабу включают тектиты, возраст которых

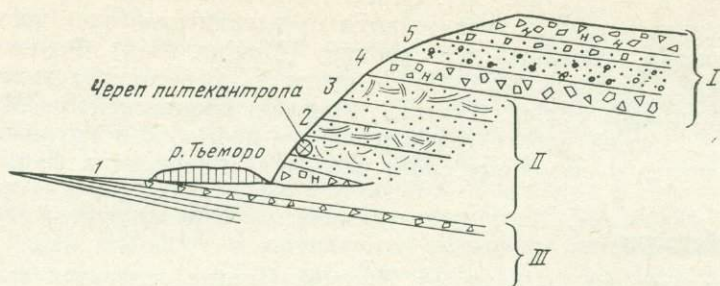


Рис. 40. Схематический геологический разрез на р. Тьеморо у Бананга в районе Сангирана (De Terra, 1943)

I — цементированный базальный агломерат, мощность 4 м; 2 — косослоистые пески с мелким галечником, слой глины в основании, в песках найдены череп и нижняя челюсть *Pithecantropus erectus*, мощность слоя 27 м; 3 — косослоистые пески с глинами, заключающими остатки растений, мощность 9 м; 4 — вулканическая брекчия, лахары и речной песок, мощность 7 м; 5 — аллювиальные песчано-галечниковые отложения, мощность 14 м  
I — слои нотопоера, фауна нгандонг, орудия; II — слои кабу, тринильская фауна (36 м); III — слои поэтьянг, фауна джетис

определен калий-аргоновым методом как  $610\,000 - 720\,000 \pm 60\,000$  лет (Koenigswald, 1964). Возраст вулканогенных образований, перекрывающих слои кабу, определенный тем же методом, оказался равным 490 000 лет. Таким образом, нет оснований сомневаться в достаточной достоверности этих дат. Можно считать, что слои кабу и заключенная в них тринильская фауна находятся в стратиграфическом интервале, близком к уровню палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма.

Несколько дат в пределах 600 000—700 000 лет получено также для тектитов из туфогенных и туфогенно-осадочных образований Филиппин. Перемытые туфогенные отложения и террасовый аллювий на о. Лусон содержат остатки *Stegolophodon luzonensis* v.k., а на о. Анда — *Stegodon* sp., *Elephas* sp., *Cervus* sp., *Bubalus* sp. (Koenigswald, 1956a).

На п-ове Индокитай к нижнему плейстоцену относятся песчано-галечниковые отложения самой высокой 90-метровой террасы р. Иравади. Терраса врезана в эоплейстоценовую серию верхняя правая. Из аллювия 90-метровой террасы р. Иравади известны остатки *Palaeoloxodon namadicus* (Falc. et Cautl.), *Bos* cf. *namadicus* и *Hippopotamus* sp. Соотношение аллювия этой террасы с отложениями цоколя, относящегося к серии верхняя правая, а также с осадками следующей более низкой террасы, которые содержат среднеплейстоценовую фауну и орудия аньянского палеолита, позволяет отнести эти отложения к нижнему плейстоцену.

В связи с изложенными выше материалами интересно отметить, что на юго-востоке Таиланда, на поверхности прибрежной равнины абс. высотой около 100 м также были обнаружены тектиты, видимо относящиеся к одной и той же австрало-азиатской группе тектитов, описанных Кенгсвальдом из нижнеплейстоценовых отложений Явы и Филиппин.

На п-ове Малакка (табл. 13) предположительно нижнеплейстоценовыми считаются аллювиальные галечники 70-метровой террасы р. Перак, с которыми связаны находки орудий тампанского типа, характеризующие примитивную индустрию раннего палеолита. Галечник с орудиями залегают на коре выветривания (Sieveking, 1960).

С эоплейстоценом и нижним плейстоценом Юго-Восточной Азии связано широкое развитие кор выветривания латеритного типа. Эти коры, достигающие мощности 10 м, встречаются во многих районах в пределах Индонезийского архипелага, Филиппин и на п-ове Индокитай. Их геологический возраст определяется по соотношению с датированными палеонтологическим материалом толщами, а также геоморфологическим мето-

дом. Как правило, эти коры связаны с древними плато или высокими террасами. Профиль выветривания довольно близко напоминает профиль, описанный в бассейне нижнего течения р. Юаньши, в южной части Восточного Китая. Иногда в верхней части коры выветривания латеритного типа, сформировавшейся в гумидном климате, присутствуют новообразования, связанные с формированием коры инфильтрационного типа, соответствующей условиям аридизации. Эти образования относятся к более поздним этапам плейстоцена. Примером таких наложенных кор может служить разрез высокой террасы р. Квай в Западном Таиланде и разрез подбазальтовых отложений Кампучии (Carbonnel, 1972). Возможно, к первой половине антропогена относятся латеритные коры Демократической Республики Вьетнам (Лисицына, 1967).

Следует, однако, заметить, что латеритные коры выветривания формируются в условиях жаркого гумидного климата в ряде районов Юго-Восточной Азии и в настоящее время. Наши наблюдения показали, что современные процессы глубокого химического выветривания на п-ове Индокитай наиболее активно развиваются в зонах распространения влажных тропических лесов. В этих условиях коры выветривания формируются даже на довольно крутых склонах в течение короткого времени.

### Средний плейстоцен

В вопросе о границе между нижним и средним плейстоценом Юго-Восточной Азии существуют различные точки зрения. Следуя уже давно принятой в Европе схеме, большинство исследователей относят к среднему плейстоцену толщи, которые по всем данным соответствуют миндельскому и даже более древнему времени. Как уже отмечалось в настоящей работе, средний плейстоцен понимается в более сокращенном объеме, как интервал времени, соответствующий миндель-рису и рису Европейской схемы.

Степень изученности антропогенных отложений Юго-Восточной Азии такова, что пока нет возможности провести достаточно четкий рубеж между нижним и средним плейстоценом. В настоящем разделе приводится описание только тех толщ, для которых установлены соотношения с нижнеплейстоценовыми и верхнеплейстоценовыми отложениями.

В долине р. Иравади к среднему плейстоцену относятся, согласно Мовиусу (Movius, 1944), аллювий террасы  $T_2$  (55—60 м) и нижняя часть разреза перекрывающих, сильно выветрелых красноцветных отложений. Железистые пизолитовые коры — хардпан относятся к относительно более засушливому периоду конца среднего плейстоцена. В нескольких обнажениях среднеплейстоценовый хардпан перекрыт аллювием следующей более молодой террасы —  $T_3$ .

В Верхней Бирме Де Терра (De Terra, 1943) отнес к среднему плейстоцену песчано-гравийно-галечниковые отложения и известняки, заполняющие карстовые полости в местности Могок. Из этих отложений Кольберт (De Terra а.о., 1943) определил остатки *Stegodon orientalis*, *Palaeoloxodon namadicus*, *Rhinoceros* sp., *Sus* sp., *Cervus* sp., *Hystrix* sp. и *Bovinae*. На основании сравнительного анализа этой фауны он пришел к выводу, что, несмотря на ограниченное число находок, она близка к пещерным фаунам Гуанси и Юньнани, но моложе фауны местонахождения Ма-Кай. Отложения пещеры Могок охватывают широкий возрастной интервал. По принятой в настоящей работе схеме, эти отложения относятся к нижнему и среднему (верхняя часть разреза) плейстоцену.

В Таиланде в северной части бассейна р. Чаопрайя (район г. Накхонсаван) под суглинистыми отложениями верхнеплейстоценового возраста при строительных работах были вскрыты пески и галечники, из которых извлечены остатки млекопитающих, принадлежащих по определе-

Таблица 13

## Корреляция антропогенных отложений Юго-Восточной Азии

Стратиграфические подразделения		Межгорные впадины Северного Таиланда	Холмистая зона обрамления Центрального бассейна Таиланда	Бассейн р. Меклонг и северная часть п-ова Малакка
Голоцен		Аллювий поймы	Аллювий поймы с остатками культуры Саванкалок. Черная почва	Аллювий поймы и I террасы р. Квай. Орудия неолита на поверхности II террасы р. Квай
Плейстоцен	Верхний	Кора выветривания инфильтрационного типа. Аллювий речных террас  Озерно-аллювиальные отложения	Кора выветривания инфильтрационного типа и карбонатные эвапориты  Аллювий. Морские пески на террасе высотой 15—20 м	Аллювий I террасы р. Меклонг с горизонтом карбонатных конкреций в средней части  Аллювий II террасы р. Квай
	Средний	Аллювий высоких террас	Выветрелый аллювий	Выветрелый аллювий III террасы р. Квай  Аллювий IV террасы р. Квай со следами глубокого химического выветривания
	Нижний	Аллювиальные пески и галечники в верхних частях разрезов впадин Глины с растительными остатками ?	Аллювий и озерные отложения с пресноводными моллюсками <i>Viviparus</i> , <i>Taia</i> , <i>Magdava</i> и др., с остатками рыб, насекомых и отпечатками листьев  Песчаники и алевролиты с пластами лигнита в карьере Mac-Mo с остатками <i>Stegolophodon praelatidens</i> , черепах и др.	Тектиты на поверхностях высоких террас и плато
Эоплейстоцен				
Верхний плиоцен			Латеритные коры выветривания на плато	Латеритные коры выветривания на плато
Средний плиоцен				

Центральный бассейн Таиланда	Южная часть п-ова Малакка	Шельф	Сопоставление с палеоклиматической характеристикой глубоководных осадков (Shackleton, Opdyke, 1973)
Суглинки, суглики, илы и дюнные пески	Морские террасы высотой 2—3 м	Морские песчано-глинистые отложения с раковинами моллюсков	
Аллювий и дельтовые отложения с погребенной корой инфильтрационного типа	Песчаный аллювий с торфом и древесиной в переуглубленной древней долине. Возраст по $C^{14}$ 26420 $\pm$ 1255 — 1065 (NPL-143)	Верхний горизонт аллювия в разрезе донных отложений близ о. Белитунг. Долины Моленграафа	Резкое похолодание, соответствующее дате 17 000 лет назад  Повышение палеотемператур до уровня ниже современного  Похолодание в интервале 60 000—70 000 лет назад
	Песок, ил и торфяники на 12—17 м террасах западного побережья. Возраст по $C^{14}$ > 41 200 и > 41 500	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг	Повышение температур выше современных 100 000—120 000 лет назад
Аллювиальные пески с гравием в переуглубленной долине р. Чаопрайя у г. Накхонсаван с остатками Hippopotamus, Stegodon и Bubalus		Нижний горизонт аллювия в разрезе донных отложений близ о. Белитунг	Чередование холодных и теплых фаз
Аллювиальные пески и гравий		Нижний горизонт морских отложений в разрезе близ о. Белитунг	
Морские пески, илы и глины с раковинами моллюсков	Аллювиальные галечники 70-метровой террасы р. Перак с тапанскими галечниковыми орудиями	Признаки эрозии на неогеновых и более древних породах, подстилающих нижний горизонт морских отложений	Похолодание, возможно соответствующее эльстеру. 400 000 лет назад  Чередование холодных и теплых фаз.
	Аллювиальные и озерные пески и гравийники, обратномагнитные — в переуглубленной части древней долины	Сухопутное соединение материка с Индонезийским архипелагом (по данным палеозоогеографического анализа состава фауны млекопитающих)	Палеомагнитная эпоха N Брюнес N N  Палеомагнитная эпоха R Матуяма R R

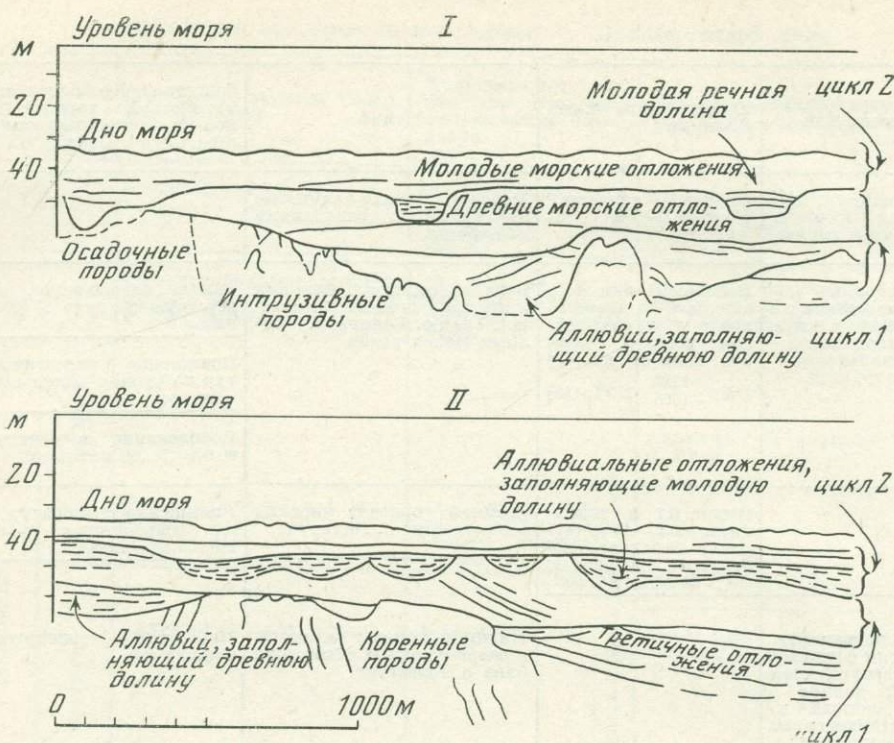


Рис. 41. Интерпретация сонограмм и данных бурения на северо-восточном участке шельфа у о. Белитунг (по А. Ronojudo, 1972)

I — переслаивание аллювиальных и морских отложений; II — два цикла четвертичной седиментации. Формирование нижней аллювиальной серии относится по времени к среднеплейстоценовой регрессии; морские отложения первого цикла седиментации относятся к верхнеплейстоценовой трансгрессии; формирование верхней аллювиальной серии относится ко времени верхнеплейстоценовой регрессии

нию Кенигсвальда, Hippopotamus sp., крупному Bubalus и Stegodon sp. (Sithiprasasna, 1959). Этот материал, с учетом геологического положения остатков, по заключению Кенигсвальда, характеризует скорее всего часть разреза, относящуюся к среднему плейстоцену.

На о. Калимантан предположительно к среднему плейстоцену относится верхняя часть песчано-галечникового аллювия террасы р. Джерудонг. В аллювиальных отложениях найдены многочисленные остатки древесины. Радиоуглеродные определения возраста этих остатков оказались за пределами —  $\geq 39800$  и  $\geq 40900$  лет назад. В нижней части разреза террасы р. Джерудонг, представляющей, вероятно, цоколь, найдены тектиты из группы австрало-азиатских тектитов, характерных для слоев кабу на Яве и для туфогенно-осадочной толщи нижнего плейстоцена Филиппин.

В последние годы, в результате геолого-геофизических работ на мелководном шельфе близ о. Белитунг (Индонезия), обнаружены следы двух циклов эрозии и соответствующие им аллювиальные накопления (Ronojudo, 1972). Эти образования, относящиеся к плейстоценовым регрессивным фазам, разделяются нормальной серией морских осадков (рис. 41). Сравнительный анализ этих материалов с материалами по затопленным ныне верхнеплейстоценовым речным долинам шельфовой зоны Южно-Китайского моря, дает возможность предположительно отнести нижнюю эрозионную фазу шельфа о. Белитунг и соответствующий ей аллювий к позднесреднеплейстоценовой регрессии.

## Верхний плейстоцен

В разрезе верхнего плейстоцена Юго-Восточной Азии отчетливо выделяются две толщи. Нижняя, относящаяся к началу верхнего плейстоцена, совпадает с морской трансгрессией. В пределах речных долин она выражена в серии аллювиальных отложений. Верхняя толща верхнего плейстоцена представлена осадками, отражающими условия регрессии моря. На водораздельных пространствах и на высоких террасах в это время формируются коры инфильтрационного типа (хардпан).

В разрезе шельфа близ о. Белитунг нижней толще верхнего плейстоцена отвечает слой морских осадков, разделяющий две серии, заключающие следы речной эрозии и фрагменты аллювия (см. рис. 41). В южной части Бангкокской равнины, в зоне интенсивного погружения, по данным бурения на глубине 25—30 м ниже уровня моря установлены морские и солоноватоводные отложения, которые перекрываются серией, заключающей следы субаэрального выветривания (рис. 42). Выше эти отложения перекрыты 7-метровой пачкой солоноватоводных глин и песков, в верхней части совершенно неуплотненных. Верхняя пачка песков и глин относится к голоцену. Серия со следами субаэральных процессов отвечает регрессии моря второй половины верхнего плейстоцена, а подстилающие ее пачки прибрежно-морских глин и песков соответствуют трансгрессии, относящейся к первой половине верхнего плейстоцена. В северной прибрежной части впадины Чаопрайя, по данным наших наблюдений и исследований И. Такайя (Y. Takaya, 1968, 1971), солоноватоводные глинистые осадки выходят на поверхность и прослеживаются до высоты 12 м над уровнем моря. В пределах западного борта впадины к западу от г. Бангкок темно-серые глины с солоноватоводной фауной наблюдались нами в цоколях террас рек Суфанбури и Мае Клонг до высоты 20 м над уровнем моря.

К югу от этого района, на шельфе Саравака в результате исследований донных осадков и рельефа дна (Haile, Keij, Pimm, 1963) установлены детали строения подводной долины р. Прото-Луппар, являющейся продолжением р. Луппар, протекающей на северо-западе о. Калимантан. На бортах подводной долины Прото-Луппар обнаружены, в частно-

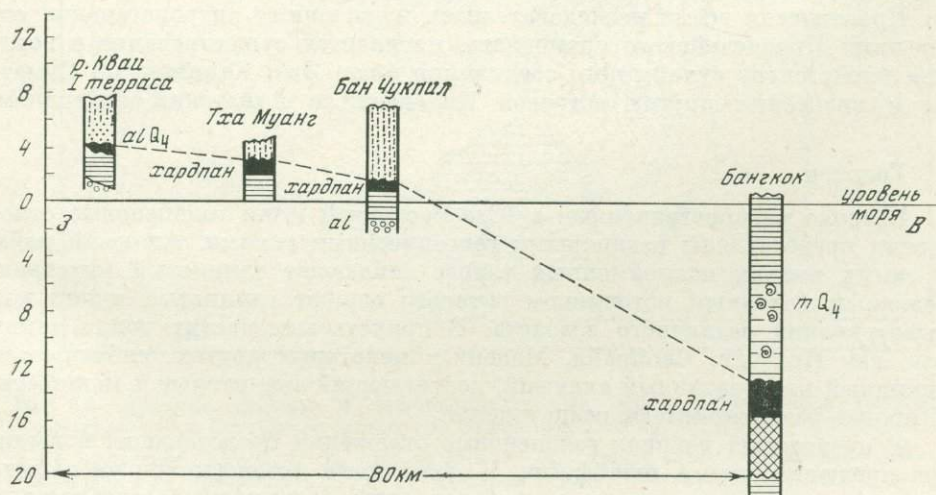


Рис. 42. Положение железистых кор (хардпан) в разрезах верхнечетвертичных отложений депрессии Чаопрайя (Таиланд)

Хардпан, показанный черным цветом, подстилается верхнеплейстоценовыми аллювиальными отложениями. В наиболее опущенной части депрессии он перекрывается пачкой морских голоценовых глин с фауной моллюсков

сти, пизолитовые образования, напоминающие остатки хардпана. В общем, эти исследования подтвердили представления Г. Моленграафа (Molengraff, Weber, 1919, Molengraaff, 1929) о широком развитии речной сети на осушенном Зондском шельфе во время верхнеплейстоценовой регрессии моря.

В северной части Сиамского залива довольно детально исследованы донные осадки и установлены хорошо выраженные речные долины и следы древних береговых линий (рис. 43) на глубинах 30 и около 50 м (Sawamura, Laming, 1974).

В долине р. Иравади к верхнему плейстоцену относится формирование аллювиальных толщ эрозионно-аккумулятивных террас  $T_2$  (верхняя часть аллювия),  $T_3$  и  $T_4$ . По представлениям Х. Мовиуса (Movius, 1944), агградация аллювиальной толщи террасы  $T_2$  относится к плейстоценовому периоду начала верхнего плейстоцена. Аллювий террасы перекрыт почти 20-метровой пачкой красноцветных делювиальных отложений. Терраса  $T_3$ , высотой 30—33 м над уровнем р. Иравади, в нижней части разреза содержит железистые коры типа хардпан, указывающие на усиление аридизации. Х. Мовиус сопоставляет аллювий этой террасы с верхнеплейстоценовым оледенением Гималаев. На поверхности террасы  $T_3$  в нескольких районах отмечено присутствие красноватых лёссовидных отложений (Pagan silt) водного происхождения. С аллювиальными отложениями верхнеплейстоценовых террас р. Иравади связаны орудия аньятской палеолитической культуры. С точки зрения стратиграфии аньятский палеолит, по-видимому, можно привлечь только для выделения среднего и верхнего плейстоцена. Для среднего и нижней части верхнего плейстоцена характерна культура чоппингов (ранний аньят), а для верхней части верхнего плейстоцена — орудия типа скребков, относящиеся к позднему аньяту.

Верхнеплейстоценовые отложения о. Ява представлены слоями нотопоэро (Movius, 1944) — аллювиальными отложениями террас р. Соло. С ними связаны остатки млекопитающих фауны нгадонг: *Stegodon* sp., *Elephas* sp., *Hippopotamus* sp., *Sus terhaari* v.k., *Bos banteng*, *Rhinoceros* sp., *Cervus* (*Axis*) sp. и др., а также остатки *Homo solonensis*. Террасы нотопоэро врезаны в слои кабу, заключающие тринильскую фауну и остатки *Pithecanthropus erectus* Dub. (De Terra, 1943).

Практически всеми исследователями, изучавшими антропогенные отложения Индонезийского архипелага, признается существование в верхнем плейстоцене сухопутного соединения о-вов Ява, Калимантан, Суматра и некоторых других островов Индонезии с Азиатским материком.

## Голоцен

Широко распространенные в Юго-Восточной Азии голоценовые отложения представлены различными генетическими типами. Аллювий пойм и самых низких надпойменных террас включает глинистый материал, основным исходным источником которого служат глинистые толщ кор выветривания различного возраста. В приустьевых частях долин таких рек, как Иравади, Чаопрайя, Меконг и некоторых других, наблюдается типичный констративный аллювий, достигающий значительной мощности. Широкое развитие имеют осадки дельт.

В предгорных районах голоценовые отложения представлены большими пролювиальными плейфами. В дождливые сезоны можно наблюдать рост и изменения контуров этих образований. Легко размываемые рыхлые осадки кор выветривания, находящиеся на пологих склонах, служат источником делювия. Во многих случаях склоновый смыв по неглубоким эрозионным канавкам создает характерный струйчатый рисунок. Для голоцена характерны также коры выветривания. Наши наблюдения в бассейне р. Чаопрайя и на плато Корат показали, что голоценовые красно-

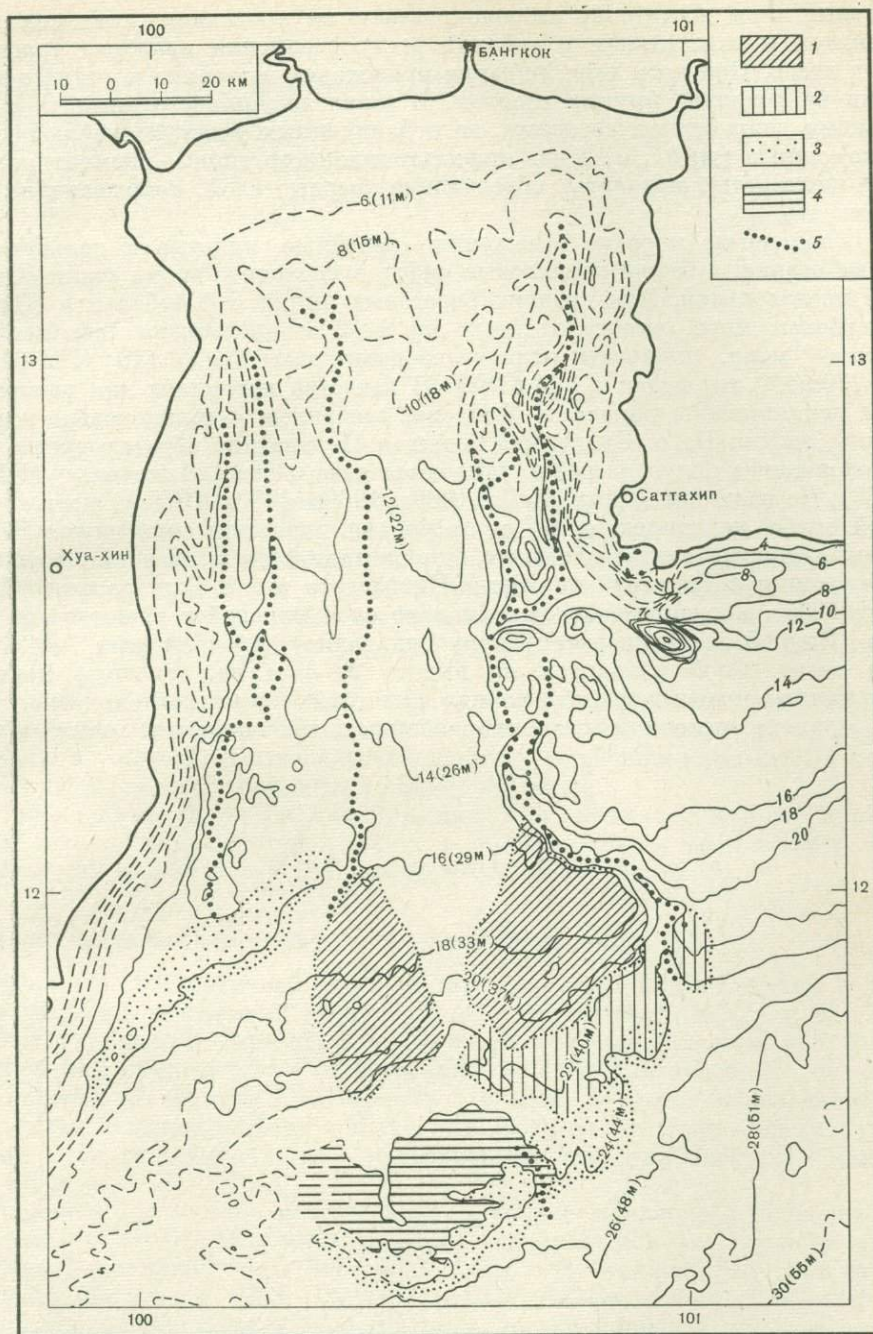


Рис. 43. Древние долины и прибрежно-морские верхнечетвертичные отложения в северной части Сиамского залива (по Sawamura, Laming, 1974)

1, 2 — отложения дельты: 1 — на глубине 30 м, 2 — на глубине 45 м; 3 — песчаные отложения предполагаемого прибрежного бара; 4 — лагунные осадки; 5 — главные подводные долины. Изобаты проведены через 2 фатомы (3,66 м)

цветные коры достаточно широко развиты на кристаллических сланцах, гранитах и известняках в районах распространения влажных тропических лесов. При этом выветривание происходит в течение короткого времени на довольно крутых склонах. В зонах засушливого климата с короткими дождливыми сезонами, на ограниченных участках наблюдаются маломощные (до 0,5 м) коры инфильтрационного типа — сцементированные железистые пизолиты, образующие твердые слои, покрывающие поверхность.

Голоценовые морские отложения — песчаные, илистые и калькаренистые осадки, а также коралловые рифы, в последнее время стали объектом исследований. Для древних береговых линий о. Тамбелан в Южно-Китайском море, высота которых на 1—2 м превышала современный уровень моря, получены радиоуглеродные даты  $5460 \pm 110$  (UM-6132) и  $5270 \pm 110$  лет назад (U M-6133). В качестве материала для датирования использованы раковины *Tridacna*, связанные с голоценовым коралловым рифом. На о. Бунгурон (Большая Натуна) по образцу древесины из слоя торфа получена радиоуглеродная дата  $6260 \pm 120$  лет назад (UM-6162). По расчетам Хейла (Haile, 1969a, 1969b, 1970a, 1970b), в это время слой торфа находился на 0,7 м от уровня моря или еще ниже. Полученные данные свидетельствуют о происходившем в середине голоцена погружении в этом районе Южно-Китайского моря. Еще раньше (Wilford, 1961) для образца из раковинного слоя морской террасы на р. Бутур (Бруней, о. Калимантан) получена радиоуглеродная дата  $5400 \pm 200$  лет назад. Слой находится на высоте 2—3 м над уровнем моря. Эти данные показывают, что наряду с эвстатическими колебаниями уровня моря происходили разнонаправленные тектонические движения.

## КОРРЕЛЯЦИЯ АНТРОПОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Рассмотренный в предыдущей главе материал по стратиграфии основных опорных разрезов различных территорий Восточной Азии дает возможность выделить хорошо выраженные маркирующие горизонты, которые могут быть прослежены на большие расстояния не только в широтном, но и в меридиональном направлении. Основная трудность этой корреляции состоит в том, что традиционные палеозоологические и палеоботанические методы не обеспечивают достаточно надежного сопоставления разрезов, находящихся в различных палеогеографических зонах.

Только в последнее время, благодаря широкому развитию радиометрического и палеомагнитного методов определения возраста, а также применению климатостратиграфических данных, корреляция удаленных разрезов антропогеновых отложений стала возможной.

Ниже рассматриваются маркирующие горизонты, выделенные в разрезах антропогена Восточной Азии, и обосновывается возможность использования их для целей дальнейшей корреляции (табл. 14, 15).

### Граница между неогеном и четвертичной системой

Основание четвертичной системы (антропогена), в соответствии с рекомендациями, принятыми на конгрессах и совещаниях INQUA и МСГН, совпадает с эпизодом прямой намагниченности Гилса (1,8 млн. лет) эпохи обратной намагниченности Матуяма. В палеоклиматическом отношении переход от неогена к четвертичной системе выражен похолоданием. Этот климатический эффект широко используется нами при определении неоген-четвертичной границы в Восточной Сибири и на Советском Дальнем Востоке.

Изменения в составе растительности, сопровождающиеся появлением ассоциаций, характеризующих заметное похолодание, установлены для отложений полярной зоны Восточной Азии и Центрально-Якутской низменности (Гитерман, 1963; Карташова, 1974; Алексеев, 1961, 1964 и др.). К сожалению, для этих отложений пока нет опубликованных палеомагнитных данных. В Восточной Сибири еще не найдены достаточно представительные комплексы млекопитающих верхнего плиоцена и самого нижнего антропогена. Исключение составляет лишь опорный разрез Забайкалья, где установлены (Равский и др., 1964) фаунистические комплексы, сопоставляемые соответственно с хапровским (акчагыл), таманским (ашшерон) и тираспольским (баку) комплексами юга Европейской части СССР. Как известно, в соответствии с решением Международного коллоквиума по границе между неогеном и четвертичной системой по контакту между акчагылскими и ашшеронскими отложениями рекомендуется проводить нижнюю границу антропогена на юге Европейской части СССР.

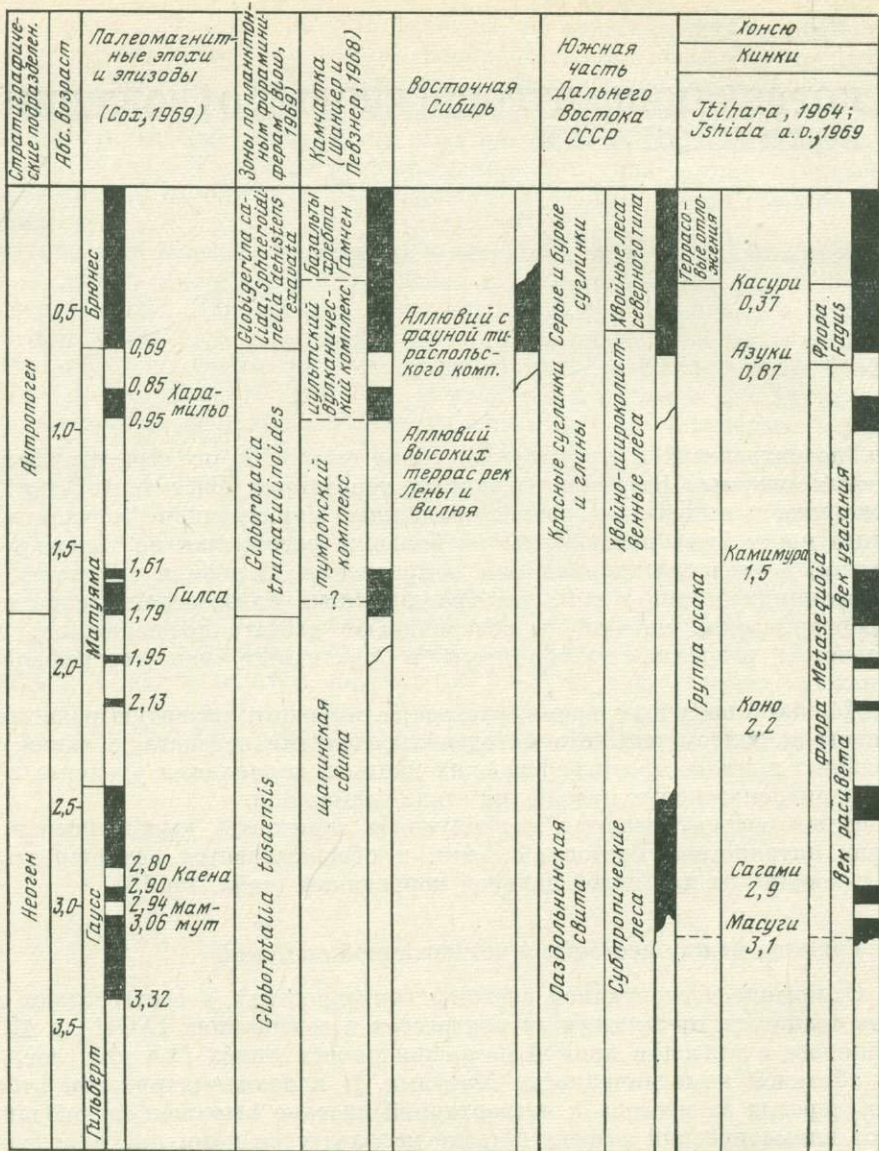


Рис. 44. Корреляция разрезов верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений Восточной Азии

В морских разрезах бореальной зоны Восточной Азии наиболее четкая граница между неогеном и антропогеном показана Ю. Б. Гладенковым (1975) по изменениям в составе фауны морских моллюсков. Для разрезов кайнозоя Камчатки, а также Англии и Исландии установлено, что с датой 1,8 млн. лет, соответствующей палеомагнитному эпизоду Гилса, совпадает резкое сокращение видов моллюсков (от 20—25% в верхнем плиоцене до 4—8% в эоплейстоцене), которые затем вымерли на протяжении четвертичного периода. В более южных районах Восточной Азии эта граница устанавливается по первому появлению *Globorotalia truncatulinoides* в разрезах морских осадков в основании планктонной зоны № 22 схемы Блоу (Blow, 1969) (рис. 44).

Эоплейстоцен, в соответствии с принятой в настоящей работе схемой, соответствует по своему объему «доледниковому плейстоцену» (Selli,



каля с саньмэньской свитой Северного Китая и апшероном Восточной Европы.

Эоплейстоценовые отложения Северного Китая — нихэваньские, саньмэньские и ученские серии содержат фауну млекопитающих верхневиллафранкского типа. Этот палеонтологический материал, его стратиграфическое положение между более древними красными глинами и перекрывающими нижнеплейстоценовыми нижними лишийскими отложениями с остатками ланьянского синантропа, используются обычно для обоснования возраста эоплейстоценовых толщ Северного Китая.

Эоплейстоценовые отложения Приморья и Приамурья представлены красноцветной серией, заключающей пыльцу широколиственной и термофильной древесной растительности. В верхней части разреза красноцветных отложений установлена палеомагнитная инверсия Брюнес — Матуяма. Красноцветные отложения залегают на осадках раздольнинской свиты, относящейся к палеомагнитной эпохе Гаусс. Эти данные позволяют коррелировать эоплейстоценовые отложения Приморья и Приамурья с отложениями нижней части группы осака и средней части разреза группы казуса Японии, для которых также имеются палеомагнитные данные. В основании формации кивада группы казуса зарегистрировано первое появление *Globorotalia truncatulinoides* и исчезновение дискостеров. Этот стратиграфический уровень рассматривается как основание зоны № 22 — *G. truncatulinoides*. Эоплейстоценовые отложения прослеживаются на юге Восточной Азии. Они представлены серией тоукошань на о. Тайвань, серией осадков идаи и кабантуан на Филиппинах, пещерными осадками ма-кай в Южном Китае, аллювиальной серией верхняя иравади в Нижней Бирме, свитой тагопи на о. Калимантан, а также толщей континентальных отложений с фауной джетис и морской серией с *Globorotalia truncatulinoides* на о. Ява.

Граница между эоплейстоценом и *нижним плейстоценом* устанавливается во многих опорных разрезах Восточной Азии по палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма. На Советском Дальнем Востоке и в Японии на этом рубеже зарегистрировано выпадение из состава растительности элементов неогеновой флоры и появление фитоценозов, свойственных ландшафтам умеренного климата.

В разрезе антропогена Якутии палеомагнитная инверсия Брюнес — Матуяма проходит в аллювиальной свите с фауной тираспольского фаунистического комплекса. Знаменательно, что в стратотипическом разрезе Колкотова Балка — Михайловка (Молдавия, долина р. Днестр), содержащем остатки млекопитающих, относящихся к тираспольскому фаунистическому комплексу, инверсия Брюнес — Матуяма зарегистрирована почти на том же биостратиграфическом уровне (Певзнер, 1969), что и в Восточной Сибири. Инверсия Брюнес — Матуяма зафиксирована также на Камчатке, в бассейне Нижнего Амура, Забайкалье и в Японии. На Яве и Филиппинах этот стратиграфический уровень определяется по положению датированных калий-аргоновым методом тектитов, возраст которых 0,6—0,7 млн. лет. Слои кабу с тектитами и фауной триниль можно, таким образом, коррелировать с вилюйской аллювиальной свитой, содержащей остатки млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Дальнейшие сопоставления, основанные уже только на палеонтологических критериях, позволяют синхронизировать слои кабу о. Ява с пещерными отложениями с фауной *Ailuropoda* — *Stegodon* и гигантопитеком, пунктами 1 и 13 местонахождения Чжоукоудянь и нижней лишийской серией в районе Сианя, в которой найдены остатки ланьянского синантропа.

Таким образом, отложения нижнего плейстоцена выделяются в основных опорных разрезах Восточной Азии выше слоев, в которых установлена палеомагнитная инверсия Брюнес — Матуяма (т. е. моложе даты 0,7 млн. лет). В конце нижнего плейстоцена в северной части Восточ-

ной Азии выделяется фаза холодного климата. Она установлена на юге Восточной Сибири (Равский и Голубева, 1960; Равский и др., 1964), на Дальнем Востоке (Ганешин, Чемяков, 1960) и подтверждена исследованиями сотрудников Геологического института АН СССР (Алексеев и др., 1973) и Дальневосточного геологического управления (Караулова, Назаренко, 1972). На Северо-Востоке СССР к концу нижнего плейстоцена, вероятно, относится олёрская фауна, включающая некоторых представителей тираспольского фаунистического комплекса (Шер, 1971). В разрезе района Кинки (Япония, о. Хонсю) к нижнему плейстоцену относится толща с флористическим комплексом *Fagus*. Эта толща залегает выше пеплового слоя азуки (0,87 млн. лет) и ниже слоя пепла касури (0,37 млн. лет).

*Средний плейстоцен.* Выделение и корреляция среднеплейстоценовых отложений в Восточной Азии, как и во многих других регионах, обычно связаны с существенными трудностями из-за отсутствия достаточно палеонтологического материала и нечетко выраженной климатической характеристики, не всегда позволяющей выделить среднеплейстоценовые климатостратиграфические подразделения. В большей части разрезов среднеплейстоценовых отложений северной части Восточной Азии на палеонтологической и климатостратиграфической основе выделяются два, а для Центрально-Якутской низменности — четыре, подразделения (горизонта). Наиболее дробное расчленение среднеплейстоценовых отложений, с учетом новых материалов, выполнено И. Л. Шофман, В. В. Колпаковым и автором, использовавшими для этой цели Сибирскую стратиграфическую схему. В перигляциальной и ледниковой зонах Центральной Якутии выделены отложения, соответствующие тобольскому межледниковью и саратовскому оледенению, мессовскому межледниковью и тазовскому оледенению. Выделенные подразделения, в соответствии с принятой в работе схемой, имеют ранг горизонтов, отвечающих климатолитам. В других опорных разрезах северной части Восточной Азии в среднем плейстоцене выделяются только два подразделения: нижнее, отвечающее тобольскому горизонту, и верхнее, соответствующее более поздней холодной части среднего плейстоцена — саратовскому, мессовскому и тазовскому горизонтам. Нижняя граница среднего плейстоцена выражена нечетко. В северной части Восточной Азии она устанавливается по смене фаунистических комплексов (тираспольского — хазарским) и палинологическим данным, указывающим на изменение климата от холодного к более умеренному. Отложения нижнего (тобольского) горизонта среднего плейстоцена перекрываются мореной или перигляциальными отложениями, относящимися к саратовскому горизонту, выше которого очень редко для северной части Восточной Азии выделяются толщи мессовского и тазовского горизонтов.

Отложения, соответствующие среднеплейстоценовому оледенению, прослеживаются как достаточно хорошо выдержанный горизонт на огромных пространствах Восточной Азии. В Восточной Сибири они выделяются как осадки саратовского горизонта, в состав которого иногда включаются и осадки, соответствующие тазовскому оледенению. Они представлены ледниковыми или перигляциальными образованиями. На Советском Дальнем Востоке саратовский горизонт выражен в разрезе Ханкайской впадины. В Японии в разрезах п-ов Босо и Миура он выделен как суглинки тама (*The Geologic development...*, 1968). В Северном Китае этот горизонт представлен верхним лишийским хуанту. В пределах шельфа Южно-Китайского моря, в районе о. Белитунг, как отмечалось выше, к верхней части среднего плейстоцена условно относятся погребенные эрозионно-аккумулятивные образования, установленные морским бурением и геофизическими работами (Ronojudo, 1972).

Граница между средним и верхним плейстоценом определяется в северной части Восточной Азии по контакту с межледниковыми слоями,

относящимися к казанцевскому горизонту. С казанцевским межледниковьем совпадает трансгрессия моря.

*Верхний плейстоцен.* Как показано на схеме корреляции, во многих районах выделяется четыре горизонта верхнего плейстоцена. Особенно хорошо они выражены и изучены на территории СССР. В верхнем плейстоцене Восточной Сибири и Советского Дальнего Востока установлены казанцевский, зырянский, каргинский и сартанский горизонты, причем два последних в ряде разрезов имеют датировки по  $C^{14}$ .

Отложения, относящиеся к казанцевскому горизонту, имеют почти повсеместно достаточно выраженные признаки потепления. Во многих работах подчеркивается, что для казанцевского века характерно наиболее заметное повышение температуры, нашедшее отражение в появлении термофильных растительных сообществ, формировании почв и торфяников, некоторой деградации многолетней мерзлоты. В аридной зоне внутриконтинентальной Азии стратиграфическим эквивалентом казанцевского горизонта может быть комплекс ископаемых почв, отделяющий лишайский хуанту от маланьского. В прибрежных районах и на островных дугах, обрамляющих восточную окраину Азии, к этому горизонту относятся отложения морских террас, которые образовались во время сагамонской — казанцевской трансгрессии. В относительно тектонически стабильных районах побережья СССР, Китая, Японии, Тайваня и Юго-Восточной Азии высота этих террас составляет 12—20 м над уровнем моря. В пределах шельфа Южно-Китайского моря, в разрезе донных отложений у о. Белитунг, основанию верхнего плейстоцена соответствуют морские отложения, разделяющие две серии континентальных эрозионно-аккумулятивных образований.

Отложения казанцевского горизонта в северной части Восточной Азии перекрываются ледниковыми и перигляциальными осадками, относящимися к зырянскому горизонту, которому в экстрагляциальной внутриконтинентальной области соответствует нижняя часть разреза маланьского хуанту. В Приморье отложения, относящиеся к зырянскому времени, выделены по появлению холодолюбивых сообществ в составе растительности (Караулова, Назаренко, 1972). Стратиграфически выше зырянских отложений выделяются осадки холодного каргинского межледниковья, возраст которого по радиоуглеродным датам от 45 000—40 000 до 25 000 лет. На фоне достаточно холодного климата каргинского века в северной части Восточной Азии имели место кратковременные относительно теплые фазы. Одна из них, зарегистрированная в бассейне р. Виллой для интервала 40 000—36 000 лет, соответствует малохетскому потеплению, установленному Н. В. Кинд (1974) в Приенисейской Сибири. Каргинские слои и их аналоги на основе палинологических данных выделены на Северо-Востоке СССР (Кыштымов, 1972; Алексеев, Гитерман, Голубева, 1975; и др.), в Приморье и Приамурье (Караулова, Назаренко, 1972; Алексеев и др., 1973; Ахметьева, 1977), в Забайкалье (Равский, 1972). В районе Канто (о. Хонсю) каргинским отложениям, возможно, соответствует часть разреза суглинков мусасино. В районе Ниигаты, на побережье Японского моря, в отложениях, относящихся к концу каргинского века (31 000—26 000 лет), обнаружены ясные следы низкого положения уровня моря — примерно на 80 м ниже современного (Minato a.o., 1967). С отложениями каргинского возраста связано палеолитическое местонахождение Омаки, в районе Ямавата о. Хонсю (возраст по  $C^{14}$  — 34900 лет назад; Quaternary System of Japan, 1969).

Каргинский горизонт выражен также в средней части разреза маланьского хуанту Северного Китая в виде системы ископаемых почв. Эти почвы, которые автор наблюдал в западной части Лёссового плато, имеют местами наклонное залегание, указывающее на перерыв в накоплении пылеватого материала, когда происходили эрозионные процессы и смыв осадков по склонам.

Таблица 15

Схема корреляции антропогенных отложений зарубежного Дальнего Востока и Юго-Восточной Азии

Абс. хронология, тыс. лет	Палеомагнитная характеристика	Стратиграфические подразделения	Япония Кинки	Северный Китай	о. Тайвань	Юго-Восточная Азия	Индонезийские острова и шельф
10	N	Плейстоцен	Аллювий поймы и низких террас и морские отложения намба	Аллювий пойм, делювиальные, пролювиальные, озерные и золотые отложения	Аллювий, делювиальные отложения, морские илы, калькаренистые пески, коралловые рифы, дюнные пески	Аллювий пойм, озерные, дельтавые, делювиальные отложения. Отложения низких морских террас. Кора выветривания	Аллювий пойм, делювиальные, озерные отложения. Низкие морские террасы. Кора выветривания
25	N		Верхний	Формация итами	Верхняя часть разреза маланьского хуанту. Аллювий низких надпойменных террас	Подводная терраса	Кора выветривания инфильтрационного типа, эвалориты
45	N	Средний	Формации нисияги и узамти	Комплекс "серых почв"	Свита шуштияло (возраст по C <sup>14</sup> между 20000 и 30000 лет назад)	Песчаный аллювий с торфом и древесной в переуглубленной дельте долины. Возраст по C <sup>14</sup> - 36420	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
170	R			Нижняя часть разреза маланьского хуанту с остатками <i>Mamuthus primigenius</i> , <i>Coelodonta antiquitatis</i> , <i>Bos</i> sp. и др.			
	N	Бронес	Высокая терраса	Цзенсянский горизонт, толща салаусу	Свита ооланпи. Рифы на террасах Окинавы и Амами	Аллювий в переуглубленной долине р. Чао-Прайя с остатками <i>Hippopotamus</i> , <i>Stegodon</i> и <i>Vibalis</i>	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
	N						
	N	Антропоген	Лепловый горизонт касури (0,38 млн. лет назад)	Верхний ливийский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий в переуглубленной долине р. Чао-Прайя с остатками <i>Hippopotamus</i> , <i>Stegodon</i> и <i>Vibalis</i>	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
375	R						
	N	Доплейстоцен	Нижняя и верхняя части разреза группы осака. Фаза расцвета флоры <i>Metasequoia</i>	Нижний ливийский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий высоких террас р. Иравади	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
	N						
	N	Неоген	Лепловый слой камимура (1,5 млн. лет назад) признаки похолодания	Ученский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий высоких террас р. Иравади	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
700	R						
	N	Плейстоцен	Лепловый слой камимура (1,5 млн. лет назад) признаки похолодания	Ученский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий высоких террас р. Иравади	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
930	N						
	N	Плейстоцен	Лепловый слой камимура (1,5 млн. лет назад) признаки похолодания	Ученский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий высоких террас р. Иравади	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
1800	N						
	N	Плейстоцен	Лепловый слой камимура (1,5 млн. лет назад) признаки похолодания	Ученский хуанту	Свита тананван. Морские фауны. Во внутренних районах острова - аллювиальные и пролювиальные галечники	Аллювий высоких террас р. Иравади	Средний горизонт морских осадков близ о. Белитунг
2430	N						

Слой нотопера на р. Соло (о. Ява) с фауной неандертала

Зона 22 *Globorotalia truncatulinoides*

Зона 21 *Globorotalia crassaformis*

Слой поетьянг (о. Ява) Фауна джетис

Слой калибене (о. Ява) с фауной кали-глагах

Таблица 14

Схема корреляции антропогенных отложений Восточной Сибири и Советского Дальнего Востока

Абс. хронология тыс. лет	Палеомагнитная стратиграфия	Стратиграфические подразделения	Бассейн нижнего течения р. Лены		Колымская низменность		п-ов Камчатка		Центрально-Якутская равнина		Забайкалье		Приморье и Приамурье	
			Горизонты											
10	N	Плейстоцен	Верхний	Голарктический	Аллювий поймы и верхней части разреза I террасы, озерно-болотные, делювиально-солифлюкционные и золотые отложения	Аллювий поймы, озерно-болотные, делювиально-солифлюкционные отложения, ископаемые жильные льды	Аллювий поймы, делювиальные, озерно-болотные, прибрежно-морские отложения, вулканогенные образования	Аллювий поймы и верхняя часть разреза I террасы, делювиально-солифлюкционные, озерные и золотые отложения. Культурные слои неолита	Аллювий поймы, озерные, делювиальные, пролювиальные отложения и торфяники. В средней части разреза климатический оптимум	Аллювий I и II террас, золотые образования	Ледниковые отложения. Аллювий I террасы. Верхняя часть разреза суглинков с мощными ледяными жилами. Фауна позднепалеолитического комплекса	Перигляциальный аллювий с фауной позднепалеолитического комплекса, золотые отложения, верхний горизонт суглинков с жильными льдами в покровной толще	Аллювий I террасы, озерные, делювиально-пролювиальные отложения. Аллювий I террасы, верхний горизонт покровных суглинков	Аллювий I террасы, озерные, делювиально-пролювиальные отложения. Аллювий I террасы, верхний горизонт покровных суглинков
25	N			Сарганский	Ледниковые отложения	Аллювий I террасы. Верхняя часть разреза суглинков с мощными ледяными жилами. Фауна позднепалеолитического комплекса	Ледниковые отложения. Аллювий I террасы. Верхняя часть разреза суглинков с мощными ледяными жилами. Фауна позднепалеолитического комплекса	Ледниковые отложения. Аллювий I террасы. Верхняя часть разреза суглинков с мощными ледяными жилами. Фауна позднепалеолитического комплекса	Перигляциальный аллювий с фауной позднепалеолитического комплекса, золотые отложения, верхний горизонт суглинков с жильными льдами в покровной толще	Ледниковые отложения. Аллювий I террасы, верхний горизонт покровных суглинков	Морены карового оледенения. Аллювиальные и озерные отложения с криогенными текстурами (в Приамурье)			
45	N			Каргинский	Основание аллювия II террасы. Фауна позднепалеолитического комплекса	Суглинки, супеси, торфяники с обломками стволов и корой деревьев. Горизонты с признаками термокарста	Аллювий 12-15-метровых террас рр. Ольховых и Белая, аллювиальные глины, илы с торфом на о. Каргинский	Аллювий 12-15-метровых террас рр. Ольховых и Белая, аллювиальные глины, илы с торфом на о. Каргинский	Основание аллювия первых террас. Верхний торфяник и суглинки в покровной толще на р. Вилюй. Фауна позднепалеолитического комплекса	Почвы в разрезе покровных отложений. Фауна позднепалеолитического комплекса	Почва в суглинках у Сарангульского. Аллювий II террасы р. Вилюйской			
120	N			Средний	Зырянский	Перигляциальный аллювий	Суглинки и супеси с ледяными жилами. Фауна млекопитающих позднепалеолитического комплекса	Ледниковые отложения. Аллювий 18-20-метровой террасы с поздней формой <i>Mammithus primitivus</i> в Центральной Камчатской депрессии	Перигляциальный аллювий второй террасы. Средняя часть разреза суглинков в покровной толще. Фауна позднепалеолитического комплекса	Ледниковые отложения	Озерно-аллювиальные илистые пески и глины. Березово-светлохвойные леса с участием ели			
170	N					Казанцевский	Булкурская свита	Торфяники с обломками стволов лиственницы	Крутойские аллювиально-морские отложения. Амтарманские галечники, пески и глины с фораминиферами	Аллювий в основании разрезом второй террасы, озерные суглинки, гитты и торфяники в основании покровной толщи	Средняя часть аллювия III террасы р. Чикой. Лесостепь с березой, сосной и примесью широколиственных	Почвы, озерно-аллювиальные отложения. Темнохвойная тайга южного типа		
375	N					Тазовский	Озерно-аллювиальные отложения	Суглинки, супеси, алевроиты с прослоями торфа (уткинские слои). Аллювий в цоколе низкой террасы р. Колыма с фауной позднепалеолитического комплекса с <i>Mammithus primitivus</i> раннего типа	Ледниковые и аллювиальные отложения. Лесотундра и тундра. Оссорские ледниково-морские отложения	Аллювий перигляциального типа III террасы р. Вилюй	Аллювий III террасы р. Чикой с остатками <i>Mammithus primitivus</i> раннего типа, <i>Ochotona hyperborea</i> , <i>Lemmus obovatus</i>	Нижняя часть аллювия III террасы р. Чикой с криогенными текстурами	Пески и глины в разрезе Ханкайской впадины. Темнохвойная тайга и березово-светлохвойные леса	
700	N					Мессовский	Морены и озерные глины, лёссовидные отложения, горизонты ветрогранитов	Морены и озерные глины, лёссовидные отложения, горизонты ветрогранитов	Морены и озерные глины, лёссовидные отложения, горизонты ветрогранитов	Аллювий основания разреза II террасы р. Вилюй. Кустарниковые березняки с фрагментами еловых лесов	Нижняя ископаемая почва у пос. Енгорбой	Кривоярская толща. Остатки <i>Mammithus primitivus</i> ранняя форма. Лёссовидные отложения в долине рек Джиды и Шилки	Вяземская свита	
700	N			Нижний	Самаровский	Морены и озерные глины, лёссовидные отложения, горизонты ветрогранитов	Морены и озерные глины, лёссовидные отложения, горизонты ветрогранитов	Аллювиальные и озерные отложения. Темнохвойные леса с примесью лиственницы	Верхняя аллювиальная свита III террасы р. Вилюй с <i>Satelmus</i> sp.	Перигляциальный аллювий 50-метровой террасы р. Алдан	Озерно-аллювиальные отложения	Пески и галечники в разрезе Ханкайской впадины. Хвойно-широколиственные леса		
700	N					Тобольский	Бестяхский аллювий	Бестяхский аллювий	Аллювиальные и озерные отложения. Темнохвойные леса с примесью лиственницы	Аллювий Бестяхской террасы	Озерно-аллювиальные отложения	Совская свита, базальты		
700	N			Золедистоец	Нижний	Аллювий оручанской террасы	Ольерская свита. Остатки млекопитающих: <i>Pracovibos</i> , <i>Equus (Plesiorus) cf. vergae</i> , <i>Doergelia</i> , <i>Pracalces</i> и др.	Караягинские пески, супеси, суглинки, глины с галькой и валунами. Бореально-арктические виды фораминифер	Аллювий в цоколе низких террас в Нижне-алданской впадине с фауной <i>Falco borealis</i> , <i>Equus cf. sibiricus</i> , <i>Trogontherium cf. sibiricus</i>	Нижняя аллювиальная свита IV террасы р. Вилюй с <i>Mammithus trogontherii trogontherii</i> , <i>Dicerorhinus kirchbergensis</i> , <i>Alces latifrons</i> и <i>Equus cf. mosbachensis</i>	Пролувиальные отложения с фауной тологойского комплекса	Нижняя часть разреза бурых суглинков. Нижняя часть разреза сероцветной толщи у Сарангульского. Пыльца, характеризующая темнохвойную тайгу (в верхней части) и хвойно-широколиственные леса (в нижней части)		
700	N	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м			Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м	Аллювий террас с абсолютной высотой от 120 до 200 м			
930	N	Хамарилье	Водораздельные галечники			Пески и глины в нижней части разреза на р. Крестовка. Разреженная светлохвойная тайга	Пески и глины в нижней части разреза на р. Крестовка. Разреженная светлохвойная тайга	Тусатуваянские морские слои. 4-8% вымерших видов моллюсков	Аллювий V террасы р. Вилюй	Аллювий VI террасы р. Вилюй	Красно-бурые суглинки с фауной италинского комплекса	Красно-бурые аллювиальные илистые пески с галькой. Озерные красно-бурые суглинки. Широколиственные леса		
1800	N	Матуяма	Галечники			Водораздельные галечники	Пески и глины в нижней части разреза на р. Крестовка. Разреженная светлохвойная тайга	Тусатуваянские морские слои. 4-8% вымерших видов моллюсков	Аллювий V террасы р. Вилюй	Аллювий VI террасы р. Вилюй	Красно-бурые суглинки с фауной италинского комплекса	Красноцветные глины и суглинки Додога	Озерные глины	
2000	N													Ольховский
2430	N	Неоген	Верхний плейстоцен			Верхнесарданская подсвита в дельте р. Лены	Верхнесарданская подсвита в дельте р. Лены	Берингийские слои. 20-25% вымерших видов моллюсков	Щапирская вулканогенно-осадочная свита	Сохранившиеся от размыва остатки аллювия древней речной сети на водоразделе	Чикойская свита	Красноцветная кора выветривания и продукты ее перемыва	Раздольинская свита	
2430	N					Гадус	Верхнесарданская подсвита в дельте р. Лены	Верхнесарданская подсвита в дельте р. Лены	Берингийские слои. 20-25% вымерших видов моллюсков	Щапирская вулканогенно-осадочная свита	Сохранившиеся от размыва остатки аллювия древней речной сети на водоразделе	Чикойская свита	Красноцветная кора выветривания и продукты ее перемыва	Раздольинская свита

Стратиграфически выше каргинских отложений выделяется большая серия осадков сартанского горизонта, сформировавшихся во время последнего верхнплейстоценового оледенения в интервале 25 000—10 000 лет. Отложения, относящиеся к сартанскому горизонту в северной части Восточной Азии, повсеместно имеют признаки холодного климата. В них наиболее хорошо выражены мерзлотные текстуры, в том числе мощные ледяные клинья. Сартанские отложения содержат палинологические спектры, характеризующие растительность тундры или лесо-тундры, и остатки фауны млекопитающих позднепалеолитического фаунистического комплекса с *Mammuthus primigenius* позднего типа.

В южной части Восточной Азии в пределах побережий с временем формирования отложений сартанского горизонта совпадает обширная регрессия моря, достигавшая по данным многих исследователей отметки 130 м ниже современного уровня моря. С этим этапом связано усиление аридности климата, отразившееся в широком развитии железистых кор инфильтрационного типа (хардпан). В пределах современной акватории шельфового Южно-Китайского моря в разрезах донных осадков к сартанскому горизонту относятся аллювиальные отложения, связанные с древней речной сетью, остатки которой уже давно обнаружены и изучаются рядом исследовательских и геологоразведочных организаций. Выделение сартанского горизонта во многих районах Восточной Азии хорошо обосновывается с помощью радиоуглеродного датирования, изучения положения древних береговых линий, а также другими стратиграфическими методами. Однако, наиболее детальная стратиграфия этого самого позднего подразделения верхнего плейстоцена создана Н. В. Кинд и В. В. Колпаковым (Кинд, 1974) путем радиоуглеродного датирования конечноморенных образований, распространенных в Западном Приверхоянье. Выделены четыре стадии сартанского оледенения, разделенные межстадиальными образованиями.

Граница между верхним плейстоценом и голоценом, датированная 10 000 лет назад и отмеченная заметным потеплением климата и появлением современных фито- и зооценозов, хорошо прослеживается во многих разрезах Восточной Азии. В разрезах голоцена в интервале 5 000—7 500 лет устанавливается четкий маркирующий горизонт антропогена, соответствующий фландрской трансгрессии и климатическому оптимуму.

Рассмотренные выше основные маркирующие горизонты антропогена Восточной Азии, несмотря на различные палеонтологические и палеоэкологические характеристики, достаточно уверенно прослеживаются почти во всех палеогеографических областях. Как видно из схемы корреляции (см. табл. 14 и 15), сопоставление толщ, которые находятся в различных палеогеографических провинциях и с первого взгляда не имеют между собой почти ничего общего, оказалось возможным благодаря использованию физических методов датирования (радиометрические и палеомагнитные определения), данных о положении древних береговых линий, связанных с эвстатическими колебаниями уровня океана, а также геологических материалов, характеризующих конкретные взаимоотношения антропогенных отложений. Естественно, что детальность стратиграфических подразделений и степень точности их корреляции увеличиваются вверх по разрезу.

## ТИПЫ КЛИМАТА И ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В АНТРОПОГЕНЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Проблема зависимости осадконакопления от типа климата в антропогене Восточной Азии уже давно затрагивалась в работах наших и зарубежных исследователей, однако из-за общей слабой изученности стратиграфии антропогеновых отложений она, как правило, не получила достаточно полного освещения. Лишь в течение последних 10—15 лет,

Таблица 16  
Осадконакопление в различных палеогеографических зонах Восточной Азии

Стратиграфические подразделения	Арктическая зона	Центрально-Якутская низменность	Забайкалье	
Голоцен	Торфяники, аллювий и озерные отложения	Торфяники, аллювий	Аллювий	
Плейстоцен	Верхний	Ледниковые и перигляциальные отложения	Перигляциальные отложения	Ледниковые и перигляциальные отложения
		Торфяники	Торфяники, аллювий	Почвы
		Ледниковые и перигляциальные отложения	Перигляциальные отложения	Ледниковые и перигляциальные отложения
		Торфяники, аллювий	Торфяники, аллювий	Аллювий
	Средний	Ледниковые и перигляциальные отложения	Перигляциальные отложения	Ледниковые и перигляциальные отложения
		Аллювий	Аллювий	Почва, лёссовидные суглинки
	Нижний	То же	То же	Пролувий
	Эоплейстоцен	Аллювий	Аллювий	Красноцветные пролювиальные отложения
	Верхний плейстоцен	То же	То же	Красноцветные отложения, карбонатные

Примечание. В таблице показаны только наиболее характерные отложения и гипергенные образования.

благодаря значительным успехам в разработке стратиграфии антропогена, появилась возможность выяснить стратиграфическую последовательность и сопоставить климатические характеристики и условия формирования антропогенных толщ в различных палеогеографических провинциях.

Восточная Азия расположена в большом диапазоне географических широт, в различных ландшафтах, от Арктики до экваториальной области. Разнообразие типов климата определило условия накопления осадков и характер постседиментационных процессов (табл. 16).

Климат эоплейстоцена на севере Восточной Азии был умеренно холодным и гумидным, а в более южных районах — умеренным и умеренно теплым. Имеется немало следов его воздействия на процессы осадконакопления и состав растительности. Отложения эоплейстоцена в северной части Восточной Азии представлены почти исключительно озерными, озерно-аллювиальными и аллювиальными осадками, накапливающимися в таком сочетании лишь в условиях гумидного климата. Об этом же можно судить и по распространению темнохвойной лесной растительности, в состав которой наряду с елью, пихтой, сибирским кедром входили также тсуга, экзотические виды ели и сосны (*Picea sect. Omorica*, *P. sect.*

Приморье и Приамурье	Япония	Северный Китай	Юго-Восточная Азия
Морские осадки, аллювий	Морские осадки, аллювий	Аллювий	Морские осадки, аллювий, красноцветы
Серые суглинки	Ледниковые отложения	Маланьский хуанту	Железистые коры (хардпан), эвапориты
Торфяники, почвы, аллювий	Серые суглинки	Серые почвы	Аллювий с карбонатными конкрециями
Серые суглинки		Маланьский хуанту	
Аллювий, почвы	Морские осадки	Аллювий и озерные отложения	Морские осадки
Серые суглинки	Ледниковые отложения, суглинки	Верхний лишийский хуанту с бурыми почвами	Хардпан
То же	Морские и аллювиальные отложения	Красно-бурые почвы	Аллювий
Бурые и серые суглинки	Морские осадки, аллювий Красноцветные отложения некарбонатные	Нижний лишийский хуанту с красно-бурыми почвами, аллювий	Хардпан, латериты, аллювий
Красноцветные отложения	Красноцветные отложения, морские осадки и аллювий	Ученский хуанту с красными почвами, аллювий	Латериты, аллювий
Красноцветные отложения, некарбонатные	Морские отложения	Красноцветные озерные и аллювиальные отложения	Коры выветривания, лигниты

Eurisea) и в виде примеси встречались широколиственные древесные породы — дуб, вяз, иногда орешник. Примесь экзотических элементов флоры служит указанием на гумидный и относительно теплый климат, который, очевидно, приближался к современному климату Приамурья, Приморья или северных островов Японии, отличаясь однако большей континентальностью.

На крайнем севере Восточной Азии, где еще в плиоцене зарегистрированы следы заметного похолодания, в эоплейстоцене господствовал умеренный и умеренно холодный климат, на общем фоне которого, возможно, имели место фазы некоторого потепления. Исследования, выполненные по программе глубоководного бурения (рейс 19 нис «Гломар Челленджер») показали, что в донных осадках Берингова моря, датированных 2—3 млн. лет и моложе (т. е. верхний плиоцен, эоплейстоцен и плейстоцен), присутствует обломочный материал, который мог быть занесен вероятнее всего плавающими льдами или, возможно, айсбергами. Можно предполагать, что в эоплейстоцене значительная часть Полярного бассейна была покрыта льдом, хотя это оледенение было несомненно меньше плейстоценового и современного.

Эоплейстоцен Забайкалья и восточной части Южной Сибири характеризуется интенсивным проявлением тектонических движений и вулканической деятельностью. Значительное место в разрезе эоплейстоцена занимают эффузивные, туфогенно-осадочные образования, грубообломочные толщи пролювиального типа, а также озерные и аллювиальные осадки, в составе которых существенное значение имеют продукты перемыва красноцветной коры выветривания. В составе фауны итанцинского комплекса обращает внимание присутствие северокайских элементов, свидетельствующих о некоторых общих чертах природы Северного Китая, части МНР и, по крайней мере, южной окраины Восточной Сибири. Эта территория выделяется как зона семиаридного климата, обусловившего интенсивное накопление делювиальных, пролювиальных и мелководно-озерных отложений. Их отличает высокая степень карбонатности, а также яркая красно-бурая окраска. Такие осадки многие литологи считают продуктом умеренно жаркого, периодически засушливого климата, температурный режим которого определил степень гидратации окислов железа и, следовательно, окраску отложений.

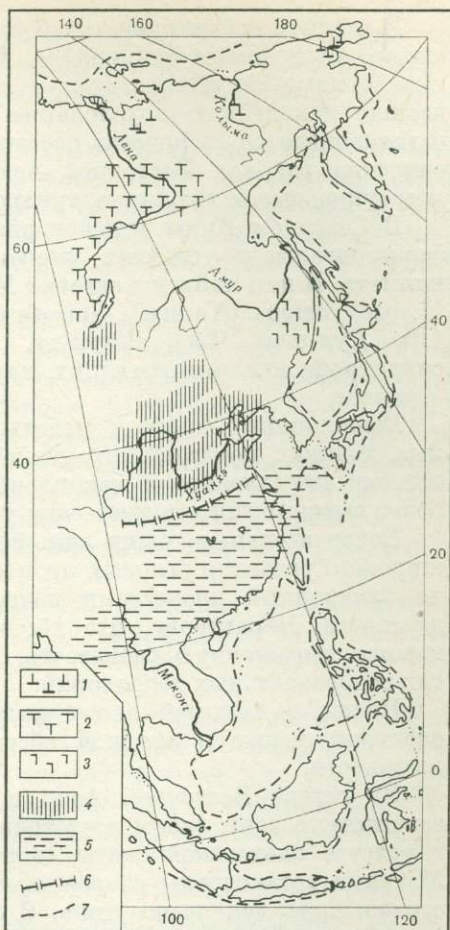
Эоплейстоцен Северного Китая представлен аллювиальными и озерными осадками в долинах крупных рек и на аллювиальных равнинах, а на водоразделах — ученским хуанту — лёссовидными отложениями красного и красновато-желтого цвета, карбонатными горизонтами и мощными красными почвами. В районе г. Учен (провинция Шаньси) в этих отложениях найдены остатки млекопитающих (*Proboscidea sinensis* Sefve., *Hipparion luliangensis*, *Nyctereutes sinensis* (Schlosser), *Hypolagus cf. brachypus*, *Sus lydekkeri* Zdans, *Gazella* sp. В этих же осадках найдена пыльца *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Gramineae*, а также *Pinus*, *Quercus*, *Juglans* и *Acer*.

Состав млекопитающих итанцинского комплекса, а также местонахождений Учен, Нихэвань и Саньмэнь позволяет составить представление о степном или близком к саванне ландшафте и подтверждает вывод о характере климата, сделанный на основе литологических данных. В бассейне р. Хуанхэ климат эоплейстоцена был более влажным. Об этом свидетельствуют многочисленные остатки толстостенных массивных унioniд *Lamprotula antiqua* Odhner и *Lamprotula antiqua undulata* Odhner., связанных с озерно-аллювиальными эоплейстоценовыми отложениями. Представители группы *Lamprotula* характерны, как это установлено П. Леруа (Leroy, 1940) и С. М. Поповой (1961, 1968), для условий субтропического и тропического климата.

В пределах Советского Дальнего Востока эоплейстоценовые отложения, представленные красноцветными аллювиальными и аллювиально-

**Рис. 45.** Схема распространения золейстоценовых отложений в различных зонах Восточной Азии

- 1 — северная зона, аллювиальные отложения, сформировавшиеся в условиях холодного и умеренно холодного климата;
- 2 — внутриконтинентальная зона развития аллювиальных и аллювиально-озерных отложений в условиях умеренного и умеренно теплого гумидного климата;
- 3 — приморская зона развития аллювиальных и аллювиально-озерных отложений, сформировавшихся в условиях теплого и влажного климата;
- 4 — внутриконтинентальная зона широкого распространения красноцветных отложений, сформировавшихся в условиях семиаридного и аридного климата;
- 5 — зона распространения коры выветривания латеритного типа и продуктов ее перемыва, условия гумидного жаркого климата;
- 6 — северная граница распространения фауны *Stegodon* — *Ailuropoda*;
- 7 — предполагаемые контуры материка



озерными отложениями, формировались, судя по палинологическим (присутствие пыльцы влаго- и теплолюбивых растений — *Taxodium*, *Tsuga*, *Podocarpus*, *Tsuga*, *Juglans*, *Quercus* и др.) и литологическим (материал сильно выветрелый на месте) данным, в условиях теплого и влажного климата.

Раннеантропогеновые толщи южной части Восточной Азии (к югу от хр. Цинлин, а в островной части — от о. Хонсю и южнее) включают коры выветривания латеритного типа и продукты их перемыва. В аллювиальных и озерных толщах, а также в пещерных отложениях найдены многочисленные остатки фауны *Stegodon* — *Ailuropoda* (рис. 45). Отдельные представители этой фауны присутствуют в нижнеантропогеновых толщах провинции Юньнань, Филиппин, о. Тайвань и в районе г. Осака на о. Хонсю. На Тайване в серии тоукошань континентальные отложения, содержащие остатки *Stegodon* и *Archidiskodon meridionalis*, замещаются морскими фациями, с которыми связана фауна планктонных фораминифер. В этой фауне фиксируется первое появление *Globototalia truncatulinoides*. Присутствие латеритов, особенности континентальной и морской фауны и спорово-пыльцевых спектров позволяют считать, что в южной части Восточной Азии нижнеантропогеновые отложения формировались в условиях тропического климата. Очевидно, в течение всего раннего антропогена климат в приэкваториальной части Восточной Азии характеризовался высокими температурами и некоторые его колебания сводились лишь к увеличению или уменьшению влажности.

В нижнем плейстоцене на большей части территории Восточной Азии климат существенно изменился. Фациально-генетические и флористические данные свидетельствуют о том, что в северной гумидной зоне произошло дальнейшее похолодание. В Центральной Якутии в это время устанавливается господство светлохвойных лесов с примесью ели. В арктических районах Восточной Азии широкое распространение получают лесотундровые и, возможно, тундровые ассоциации.

В Северном Китае нижнеплейстоценовый нижний лишайский хуанту формировался в условиях умеренного или умеренно теплого и сухого климата. В нем найдены остатки *Myospalax chaoyatseni* (Teith. et Young.), *M. pachyosteus* (Young.), *Spiroceros cf. peii* Young и *Equus wuchengensis* (Лю Дун-шен, Чжан Цзун-ху, 1962), а также остатки ланьтянского синантропа и млекопитающих, характерных для открытых, степных пространств.

Выполненные автором работы на водораздельных плато и в крупных долинах показали, что накопление лишайского хуанту в какой-то степени параллельно с накоплением аллювия в долинах, но на других более высоких гипсометрических уровнях.

Водораздельные толщи лишайского хуанту формировались в условиях широкого развития эоловых процессов и представляют собой лёсс, частично измененный процессами почвообразования и постседиментационного диагенеза. Характерно, что лёссовые породы в долинах имеют обычно хорошо выраженную слоистость, которая совершенно отсутствует в лёссах водораздельных территорий.

Почвы в большей части разрезов лишайской толщи образовались, очевидно, также в аридной обстановке, но при некотором увеличении влажности.

На севере Восточной Азии в разрезах нижнего плейстоцена также зарегистрированы следы достаточно заметного похолодания. На Камчатке в разрезе ольховской свиты выше палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма установлены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие растительность тундрового типа. В отложениях нижнего плейстоцена Камчатки и о. Карагинский обнаружены моллюски бореально-арктических видов. В разрезе опорного района Кинки (Осака, о. Хонсю) на 35° с. ш. в верхней части серии осака зафиксированы следы похолодания, выразившиеся в смене флоры *Metasequoia* бореальной растительной ассоциацией с *Pinus koraiensis*, *Picea maximoviczii*, *Menyanthes trifoliata* и *Phellodendron amurense*.

В Приморье и Приамурье нижнеплейстоценовые отложения непосредственно выше палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма представлены сероцветной толщей без заметных признаков выветривания, типичных для более древних эоплейстоценовых отложений. В нижнем плейстоцене, в отличие от эоплейстоцена, происходит выпадение в составе растительности некоторых теплолюбивых и субтропических элементов.

Средний и верхний плейстоцен на большей части Восточной Азии характеризуется многократными изменениями климатических условий, отражающих чередование ледниковых и межледниковых эпох.

Можно сказать, что климатические изменения в плейстоцене Восточной Азии проявились во всех широтных зонах, включая и приэкваториальную. В северных зонах по множеству фактов устанавливается четкая картина чередования четырех эпох холодного климата, отвечающих развитию самаровского, тазовского, зырянского и сартанского оледенений, и трех эпох потепления, отвечающих межледниковьям — мессовскому, казанцевскому и каргинскому. Во время оледенений вне территории, занятых ледниками, на область, лежащую далеко к югу, распространялся холодный климат. Он оставил ясные следы в осадках в виде мерзлотных текстур, а также отразился на составе флоры и фауны.

Для ледниковых эпох характерно накопление в долинах аллювия особого типа, который можно назвать перигляциальным. Столь же характерны склоновые делювиально-солифлюкционные толщи, часто имеющие лёссовидный облик.

Все толщи времени оледенений несут отчетливые признаки развития многолетней или глубокой сезонной мерзлоты. Они прослежены сейчас в пределах Забайкалья до южных границ СССР и наблюдались в северной части Северо-Восточного Китая и в Гоби, что свидетельствует о необыкновенно глубоком проникновении холодного климата в пределы Центральной Азии.

Изучение спорово-пыльцевых спектров наиболее полных геологических разрезов отложений ледниковых эпох показало, что в нижней их части, соответствующей первой половине оледенения, преобладали безлесные ландшафты. В травянистом покрове главная роль принадлежала осокам, злакам, разнотравью, в обилии произрастала кустарниковая береза. Спорные растения были представлены сфагновыми мхами, паноретниками, зелеными мхами и рядом холодолюбивых плаунов. Среди остатков растений в погребенных торфяниках постоянно встречаются такие типичные тундровые формы, как полярная ива и кустарниковая береза.

В спорово-пыльцевых спектрах верхней половины разреза заметно снижается содержание пыльцы водных растений, разнотравья и возрастает участие ксерофитов, прежде всего полыни и лебедовых, с примесью эфедры на юге.

Из этих данных вытекает вывод, что в течение ледниковой эпохи сменились две климатические фазы: фаза холодного и относительно влажного климата, по времени, вероятно, отвечающая периоду роста и продвижения горных ледников, и фаза холодного сухого климата, в течение которой ледники достигли крайнего положения и затем стали сокращаться.

Эта закономерность изменений климата, установленная с помощью палинологических исследований, находит свое подтверждение также в распределении тектур, связанных с развитием мерзлоты. Большое число наблюдений, проведенных в перигляциальной зоне, свидетельствует о том, что в начальную фазу похолодания (или оледенения) преобладающее значение имели тектуры инволюционного типа, формировавшиеся в условиях достаточно увлажненного грунта. В последующую сухую фазу, соответствующую максимальному развитию оледенения, возникли, главным образом, тектуры трещинного типа. Эта закономерность характерна для внутриконтинентальной зоны северной части Восточной Азии. В приморских разрезах верхнего плейстоцена на побережьях Охотского и особенно Японского морей мерзлотные нарушения трещинного типа очень редки или отсутствуют вовсе, а преобладают различного рода инволюции, отражающие развитие этой территории в условиях холодного и влажного климата на протяжении всего ледникового цикла. Это подтверждается также палинологическими и карпологическими исследованиями отложений, заключающих торфяники и гиттии.

Территория Приморья и Приамурья в плейстоцене представляла собой особую флористическую провинцию (Голубева, 1972б, 1973). В холодные эпохи здесь отсутствовала типичная перигляциальная растительность, в состав которой в значительном количестве входили ксерофиты. В пределах юга Советского Дальнего Востока благодаря увлажняющему влиянию океана даже в максимальные фазы похолоданий были распространены лесные ассоциации.

Представления об особенностях климата холодных ледниковых эпох севера Восточной Азии хорошо согласуются с выводами Р. В. Фэйрбриджа (Fairbridge, 1972) об изменениях климата средних широт в течение ледникового и межледникового циклов. Согласно Фэйрбриджу

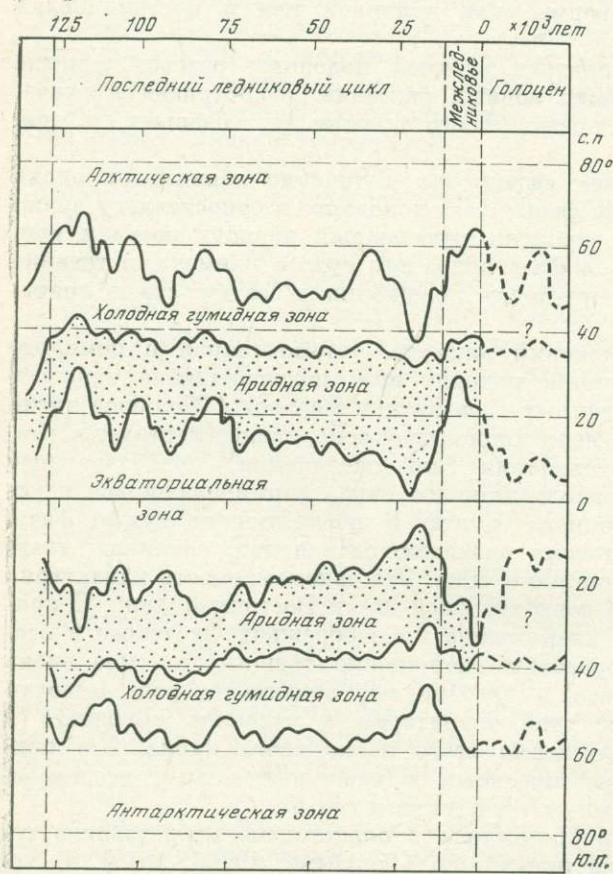
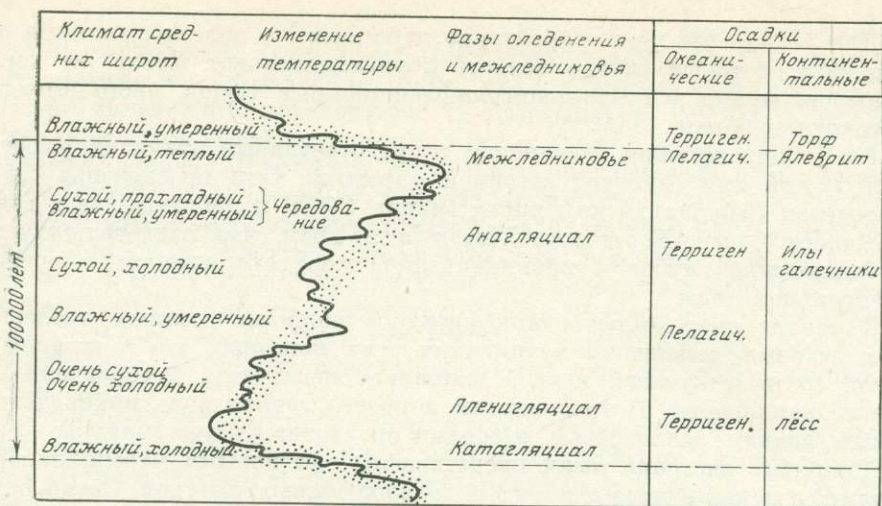


Рис. 46. Изменения климата в течение ледникового цикла (Fairbridge, 1972)

Рис. 47. Основные климатические зоны Северного и Южного полушарий в течение последнего ледникового цикла и голоцена. Составлено на основании палеоклиматических, литологических и палеобиологических данных (Fairbridge, 1972)

(рис. 46) начальная стадия ледникового цикла — катагляциал — характеризуется преобладанием холодного и влажного климата. Во время пленегляциала — максимального развития оледенения — устанавливается очень сухой и холодный климат. Именно с этим временем совпадает наибольшее развитие терригенных серий в разрезах океанических отложений и накопление лёссов и лёссовидных образований на континентах. Анагляциал характеризуется частыми ледниковыми осцилляциями

и резкой сменой климата от сухого и холодного к влажному и прохладному и наоборот. В океанических разрезах этой фазе отвечают чередующиеся пелагические и терригенные серии. Анагляциал постепенно сменяется интергляциалом с характерным влажным и теплым климатом, отмеченным развитием торфяников, болотных илов, передвижением границы леса на север и т. д. Фэйбридж на основе этих выводов предлагает реконструкцию общей картины циркуляции атмосферы над Африканским и Южноамериканским континентами во время последнего оледенения. Он показывает типичное для оледенения расширение площади, на которой господствует аридный климат и некоторое сокращение и смещение границ зоны гумидного климата (рис. 47). На увеличение значения аридного фактора во время оледенения указывает также К. Бруннакер (Brunnacker, 1969, 1974) для Восточного Средиземноморья. Для внутриконтинентальной Азии аналогичные изменения климата в эпохи оледенения отмечались Э. И. Равским, Э. А. Вангенгейм (Вангенгейм, Равский, 1965; Равский, 1972) и автором (Алексеев, 1964, 1969 и др.). В фазы наибольшего развития верхнеплейстоценовых оледенений мощный антициклон обусловил в основном меридиональное направление движения холодных и сухих воздушных масс. При этом во внеледниковой области, включая центральную часть Восточной Азии, устанавливалась аридная обстановка. В этом отношении определенный интерес представляет толща молодого верхнеплейстоценового маланьского хуанту в Северном Китае. В настоящее время довольно однозначно решается вопрос об эоловом генезисе этой толщи и аридной обстановке, сопутствовавшей ее отложению. Из маланьского хуанту происходит фауна млекопитающих и спорово-пыльцевые спектры, указывающие, в целом, на умеренно холодный и сухой климат значительной части верхнего плейстоцена. Внутри маланьского хуанту обычно наблюдаются две-три почвы, залегающие неровно на размытой поверхности лёсса. Размыв лёссов и формирование почв отвечают более теплым и влажным фазам, которые, по-видимому, могут сопоставляться с каргинским горизонтом Сибири. К югу, за пределами центральной части Восточной Азии, также можно проследить влияние оледенения (рис. 48). Оно сказывается прежде всего на понижении уровня океана, на изменении очертаний суши. В Юго-Восточной Азии с юрмским временем связывается осушение обширного шельфа Южно-Китайского, Восточно-Китайского и Андаманского морей и развитие речной сети в пределах этих осушенных территорий. Регрессивному этапу верхнего плейстоцена соответствует горизонт субаэрального выветривания, прослеженный на глубине 21—27 м ниже уровня моря в депрессии Чаопрайя (Таиланд). В прибортовых частях депрессии этот же горизонт субаэрального выветривания обычно вскрывается в разрезах молодых верхнеплейстоценовых террас. Здесь он представляет собой кору выветривания инфильтрационного типа, характеризующую условия жаркого аридного климата<sup>1</sup>. Эти данные подтверждаются также присутствием верхнеплейстоценовых карбонатных эвапоритов в Центральном Таиланде.

Таким образом, для ледниковых эпох устанавливается смена типов климата с севера на юг от крайне холодного и сухого до жаркого и сухого, со всей гаммой переходов на границах природно-климатических зон.

Иные черты климата складывались во время межледниковых эпох. Не все эти эпохи изучены в достаточной мере, особенно в отношении состава флоры и общего характера растительности. Этот вопрос может быть рассмотрен на примере казанцевского межледниковья, сведения о

<sup>1</sup> Формирование коры выветривания инфильтрационного типа в верхнем плейстоцене происходило во время обширной регрессии, вызвавшей общее сокращение влажности, сокращение количества осадков во время дождливых сезонов.

котором более достоверны. Обращает на себя внимание, прежде всего, тот факт, что общая зональная структура этого времени была весьма близкой к современной. На севере Восточной Азии прослеживается зона тундры и лесотундры, несколько сдвинутая в своем широтном положении. Южнее простиралась почти до горного пояса лесная зона, южная половина которой была образована темнохвойной тайгой, но без участия широколиственных пород. В Забайкалье и Северной Монголии простиралась степи со значительным участием лесных массивов. В лесах доминировали сосна, береза, присутствовали лиственница и вяз. По-видимому, эти территории увлажнялись лучше, чем в настоящее время. Об этом же можно судить и по развитию казанцевской почвы степного типа в толщах склоновых отложений и по формированию отложений нормального аллювия в реках.

Все эти особенности наводят на мысль, что в казанцевское время климат в центральной части Восточной Азии был близок к умеренно прохладному с обильными осадками. Сходство с природной зональностью современности свидетельствует о господстве в северных и умеренных широтах Восточной Азии той же широтной атмосферной циркуляции, которая и ныне формирует основные черты климата. Вне влияния циклонов оставались лишь побережья Тихого океана и его окраинных морей, где основные черты климата в первую очередь зависели от муссонов. Эта характерная черта климата тихоокеанского побережья в казанцевское время убедительно подтверждается палинологическими исследованиями, установившими в разрезах, относящихся ко времени первого верхнеплейстоценового межледниковья, спорово-пыльцевые спектры, от-

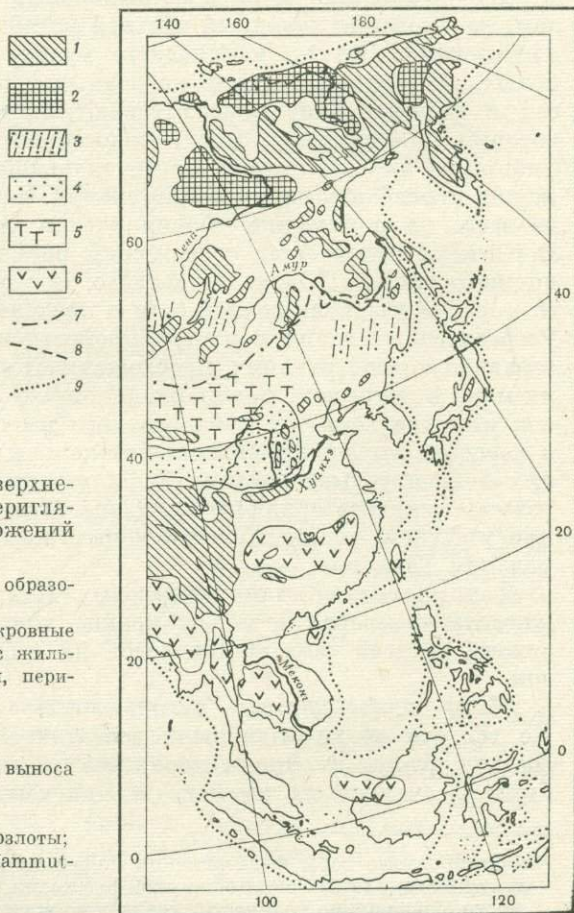


Рис. 48. Схема распространения верхнеплейстоценовых оледенений, перигляциальных образований и отложений экстрагляциальной области

- 1 — области оледенений и ледниковых образований;
- 2 — перигляциальные образования: покровные суглинисто-супесчаные отложения с жильными льдами, золотые отложения, перигляциальный аллювий;
- 3 — лёссовидные суглинки;
- 4 — лёссы;
- 5 — области интенсивной денудации и выноса материала;
- 6 — железистые коры (хардпан);
- 7 — южная граница распространения мерзлоты;
- 8 — южная граница распространения *Mammuthus primigenius*;
- 9 — предполагаемые контуры материка

ражающие растительность темнохвойных и смешанных лесов с участием широколиственных пород (Александрова, Боярская, 1973). Фронт прохождения циклонов, надо полагать, был широким и захватывал северные части нынешней зоны степей и полупустынь. Об этом, в частности, свидетельствует большой эрозионный региональный врез, зафиксированный в Северном Китае между верхним лишийским и маланьским хуанту. С этим этапом связано значительное накопление озерных и аллювиальных отложений, свидетельствующее об увеличении влажности, развитии озерных бассейнов и речной сети. Казанцевскому времени соответствует накопление осадков морской террасы (сангамонской или симосуэйси), имевшей очень широкое развитие на побережье Тихоокеанского бассейна и отвечающей высокому положению уровня океана. В казанцевских морских отложениях установлены следы изменения климата в сторону потепления.

Таким образом, климат казанцевского межледниковья принципиально был схож с климатом нижнего плейстоцена и с современным климатом, отличаясь лишь сравнительно незначительно по температурным показателям и, по-видимому, большей влажностью.

Климат и условия накопления осадков в голоцене были, в общем, близки к современным. Наиболее проявившимся климатическим эффектом в голоцене Восточной Азии следует считать климатический оптимум, возраст которого по  $C^{14}$  — в интервале 5000—7500 лет. В это время зарегистрировано продвижение границы леса на север на 2—3°. В разрезе голоцена северной части Восточной Азии этот оптимум отмечен также широким развитием торфяников, усилением процессов термокарста, с ним совпадает формирование низкой морской террасы. Практически повсюду в отложениях среднего голоцена найдены признаки более теплого климата, чем современный.

Рассмотренный материал свидетельствует о существующей в настоящее время реальной возможности обоснованного выделения климатостратиграфических подразделений и их корреляции в пределах Восточной Азии (см. табл. 14, 15).

Одним из результатов детального изучения стратиграфии антропогена Восточной Азии можно считать открывшуюся возможность оценки масштабов «климатических эффектов». Это в первую очередь относится ко времени, охватывающему вторую половину плейстоцена, хотя и в плиоцене, эоплейстоцене и нижнем плейстоцене, как это следует из работ многих исследователей, имели место существенные изменения климата. Зональная структура природной обстановки верхнего кайнозоя Восточной Азии обусловила большое разнообразие типов климата, процессов осадко-накопления и постседиментационных преобразований.

В северной части Восточной Азии плиоценовые отложения, судя по данным палинологических исследований, содержат ясные свидетельства холодного и умеренно холодного климата, на фоне которого имели место фазы потепления. Постепенное похолодание в пределах полярной и субполярной зон, очевидно, было связано с усилением влияния разраставшегося оледенения Полярного бассейна. Широкое развитие постоянной мерзлоты в районах арктического побережья Восточной Азии, вероятно, относится к началу антропогена.

В пределах Центрально-Якутской низменности мы находим несомненные сингенетические следы мерзлоты только в отложениях среднего плейстоцена, вскрывающихся в разрезе 50-метровой террасы р. Алдан — обнажения Мамонтова Гора. Псевдоморфозы по ледяным клиньям здесь, однако, имеют очень небольшие размеры. Глубина их проникновения в подстилающие осадки не превышает 2—2,5 м, но обычно меньше. В хорошо датированных нижнеплейстоценовых аллювиальных отложениях на р. Вилюй следы мерзлоты отсутствуют вовсе, а остатки фауны млекопитающих, относящихся к тираспольскому комплексу, спорово-пыль-

цевые спектры, обломки древесины и шишки ели свидетельствуют об умеренном климате нижнего плейстоцена Центральной Якутии.

Одной из наиболее дискуссионных проблем геологии антропогена Восточной Азии остается проблема нижнечетвертичного оледенения. Представления о нижнечетвертичном оледенении на востоке Азии развивались в работах А. П. Васьяковского (1959, 1963), Б. А. Онищенко (1965), Ю. Ф. Чемякова (1959а, 1961а), Н. П. Куприной (1958), Ли Сы-гуана (1952) и др. Обычно выводы сторонников существования оледенения в нижнем антропогене основывались на ограниченном, часто отрывочном материале или на палеоклиматических реконструкциях, вытекающих из анализа палинологических данных, геоморфологических наблюдений и т. д.

Наиболее полные критические обзоры большей части этих взглядов были сделаны Э. И. Равским (1972) и Ю. П. Барановой (1972). Они указывали на слабую обоснованность генезиса толщ, принимаемых за ледниковые, возможность иного истолкования их происхождения, а также на то, что в спорово-пыльцевых спектрах северной части Восточной Азии, относимых к ледниковым и межледниковым этапам, не обнаруживается большого различия. Полностью разделяя мнение о крайней фрагментарности сведений о нижнеплейстоценовом оледенении восточной окраины Азии, автор настоящей работы, вместе с тем, не считает возможным присоединиться к точке зрения, вообще исключаяющей существование нижнеплейстоценового оледенения. Отсутствие его следов даже на хорошо изученных равнинах и плоскогорьях Восточной Сибири и Центральной Азии определенно указывает на то, что обширного покровного оледенения на этих территориях не было. Однако в горных областях, как на севере, так и на юге Восточной Азии нижнеплейстоценовое оледенение, очевидно, имело место. Судя по характеру палинологических спектров, нижнеплейстоценовые отложения Центрально-Якутской низменности формировались в климатических условиях, близких к современным. Так же как в настоящее время, в пределах Верхоянской горной области, а также в горах, расположенных к востоку от нее, в нижнем плейстоцене на высотах между 2500 и 3000 м могли образовываться ледники горнодолинного типа. Похолодание планетарного масштаба, отмечающееся в нижнем плейстоцене многих районов по многочисленным данным, охватило и Восточную Азию. Как следует из изложенного, явные признаки этого климатического эффекта зарегистрированы в разрезах Центрально-Якутской низменности, Забайкалья, Приамурья, Сахалина, Приморья, Японии и Северного Китая. В тропической области в это время в условиях повышенной аридизации происходит формирование железистых кор типа хардпан. Высокогорные районы Главного Гималайского хребта в нижнем плейстоцене, а возможно, и в более раннее время были охвачены оледенением, оставившим в предгорьях мощную толщу валунного конгломерата, перекрывающего эоплейстоценовую серию пинджор<sup>2</sup>.

Характерная особенность нижнего плейстоцена северной части Восточной Азии — отсутствие перигляциальной зоны в ее типичном выражении. Исключение составляет только самая северная, арктическая область, в которой уже в нижнем плейстоцене сложились растительные ассоциации тундрового типа и приспособленная к холодному климату

<sup>2</sup> Пески, алевриты и галечники серии пинджор исследованы С. М. Цейтлиным и автором (Алексеев, Цейтлин, 1975) в районе г. Чандигарх (Индия). Образцы из стратотипического разреза Магинанд оказались обратномагнитными. По образцам из подстилающих отложений татрота в самой верхней части разреза (местонахождение Масол) установлена обратная намагниченность, которая ниже меняется на прямую. Эти материалы согласуются с результатами палеомагнитных определений Т. Камея и позволяют отнести разрез пинджора местонахождения Магинанд к палеомагнитной эпохе Матуяма. При такой интерпретации палеомагнитных данных изученная часть разреза пинджора может быть датирована эоплейстоценом.

фауна (Шер, 1971). В олёрских отложениях, заключающих растительные остатки и фауну, обнаружены следы постоянной мерзлоты (Архангелов, Шер, 1973). Все эти данные позволяют считать, что в арктической области Восточной Азии в нижнем плейстоцене уже существовала перигляциальная зона, связанная с оледенением Полярного бассейна.

В среднем плейстоцене явления, свойственные перигляциальной зоне, распространялись на территорию Восточной Сибири. Особенно ярко они проявились в пределах интрагляциальной области Центрально-Якутской низменности, окруженной горными сооружениями и высокими плоскогорьями. Перигляциальные образования самаровского и тазовского горизонтов представлены аллювиальными и покровными отложениями, заключающими сингенетические мерзлотные текстуры.

В среднем и верхнем плейстоцене в северной части Восточной Азии, как уже отмечалось раньше, выделяются четыре оледенения и соответствующие им эпохи похолодания. Наиболее четко прослеживаются ледниковые и перигляциальные толщи, относящиеся к самаровскому, зырянскому и сартанскому горизонтам. Менее изучены отложения тазовского горизонта. Вероятно, их не удастся распознать из-за слабо выраженного климатического контраста самаровского ледникового, мессовского межледникового и тазовского ледникового веков.

Исследования последних лет (Алексеев, Равский, Цейтлин, 1966; Цейтлин, 1970, 1972; Равский, 1972 и др.) показали, что наибольшее похолодание совпадает с верхнеплейстоценовым сартанским оледенением, возраст которого определяется в интервале 10 000—25 000 лет. Именно к этому времени относится формирование наиболее мощных жильных льдов на севере Восточной Азии, широкое распространение криогенных нарушений трещинного типа, продвижение тундровых растительных ассоциаций далеко на юг, резкое изменение характера постседиментационных процессов и почвообразования в лёссовых толщах Северного Китая. Большой фактический материал свидетельствует о значительно более низких температурах и сухости сартанского века по сравнению с временем, соответствующим самаровскому и тазовскому оледенениям.

## КОРРЕЛЯЦИЯ ОСНОВНЫХ СОБЫТИЙ АНТРОПОГЕНА ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Среди наиболее крупных обобщений, в которых рассматриваются палеоклиматические и палеогеографические изменения Восточной Азии, следует отметить прежде всего работы В. М. Симицына (1962, 1967), в которых, наряду с палеогеографическими реконструкциями более древних геологических этапов, приводятся самые общие сведения по палеогеографии и типам климата верхнего кайнозоя этой территории. Более поздняя сводная работа Э. И. Равского (1972), посвященная вопросам осадконакопления и климатических изменений в антропогене северной, континентальной, части Восточной Азии, основана на детально разработанной стратиграфии антропогеновых отложений.

На основании результатов полевых исследований в различных частях Восточной Азии и изучения литературного материала, мы предложили схему корреляции отложений верхнего кайнозоя (Алексеев, 1964, 1973б; Алексеев, 1966, 1969) и принципиальную схему сопоставления оледенений, межледниковий, аридных и пльвиальных фаз (Алексеев, 1969, 1973б).

Характерная черта плейстоцена северной части Восточной Азии — чередование относительно холодных — ледниковых и теплых — межледниковых этапов. Эта особенность подтверждается многочисленными геологическими и палеоботаническими данными. В южной части Восточной Азии температурные колебания в плейстоцене не были значительными. Об этом можно судить по характеру фауны, сохраняющей теплолюбивый или тропический облик фактически в течение всего плейстоцена, и по литологическим особенностям осадков, несущих ясные следы активного воздействия химического выветривания. В качестве показателя изменений климата в южной части Восточной Азии, так же как в других тропических областях, принимается смена относительно влажных и сухих этапов.

В Восточной Сибири, особенно на территории Центрально-Якутской низменности, в перигляциальных аллювиальных и покровных отложениях по палинологическим данным и текстурным особенностям осадков устанавливается связь максимального распространения верхнеплейстоценовых ледников с развитием мерзлотных текстур трещинного типа, активизацией эоловых процессов и господством растительности тундрового и лесотундрового типов. Это указывает на то, что во время оледенения в перигляциальной зоне господствовал холодный и достаточно сухой климат.

В ряде разрезов покровных отложений стратиграфически выше и ниже серий с трещинными формами можно наблюдать мерзлотные нарушения типа инволюций. Объяснить такое сочетание мерзлотных текстур можно различной увлажненностью, связанной с несколько более влажным климатом в самом начале оледенения и во время дегляциации (анагляциала). Следы термокарста в покровных толщах Центральной Якутии и

Колымской низменности указывают на некоторую деградацию мерзлоты в самом конце оледенения и в межледниковое время. Сходное сочетание криогенных нарушений описано в перигляциальных отложениях Прибайкалья (Равский и др., 1964). Эти материалы хорошо согласуются с недавно опубликованной Фэйрбриджем (1972) схемой изменений климата в течение ледникового цикла (см. рис. 44).

В прибрежных районах, как показали палинологические исследования в Приморье (Голубева, 1972б, 1973; Караулова, Назаренко, 1972 и др.), сухая фаза во время максимума оледенения (пленигляциала) выражена слабее. Это связано с увлажнением, обусловленным близостью моря. Однако зона, на которой сказывалось влияние морского бассейна, по-видимому, не была очень широкой. Определенное подтверждение этого — развитие псевдоморфоз по ледяным клиньям в аллювии I надпойменной (12 м) террасы в долине нижнего течения р. Амур у пос. Богородское. В районе, расположенном в 200 км к западу от побережья Охотского моря, в песчаных и илистых отложениях I террасы наблюдалась яркая картина смены мерзлотных нарушений: внизу — характерные текстуры мерзлотных смятий, выше — серия песчаных осадков с псевдоморфозами по ледяным клиньям, проникающим на глубину до 3 м. В верхней части аллювий нарушен криотурбациями. Такая характерная схема развития мерзлотных процессов в перигляциальных отложениях находится в прямой зависимости от степени увлажнения, что подтверждается палинологическими исследованиями в Южной Сибири (Голубева, 1972а), а также распределением мерзлотных текстур в разрезах палеолитических местонахождений (Цейтлин, 1970, 1972, 1973). В последнее время широкое распространение получили представления о синхронности фаз наибольшего развития оледенения, расширения аридных зон и усиления аридности климата на востоке Азии (Вангенгейм, Равский, 1965; Алексеев, 1969; Равский, 1972; Joshi, 1969 и др.).

Существует и другая точка зрения, согласно которой ледниковые этапы сопоставляются с периодами увлажнения (Синицин, 1962, 1967; Кузнецов и Мурзаев, 1963 и др.). Эта позиция основывается на следах обводнения в бессточных котловинах Центральной Азии. Образование озерных террас, отмечающих высокое положение уровня озер, связывается с горными оледенениями Алтая и Саян. Подробный критический разбор этих взглядов сделан Э. И. Равским (1972), который пришел к выводу, «что локальное обводнение предгорных районов за счет таяния ледников не имеет отношения к плейвиальным климатам» и что «нельзя исключить также возможность того, что плейвиальные условия отвечали и начальным, более влажным фазам оледенения». Разделяя точку зрения Э. И. Равского, мы считаем необходимым подчеркнуть, что в условиях бессточных котловин аридной области Гоби вполне возможно увеличение акватории озерных бассейнов в период разрастания ледника или во время дегляциации в связи с некоторым общим повышением влажности. Однако во время наибольшего развития оледенения господствовали условия сухого и холодного климата.

Возможным вариантом перигляциальной обстановки можно считать современный природный комплекс Оймяконского нагорья, расположенного в 100—150 км к северо-востоку от оледенения хр. Сунтар-Хаята (высота снеговой линии около 3000 м). В пределах сравнительно небольшой территории Оймяконского нагорья и котловины, по которой протекает р. Индигирка, регистрируются крайне низкие температуры (до  $-60^{\circ}$  С и ниже) в зимние месяцы и очень незначительное количество осадков — всего 250 мм в год (Справочник по климату СССР, 1966). Окружающая местность представляет собой открытое пространство, почти лишенное древесной растительности. Лишь по долинам рек можно наблюдать кустарниковые березы и ольху и угнетенные низкие лиственницы. Почва развита слабо или вовсе отсутствует.

Климат этой территории формируется под сильным воздействием мощного зимнего антициклона. С севера из Полярного бассейна сюда поступают арктические воздушные массы. На юге находится горная область, частично покрытая ледником. Она препятствует проникновению в Оймяконскую котловину более теплых и влажных масс воздуха из южных районов Сибири, а оледенение хр. Сунтар-Хаята обуславливает возникновение стоковых ледниковых ветров, вызывающих еще большее охлаждение. Этот пример может быть использован, как вариант модели перигляциальной зоны Сибири.

Оледенение и похолодание климата в среднем и, особенно в верхнем плейстоцене, вызвали коренную перестройку природной обстановки на пространствах Восточной Азии, включая территорию Китая и приэкваториальную зону. В Северном Китае, где на протяжении всего плейстоцена господствовал аридный и семиаридный климат, усиление аридизации, как это следует из анализа всех материалов, совпадало с оледенениями и похолоданиями. Для верхнего плейстоцена это устанавливается более четко, чем для среднего. Характерные черты почвообразовательных процессов (переход от красных почв нижнего лишийского хуанту к бурым почвам верхнего лишийского), палеонтологические данные и увеличение содержания пыльцы *Artemisia* и других травянистых растений (Лю Дун-шен и Чжан Цзун-ху, 1962) в целом свидетельствуют о более холодном и сухом климате в период накопления среднеплейстоценового верхнего лишийского хуанту на Лёссовом плато провинции Шаньси и сопредельных территорий. Похолодание и аридизация климата еще резче выражены в разрезах маланьского хуанту — желтовато-серого очень пористого лёсса, с одной-двумя почвами. Из маланьского хуанту известны находки остатков *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Myospalax fontanieri* и др. В китайской литературе нет достоверных данных о следах многолетней мерзлоты в маланьском хуанту. Они не были обнаружены и во время наших наблюдений на Лёссовом плато в провинции Шаньси и в предгорьях Люпаньшань. Литологические особенности и палеонтологические данные свидетельствуют о формировании маланьского хуанту в условиях умеренно холодного, сухого климата. В это время широкое развитие получают эоловые процессы, определившие накопление лёссов на водораздельных пространствах Северного Китая.

Искапаемые почвы в средней части маланьского хуанту показывают некоторое увлажнение. Они часто залегают негоризонтально, подчеркивая древний эрозионный рельеф. Искапаемые почвы лишийского хуанту с мощными карбонатными иллювиальными горизонтами формировались, очевидно, в условиях семиаридного теплого климата нижнего и среднего плейстоцена. Вместе с тем, особенности залегания почв, иногда ясно выраженный наклон, расщепление, присутствие целых почвенных комплексов указывают на развитие процессов эрозии в условиях повышенной влажности по сравнению с обстановкой более сухого климата, соответствующей времени накопления собственно лишийского хуанту.

К числу важнейших факторов, определивших изменение климата и условий седиментации в Восточной Азии, относятся колебания уровня окраинных морей. Они особенно ярко выражены в южной части рассматриваемой территории. В конце плиоцена или на рубеже плиоцена и эоплейстоцена имела место регрессия, благодаря которой возникли сухопутные соединения Азиатского континента с Индонезийским и Филиппинским архипелагами (Hooijer, 1952, 1955, 1960), о. Тайвань (Lip, 1964) и Японскими островами (The Geological Development..., 1965). Именно по этим сухопутным соединениям могла происходить миграция представителей сино-малайской фауны млекопитающих с континента на архипелаги и острова.

Следующая, по крайней мере, двукратная регрессия относится ко второй половине плейстоцена. Она охватила обширные пространства шельфо-

вых морей, превратившихся в это время в сушу (De Terra, 1943; Haile а. о., 1963; Haile, 1969; Koenigswald, 1955, 1956, 1963; Haile, 1970б, 1971 и др.). Самая последняя регрессия, относящаяся к концу верхнего плейстоцена, совпадает со временем вюрмского оледенения. Понижение уровня океана достигло 120—130 м. При этом площадь Азиатского материка резко увеличилась (см. рис. 48). Влияние влажных океанических воздушных масс сократилось и, следовательно, увеличилась площадь, на которой господствовали аридные условия, резко возросло значение аридного климата, в котором происходило формирование кор выветривания инфильтрационного типа (хардпан), карбонатных образований и эвапоритов.

Регрессия океана в верхнем плейстоцене установлена и в северных морях, омывающих Восточную Азию. Синхронность этой регрессии и последнего верхнеплейстоценового оледенения, при существующей степени изученности, почти не вызывает сомнения.

Синхронны в верхнем плейстоцене первая верхнеплейстоценовая трансгрессия и формирование осадков казанцевского горизонта. Многочисленные следы трансгрессии в виде морских террас на побережьях континента и на островах, термофильный характер растительных ассоциаций и фауны, геоморфологические особенности и геологические соотношения морских и континентальных отложений не оставляют сомнений в одновременности этих событий верхнего плейстоцена. Верхнеплейстоценовая трансгрессия совпадает с усилением эрозионных процессов, в первую очередь, в семиаридной области с активным развитием процессов химического выветривания в южной части Восточной Азии.

К наиболее ярким примерам корреляции палеоклиматических явлений нижнего плейстоцена Восточной Азии относится синхронизация изменения климата в сторону похолодания в северной части Восточной Азии с проявлением аридизации в южной. Благодаря использованию палеомагнитных и радиометрических данных в сочетании с материалами палинологических и палеонтологических исследований, этот «климатический эффект» во многих разрезах устанавливается стратиграфически выше палеомагнитной инверсии Брюнес — Матуяма (0,7 млн. лет). Можно определенно говорить о хронологическом совпадении формирования:

1) аллювиальных отложений с фауной тираспольского комплекса и растительными остатками, характеризующими хвойные леса в бассейне р. Вилюй (Якутия);

2) нижней части сероцветной толщи с палинологическим спектром, отражающим растительность хвойно-широколиственных лесов (Нижнее Приамурье);

3) осадков формации наганума с морской фауной термофильного облика в районе Канто (о. Хонсю);

4) морских и континентальных отложений формации мантидани с палинологическими спектрами, растительными остатками и морской фауной, характеризующими чередование относительно холодных и теплых климатических фаз в районе Кинки (о. Хонсю);

5) нижнего лишайского хуанту и отложений карстового заполнения местонахождения Чжоукоудянь (пункт 13) в Северном Китае;

6) красноцветной толщи Западного Тайваня;

7) слоев кабу с остатками тринильской фауны млекопитающих на о. Ява. Приведенная корреляция позволяет установить достаточно отчетливую картину зонального развития природных процессов, включая процессы осадконакопления и постседиментационных преобразований.

Колебания климата в течение плейстоцена в Восточной Азии, нашедшие отражение в характере осадков, коррелируются с климатическими изменениями, установленными на основании изучения кернов глубоководных океанических отложений (Shackleton, Opdyke, 1973; Evans, 1974; Материалы программы глубоководного бурения и/с «Гломар Чел-

		Разрезы морских отложений Камчатки и побережья Берингова моря. Ю. Б. Гладенков, 1975 О. М. Петров, И. М. Корева, 1968		Сахалин А. Н. Александрова, 1972		Японское море Материалы Эйрейса „Гломар Челленджер“ (1973), японских исследователей, сотрудников ГИНИ ДВНЦ АН СССР	
Антропоген	Голоцен	Трансгрессия времени климатического оптимума		Трансгрессия. Морские отложения террас высотой 5-6 м		Трансгрессия. Низкие морские террасы С <sup>14</sup> 5630 ± 110 л, 6000 ± 130 л	
	Плейстоцен	верхний	Регрессия  Трансгрессия	Регрессия. Подводная терраса на шельфе. Трансгрессия. Терраса высотой 5-15 м С <sup>14</sup> 31000 ± 1000 л. Трансгрессия. Морск. тер. выс. 20-40 м		Увеличение биомассы в разрезе бассейна Ямато  Регрессия Подводные террасы Трансгрессия Симоцузэси	
		средний	Осоорские ледниково-морские отложения	Морская терраса высотой 50-60 м на п-ве Шмидта и в зап. части Сахалина		Аккумуляция осадков в седиментационных бассейнах Японском и Ямато	
	нижний	Пинакульская (карагинская) трансгрессия	Сухопутное соединение Сахалина с материком(?)				
Золейстоцен	4-8 %  Тусатуваямские слои						
Неоген	Плиоцен	верхний	Берингийская (устюльимитэваямская) трансгрессия	Прибрежно-морские лагунные и озерные отложения в зонах аккумуляции		Сокращение биомассы в разрезе бассейна Ямато	
		нижний	% вымерших видов моллюсков 40-45%				
Миоцен	верхний	75-80% Гальки и валуны, впервые отмеченные в донных осадках северной части Берингова моря			Увеличение биомассы в разрезе бассейна Ямато		

Рис. 49. Корреляция основных событий верхнего кайнозоя в морских бассейнах, омывающих Восточную Азию

ленджер» и др.). Корреляция климатических изменений в плейстоцене, зарегистрированных на континенте и в разрезах глубоководной впадины Соломонова плато (рис. 49), показывает близкое совпадение основных климатических эффектов плейстоцена, прослеживаемых на огромных территориях, что служит подтверждением глобального характера этих явлений. Достаточно дробное стратиграфическое расчленение антропогенных континентальных и морских отложений, радиологические и палеомагнитные данные, полученные для ряда подразделений, позволяют провести синхронизацию изменений климата и колебаний уровня океана. Выявляется одновременность оледенений и регрессий, межледниковий и

<p>Тайваньский пролив Материалы геолого-разведочных организаций Китайской нефтяной корпорации</p>	<p>Зона шельфа Южно-Китайского моря Материалы ЭКАДВ ООН. N. Naile, 1959, 1973, M. Maingu, 1971</p>	<p>Глубоководная океаническая зона, Соломоново плато. Shackleton and Orduke, 1973. V 28-239, V 28-238</p>
<p>Трансгрессия. Устричные слои C<sup>14</sup> 5800 ± 140, 6100 ± 400 л. Трансгрессия Лейшиц, C<sup>14</sup> 8300 - 10000</p>	<p>Трансгрессия</p>	<p>Палеотемпература 10,0-3,00 +2,0</p>
<p>Регрессия - толщина Шунтиляо C<sup>14</sup> 20000-30000 л. Трансгрессия. Террасы Боланпи</p>	<p>Регрессия Аллювий на шельфе у о. Белитунг, Долины моленаграфа Трансгрессия</p>	<p>17000 л. 50000 л. стадия 5 80000 л. стадия 6</p>
<p>Регрессия  Трансгрессия. Коралловые известняки Кейтзунгао  Регрессия Тьентзунгу Трансгрессия Тананван</p>	<p>Регрессия Долины и аллювий на шельфе у о. Белитунг  Толща морских осадков под второй аллювиальной серией в разрезе донных отложений у о. Белитунг</p>	<p>120000 л.  400000 л. стадия 10 Фаза холодного климата (эльстер) стадии 16-18 Чередование холодных и теплых фаз (крамер) 700000 л.</p>
<p>Первое появление <i>Globotaria truncatulinoides</i>  Аккумуляция осадков в седиментационном бассейне Западного Тайваня и прилегающей части шельфа, свиты голань и чиншу  Первое появление <i>Pulleiatina obliquiloculata</i></p>	<p>Регрессия. Сухопутное соединение Индонезийского архипелага с Азией Аккумуляция осадков в Меконгском и Саравакском седиментационных бассейнах</p>	<p>Бранес  Матуяма</p>

трансгрессий. В тектонически активных зонах эта закономерность выдерживается не всегда.

Анализ материалов по стратиграфии и корреляции верхнекайнозойских отложений Восточной Азии дает возможность сделать некоторые выводы о развитии отдельных тектонических структур и проявлениях вулканизма. Значительная часть рассмотренной в настоящей работе территории расположена в пределах подвижного Тихоокеанского пояса. Этим определяется повышенная активность верхнекайнозойских тектонических процессов на окраинной части континента, на островных дугах и в обширном шельфе Восточной Азии.

Одним из наиболее примечательных явлений, типичным практически для всей Восточной Азии, можно считать завершение в конце плиоцена и в эоплейстоцене активного прогибания в большинстве кайнозойских седиментационных бассейнов. Это выражается в смене литологического состава осадков — появлении грубого терригенного материала, а также в развитии процессов эрозии. В ряде седиментационных бассейнов именно на этом уровне появляются мелководные фации, характерная последовательность по фораминиферам заканчивается планктонной зоной *Globorotalia tosaensis* или *Globorotalia multicamerata* — *Pulleniatina obliquiloculata* (схема Blow, 1969). Такая общая картина завершения развития седиментационных бассейнов отмечена для Нижней Бирмы (Tint Lwin, 1973), Брунея, Саравака (Wilford, 1961 и др.) и Филиппин (Corby, 1954; Bandy, 1963). Далее к северу, уже в пределах СССР, к тому же типу структур могут быть отнесены Раздольнинская впадина, впадины в низовьях р. Амур и на северо-западном побережье Охотского моря.

Другая группа седиментационных бассейнов Восточной Азии — это структуры, активное развитие которых происходило в плейстоцене. Они располагаются как на континенте, так и в пределах шельфа. К числу достаточно удовлетворительно изученных относятся седиментационные бассейны в северной части Бенгальского залива, в Сиамском заливе, Куантана и юго-восточного побережья п-ова Малакка, Флёв Руж в Тонкинском заливе, в дельте р. Меконг (Mainguu, 1970), в северной части Желтого моря и в устье р. Хуанхэ (мощность антропогенных отложений более 1000 м), Ханкайская впадина, Эворон-Чукчагирская впадина и некоторые другие.

Выделяются также зоны седиментации в пределах абиссальных равнин окраинных морей. Изучение их стало практически возможным благодаря успешному выполнению программы глубоководного бурения с и/с «Гломар Челленджер». Были получены керны разрезов седиментационных бассейнов Японского и Ямато. В Японском бассейне на глубине 3520 м плейстоценовые глины, алевроиты, глинистые пески и пески мощностью 220 м залегают на верхнеплиоценовых глинистых диатомитах. В бассейне Ямато плейстоценовые глины, илы, алевроиты и глинистые пески, имеющие примерно такую же мощность, содержали обильные остатки кремнистых микроорганизмов. Наиболее высокая их концентрация (высокая биологическая продуктивность), установленная в верхней части колонки, отвечает времени наибольшего похолодания в верхнем плейстоцене. Эти данные хорошо согласуются с палеоклиматической характеристикой, полученной для континентальных отложений, относящихся к сартанскому горизонту Сибири. Таким образом, фаза холодного климата конца верхнего плейстоцена регистрируется как в континентальных отложениях, так и в глубоководных морских осадках.

Установленная в той же колонке наиболее низкая продуктивность биомассы связывается с обстановкой тепловодного бассейна, существовавшего в плиоцене (Deep Sea Drilling Project, Leg 31).

Бурением, проведенным в Японском бассейне во время рейса 31 и/с «Гломар Челленджер», выявлены изменения в соотношениях «плиоплейстоценовых» дистальных и проксимальных турбидитов, что интерпретируется участниками рейса, как свидетельство заполнения бассейна в плиоцене и антропогене с севера на юг. Отмечаются изменения в ходе заполнения бассейна осадками, а, следовательно, изменения в режиме развития самого бассейна. Активное тектоническое развитие Японского бассейна в плейстоцене сочеталось с проявлениями эффузивного магматизма (Алексеев, Ахметьев, Голубева, Певзнер, 1975) и тектоническими движениями (Кулаков, 1968, 1972, 1973 и др.) в сопредельной области континента. Близкая картина устанавливается и для Камчатского седиментационного бассейна. Работами и/с «Гломар Челленджер» в акватории этого бассейна вскрыты плейстоценовые отложения мощностью

около 430 м. Нижняя часть разреза плейстоцена представлена диатомовым илом, верхняя — илом и песком с двумя прослоями вулканического пепла (Deep Sea Drilling Project, Leg 19). Значительная мощность плейстоценовых отложений свидетельствует о достаточно активном тектоническом погружении и заполнении бассейна. Развитие Камчатского бассейна в плейстоцене протекало параллельно с интенсивным вулканизмом и тектоническими движениями на п-ове Камчатка.

Стратиграфия антропогенных отложений глубоководных бассейнов и их корреляция с континентальными отложениями того же возраста могут дать существенную информацию для изучения геологических процессов, происходящих в зоне перехода от океана к континенту. В этом отношении фактические данные, полученные в ходе выполнения программы глубоководного бурения в западной части Тихого океана, представляют исключительную ценность.

Изложенный материал позволяет считать, что, благодаря детальным стратиграфическим исследованиям антропогенных отложений, выполненным в различных частях Восточной Азии, стало возможным не только осуществить их корреляцию на уровне достаточно дробных стратиграфических подразделений, но и подойти к сопоставлению важнейших геологических событий антропогена: изменений уровня океана, колебаний климата, особенностей накопления осадков в различных зонах, а также тектонических процессов и вулканизма.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное использование биостратиграфических, литологических и палеоклиматических материалов, а также результатов палеомагнитных исследований и радиологических определений возраста позволило выделить и проследить основные маркирующие горизонты антропогена в меридиональном направлении от побережья Полярного бассейна до экваториальной зоны. Корреляция на такой обширной территории впервые проводится на уровне дробных стратиграфических подразделений.

Граница между плиоценом и антропогеном соответствует палеомагнитному эпизоду Гилса (1,8 млн. лет). В морских отложениях граница совпадает с основанием зоны *Globorotalia truncatulinoides*. Непосредственно выше этого уровня и в континентальных, и в морских осадках отмечается похолодание.

Эоплейстоцен соответствует верхнему виллафранку Европы и включает отрезок времени между палеомагнитным эпизодом Гилса (1,8 млн. лет) и палеомагнитной инверсией Брюнес—Матуяма (0,7 млн. лет). В эоплейстоцен включаются тусатуваемские морские слои Камчатки, аллювий высоких террас в бассейне р. Лена, отложения с итанцинским фаунистическим комплексом Забайкалья, красноцветные отложения Приамурья и Приморья, верхние части групп казуса и осака Японии, серия тоукошань на о. Тайвань, ученский хуанту, нихэваньские и саньмэньские отложения в северной части Восточного Китая, отложения серии верхняя иравади и поетьянг в Юго-Восточной Азии и некоторые другие.

Граница между эоплейстоценом и плейстоценом, совпадающая с палеомагнитной инверсией Брюнес—Матуяма, почти на всей рассматриваемой территории хорошо выражена благодаря смене растительных сообществ, изменениям фауны млекопитающих и литологических особенностей осадков.

Нижний плейстоцен Восточной Азии, соответствующий части Европейской стратиграфической схемы от кромера до минделя включительно, выделяется во многих разрезах Восточной Азии от побережья Полярного бассейна до экваториальной области. Он отмечен неоднократными колебаниями климата и общим похолоданием в северной части Восточной Азии. В южных районах отмечаются признаки усиления аридизации. В нижний плейстоцен включаются аллювиальные отложения Центральной Якутии с фауной тираспольского комплекса, карагинские слои Камчатки, олёрская свита Колымской низменности, пролювиальные отложения с фауной толгойского комплекса, нижняя часть разреза бурых суглинков Приморья, свиты наганума и мантидани Японии, нижний лишийский хуанту и пещерные отложения с остатками синантропа в Китае и слои кабу с тринильской фауной на о. Ява.

В разрезе среднего плейстоцена для северной части Восточной Азии выделяются четыре горизонта: тобольский, самаровский, мессовский и

тазовский. Они получили удовлетворительное обоснование лишь в разрезах Центрально-Якутской низменности и Забайкалья. На большей части других опорных территорий выделяются лишь два подразделения: тобольский горизонт и надгоризонт, объединяющий самаровский, мессовский и тазовский горизонты. К нижнему горизонту среднего плейстоцена относятся аллювий бестяхской свиты (за исключением самой верхней ее части), свита бёбугаура и пепловый слой касури в Японии, комплекс почв, разделяющий верхний лишийский и нижний лишийский хуанту в Северном Китае. К верхней половине среднего плейстоцена в северной и центральной частях Восточной Азии относятся ледниковые и перигляциальные образования. В более южных районах выделяется серия осадков, накопившихся в условиях аридного климата.

Граница между средним и верхним плейстоценом проводится между тазовским и казанцевским горизонтами и их стратиграфическими аналогами. Она прослеживается почти во всех рассмотренных опорных районах и разрезах по появлению растительных сообществ, отражающих потепление, широкому проявлению процессов почвообразования и торфообразования. В разрезах побережий почти повсеместно регистрируются следы трансгрессии.

Казанцевский горизонт — четко выраженная серия осадков, заключающая признаки межледниковой обстановки, значительного потепления и трансгрессии океанов. В аридной области казанцевский горизонт выражен серией эрозионно-аккумулятивных образований и почвенным комплексом, отделяющим лишийский хуанту от маланьского. Казанцевский горизонт коррелируется с частью глубоководного разреза Соломонова плато, соответствующей резкому повышению палеотемпературы в интервале 100 000—120 000 лет назад.

Зырянский горизонт, отвечающий времени первого верхнеплейстоценового, зырянского, оледенения, представлен большой группой отложений ледникового генезиса, перигляциальных осадков, эоловых накоплений. Времени формирования осадков зырянского горизонта отвечает регрессия океана и понижение палеотемператур, зарегистрированное в глубоководных кернах.

Каргинский горизонт, соответствующий времени второго верхнеплейстоценового межледниковья, выделяется обычно в интервале 45 000—25 000 лет назад. Для многих хорошо изученных разрезов Советского Союза, Японии и для некоторых разрезов Юго-Восточной Азии, имеются радиоуглеродные даты, позволяющие достаточно точно проводить корреляцию отложений разрезов, удаленных на значительное расстояние. В северной части Восточной Азии с каргинским горизонтом связано формирование торфяников, активное развитие процессов термокарста, возрастание роли древесных пород в составе растительных сообществ. В Северном Китае к каргинскому горизонту относятся почвы средней части разреза маланьского хуанту. Климат в каргинское время был более прохладным, чем в казанцевское. Уровень океана испытывал неоднократные колебания на отметках более низких, чем современный уровень.

Сартанский горизонт, соответствующий интервалу 25 000—10 000 лет назад или последнему верхнеплейстоценовому оледенению, включает ледниковые и перигляциальные образования, серию отложений с яркими следами аридизации, континентальные образования, сформировавшиеся на осушенном шельфе. Обширная регрессия, отвечающая времени формирования отложений сартанского горизонта, зафиксирована в виде подводных террас и уступов, остатков древней речной сети в пределах современного шельфа и переуглубленных приустьевых участков долин многих рек.

Граница между плейстоценом и голоценом, принятая на рубеже 10 000 лет назад, с большой достоверностью прослеживается по многочисленным разрезам на всей территории Восточной Азии.

Голоценовый климатический оптимум и среднеголоценовая трансгрессия между 7 500 и 5 000 лет назад выделены во многих районах Восточной Азии. Среднеголоценовая трансгрессия хорошо запечатлена в виде невысоких морских террас (3—5 м) или береговых валов.

В результате комплексных исследований и увязки разрезов плейстоценовых континентальных отложений Восточной Азии получены сравнимые материалы, позволяющие сопоставлять эти разрезы с подразделениями, установленными для осадков шельфа и абиссальных зон окраинных морей.

Детальное изучение стратиграфии антропогена Восточной Азии позволило подойти к оценке масштабности «климатических эффектов» для разных временных отрезков, и в первую очередь для второй половины плейстоцена. Наибольшее похолодание и расширение зоны аридного климата относится ко времени последнего верхнеплейстоценового оледенения. Общая картина изменения природных процессов, зональность осадконакопления и постседиментационных преобразований позволяют сделать вывод о синхронности важнейших геологических событий антропогена Восточной Азии. Фазы максимального развития оледенений совпадают с усилением континентальности и аридизацией. Одновременно происходит сокращение зон гумидного климата, понижение температур и регрессия океана. В начале оледенений и во время дегляциации выделяются фазы увлажнения. С межледниковьями совпадает расширение зон гумидного климата — жаркого на юге Восточной Азии, теплого, умеренно теплого и прохладного в более северной части и холодного в Арктике. Межледниковьям отвечают трансгрессии океанов.

Синхронность основных геологических событий антропогена, установленная для территории Восточной Азии, свидетельствует о перспективности стратиграфической и геологической корреляции образований антропогена в глобальном масштабе.

## SUMMARY

A vast area of East Asia extended in meridional direction from the coast of the North Polar Ocean to the Equatorial zone includes different paleogeographic provinces with a specific geological development during the Quaternary. This conditioned the peculiarity of the Quaternary climates, sedimentation and environment. The latest stratigraphic studies revealed the possibility of the working out of detailed Upper Cenozoic type sequences in various parts of East Asia, which are suitable for interregional and intercontinental correlation.

Much of the material available was used for the preparation of this work. But the basic material was obtained during the author's personal geological investigations in the areas of Lena, Kolyma, Anabar and Amur basins, in Central Yakutian Plain, Verkhoyansk-Kolymian mountain zone, in the coastal area of the Laptev, the Japanese seas, Tatarsky strait, in the Northern and Southern China, South East Asia and India. Among the numerous sequences studied the most detailed ones were used for the long range correlation.

The complex application of the different methods namely paleoclimatical, paleontological, paleomagnetical and radiological as well as the studies of the interrelation of the geological units had provided the possibility to trace the Quaternary marking horizons in the wide areas. This correlation was carried out at the level of the detailed subdivisions for the first time. The following stratigraphic levels and subdivisions can be traced:

The boundary between the Pliocene and Quaternary (paleomagnetic normal event Gilsa, 1,8 ml. y.). Immediate above this boundary the cooling of climate is recorded in marine and continental deposits of boreal zone. In marine sequences of subtropical and tropical zones this boundary is drawn in the base of the planktonic zone N 22 (after Blow, 1969).

Eopleistocene — the unit of the Anthropogene corresponding to the Late Villafranchian of Europe. The chronological position of Eopleistocene is defined by the interval between the Gilsa normal event (1,8 ml. y.) and paleomagnetic reversal Brunhes — Matuyama (0,7 ml. y.). The following deposits are attributed to Eopleistocene: Tusatuvayam beds in Kamchatka, alluvium of the high terraces in the Lena basin, deposits with Itantsa mammalian fauna in Transbaikalia, reddish-brown deposits of Amur region and the Primorye territory, lower part of the Kazusa Group and upper part of the Osaka Group in Japan, Toukoshan formation in Taiwan, Wucheng Huangtu, Nihowanian and Sanmenian beds in North China, Upper Irrawaddy series of Burma, Poetjang beds in Indonesian archipelago and some others.

The boundary between Eopleistocene and Pleistocene that coincided with the paleomagnetic reversal Brunhes — Matuyama (0,7 ml. y.) is well pronounced almost all over the area by the change of plant's associations, mammalian faunas and the character of sedimentation.

Lower Pleistocene corresponding to the part from Cromer to Elster inclusive according to the European stratigraphic scheme, is distinguished in many areas. The Early Pleistocene is marked for repeated climatic fluctuations and general cooling in the north of East Asia. The evidence of the aridisation are registered in the sequences in the south of this area. The following deposits are considered to attribute to Lower Pleistocene: alluvium with mammal fossils of Tiraspolian type in Central Yakutia; the beds of Karaginsky island, the deposits with Oligocene fauna on Kolyma lowland, proluvial deposits with fauna of Tologoi complex, lower part of the sequence of brown loam in Amur region and the Primorye territory, the Naganuma and Mantidani formations in Japan, Lower Lishih Huangtu with remains of Sinanthrop in China and Kaboeh beds with Trinil fauna in Java.

Middle Pleistocene. For the northern part of East Asia the four horizons of Middle Pleistocene deposits were established: Tobol, Samarovo, Messo and Tasov. These horizons were properly grounded only in the sequences of Central Yakutian lowland and Transbaikalia. In the most part of other type areas only two horizons were distinguished: Tobol, and the beds combining Samarovo, Messo and Tasov.

The alluvium of Bestiakh suite (near Yakutsk) is referred to the lower horizon, Byobugaura beds and volcanic ash Kasuri in Japan as well as Chinese pedocomplex dividing Lower and Upper Lishih Huangtu are attributed to the Tobol horizon. The upper part of the Middle Pleistocene in the northern and central East Asia includes the glacial and periglacial deposits whereas in the southern part of this area the Middle Pleistocene deposits accumulated under the arid climate were described.

The boundary between the Middle and Upper Pleistocene is drawn between the Tasov glacial and Kazantsevo interglacial horizons and their stratigraphic equivalents. That is being traced almost in all considered type areas and sequences according to the appearance of the warm or moderate warm vegetation and widespread processes of the formation of soils and peat. The evidence of oceanic transgression is recorded in the coastal sections.

Kazantsevo horizon. This is clearly represented series of deposits that contained the evidence of interglacial condition, the considerable warming and the transgression of the oceans. In the arid zone of Inner Asia the Kazantsevo horizon is manifested with the series of erosional and accumulative formations and pedocomplex dividing Lishih and Malan Huangtu. This horizon is correlated with the interval of deep sea section of the Solomon Plateau which coincided with sharp increase of paleotemperature between 100—120 th. y. B. P. (Shackleton, Opdyke, 1973).

Zyrianka horizon corresponding to the time of the first Late Pleistocene glaciation is represented by the series of the glacial and periglacial deposits. During Zyrianka glaciation the regression of the ocean and lowering of paleotemperature occurred.

Karginsk horizon corresponding to the time of the second Late Pleistocene interglaciation is distinguished in the chronological interval between 45,000—25,000 y. B. P. In northern part of East Asia the layers of peat and series with traces of thermoclast and some increase of trees' vegetation in the composition of pollen spectra are recorded. The Karginsk age of these deposits was confirmed by the radiocarbon dating. In the loess sequence of North China the pedocomplex in the Malan Huangtu is the possible equivalent of Karginsk beds. Karginsk time was characterised by climate somewhat cooler than that of Kazantsevo interglacial. The Sea level was somewhat lower than the recent one.

Sartansk horizon (25,000—10,000 y. B. P.) was deposited during the time of Late Pleistocene glaciation. It consists of the glacial and periglacial formations in northern and mountainous areas and the sedimentary series with clear evidence of the arid conditions in the South. The wide marine

regression which occurred in the Late Pleistocene is clearly manifested by the remains of river systems, marine terraces, shore lines and subaerial deposits in the recent off-shore areas.

The boundary between the Pleistocene and Holocene accepted at the chronological level 10.000 y. B. P. It can be traced with the reliability over the all of the territory of East Asia.

Holocene deposits are marked by many evidence of the establishment of the environment close to the recent one. Middle Holocene transgression (7.500—5.000 y. B. P.) is clearly pronounced in appearance of low (3—5 m) marine terraces and barrier beaches. In northern tundra areas the Middle Holocene forest beds were described and attributed to the Holocene climatic amelioration.

As a result of stratigraphic studies and the correlation of the sequences of the Anthropogen continental deposits in East Asia the comparable materials were obtained. That had provided the possibility of their correlation with the subdivisions, recently established for the off-shore and deep sea sediments of the marginal seas.

The detailed stratigraphic studies of the Anthropogene of East Asia created the ground for the evaluation of the scale of the climatic effects of different time intervals and of the second part of Pleistocene in the first instance. The coldest snap and expansion of the areas of arid climate coincided with the time of Sartan glaciation. The synchronism and interrelation of the most important Anthropogene geological events in East Asia were the result of this research. Simultaneity of the phases of maximum glacial advance the reinforcement of the continental character of climate and aridic features as well as the reduction of humid zones, the lowering in temperature and general regression of the ocean is being established. The phases of moistening in the initial stages of glaciation and during deglaciation are distinguished. In times of interglacials the marine transgressions and the widening of zones of humid climate occurred. The climate was hot in the south of East Asia, warm, moderate-warm and cool in somewhat northern areas and cold in the Arctic area. The last area was under the cooling influence of the glaciation of the North Polar Ocean practically all over the Anthropogene. This had resulted in rather slight climatic differentiation.

In the southern near-equatorial part of East Asia the Anthropogene temperature's fluctuations were not very pronounced whereas the changes of moisture were quite significant. In the middle part of Eastern Siberia, in Southern Siberia and the Soviet Far Eastern territory the temperature and moisture changes were common. These peculiarities are to be taken into account when climatostratigraphy and correlation of Anthropogene deposits are carried out.

- Агаджанян А. К., Мотузко А. Н. Териофауна плейстоцена. М., Изд-во МГУ, 1972.
- Агаджанян А. К., Боярская Т. Д., Глушанкова Н. И., Судакова Н. Г., Фаустов С. С., Хорев В. С., Шляков А. И. Разрез новейших отложений Мамонтова Гора. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Адаменко О. М., Долгушин И. Ю., Ермлов В. В., Исаева Л. Л., Козловская С. Ф., Леонов Б. Н., Цейтлин С. М. Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Александрова А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии четвертичного периода острова Сахалин.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Александрова А. Н., Александров С. М. Морской голоцен Сахалина.— ДАН СССР, 1974, т. 246, № 3.
- Александрова А. Н., Белецкая С. В. Стратиграфия четвертичных отложений и некоторые вопросы палеогеографии Поронайской депрессии.— Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., «Недра», 1965.
- Александрова А. Н., Боярская Т. Д. Амплитуда изменчивости природных условий плейстоцена в районах с континентальным и морским климатом.— ДАН СССР, 1973, т. 243, № 1.
- Александрова А. Н., Мигрофанова Л. И. Результаты палинологического анализа четвертичных отложений Сахалина.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., «Наука», 1972.
- Александрова А. Н., Морозова В. Ф., Соколова П. Н. Палеоботаническая характеристика и стратиграфия четвертичных отложений юга Дальнего Востока и о. Сахалина.— В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеогеографии. М., «Наука», 1966.
- Александрова Л. И., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В., Равский Э. И. Новые данные о разрезе антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье).— Бюл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 28. М., «Наука», 1968.
- Алексеев М. Н. К геоморфологии и стратиграфии плейстоцена бассейна нижнего течения р. Вилюй.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 21. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Велюйской впадины и долины нижнего течения р. Лены.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 51. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Алексеев М. Н. К проблеме зональности осадконакопления в антропогене Восточной Азии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 9.
- Алексеев М. Н. О принципах корреляции антропогенных отложений Восточной Азии.— В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., «Наука», 1969.
- Алексеев М. Н. Некоторые особенности плейстоценового осадконакопления в Лено-Кольмской зоне побережья Арктического бассейна.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеониздат, 1970.
- Алексеев М. Н. Граница между неогеном и четвертичной системой в Восточной Азии.— В кн.: Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой», т. IV. М., «Наука», 1973а.
- Алексеев М. Н. О соотношениях ледниковых, межледниковых, аридных и плейстоценовых эпох плейстоцена северного полушария.— Тез. докл. советских ученых к IX конгрессу ИНКВА, М., 1973б.
- Алексеев М. Н., Азметьев М. А., Голубева Л. В., Певзнер М. А. Новые данные о возрасте платобазальтов совганской свиты Восточного Сихотэ-Алиня.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1975, № 5.
- Алексеев М. Н., Азметьева Н. П., Азметьев М. А., Голубева Л. В., Певзнер М. А., Ренгарген Н. В. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Приамурья.— В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. К IX конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1973.
- Алексеев М. Н., Беспалый В. Г., Гелтнер А. Р., Ложкин А. В., Чемяков Ю. Ф. Дальний Восток.— В кн.: Геохронология СССР, т. III, Л., «Недра», 1974.
- Алексеев М. Н., Боярская Т. Д. К стратиграфии кайнозойских отложений восточной

- части Нижнеалданской впадины.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Алексеев М. Н., Гигерман Р. Е.* Стратиграфия и палеоклиматические особенности антропогена Приморской низменности.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Алексеев М. Н., Гигерман Р. Е., Голубева Л. В.* О перигляциальных образованиях плейстоцена северной части Восточной Азии.— Междунар. симп. по палеогеографии и перигляциальным образованиям плейстоцена. М., «Наука», 1975.
- Алексеев М. Н., Гигерман Р. Е., Дуброво И. А.* Местонахождение фауны тираспольского комплекса на р. Вилюе (Восточная Сибирь).— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972.
- Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцева А. И., Хорева И. М.* Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 66. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Алексеев М. Н., Равский Э. И., Цейтлин С. М.* Об основах геохронологии антропогена Сибирской платформы.— В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. К VII конгрессу ИНКВА в США. М., «Наука», 1965.
- Алексеев М. Н., Равский Э. И., Цейтлин С. М.* Основные геохронологические этапы антропогена Сибирской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 3.
- Алексеев М. Н., Цейтлин С. М.* Информационное сообщение о результатах научной командировки в Индию.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 44. М., «Наука», 1975.
- Архангелов А. А., Шер А. В.* К вопросу о возрасте многолетней мерзлоты на крайнем Северо-Востоке СССР.— В кн.: II Международная конференция по мерзлотоведению. вып. 3. Якутск, 1973.
- Азметьев М. А.* Миоценовая флора Сихотэ-Алиня.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 247. М., «Наука», 1973.
- Азметьева Н. П.* Позднечетвертичная и голоценовая ингрессия моря в пределы Нижне-Амурской и Удиль-Кизинской впадины.— ДАН СССР, 1961, т. 200, № 5.
- Азметьева Н. П.* История формирования долины р. Амур в ее низовье.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. К IX конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1973а.
- Азметьева Н. П.* Новые данные по абсолютной геохронологии плейстоценовых отложений Среднего и Нижнего Приамурья.— Бюл. МОИП отд. геол., 1973б, № 3.
- Азметьева Н. П.* Палеогеография Нижнего Приамурья. М., «Наука», 1977.
- Базаров Д. Б.* Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селегинского среднегорья. Улан-Удэ, 1968.
- Базаров Д. Б., Антощенко-Оленев И. В., Гуляев С. А.* Основные проблемы палеогеографии антропогена Прибайкалья и Западного Забайкалья.— В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. К VIII конгрессу ИНКВА. М., «Наука», 1969.
- Баранова Ю. П.* Проблема раннечетвертичного оледенения Северо-Востока Сибири.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* Северо-Восток СССР. М., «Наука», 1964.
- Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Кулькова И. А.* Основные этапы истории развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
- Баранова Ю. П., Ильинская И. А., Никитин В. П., Пнёва Г. П., Фрадкина А. Ф., Шварёва Н. Я.* Миоцен Мамонтовой Горы.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, в. 233. М., «Наука», 1976.
- Белова М. Б., Васильев В. Г., Власов Г. М.* и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Камчатки. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Берснев И. И.* Стратиграфия четвертичных отложений Приморья.— Информ. сб. Приморского геол. упр., 1963, вып. 4.
- Берснев И. И., Денисов Е. П.* Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 174. М., «Недра», 1971.
- Берснев И. И., Морозова В. Ф., Салун С. А., Соколова Н. Н., Сохин В. К.* Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья.— Сов. геология, 1962, № 9.
- Беспалый В. Г., Борзунова Г. П., Давидович Т. Д., Линькова Т. И., Файнберг Ф. С., Шапиро М. Н.* К вопросу о возрасте золотоносных морских отложений ольховской свиты (Восточная Камчатка).— В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972. (Тр. Сев.—Вост. комплексного ин-та, вып. 44).
- Беспалый В. Г., Брюхович Л. М., Гринберг В. Г., Ложкин А. В., Носов В. В.* Радиоуглеродные даты.— Колыма, 1970, № 6.
- Беспалый В. Г., Зданская Г. Г., Соловьев В. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка по данным спорово-пыльцевому анализу.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 145, вып. 6. М., «Недра», 1967.
- Беспалый В. Г., Ложкин А. В., Носов В. В., Брюхович Л. М., Гринберг В. Ю.* Радиоуглеродные даты Лаборатории четвертичных отложений СВКНИИ.— Колыма, 1970, № 5.

- Бобринский Н. Н.* Об эолово-аллювиальных образованиях в бассейне низовьев р. Лены.— Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 8, 1962.
- Боярская Т. Д., Каплин П. А., Парулин О. Б., Свиточ А. А., Шлюков А. И., Фаустов С. С.* Абсолютные датировки и палеомагнитные исследования района Мамонтовой Горы (Восточная Якутия).— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1971.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Лукикина Е. Г.* Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Ван Беммелен Р. В.* Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Вангенгейм Э. А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 48. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Вангенгейм Э. А., Беллева Е. И., Гаругт В. Е., Дмитриева Е. Л., Зажигин В. С.* Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 152. М., «Наука», 1966.
- Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г.* Некоторые данные о времени и условиях накопления Забайкальских песков.— В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена).— М., Изд-во АН СССР, 1962, (Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, вып. XIX).
- Вангенгейм Э. А., Ербаева М. А., Жегалло В. И., Сотникова М. В.* К палеонтологическому обоснованию стратиграфии Западного Забайкалья.— Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975, № 10.
- Вангенгейм Э. А., Равский Э. И.* О внутриконтинентальном типе природной зональности Евразии в четвертичном периоде (антропогене).— В кн.: Проблемы стратиграфии кайнозоя. М., «Недра», 1965.
- Вангенгейм Э. А., Шер А. В.* Аналоги тираспольского фаунистического комплекса в Сибири.— В кн.: Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М., «Наука», 1972.
- Васьюковский А. П.* Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М., Изд-во МГУ, 1959.
- Васьюковский А. П.* Ископаемая флора Ельгалинской террасы реки Берелёх.— «Колыма», 1961, № 4.
- Васьюковский А. П.* Очерк стратиграфии антропогенных (четвертичных) отложений Крайнего Северо-Востока Азии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, вып. 16. Магадан, 1963.
- Васьюковский А. П., Терехова В. Е.* Антропогенная (четвертичная) система.— Геология СССР, т. XXX, кн. I. Северо-Восток. М., «Недра», 1970.
- Вдовин Ю. М.* О кайнозойском вулканизме восточного склона северного Сихотэ-Алиня.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 4.
- Веснин В. В., Вийра В. И., Каргашов И. П.* История формирования ледникового рельефа в районе озера Джека Лондона.— ДАН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Верецагин Н. К., Иваньев Л. Н., Кузнецов М. Ф.* К истории фауны млекопитающих и стратиграфии кайнозойских отложений Западного Забайкалья.— Тр. Бурят. компл. НИИ СО АН СССР, Сер. геол.-геогр., вып. 2, Улан-Удэ, 1960.
- Виляничев В. В., Морозова В. Ф.* Новые данные по стратиграфии кайнозойских отложений Эворно-Чукчагирской депрессии.— Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 5. М., «Недра», 1965.
- Галабала Р. О., Леонов В. Н.* Стратиграфия четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Лены.— В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Ганешин Г. С.* Основные вопросы изучения верхнетретичных и четвертичных отложений южной части Дальнего Востока.— Сов. геология, 1957, сб. 55.
- Ганешин Г. С.* Четвертичное оледенение Сихотэ-Алиня.— Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 2. Л., 1959.
- Ганешин Г. С., Окладников А. П.* О некоторых археологических памятниках Приморья и их геологическом значении.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибири и Дальнего Востока. М., Гостгеоиздат, Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. I, «Недра», 1956.
- Ганешин Г. С., Смирнов А. М.* К стратиграфии четвертичных отложений Приморского края и прилегающих территорий.— Геология и геофизика, 1960, № 5.
- Ганешин Г. С., Чемяков Ю. Ф.* Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода Северо-Востока СССР.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гансер А.* Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гаркуша С. А.* Расчленение верхнеплиоценовых отложений правобережья нижнего течения р. Лены и палеогеографические условия их накопления.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Гептнер А. Р.* О возрасте эрмоновских и эметенских отложений Западной Камчатки.— ДАН СССР, 1961, т. 141, № 5.
- Гептнер А. Р., Егорова И. А., Лукикина Е. Г., Певзнер М. А., Шанцер А. Е., Челебаева*

- А. И. Положение границы Матуяма — Брюнес в вулканогенно-осадочных толщах Камчатки.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. № 39. М., «Наука», 1972.
- Гептнер А. Р., Скиба Л. А., Лупкина Е. Г. Попытка корреляции верхнего плейстоцена Камчатки и Чукотки.— В кн.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. К VIII конгрессу ИГРВА. М., «Наука», 1965.
- Герасимов И. П. Лёссы Китая и их происхождение.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1955, № 5.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939, (Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 33).
- Гербова В. Г., Равский Э. И. К вопросу о стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. III. М., «Наука», 1961.
- Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 78. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Гитерман Р. Е. К палинологической характеристике каргинских отложений в нижнем течении р. Колымы.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., Изд. Ин-та географии АН СССР, 1972.
- Гитерман Р. Е., Голубева Л. В., Заключинская Е. Д., Коренева Е. В., Матвеева О. В., Скиба Л. А. Основные этапы развития растительности Северной Азии в антропогене.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 177. М., «Наука», 1968.
- Гитерман Р. Е., Курпина Н. П. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений долины р. Яны.— ДАН СССР, 1960, т. 130, № 6.
- Гладенков Ю. Б. К разработке стратиграфии неогена северной части Тихоокеанской области.— Сов. геология, 1971, № 4.
- Гладенков Ю. Б. Неоген Камчатки. Тр. ГИН АН СССР, вып. 214. М., «Наука», 1972.
- Гладенков Ю. Б. Плио-плейстоценовые моллюски бореальных районов и некоторые вопросы палеогеографии верхнего кайнозоя.— Тез. 5-го Всесоюз. совещ. по изуч. моллюсков. Л., 1975.
- Гладенков Ю. Б., Петров О. М., Синельникова В. Н. Плиоцен-плейстоценовая граница в северо-западной Пацифике.— В кн.: Международный коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М., 1972.
- Гладенков Ю. Б., Синельникова В. Н. Стратиграфия неогена Дальнего Востока в свете новых палеонтологических данных.— Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972, № 4.
- Гнибиденко З. Н., Ембаева М. А., Поспелова Г. А. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя Западного Забайкалья.— В кн.: Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1976.
- Голубева Л. В. О типах перигляциальной растительности плейстоцена Восточной Сибири.— ДАН СССР, 1964, т. 155, № 4.
- Голубева Л. В. Растительность Западного Забайкалья и Прибайкалья в антропогене (по данным спорово-пыльцевого анализа).— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972а.
- Голубева Л. В. О влиянии верхнеплейстоценового оледенения на развитие растительности южной части Приморского края.— В кн.: Палинология плейстоцена. М., Изд. Ин-та географии АН СССР, 1972б.
- Голубева Л. В. Растительность юга Дальнего Востока во время плейстоценовых похолоданий.— В кн.: Палинология плейстоцена и голоцена. М., «Наука», 1973.
- Голубева Л. В., Росликова В. И., Сохина Э. Н. Опорный разрез четвертичных отложений в бассейне р. Уссури.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 45. М., «Наука», 1976.
- Голубева Л. В., Равский Э. И. Антропоген Тункинских впадин.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, вып. 19. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Гольдфарб Ю. И. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Гольцев-Безюк С. Д. К вопросу о движениях береговой линии о. Сахалин в антропогене.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Гопкинс Д. М. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске.— Тр. Ин-та геологии Арктики, 1965, т. 143.
- Гракова И. В., Каплин П. А., Парунии О. Б., Федоров Е. В., Шлюков А. И. Список радиоуглеродных датировок Лаборатории Географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР.— В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд. географ. об-ва СССР, 1971.
- Григорьев А. А. Геология, рельеф и почвы северо-западной части Ленско-Алданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г.— В кн.: Материалы Комиссии по изучению Якутской АССР, вып. 4. Л., Изд-во АН СССР, 1926.
- Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, палеолит).— Тр. Ин-та геологии АН СССР. Сер. геол., вып. 64, № 17. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Громов В. И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений СССР и ее сопоставление с зарубежными схемами.— Тезисы докладов Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода. Общие вопросы. М., Изд-во АН СССР, 1957.

- Грозов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Принципы стратиграфического подразделения четвертичной (антропогенной) системы и ее нижняя граница.— В кн.: Хронология и климаты четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гусев А. И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморской низменности.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Денисов Е. П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.
- Дуброво И. А. О первой находке примитивного слона *Elephas meridionalis Nesti* на севере Сибири.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 19. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Дуброво И. А. Об остатках *Parelephas wüsti* (M. Pawl.) и *Rhinoceros mercki* Jager из Якутии.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 21. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ерошенко Н. В., Александрова А. Н. Стратиграфия четвертичных отложений Западного Приохотья, Нижнего Приамурья и Северного Сахалина и их корреляция.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Животовская А. И. О «бурых» глинах Южного Приморья и третично-четвертичной границе.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. I. М., Гостеолтехиздат, 1956.
- Жуков В. В., Первушинская Н. А., Пинчук А. Я. Возникновение и развитие плейстоценовых ландшафтов восточной части Северо-Сибирской низменности.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоздат, 1970.
- Жуков В. В., Пинчук А. Я. Новые данные по стратиграфии покровных неоген-четвертичных отложений Оленёк-Анабарского междуречья.— В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Л., Изд. Якут. геол. управления, 1961.
- Зверев В. Н. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана.— Изв. Геол. ком., 1913, 32.
- Зорин Л. В., Малеева Е. М., Судакова Н. Г. К палеогеографии четвертичного времени Восточного Забайкалья.— В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР (К VI конгрессу ИНКВА в Польше). М., Изд-во МГУ, 1961.
- Иванов О. А. Основные этапы развития субарктических равнин Северо-Востока СССР в кайнозое.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоздат, 1970.
- Иванов О. А. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин восточной Якутии.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Иванов О. А., Баркова М. Б. Этапы развития растительности в эоплейстоцене на территории Яно-Индиговской низменности.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Иваньев Л. Н. К вопросу стратиграфического расчленения кайнозойских красноцветов западного Забайкалья по данным палеонтологии.— Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР, 1966, т. 65.
- Иваньев Л. Н., Флоренсов Н. А. Находки остатков гиппариона в долине р. Чикой.— В кн.: Труды Восточно-Сибирского филиала АН СССР, вып. 8. Иркутск, 1958.
- Каплин П. А., Парулин О. Б., Шлюков А. И., Гракова И. В., Хаит В. З., Федоров Е. В. Радиоуглеродные датировки Лаборатории Географического факультета МГУ и Института океанологии АН СССР.— Бюл. комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 39. М., «Наука», 1972.
- Караулова Л. П. Основные палинологические комплексы плейстоценовых и голоценовых отложений Приморья.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. К IX конгрессу ИНКВА. Изд. ГИН АН СССР, М., 1973.
- Караулова Л. П., Назаренко Е. М. К характеристике климата Приморья в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Кардпольцева О. И., Морева В. А., Плотникова М. И., Салтыков О. Г., Уманец В. Н. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тунга.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 66. Л., Гостеолтехиздат, 1961.
- Каревская И. А. Спорово-пыльцевые спектры моренных, флювиогляциальных и аллювиальных отложений в районе верхнего течения р. Колымы.— В кн.: Спорово-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1971.
- Каревская И. А. История развития растительности плейстоцена верхний р. Колымы в связи с проблемами палеогеоморфологии (по палинологическим данным). Автореф. канд. дис., 1972.
- Каревская И. А. Климатические условия холодных ледниковых эпох плейстоцена верхний реки Колымы по палинологическим данным.— В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Тезисы докладов. Хабаровск, 1973.
- Карташова Г. Г. Особенности развития флоры и растительности кайнозоя в низовьях рек Яны и Омоля (по палинологическим данным).— В кн.: Берингийская суша

- и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Тезисы докладов. Хабаровск, 1973.
- Карташова Г. Г.* Основные этапы развития флоры и растительности низовий Яны и Омолоя во второй половине палеогена и в неогене. Автореф. канд. дис., 1974.
- Карташов И. П.* Новые данные по стратиграфии антропогенных отложений и возрасте оледенений Северо-Востока СССР.— *Колыма*, 1963, № 2.
- Карташов И. П.* Количество и возраст оледенений Северо-Востока СССР.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., «Наука», 1966.
- Катасонов Е. М., Соловьев П. А.* Путеводитель к экскурсии по Центральной Якутии.— Международный симпозиум «Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена». Якутск, 1969.
- Кац С. В., Кац Н. Я., Гигерман Р. Е., Шер А. В.* О нижнеплейстоценовой флоре восточной части Приморской низменности.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометеоиздат, 1970.
- Кашменская О. В., Хворостова З. М.* О доледниковых и межледниковых четвертичных отложениях в верховьях рек Колымы и Индигирки.— *Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР*, вып. 27. Новосибирск, 1962.
- Кесь А. С.* К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая.— *Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода*. т. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Кесь А. С.* Золово-почвенная формация лёссов и лёссово-красноглинистых пород.— В кн.: Report of the Vith Intern. Congress on Quaternary. Warsaw. 1961. Lodz, 1964.
- Кинд Н. В.* Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового света (радиоуглеродная хронология).— В кн.: Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода. МГК, XXIV сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1972.
- Кинд Н. В.* Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным.— В кн.: Стратиграфия, палеонтология. (Итоги науки и техники). т. 4, М., Изд. ВИНТИ, 1973.
- Кинд Н. В.* Приленская часть Сибири.— В кн.: Геохронология СССР, т. III, Л., «Недра», 1974а.
- Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным.— *Тр. ГИН АН СССР*, вып. 257. М., «Наука», 1974б.
- Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д.* О возрасте оледенений Верхоянья.— *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1974, № 10.
- Ковда В. А.* Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Колпаков В. В.* Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены.— *Геология и разведка*, 1966, № 5.
- Колпаков В. В.* Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены.— *Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода*. № 37. М., «Наука», 1970.
- Колпаков В. В.* Палеогеографическое значение четвертичных эоловых отложений севера Восточной Сибири.— В кн.: Некоторые вопросы региональной геологии. М., Изд-во МГУ, 1973.
- Коржухов С. С., Федорова Р. В.* Чекуровский мамонт и условия его обитания.— *ДАН СССР*, 1962, т. 143, № 1.
- Короткий А. М.* О развитии четвертичных оледенений в Сихотэ-Алине.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968.
- Короткий А. М.* К четвертичной истории развития рельефа Сихотэ-Алиня и Юго-Западного Приморья.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Короткий А. М., Караулова Л. П.* К истории развития Ханкайской котловины в позднем кайнозое. В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Короткий А. М., Никонова Р. И., Пода Б. П.* Условия формирования «бурых» суглинков и глин Приморья.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Корнутова Е. И.* О древнем оледенении гор юга Забайкалья.— В кн.: Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока. *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. серия, т. 64, Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1961.
- Корнутова Е. И., Котека Е. Б., Равский Э. И.* Схема стратиграфии четвертичных отложений Забайкалья. Проект, Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1967а.
- Корнутова Е. И., Хотина Е. Б.* Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. серия, т. 145, вып. 6. М., «Недра», 1967б.
- Корнутова Е. И., Хотина Е. Б., Заморцев В. В.* Геоморфологическое строение Забайкалья.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968.
- Корнутова Е. И., Хотина Е. Б., Заморцев В. В.* Верхнеплиоценовые и плейстоценовые отложения юга Забайкалья.— *Тр. ВСЕГЕИ*, нов. серия, т. 20. М., «Недра», 1975.
- Костюкевич В. В., Дегтярева Г. П., Бедова М. Н.* Список радиоуглеродных датировок Лаборатории Института мерзлотоведения СО АН СССР.— *Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода*, № 41, М., «Наука», 1974.

- Кочегура В. В., Огородов Н. В., Кожемяка И. И.* Палеомагнитная корреляция плиоцено-плейстоценовых эффузивов Камчатского хребта. Геология и Геофизика, 1969, № 8.
- Краснов И. И., Никифорова К. В.* Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. К IX Конгрессу ИНКВА. М., Изд. ГИН АН СССР, 1973.
- Кришнан М. С.* Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Криштофович А. Н.* Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.—Л., Георазведиздат, 1932.
- Криштофович Л. В.* Сопоставление третичных отложений Тихоокеанского кольца кайнозойской складчатости. Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфии схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостептехиздат, 1961.
- Криштофович Л. В., Ильина А. П.* Биостратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Тигильского района Западной Камчатки.— Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфии схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостептехиздат, 1961.
- Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М.* Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время.— Тр. Лаборатории озероведения АН СССР, т. 15. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Кулаков А. П.* Террасовые ряды побережий дальневосточных морей и их использование при решении некоторых проблем четвертичной геологии Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Кулаков А. П.* О морских террасах Южного Сахалина.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968а.
- Кулаков А. П.* О четвертичной истории Охотского моря и его прибрежных территорий.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968б.
- Кулаков А. П.* Геоморфологическое строение долины нижнего течения Амура и вопросы террасообразования.— Изв. Забайкальского филиала Геогр. об-ва СССР, т. 4, вып. 6. Чита, 1968в.
- Кулаков А. П.* К геоморфологии долины Нижнего Амура.— В кн.: Вопросы геологии и океанологии советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1968 г.
- Кулаков А. П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972а.
- Кулаков А. П.* Основные черты геоморфологического строения материкового побережья Сахалинского залива Охотского моря.— В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972б.
- Кулаков А. П.* Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Кулаков А. П., Грабков В. К., Короткий А. М.* Четвертичные береговые линии северо-западной части Тихого океана.— Тез. докладов советских ученых. К IX конгрессу ИНКВА. М., 1973.
- Кулаков А. П., Назаренко Е. М.* Морская терраса у г. Александровска-Сахалинского (западное побережье о. Сахалин).— В кн.: Комплексные исследования шельфа. Владивосток, 1972.
- Кулаков Ю. И.* Находка зуба слона *Elephas cf. wüsti* M. Pavl. в бассейне нижнего течения реки Индигирки.— Информ. бюл. Ин-та геол. Арктики, вып. 11, 1958.
- Куприна Н. П.* Новые данные об оледенении Западного Верхоянья.— ДАН СССР, 1958, т. 121, № 6.
- Куприна Н. П.* Стратиграфия четвертичных отложений Центральной Камчатской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии антропогена на Камчатке.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1.
- Куприна Н. П.* Стратиграфия и история осадконакопления плейстоценовых отложений Центральной Камчатки.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 216. М., «Наука», 1970.
- Куприна Н. П., Вторин Б. И.* Стратиграфия и особенности криогенного строения четвертичных отложений в долине р. Яны.— Изв. АН СССР. геол., 1961, № 5.
- Куприна Н. П., Скиба Л. А.* К палеогеографии верхнеплейстоценового межледниковья Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 8.
- Кушев Л. И., Ливеровский Ю. А.* Геоморфологический очерк Центральной Камчатской депрессии.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 32. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Кыштымов А. И.* Стратиграфия четвертичных отложений бассейна среднего течения реки Амгуэмы.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Лаврушин Ю. А.* Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 87. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лаврушин Ю. А.* Некоторые закономерности накопления современных делювиаль-

- ных отложений.— Тез. докл. к Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичн. периода. Новосибирск, 1964.
- Лаврушин Ю. А.* Опыт сравнительной характеристики строения аллювия равнинных рек различных климатических зон.— В кн.: Современный и четвертичный литогенез. М., «Наука», 1966.
- Лаврушин Ю. А., Гитерман Р. Е.* Основные этапы истории развития растительности в низовьях р. Индигирки в четвертичном периоде.— ДАН СССР, 1961, т. 139, № 3.
- Лаврушин Ю. А., Девириц А. Л., Гитерман Р. Е., Маркова Н. П.* Первые данные по абсолютной хронологии Северо-Востока СССР.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода. № 28. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ламакин В. В.* О развитии Байкала в четвертичном периоде.— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, т. XIII. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Ларичев В. Е.* Полеолит Северной, Центральной и Восточной Азии, ч. I. Новосибирск, «Наука», 1969.
- Ларичев В. Е.* Открытия в Лантьяне.— Изв. СО АН СССР. Сер. общ. наук, 1970, № 6, вып. 2.
- Ларичев В. Е.* Палеолит Северной, Центральной и Восточной Азии, ч. 2. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лебедев В. Г.* Строение рыхлого покрова бассейна р. Жуп (Ленский золотоносный район). Землеведение, нов. сер., т. 14, 1948.
- Лебедев В. Г.* Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов. Изд-во Саратовского ун-та, 1968.
- Лебедева Н. А.* Геоморфология, неоген-четвертичные образования и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район).— Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, вып. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Левина А. П.* О строении и распространении аллювиальных отложений древних долин в бассейне среднего Вилюя.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 52.
- Леонов Б. Н.* Центральнo-Якутская низменность.— В кн.: Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М., «Наука», 1971.
- Леонов Б. Н., Галабала Р. О., Гогина Н. И.* Четвертичные отложения северо-востока Сибирской платформы.— Тез. докл. совещ. по разработке стратигр. схем Якутской АССР. Л., Изд. Якутского геол. управления, 1961.
- Леонов Б. Н., Гогина Н. И., Галабала Р. О.* Верхние галечники и эйкские отложения в бассейне рек Мархи и Тунга.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III. М., «Наука», 1961.
- Лисицина Н. А.* Генетические типы современных и четвертичных кор выветривания основных пород влажных тропиков.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5.
- Лискин И. Г., Ренгарген Н. В.* Состав и условия образования антропогенных отложений горы Тологой (Западное Забайкалье).— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 28. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ли Сы-гуан.* Геология Китая. М., ИЛ, 1952.
- Логачев Н. А.* Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958а, № 4.
- Логачев Н. А.* О происхождении четвертичных песков Прибайкалья — Геология и геофизика, 1958б, № 1.
- Ложкин А. В.* Стратиграфия голоценовых отложений верхнего течения Индигирки. Колыма, 1968, № 2.
- Ложкин А. В.* Радиоуглеродная хронология событий позднего плейстоцена и голоцена Западной Берингии.— В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое. Хабаровск, 1973.
- Ложкин А. В., Носов В. В.* Новые радиоуглеродные определения абсолютного возраста голоценовых отложений Северо-Востока.— Колыма, 1968, № 4.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.* Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы — Труды Межведомств. совещания по стратиграфии Сибири. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.* Некоторые особенности проявлений новейшей тектоники на востоке Сибирской платформы.— В кн.: Неотектоника СССР. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1961а.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.* Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961б.
- Лунгерсгаузен Г. Ф.* Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна Средней и Нижней Лены и ее дельты. Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. Тез. докл. Л., Изд. Якутского геол. управления. 1961в.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Музис А. И.* Этапы развития Кодаро-Удоканской горной страны (Северное Забайкалье).— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. II. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Лэмб Г. Г.* Влияние атмосферы и океанов на изменения климата и развитие материкового оледенения.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Лю Дун-шень, Чжан Цзун-ху.* Хуанту Китая.— Scientia Sinica, 1962, v. XI, № 5.

- Лю Дун-шень и др. Желтые лёсы среднего течения р. Хуанхэ, Пекин, изд. Ин-та геологии АН КНР, 1964 (на кит. яз.).
- Малаева Е. М., Алешинская З. В., Петров О. М. Четвертичные отложения залива Корфа (Камчатка) и время их накопления.— Вестн. МГУ, География, 1965, № 3.
- Малаева Е. М. Верхнеплиоценовые-плейстоценовые флоры Северной Камчатки и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1965.
- Малаева Е. М. Климатические фазы и особенности плиоценового осадконакопления в Забайкалье.— В кн.: Проблемы регионального геоморфологического анализа. Записки Забайкальского филиала Географ. общ-ва СССР, вып. 100. Л., 1974.
- Махова Ю. В. Флора неогена и плейстоцена Среднего Амура по палинологическим данным.— Вестн. МГУ, География, 1970, № 6.
- Медянцева А. И. Четвертичные отложения в долине р. Лены около Жиганска.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещания по изучению четвертичного периода. т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Медянцева А. И. Ветрогранники в четвертичных отложениях в низовьях р. Лены.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 27. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Мелекесцев И. В. К вопросу о строении долины реки Камчатки.— Вопросы географии Камчатки, 1963, № 1.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Лупкина Е. Г., Егорова И. А., Кожемьяка Н. Н. Камчатка, Курильские и Командорские острова М., «Наука», 1974.
- Меннер В. В., Никифорова К. В., Певзнер М. А., Алексеев М. Н., Гладенков Ю. Б., Гурарий Г. З., Трубилин В. М. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 6.
- Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). М., «Недра», 1968.
- Михайлов Б. Н. Гипергенез в аридных тропиках Восточной Африки.— Литология и полезные ископаемые, 1970, № 5.
- Морозова В. Ф., Вихлянцева В. В. Стратиграфическое расчленение рыхлых кайнозойских отложений Эворано-Чукчагирской депрессии на основе палеоботанических данных.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Невьяжский И. И., Биджиев Р. А. Эоловые формы рельефа Центральной Якутии.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 3.
- Никольская В. В. Находка костей трогонтериевого слона *Elephas trogontherii* Pohl. в четвертичных отложениях юга Советского Дальнего Востока.— В кн.: Проблемы физической географии. т. 17, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Никольская В. В. Некоторые данные по палеогеографии озера Ханка.— Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 54. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Обручев В. А. Орографический и геологический очерк Центральной Монголии, Ордоса, Восточной Ганьсу и Северной Шаньси.— Изв. РГО, 1894а, т. XXX, вып. 2.
- Обручев В. А. Очерк Цинь Линь-шаня (Восточного Куаньлуня).— Изв. РГО, 1894б, т. XXX, вып. 4.
- Обручев В. А. Ордос. Орографический и геологический очерк.— В кн.: Памяти И. В. Мушкетова. СПб., 1905.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса.— Изв. Томск. техн. ин-та, 1909, т. 13, № 1.
- Обручев В. А. К вопросу о происхождении лёсса.— Изв. Томск. техн. ин-та, 1911, т. 33.
- Обручев В. А. Признаки ледникового периода в Северной и Центральной Азии.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 3. Л., Изд-во АН СССР, 1931.
- Обручев В. А. Избранные работы по географии Азии. М., Географгиз., 1951.
- Обручев В. А. Лёсс Северного Китая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Окладников А. П. Археологические исследования в Бурят-Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. ист. и филос., 1951, т. 8, № 5.
- Окладников А. П., Флоренсов Н. А. Новые данные по палеолиту и четвертичной геологии Забайкалья (находки на горе Тологой и у дер. Ошурково).— В кн.: Материалы Всесоюз. совещания по изуч. четвертич. периода, т. I. М., «Наука», 1961.
- Окладников А. П., Верещагин Н. К., Оводов Н. Д. Открытие пещерного палеолита в Приморье.— Вестн. АН СССР, 1968, № 10.
- Олюнин В. Н. Древнее оледенение и молодой вулканизм Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1965, № 1.
- Онищенко Б. А. Новые данные к проблеме четвертичного оледенения Северо-Востока СССР (на примере горной системы Черского).— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1965.
- Пахомов М. М., Шофман И. Л., Прокопчук Б. И. Условия формирования антропогенных отложений Чебыдинского разреза (нижнее течение р. Вилюй).— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 44. М., «Наука», 1975.
- Певзнер М. А. Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных отложений Приднестровья.— Междунар. colloquium по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы. Тез. докл. М., 1969.

- Певзнер М. А.* Палеомагнетизм и стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений Камчатки. Тр. ГИН АН СССР, вып. 235. М., «Наука», 1972.
- Пей Вень-чжун.* Находка нижней челюсти гигантопитека в провинции Гуанси.— Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 24. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Петров О. М.* Стратиграфическая схема четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Тр. Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Петров О. М.* Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 155. М., «Наука», 1966.
- Петров О. М., Хорева И. М.* Корреляция позднего неогеновых и четвертичных отложений крайнего Северо-Востока СССР и Аляски.— В кн.: Граница третичного и четвертичного периодов. М., «Наука», 1968.
- Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г., Уманец В. Н.* Палеогеография междуречья Мархи и Тунга в кайнозойе в связи с историей формирования алмазоносных россыпей.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 90, 1963.
- Попова А. И.* Основные моменты истории развития растительности Якутии в четвертичном периоде.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. М., «Наука», 1972.
- Попова С. М.* Новые миоценовые пластинчатожаберные Прибайкалья.— Палеонтол. журн., 1961, № 2.
- Попова С. М.* Эоплейстоценовые континентальные моллюски ангинской толщи северо-западного Прибайкалья.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968.
- Равский Э. И.* Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
- Равский Э. И., Александрова Л. П., Вангенгейм Э. А., Гербова В. Г., Голубева Л. В.* Антропогенные отложения юга Восточной Сибири.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 105. М., «Наука», 1964.
- Равский Э. И., Голубева Л. В.* Эоплейстоцен Тункинских впадин.— ДАН СССР, 1960, т. 135, № 5.
- Региональная стратиграфия Китая. М., ИЛ, 1960.
- Решения Межведомственного совещания по стратиграфии Забайкалья. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Решения Международного коллоквиума по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сборник докладов, т. IV. М., 1973.
- Русанов Б. С.* Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М., «Наука», 1968.
- Рыбакова Н. О.* Результаты палинологического изучения четвертичных отложений Арктической Якутии.— В кн.: Палинология плейстоцена (к III Международной палинологической конференции, Новосибирск, 1971). М., «Наука», 1972.
- Сакс В. Н.* Четвертичный период в Советской Арктике.— Тр. НИИГА, вып. 77. Л., Изд-во Главсевморпути, 1953.
- Сакс В. Н.* Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Свигоц А. А.* Террасы нижнего Алдана и их корреляция с речными террасами и флювиогляциальными равнинами Западного Приверхоянья.— Геоморфология, 1973, № 4.
- Свигоц А. А., Парунин О. Б., Шлюков А. И.* О скорости накопления отложений пойменной фации 50-метровой террасы р. Алдана.— Вестн. МГУ. География, 1971, № 2.
- Сергиенко А. И., Сопоева А. С.* Литолого-палинологическая характеристика четвертичных отложений Верхоянской впадины и условия ее формирования.— В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971.
- Сергиенко А. И., Сопоева А. С., Томская (Попова) А. И.* Палинологическое обоснование возрастного расчленения кайнозойских отложений Яно-Омолуйского междуречья.— В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск, 1971.
- Синельникова В. Н.* К вопросу о возрасте энемтенской свиты Западной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1967, № 1.
- Синельникова В. Н.* Плиоцен Западной Камчатки.— В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1969.
- Синельникова В. Н., Друщиц Ю. Г.* Биостратиграфия кавранских и энемтенских отложений Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971, № 5.
- Синельникова В. Н., Скиба Л. А., Фогьянова Л. И.* О плиоценовой (энемтенской) флоре Западной Камчатки.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1967, № 8.
- Синицын В. М.* Палеогеография Азии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.

- Синюгина Е. А. О четвертичных отложениях бассейна Бодайбо.— Тр. ЦНИГРИ, вып. 30, 1960.
- Соловьев В. В. О голоценовой ингрессии в Южном Приморье.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1959, вып. 2.
- Соловьев В. В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в Южном Приморье.— Тр. ВСЕГЕИ, Нов. Сер., 1960, т. 64.
- Соловьев В. В. Геоморфологическое строение о. Сахалин.— В кн.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, вып. 3.
- Соловьев В. В. Морские четвертичные отложения Приморского края.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 90. Материалы по четв. геол. и геоморф., вып. 5, 1963.
- Справочник по климату СССР, вып. 24. Якутская АССР, Л., Гидрометеозидат, 1966.
- Стратиграфический справочник. XX Международный геологический конгресс. Индия, Пакистан, Непал, Бутан, Бирма, Цейлон. М., ИЛ, 1960.
- Стрелков С. А. Новые данные о рельефе и четвертичных отложениях долины р. Лены к северу от северного полярного круга.— Тр. НИИГА, т. 89, сб. № 6, 1956.
- Стрелков С. А. Стратиграфия четвертичных отложений побережья моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря.— Тр. совещ. по стратиграфии Северо-Востока СССР. Магадан, 1959.
- Сун Дян-чин, Ян Хуэй-жень. Следы оледенений великой ледниковой эпохи в Китае.— Scientia Sinica. 1962. ч. XI, N 4.
- Троицкая Т. С., Короткий А. М., Караулова Л. П., Дарько Е. И. Новые данные о послеледниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря.— ДАН СССР, 1971, т. 196, № 2.
- У Жу-кан. Находка нижней челюсти ланьтяньского человека.— Китай, 1964, № 2.
- Фэйрбридж Р. В. Аридность климата ледниковых эпох в Африке.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Фридланд В. М. Вертикальная зональность почв Северного Вьетнама. Почвоведение, 1959, № 11.
- Фридланд В. М. Природа Северного Вьетнама. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Хворостова З. М., Кашменская О. В. Некоторые вопросы четвертичного оледенения в верховьях рек Колымы и Индигирки.— Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 27, Новосибирск, 1962.
- Хорева И. М. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений долины р. Алдана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 9.
- Хорева И. М. Стратиграфия и фораминиферы морских четвертичных отложений западного берега Берингова моря.— Тр. ГИН АН СССР, вып. 225. М., «Наука», 1974.
- Худяков Г. И., Денисов Е. П., Короткий А. М., Кулаков А. П., Никонова Р. И., Чернобровкина Е. И. Юг Дальнего Востока.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1972.
- Цейтлин С. М. О цикличности природных явлений плейстоцена Сибири.— В кн.: Ритмы и цикличность в природе, Вопросы географии, сб. № 79. М., «Мысль», 1970.
- Цейтлин С. М. Закономерности размещения криогенных деформаций в отложениях перигляциальных зон плейстоцена Северной Евразии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 2.
- Цейтлин С. М. Человек и среда палеолита Сибири.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М., Изд. ГИН АН СССР, 1973.
- Чеботарева Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М. Геоморфология и стратиграфия четвертичных отложений среднего течения Лены и низовий Алдана.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1957, № 3.
- Чеботарева Н. С., Куприна Н. П. К истории долины Средней Лены.— Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 5.
- Чеботарева Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М. Стратиграфия четвертичных отложений среднего течения Лены и низовий Алдана.— В кн.: Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. Изд-во МГУ, 1959.
- Чемеков Ю. Ф. Следы древнейшего оледенения на Дальнем Востоке СССР.— Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 15. Л., 1959а.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичные оледенения муссонной области Дальнего Востока СССР.— ДАН СССР, 1959б, т. 127, № 2.
- Чемеков Ю. Ф. Стратиграфия и палеогеография антропогена Дальнего Востока СССР.— В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. III. М., «Наука», 1961.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей в северной части Тихого океана.— Тр. Ин-та геологии АН Эстонской ССР, т. VIII, Таллин, 1961а.
- Чемеков Ю. Ф. История развития речной сети в бассейне р. Амур.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1964, № 1.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичная система Дальнего Востока СССР.— В кн.: Report of the VI Intern. Congr. on Quaternary. Warsaw. 1961. Vol. II, Lodz. 1964.
- Черский И. Д. Геологическая экскурсия на высокое плоскогорье (система р. Селенги) и берег Байкала между устьями р. Селенги и Кики.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1882, т. XIII, № 1—2.

- Черский И. Д. К вопросу о следах древнего оледенения в Восточной Сибири.— Изв. Вост.-Сиб. отд. РГО, 1888, т. XIX, № 1.
- Черский И. Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией, 1885—1886 гг.— Зап. СПб. минер. об-ва, 1891, т. 15, вып. 1.
- Чжан Цзун-ху. О генезисе и процессе образования лёссов района Лундун в Северо-Западном Китае.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода. вып. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Чжан Цзун-ху. Новые данные о лёссовых породах Китая.— Советская геология, 1960, № 7.
- Чжоу Вей-сян. Геоморфология и четвертичная геология района пещеры гигантопитека близ г. Лючен в Гуансийской автономной области национального меньшинства Чжуан.— *Vertebrata palasiatica*, 1960, v. IV, N 1 (на китайск. яз. резюме русск.).
- Шанцер А. Е., Челебаева А. И., Лупикина Е. Г., Егорова И. А., Певзнер М. А., Гептнер А. Р. Стратиграфия, палеомагнитная характеристика и возраст вулканогенных толщ хребта Тумрок.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
- Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. М., «Наука», 1971.
- Шер А. В., Гитерман Р. Е., Зажигин В. С., Киселев С. В. Новые данные о позднечайнозойских отложениях Колымской низменности.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5.
- Шило Н. А. Древние оледенения Северо-Востока и их влияние на россыпную золотосность Япо-Колымского пояса. Магадан, 1959.
- Шило Н. А., Диков Н. Н., Ложкин А. В. Первые данные по стратиграфии палеолита Камчатки.— Тр. Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского ин-та СО АН СССР, вып. 17. М., «Наука», 1967.
- Шило Н. А., Беспалый В. Г., Ложкин А. В. Поздний плейстоцен и голоцен северо-востока Азиатской части СССР и хронология основных событий.— Тез. докл. советских ученых к IX конгрессу ИНКВА. М., 1973.
- Шофман И. Л. Стратиграфия песчаной толщи Средней Лены.— Бюл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. № 41. М., «Наука», 1974.
- Шофман И. Л., Ревердатто М. В. К стратиграфии антропогенных отложений Средней Лены.— В кн.: Проблемы изучения четвертич. периода. М., «Наука», 1972.
- Юинг М. Отложения ледниковых и межледниковых эпох в глубоководных осадках.— В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
- Ян Чжун-цзянь. Лёсс Китая.— Природа, 1957, № 5.
- Ян Чжун-цзянь, Сун Мэн-лин. Новые находки ископаемых страусов в Китае и их стратиграфическое значение.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ян Цзе. Генезис лёссовых отложений Северного Китая.— Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Aigner J. S. Pleistocene archaeological remains from South China.— *Asian Perspectives*, 1974, vol. XVI, N 1.
- Alekseev M. N. Report on the geological field trip to Uttaradit district and the vicinity of Mae Mo Lignite Mine, Northern Thailand. United Nations ECAFE documents, 1966.
- Alekseev M. N. Provisional correlation of Cenozoic index sections of Central Western Pacific island arc.— XIth Pacific Sci. Congr., Abstr. of Papers. Proc., v. 4, 1966.
- Alekseev M. N. Provisional correlation charts of the Cenozoic index sections of the ECAFE area.— Proc. Third Symposium on Development Petroleum Resources Asia and Far East, 1965 Tokyo. U. N. Publication. New York, MRDS, N 30, 1969.
- Alekseev M. N., Takaya Y. An outline of the Upper Cenozoic deposits in the Chao Phraya Basin, Central Thailand.— *South-East. Asian Studies*, Kyoto Univ., 1967, v. V, N 2, Japan.
- Andersson J. G. Essays on the Cenozoic of Northern China.— *Mem. Geol. Surv. China*, Ser. A, 1923, N 3.
- Aoki N. Pliocene and Pleistocene foraminifera along the Yoro River, Boso peninsula.— *Sci. Rept.*, Tokyo Univ. Educ., 1963, Ser. C, v. 8, N 78.
- Aoki N. a. o. On the molluscan fossils of the Narita formation, Boso peninsula.— *J. Geol. Soc. Japan*, 1962, 69, N 801.
- Asano K., Takayanagi Y. Stratigraphic significance of the planktonic foraminifera from Japan.— Proc. Third Sympos. on Development Petroleum Resources in Asia and Far East, 1965, Tokyo, UN Publication, New York, MRDS N 30, 1969.
- Bandy O. L. Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and basinal development in Philippines.— *Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, 1963, v. 47, N 9.
- Barbour G. B. The Loess problem in China.— *Geol. Mag.*, 1930, 67.
- Barbour G. B. The Taska deposits and the problem of Pleistocene climate.— *Bull. Geol. Soc. China*, 1931, v. X.
- Barbour G. B. Recent observations of the loess of North China.— *Geogr. J.*, 1935, v. 86.
- Barnes V. E. Petrography of new tektite localities in Thailand and the Philippines. Rept 23 Sess. Intern. Geol. Congr. Proc., Sect. 13, 1968.

- Barnes V. E.* Progress of Tektite Studies in China.—Trans. Amer. Geophys. Union, 1969, v. 50, N 12.
- Bemmelen R. W. van.* The Geology of Indonesia, v. IA, Hague, Government Print. Office, 1949.
- Blow W. H.* Late Middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.—Proc. First Intern. Conf. on Planktonic Microfossils, v. 1, 1969.
- Bolli H.* The planktonic foraminifera in Well Bodjonegoro-I of Java.—*Ecologiae geol. Helv.*, 1966, v. 59, N 1.
- Boso Peninsula. 1st CPNS. Guidebook for Excursion 2. Tokyo, 1976.
- Brown G. F., Buravas S., Charaljavanaphet J. e. a.* Geologic reconnaissance of the mineral deposits of Thailand.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1951, N 984.
- Brunnacker K.* Affleurements de loess dans les régions nord méditerranéennes.—*Rev. geogr. phys. et géol. dynam.*, 1969, v. 11.
- Brunnacker K.* Löss- und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum.—*Eiszeitalter und Gegenwart*, 1974, B. 25.
- Carbonnel J. P.* Le quaternaire Cambodgien. Structure et stratigraphie.—*Mem. ORSTOM*, 1972, N 60.
- Chang S. L.* Regional stratigraphic study of Pleistocene and Upper Pliocene formations in Chiayi and Hsinying area Taiwan.—*Petroleum Geol. Taiwan*, 1963, N 2.
- Chang Yu-ping, Huang Wan-po, Tang Ying-jun, e. a.* The discussion of Cenozoic Formation from Lantian, Shensi Province.—*Vertebrata palasiatica*, 1964, v. 8, N 2.
- Chia Lan-po, Chan Jen-chieh.* Quaternary mammalian fossils from Chihcheng, Hopei.—*Vertebrata palasiatica*, 1957, v. 1, N 1.
- Chiu H. T.* Stratigraphic relations of the reservoirs of the oil and gas fields in Northern Taiwan.—*Petroleum Geol. Taiwan*, 1965, N 2.
- Colbert E. H.* Pleistocene vertebrates collected in Burma by the American Southeast Asiatic Expedition.—*Trans. Amer. Philos. Soc.*, N. S. 1943, v. XXXII, pt. III.
- Corby G. W. e. a.* Geology and oil possibilities of the Philippines.—*Rept. Philippines Dept. Agric. and Nat. Resources Techn. Bull.*, 1951, 21.
- Cox A.* Geomagnetic reversals.—*Science*, 1969, v. 163, N 3864.
- Cox A., Dalrymple G. B.* Geomagnetic polarity epochs in Reunion.—*Nature*, 1967, v. 210, N 5042.
- De Terra H., Movius H. L., Colbert E. H., Bequaert J.* Research on Early Man in Burma.—*Trans. Amer. Philos. Soc.*, N. S. 1943, v. XXXII, pt. III.
- Dubois E.* On *Pithecanthropus erectus*: A transitional form between Man and the Apes.—*Sci. Trans. Roy. Dublin Soc.*, 1896, v. VI.
- Dubois E.* Das geologische Alter der Këndenschichten oder Trinilfauna.—*Tijdschr. Koninkl. Nederl. Akad. Genootschap*. 1908, XXV.
- Evans P.* Late Pleistocene chronology and the glacial-interglacial cycle.—*Geol. Mag.* 1974, v. III, N 5. Cambridge University Press, v. 2, N 3.
- Fairbridge R. W.* Climatology of a Glacial cycle.—*Quaternary Research*, 1972, v. 2, N 3.
- Fitch F. H.* Status of micropaleontological studies, 1962.—*Annual Report Geol. Surv. Dept. British Territories in Borneo*, 1962.
- Gohara Y.* Climatic fluctuations and sea level changes during the Late Pleistocene and Early Holocene.—*Pacific Geol.*, 1976, N 11. Sapporo, Tokai Univ. Press.
- Gregory J. W., Edwards W. N.* Tertiary oil shales of Southern Burma.—*Geol. Mag.*, 1923, 60.
- Grey R. R.* Time stratigraphic correlation of Tertiary rocks in the Philippines.—XIth Pacific Sci. Congr., 1966. Sympos. N 25, Japan, 1967.
- Haile N. S.* Radiocarbon dates of Holocene emergence and submergence in the Tambelan and Bunguran Islands, Sunda Shelf, Indonesia.—*Geol. Soc. Malaysia Bull.*, 1970a, N 3.
- Haile N. S.* Notes on the geology of Tambelan, Annambas and Bunguran (Natuna) Islands, Sunda Shelf, Indonesia, including radiometric age determination.—*United Nations ECAFE, CCOP — Techn. Bull.*, 1970b, v. 3.
- Haile N. S.* Quaternary shorelines in West Malaysia and adjacent parts of the Sunda Shelf.—*Quaternaria*, 1971, v. XV.
- Haile N. S., Keij A. J., Pimm A. C.* Preliminary report on the oceanographic cruise of H. M. S. Dampier in the South-China sea.—*Annual Rept Geol. Surv. Borneo Region, Malaysia*, 1963.
- Haile N. S., Ayob M. B.* Note on radiometric age determination of samples of peat and wood from tinbearing Quaternary deposits at Sungei Besi Tin Mines. Kuala Lumpur, Selangor, Malaysia.—*Geol. Mag.*, 1968, v. 105, N 6.
- Haile N. S.* Quaternary deposits and geomorphology of the Sunda Shelf off Malaysian shores.—*INQUA VIII Intern. Congr. Paris*, 1969.
- Haile N. S., Watkins N. D.* The use of paleomagnetic reversals in Pleistocene geochronology in Southeast Asia.—*Region. Conf. on Geology Southeast Asia. Abstr. of Papers.* *Geol. Soc. Malaysia*, 1972.
- Halstead L. B., Nanda A. C.* Environment of deposition of the Pinjor formation Upper Sawiliks, near Chandigarh.—*Bull. Indian Geol. Assoc.*, 1973, v. 6, N 1.
- Hashimoto S., Minato M.* Quaternary geology of Hokkaido. On the Ice ages and Post-glacial age of the Hidaka mountain range.—*J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, 1955, Ser. 4, v. 1955, v. 9, N 1.

- Heekeren H. R.* Prehistoric discoveries in Siam, 1943—1944.—*Proc. Prehist. Soc., N. S.*, 1948, XIV, London.
- Heider K. G.* A pebble-tool complex in Thailand.—*Asian Perspectives*, 1960, v. 11, N 2. Hong Kong Univ. Press.
- Hooijer D. A.* Fossil mammals and Plio-Pleistocene boundary in Java.—*Proc. Koninkl. Nederl. Akad. wet., ser. B*, 1952, v. 55.
- Hooijer D. A.* Fossil Proboscidea from the Malay Archipelago and the Punjab.—*Zool. verhandel. Ricksms van natur. hist. Leiden*, 1955, N 28.
- Hooijer D. A.* *Archidiskodon planifrons* (Falc. et Caut.) from the Tatrot zone of Upper Siwaliks.—*Leidse geol. meded.* 1956a, N 20.
- Hooijer D. A.* The lower boundary of the Pleistocene in Java and the age of *Pithecanthropus*.—*Quaternaria*, 1956b, v. 3.
- Hooijer D. A.* The Pleistocene vertebrate fauna of Celebes.—*Asian Perspectives*, 1950, v. 11, N 2. Hong Kong Univ. Press.
- Hoshino M.* Absolute dating of marine sediments.—*Quaternary Res.*, 1967, v. 6, N 4.
- Hu Chang-kang.* Pliocene and Pleistocene mammalian fossils from Kansu.—*Vertebrata palasiatica*, 1962, N 1.
- Huang T.* Planktonic foraminifera from the Peikang PK-3 Well in the Peikang Shelf Area, Yunlin, Taiwan.—*Petrol. Geol. of Taiwan*, 1963, N 2.
- Huang T. K., Hsu T. Y.* Gravel terraces in Tsientang Valley and their bearing on the problem of coastal uplift.—*Bull. Geol. Soc. China*, 1936, v. XV.
- Huang, Wan-po.* Re-study of the CKT *Sinanthropus* deposits.—*Paleovert. et paleoanthropol.*, 1960, v. 2, N 1.
- Huang, Wan-po, Chi Hung-giang.* Discovery of «*Ailuropoda-Stegodon*» fauna in Loping district, Northeast Kiangsi.—*Vertebrata palasiatica*, 1963, v. 7, N 2.
- Hung J. J.* X-ray study on clays from Quaternary sediments in Taipei Basin.—*Nat. Taiwan Univ. Eng. College Bull.* 1963, N 8.
- Huzioka K., Takayasu T., Matoba Y.* The Kamayachi formation (Pleistocene), Oga peninsula, Northeast Japan.—*J. Mining Coll. Akita Univ., Ser. A*, 1970, v. IV, N 4.
- Ikebe N.* A synoptical table on the Quaternary stratigraphy of Japan.—*J. Geosci. Osaka Univ.*, 1969, v. 12.
- Ikebe N., Chiji M.* Neogene biostratigraphy and geochronology in Japan.—*Shizenshi-Kenkyu*, 1969, v. 1, N 4.
- Ikebe N., Takayanagi Y., Chiji M., Chinzei K.* Neogene biostratigraphy and radiometric time scale of Japan—an attempt at intercontinental correlation.—*Pacific Geol.* 1972, 4.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1973. Leg 19. U. S. Nat. Sci. Foundation, v. XIX.
- Ishida S., Maenaka K., Yokoyama T.* Paleomagnetic chronology of volcanic ash of the Plio-Pleistocene series in Kinki District, part 12.—*J. Geol. Soc. Japan*, 1969, v. 75, N 4.
- Ishiwada Y., Higuchi Y., Kikuchi Y.* Correlation by the smaller foraminifera on the Southern Kanto gas field.—*J. Japan. Assoc. Petrol. Technologists*, 1962, v. 27, N 3.
- Ishiwada Y.* Benthonic foraminifera off the Pacific coast of Japan referred to biostratigraphy of the Kazusa group.—*Geol. Surv. Japan*, 1964, Report N 205.
- Itihara M.* Some problems of Quaternary sedimentaries in the Osaka and Akasi Areas, Japan.—*J. Inst. Polytechn. Osaka Univ.*, 1961, Ser. G, v. 4.
- Itihara M., Kamei T.* The Osaka formation; geology of plain and hills.—*Kagaku*, 1970, v. 40.
- Itihara M., Kamei T., Mitsunasi T., Suzuki K., Kuwano Y.* The basis of the Plio-Pleistocene boundary in Japan.—*J. Geosci. Osaka Univ.*, 1973, v. 16, Art. 3.
- Joshi R.* The characteristics of the Pleistocene climatic events in the Indian sub-continent. A land of monsoon climate. VIII INQUA Congr., v. I. Paris, 1969.
- Kahlke H. D.* On the complex of the *Stegodon-Ailuropoda* fauna of Southern China and the chronological position of *Gigantopithecus blaki* v. *Koenigswald*.—*Vertebrata palasiatica*, 1961, v. 25, N 2.
- Kahlke H. D.* 1972. Upper Pliocene and Lower Pleistocene mammalian associations of Eastern and South-Eastern Asia and the Plio-Pleistocene Boundary.—*Collection of papers. Intern. Colloq. on Problem N/Q Boundary*, v. 1, Moscow.
- Kamei T.* On some Proboscidean fossils from the sea bottom of the Ariake Bay, Kyushu, Japan.—*Misc. Repts Res. Inst. Natur. Resources*, 1964, N 62.
- Kamei T.* Notes on *Elephas shigensis* (Matsumoto et Ozaki) from the Osaka Group and the Paleo-Biwa Group.—*Mem. College Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, 1966, v. XXXII, N 4.
- Kamei T., Setoguchi T.* Some remarks on mammalian faunas in the Early Pleistocene. Preprint. 1970.
- Kameyama T.* Two marine transgressions during Late Pleistocene in the Kammon district.—*Geogr. J.*, 1968, v. 74, N 11.
- Kanto Loam Research Group.* Some problems of the Kanto Loam I. (JwE).—*J. Geol. Soc. Japan*, 1956, v. 62, N 729.
- Kanto Loam Research Group.* Some problems of the Kanto Loam, II.—*J. Geol. Soc. Japan*, 1958, v. 64, N 752.

- Kanto Loam Research Group*. Problems of the Kanto Loam, III (JwE).— Earth Sci., 1960, N 46.
- Kanto Loam Research Group*. On the geological age of the Hanaizumi bed, mammalian deposits of the glacial age. Northeast Japan.— Earth Sci., 1961a, N 53.
- Kanto Loam Research Group*. The Kanto Loam and the Quaternary chronology of Kanto district.— Earth Sci., 1961b, N 54.
- Kanto Loam Research Group* and *Shinshu Loam Research Group*. On the geological age and sedimentary environment of Hanaizumi bed.— Earth Sci., 1962, N 62—63.
- Kawai K.* Natural gas geology of the Southern Kanto Region, Japan.— 3rd Petrol. Sympos. ECAFE, 1965, United Nations.
- Koenigswald G. H. R. von*. Das Pleistozän Javas.— Quartär, 1939, Bd. 2.
- Koenigswald G. H. R. von*. From van Bemmelen's «Geology of Indonesia», Hague, 1949.
- Koenigswald G. H. R. von*. Remarks on a Late Pleistocene or Post-Pleistocene Landbridge between Java and Asia.— Quaternaria, 1955, v. II.
- Koenigswald G. H. R. von*. Fossil mammals from the Philippines.— Proc. Fourth Far-Eastern Prehistory Congr., paper N 22, Quezon City, 1956a.
- Koenigswald G. H. R. von*. Remarks on the correlation of mammalian faunas of Java and India and the Plio-Pleistocene Boundary.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet. ser. B, 1956b, v. 59, N 3.
- Koenigswald G. H. R. von*. A mastodon and other fossil mammals from Thailand.— Report of investigation. N 2. Roy. Dep. Mines. Thailand, 1959.
- Koenigswald G. H. R. von*. Tektite studies. I — The Age of the Indo-Australian tektites; II — The Distribution of the Indo-Australian tektites.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet., v. 63, N 2. 1960a.
- Koenigswald G. H. R. von*. Tektite studies VI — Rims, flow-ridges and flanges in Javanese Tektites.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet., ser. B. 1960b, v. 66.
- Koenigswald G. H. R. von*. The problem of tektites-Space. Sci. Rev., 1964, N 3.
- Lee J. S.* Quaternary glaciation in the Yangtze Valley.— Geol. Soc. China Bull., 1933, v. XII.
- Lee J. S.* Data relating to the study of the problem of glaciation in the Lower Yangtze Valley.— Geol. Soc. China Bull., 1934, v. XIII.
- Lee J. S.* Confirmatory evidence of Pleistocene glaciation from the Huangshan, Southern Anhui.— Geol. Soc. China Bull., 1936, v. XV.
- Lee J. S.* The geology of China. London, 1939.
- Leroy P.* The Late Cenozoic unionids of China.— Bull. Geol. Soc. China, 1940, v. 19, N 4.
- Lin C. C.* Quaternary in Taiwan.— Taiwan Wenhsien, 1963, v. 14, N 1—2. (in Chinese).
- Lin C. C.* Geology and ecology of Taiwan prehistory.— Asian Perspectives, 1964, v. VII, N 1—2.
- Lin C. C.* The Naming of the Akungtien Formation, with discussion of the origin of the fossils in the mud ejected from the Kunshuiing Mud-Volcanoes near Chiao-tou, Kaohsiunghsien Taiwan.— Petrol. Geology of Taiwan, 1965, N 4.
- Lin C. C.* An outline of Taiwan's Quaternary geohistory with a special discussion of the relation between natural history and cultural history in Taiwan.— Bull. Dep. Archaeol. and Anthropol., 1966, N 28.
- Lin C. C., Nakagawa H.* Quaternary correlation between Japanese islands and Taiwan.— Quaternary Res. (in Japanese), 1967, N 6.
- Liu Tung-sheng*. Younger Loess and Older Loess.— Tichih Yuehkan, 1959, N 5 (in Chinese).
- Liu Tung-sheng, Chang Tsung-hu*. The «Huangtu» (Loess) of China.— Rept. VI INQUA Congr. Warsaw 1961, v. IV. Lodz, 1964.
- Mainguy M.* Map of the Tertiary basins of Eastern Asia and their offshore extension.— U. N. ECAFE CCOP Techn. Bull., 1970, N 3.
- Mainguy M., Stach L. W.* Regional geology and prospects for mineral resources on the northern part of the Sunda Shelf. U. N. ECAFE. CCOP Techn. Bull., 1968, v. 1.
- Minato M., Hashimoto S.* Zur Karbikdung in Hidaka — Gebirge, Hokkaido, Japan. Proc. Japan Acad., 1954, v. 30, N 2.
- Minato M.* On the age of mammoths in Japan and Siberia.— Earth Sci., 1967, v. 21, N 2.
- Minato M., Suyama K., Hasegawa K., e. a.* Absolute age of subsurface Late Quaternary deposits in the Niigata Lowland.— J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. IV, 1967, v. XIII, N 4.
- Minato M., Hashimoto S., Fujiwara Y., Kumawo S.* Pliocene-Pleistocene deposits of Japan and a preferable Pliocene/Pleistocene boundary in Japan. Collection of papers. Intern. Colloq. on Problem Neogene — Quaternary Boundary. v. II, Moscow, 1972.
- Molengraaff G. A. F.* The recent sediments in the seas of the East-Indian Archipelago with a short discussion on the condition of those seas in former geological periods.— Proc. IV Pacific Sci. Congr. Java, 1929, v. 2.
- Molengraaff G. A. F., Weber M.* On the relation between the Pleistocene Glacial period and the origin of the Sunda Sea (Java and South China Sea) and its influence on the distribution of coral reefs and on the land and freshwater fauna.— Proc. Koninkl. nederl. Akad. wet., 1919, v. 23.

- Movius H. L.* Early man and Pleistocene stratigraphy in Southern and Eastern Asia.— Papers Harvard Univ., 1944, v. XIX, N 3.
- Nakagawa H.* Quaternary sea levels of the Japanese Islands.— J. Geo. sci., Osaka Univ, 1967, v. 10.
- Nakagawa H.* Early Pleistocene correlation between Europe and Japan. Preprint. 1971.
- Nakagawa H., Niitsuma N., Hayasaka I.* Late Cenozoic geomagnetic chronology of the Boso Peninsula.— J. Geol. Soc. Japan, 1969, v. 75, N 5.
- Ogose S.* Some considerations concerning the thermal changes indicated by the molluscan fossils from the Upper Pliocene and the Lower Pleistocene strata in the Boso peninsula, South Kanto, Japan.— J. Geol. Soc. Japan, 1961, v. 67, N 794.
- Onisht I.* Pollen flora of the Kazusa Group in the Boso Peninsula.— J. Geol. Soc. Japan, 1969, v. 23, N 6.
- Opdyke N. D., Burckle L. H., Todd A.* The extension of the magnetic time scale in sediments of the Central Pacific Ocean.— Earth and Planet. Sci. Letters, 1974, v. 22.
- Pei Wen-chung.* The age of the Choukoutien fossiliferous deposit.— Bull. Geol. Soc. China, 1931a, v. X.
- Pei Wen-chung.* Notice of the discovery of quartz and other stone artifacts in the Lower Pleistocene hominid-bearing sediments of the Choukoutien Cave Deposit.— Bull. Geol. Soc. China, 1931b, v. XI.
- Pei Wen-chung.* Palaeolithic industries in China.— In: Early Man (Ed) G. G. Macleady. Philadelphia, 1937.
- Pei Wen-chung.* The zoogeographical divisions of Quaternary mammalian faunas in China.— Vertebrata Palasiatica, 1957, v. 1, N 1.
- Pei Wen-chung.* Observation of the solifluxion phenomena at Huangshan near Harbin and in Chalinor district.— Sci. Res., 1957b, v. 1, N 1.
- Pei Wen-chung.* The living environment of the Chinese Primitive Men.— Paleovertebr. et paleoantropol. 1960, v. 2, N 1.
- Pei Wen-chung.* Quaternary mammals from the Liucheng Gigantopithecus Cave and other caves of Kwangsi.— Rept VI Intern. Congr. on Quaternary, Warsaw, 1961, v. II. Lodz, 1964.
- Pei Wen-chung, Woo Ju-kang, Chia Lan-po, Chow Ming-chen, Liu Hsien-ting and Wang Chieh-yi.* Report on the excavation of Palaeolithic sites at Tingtsun, Hsiangfensien, Shansi province, China.— Inst. Vertebr. Palaeontology, Acad. Sinica. Mem., 1958, N 2.
- Quaternary System of Japan. Research Group on the Quaternary of Japan. Monogr. 15. Assoc. for Geol. Collab. Japan, 1969.
- Ronojudo A.* Offshore exploration of the cassiterite placers of Belitung, Indonesia.— Report IX Session CCOP — ECAFE United Nations, 1972.
- Sawamura K., Laming D. J. C.* Sea-floor in the Gulf of Thailand and Quaternary sea-level changes.— CCOP Newsletter, v. 1, N 4, 1974.
- Schreiber A.* On the geology of the Cenozoic geosyncline in Middle and Northern Taiwan (China) and its petroleum potentialities.— Petroleum Geol. Taiwan, 1965, N 4.
- Selli R.* The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies.— Progr. Oceanogr., 1967, v. 4.
- Serizawa C.* On Early Palaeolithic in Japan.— Quaternary Res., 1971, v. 10, N 4.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D.* Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28—238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10<sup>5</sup> year and 10<sup>6</sup> year scale.— Quaternary Res., 1973, v. 3, N 1.
- Shikama T.* The Japanese Quaternary, its outline and historical review.— Sci. Repts Yokohama Nat. Univ. sec. 2, 1952, N 12.
- Shikama T.* The Quaternary period in Manchuria. Geol. a. Miner. Res. Far East, v. 1, 1967.
- Shilo N. A., Orlova Z. V.* 1969. Processes of weathering and their reflection in Anthropogen sediments of the North-Eastern Asia.— VIII INQUA Congr. v. II, Paris.
- Sibinga G. L. S.* Pleistocene eustasy and glacial chronology in Borneo.— Geol. en mijnbouw, 1953, N 11.
- Sieveking A.* The Palaeolithic industry of Kota Tampan, Perak, Northwestern Malaya.— Asian Perspectives, 1960, v. II, N 2, Hong Kong Univers. Press.
- Sithiprasasna D.* Occurrence of Moe Moh fossils. Report of investigation, Thailand, 1959, N 2. Roy. Dept. Mines.
- South of Osaka. Guidebook for Excursion 4, 1st CPNS, Tokyo, 1976.
- Suzuki M., Yamanoi J.* Fission Track dating of the Uonuma Group.— J. Geol. Soc. Japan, 1970, v. 76, N 6.
- Tai A.* A study on the pollen stratigraphy of the Osaka Group, Pliocene-Pleistocene deposits in the Osaka Basin.— Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. Geol. and Mineral. 1973, v. 39, N 2.
- Takai F.* Fossil elephants from the Hao-kang and Pen-p'iao coal-fields, Manchoukou.— Bull. Inst. Manchuria, 1941, N 101.
- Takaya Y.* Quaternary outcrops in the Central Plain of Thailand. Reports on Res. in Southeast Asia. Natur. Science Series, 1968, N 3 (Kyoto Univ.).
- Takaya Y.* Physiography of Rice Land in the Chao Phraya Basin.— Tanan Ajia Kenkyu, 1971, v. 9, N 3.

- Teilhard de Chardin P., Young C. C.* Preliminary observations on the Pre-Loessic and Post-Pontian formations in Western Shansi and Northern Shensi.— Mem. Geol. Surv. China (A), 1930, v. 8.
- Teilhard de Chardin P., Trassaert M.* The Proboscidiens of South-Eastern Shansi (Yushe Basin).— Paleontol. sinica (c), 1937, v. 13, N 1.
- Teilhard de Chardin P., Young C. C.* Fossil mammals from the Late Cenozoic of Northern China.— Paleontol. sinica (c), 1931, v. 9, N 1.
- Teves J. S.* Philippine structural history and relation with the neighbouring areas.— Philippine Geologist, 1955, v. 7, N 2.
- The Geologic Development of the Japanese Islands. Tokyo, Tsukiji Shokan Co., Ltd. 1965.
- Tint Lwin.* Current status of stratigraphic correlation in Burma. Working Group on stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ECAFE Region. Bangkok, UN ECAFE, 1973.
- Tjia H. D., Fujii S., Kigoshi K., Sugimura A., Zakaria T.* Radiocarbon dates of elevated shorelines, Indonesia and Malaysia, Part I.— Quaternary Res., 1972, v. 2, N 4.
- Tokunaga S., Naora N.* Report of diggings at Ho-chia-kou, Ku-hsiang-tung, Kirin, Manchoukou.— Repts First Scient. Expedition to Manchoukou, Sect. II, pt I. Tokyo, Waseda Univ., 1934.
- Tokunaga S., Mori T.* Report of diggings at Dokantin, the coast of the River Toman, Korea. Report of diggings at Tamalukou, Province Chien-tao, Manchoukou.— Repts First Scient. Expedition to Manchoukou, Sect. II, pt IV, Tokyo, Waseda Univ., 1939.
- You Yu-zhu, Qi Guo jin.* New materials of Pleistocene mammals in Yuanmu, Yunnan.— Vertebrata palasiatica, 1973, v. XI, N 1.
- Young C. C., Lin P. T.* Notes on a mammalian collection probably from the Yushe series (Pliocene), Yushe, Shansi, China, Contribs. Inst. Geol., 1948, N 8.
- Wang P. C. M.* Subsurface geology and oil possibilities of the Taoyuan.— Miaoli Offshore Region, Taiwan.— Petroleum Geol. Taiwan, 1967, N 5.
- Western Pacific Floor.* Leg 31. Deep Sea Drilling Project.— Geotimes, 1973, v. 18, N 10.
- Wilford G. E.* The geology and mineral resources of Brunei and adjacent parts of Sarawak with descriptions of Seria and Miri oilfields.— Brit. Borneo Geol. Surv. Mem., 1961, 10.
- Wissman H. von.* The Pleistocene glaciation in China.— Geol. Soc. China Bull., 1937, v. XVII.
- Woo Ju-kang.* The hominid skull of Lantian, Shensi.— Vertebrata palasiatica, 1966, v. 10, N 1.
- Wu F. T.* Subsurface geology of the Hsinchuang structure in the Taipei Basin.— Petroleum Geol. Taiwan, 1965, N 4.
- Wu Xin-zih, Yuan Zhen-zin, Hon De-pen, Qi Tao, Lu Qin-wu.* Report of the excavation at Lantian Man locality of Gongwangling in 1965.— Vertebrata palasiatica, 1966, v. X, N 1.

# УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- Абукума, р. 108, 111  
Абыйская низменность 19  
Адачигахара, морская терраса 112  
Азиатская часть СССР 12, 20  
Азиатский материк 7, 136, 138, 141, 148, 172, 173  
Азиатский шельф 11  
Акаси, пос. 108  
Акита, префектура 106  
Алдан, р. 37, 42, 43, 46—49, 51—53, 59, 167  
Алданское нагорье 87  
Аляска, п-ов 21, 27, 28  
Амами, о-ва 119  
Амга, р. 47  
Амур, р. 69, 71, 74, 81, 83, 87, 171, 176  
Амуру-Зейская депрессия 56, 58, 84  
Анабар, р. 50  
Анадырская низменность 21  
Англия 152  
Анда, о. 142  
Андаманское море 165  
Анива, зал. 89  
Аннамизская геосинклиналь 138  
Анюй, р. 22, 23  
Анюйск, пос. 23, 24  
Арктическая часть Восточной Азии, географическая область 12  
Африканский континент 165
- Бада, ст. 66  
Баванг, г. 142  
Бангкок, г. 147  
Бангкокская равнина, географическая область 147  
Баотоу, г. 121  
Бахайвань, зал. 137  
Бегиджян, р. 42, 47, 59  
Безымянный, м. 98, 99  
Бейцзян, р. 135  
Белая, р. 31, 33  
Белитунг, о. 145, 146, 147, 155, 156, 175  
Бенгальский зал. 176  
Берег Кошмба, местонахождение 101  
Береговая, местонахождение 61  
Берелёх, р. 16, 22  
Берингия, географическая область 21  
Берингово море 9, 30, 33, 160, 174  
Бирма 5, 7  
Богородское, пос. 87, 171  
Боемиаджо, местность 141  
Большая Дюанка, р. 97  
Большая Уссурка, р. 77  
Большая Хади, р. 97, 98  
Большая Хандыга, р. 25  
Большая Эрча, р. 17  
Большой Анюй, р. 22, 23  
Босо, п-ов 100, 105, 107, 155  
Ботчи, р. 90, 96—99
- Бруней, провинция 138, 150, 176  
Бунгуран (Большая Натуна), о. 150  
Бутур, р. 150  
Бухурук, р. 54  
Бытантай, р. 54
- Вакамасу, г. 110  
Ванино, бух. 97, 98  
Ванино, г. 90, 97  
Верхневиллюйск, пос. 43, 50, 52, 53  
Верхняя Бирма, область 140, 143  
Верхоянская горная область (Верхоянье) 5, 35, 47, 51, 54, 58, 168  
Верхоянская обл., географическая область 46  
Верхоянско-Колымская горная область 5, 20, 21, 25  
Веселая, р. 20, 22, 23  
Ветренный, руч. 23  
Виллой, р. 9, 38, 39, 42—45, 49, 50, 52—55, 58, 59, 65, 152, 153, 167, 173  
Виллюйск, г. 43, 45  
Виллюйская впадина 35, 37, 59  
Виноградная, р. 57, 83—86, 88, 89  
Владивосток, г. 67, 69, 89  
Внутренняя Азия, географическая область 9, 60  
Восточная Азия, географическая область 5—12, 16, 17, 20, 21, 67, 100, 121, 137, 151, 152, 154, 155, 157—159, 161—163, 165—170, 172—175, 177—180  
Восточная Европа, географическая область 36, 62, 154  
Восточная Камчатка, географическая область 28, 30, 31  
Восточная Сибирь, географическая область 5—10, 32, 35, 47, 48, 116, 151—153, 155, 156, 160, 168—170  
Восточно-Китайское море 136, 165  
Восточное Забайкалье, географическая область 56, 58, 60, 62—64, 66  
Восточное Средиземноморье, географическая область 165  
Восточный, хр. 34  
Восточный Китай, географическая область 120—123, 125, 127, 128, 132, 135—137, 140, 143, 178  
Вяземская, ст. 78, 80, 87
- Гамчен, хр. 27, 28  
Гарь, р. 56  
Географического общества, пещ. 57, 83, 87  
Гималаи, горы 7, 8, 127, 148  
Главный Гималайский хр. 168  
Глагах, р. 140  
Гоби, пустыня 163, 171  
Горелое, с. 82  
Гуандун, провинция 135  
Гуанси, провинция 8, 123, 128, 132

- Гуанчжоу, г. 132  
 Гуйчжоу, провинция 8  
 Гусянтун, предместье г. Харбин 133, 134  
 Дайрен, г. 134  
 Дальний Восток, географическая область 10, 13, 74, 101, 155  
 Дальний Восток СССР, географическая область 67  
 Датта, пос. 90, 97, 98  
 Дебин, р. 23  
 Демократическая Республика Вьетнам 143  
 Депутатка, р. 25  
 Джарджан, пос., р. 21, 47, 49  
 Джерба, р. 38  
 Джека Лондона, оз. 22  
 Джерудонг, р. 146  
 Джада, р. 56, 64  
 Джугджур, хр. 80  
 Динцун, разрез 8, 123, 124, 129, 130  
 Днестр, р. 154  
 Добрая, р. 55  
 Додогол, улус 58, 63  
 Докантин, пос. 134  
 Допорай, пос. 55  
 Дресвяной Яр, местонахождение 23  
 Дуваный Яр, местонахождение 23  
 Дулгалах, р. 54  
 Енгорбой, пос. 64  
 Енисей, р. 51  
 Желтое море 137, 176  
 Жеребцовка, д. 76  
 Жиганск, пос. 21, 48, 51, 54, 55  
 Забайкалье, географическая область 5, 8, 56, 59—64, 66, 151—154, 156, 158, 160, 163, 165, 168, 178, 179  
 Задрама, р. 64  
 Западная Градыга, р. 43  
 Западная Камчатка, географическая область 31—33  
 Западная Малайзия, географическая область 10  
 Западная Сибирь, географическая область 35  
 Западное Верхоянье, географическая область 9, 25, 49, 54  
 Западное Забайкалье, географическая область 56, 58—60, 62, 64, 66  
 Западное Приверхоянье, географическая область 25, 37, 157  
 Западное Прихотье, географическая область 87  
 Западный Таиланд, географическая область 143  
 Западный Тайвань, географическая область 114, 116, 153, 173, 175  
 Засухино, разрез 62  
 Зеленый Бор, д. 76  
 Зеркальная, р. 88  
 Зей, р. 56, 58, 84  
 Зондский, арх. 5, 9  
 Зондский шельф 10, 148  
 Зюссенборн, г. 17  
 Ивоюки О IV, О XXV, местонахождение 109, 110  
 Иенсингкуо II, местонахождение 132  
 Изуми, район 106  
 Индигирка, р. 17, 18, 21, 25, 26, 47, 171  
 Индия 5—7, 9, 106, 140, 168  
 Индокитай, п-ов 5, 137, 138, 140, 142  
 Индонезийские о-ва 138  
 Индонезийский, арх. 7, 137, 140, 142, 145, 148, 172, 175  
 Индонезия 9, 138, 146, 148  
 Иокогама, г. 101, 109  
 Иравади, р. 9, 139, 140, 142, 143, 148  
 Исландия 152  
 Итанпа, р. 62  
 Калимантан, о. 141, 146, 147, 148, 150, 152, 153  
 Каменка, р. 88  
 Каменный, м. 34  
 Камень-Рыболов, пос. 73, 74  
 Каммон, р-н, пролив 110  
 Камчатка, п-ов 9, 26—28, 30—34, 152, 174, 177  
 Камчатка, р. 29, 31—34, 152, 153, 162, 178  
 Камчатский бассейн, седиментационный бассейн 176, 177  
 Камчатско-Корякская зона, географическая область 30  
 Канто, равнина, р-н 8, 10, 100—102, 104, 106—111, 156, 173  
 Карагинский, о. 27, 28, 30—34, 162  
 Каспийско-Черноморская область 61  
 Квай, р. 143, 144  
 Квейлинг, г. 132  
 Кедровка, р. 74, 79  
 Кеиденг, возвышенность 140  
 Кинабалу, г. 141  
 Кенгдей, р. 26  
 Кенкеме, р. 51  
 Киевка, р. 75  
 Кижингско-Кудунская, межгорная впад. 62  
 Кинки, р-н 8, 10, 100, 102, 103, 106—108, 153, 155, 162, 173  
 Кипарисово, д. 67, 68, 99  
 Киселевский пережим 76  
 Китайская народная республика 7, 8, 11, 116, 119—122, 125, 128, 136, 137, 156, 172, 178  
 Кихчик, р. 33  
 Ключи, с. 34  
 КНР 5, 8, 10, 130, 131, 136  
 Кобюме, р. 25  
 Конван, д. 125  
 Колкотова Балка — Михайловка, разрез 153  
 Колосан, местонахождение 132  
 Колыма, р. 5, 9, 13—16, 20, 23, 26, 153  
 Колымская, низменность 12, 13, 20, 22, 25, 171, 178  
 Комсомольск, г. 87  
 Конвалин, холм, пос. 125, 127  
 Коппи, р. 90, 93, 94, 98, 99  
 Корат, плато 148  
 Корияма (Фукусима), г., адм. р-н 112  
 Корсаков, г. 89  
 Краскино, пос. 85  
 Крестовка, р. 13—15, 20  
 Кривой Яр, предместье г. Улан-Удэ 63  
 Куан-нон, вулк. 117  
 Куантан, г. 176  
 Куранах, р. 51  
 Куросиво, течение 137  
 Кыллаах, о. 38, 40, 47—50  
 Кыра-Тирехтах, р. 49  
 Кюсю, о. 10  
 Кюсюр, пос. 54

- Ланьтян, уезд 8, 125  
 Лаптевых, море 13, 17  
 Лачами, р. 90, 97  
 Лена, р. 5, 8, 9, 12, 20, 21, 25, 26, 35—38, 40, 42, 44, 46—55, 58, 59, 178  
 Ленская долина 48  
 Ленско-Хоруонский рукав, предполагаемая древняя протока р. Лены 51  
 Лёссовое плато 8, 156, 172  
 Лииде, р. 46, 48  
 Лундун, р-н 132  
 Лупшар, р. 147  
 Лусон, р. 141, 142  
 Лушань, горная область 136  
 Лунтун, пещ. 135  
 Люцзян, р. 123  
 Люпаньшань, хр. 172  
 Ляодунский, п-ов 137  
 Ляохэ, р. 74
- Ма-Кай, местонахождение 124, 143  
 Магинанд, разрез, д. 168  
 Мае Клонг, р. 147  
 Мае-мо, впад., карьер, 139, 144  
 Мае-сот, седиментационный бассейн 138  
 Мак-Кинли, форт 141  
 Малайзия 10, 138  
 Малайя 7  
 Малакка, п-ов 138, 142, 144, 145, 176  
 Малая Кедровка, р. 98  
 Малый Аньюй, р. 22—26  
 Малый Ат-Юрях, р. 26  
 Малышевское, с. 82  
 Мамонтова Гора, разрез 37, 38, 41, 42, 47, 52, 55, 167  
 Мапа, местонахождение 135  
 Мариинское, с. 81  
 Марха, р. 37, 38, 42  
 Масол, местонахождение 168  
 Мастаах, р. 46  
 Меклонг, р. 144  
 Меконг, р. 144, 148, 176  
 Мельгуновка, р. 75, 77, 82, 83  
 Миаоли-Хсиен, район 116, 119  
 Миаоли, месторождение 113, 117, 120  
 Милун, риф 119  
 Митога, р. 33  
 Миура, бассейн 107, 155  
 Миура, п-ов 100, 101  
 Могок, пещера, 143  
 Молдавия, республика 154  
 Монголия — Монгольская Народная Республика 137, 160  
 Морджет, руч. 16  
 Мукоуяма V, местонахождение 110  
 Мульпа, р. 90, 96, 97  
 Мэнгкэрэ, р. 42, 47—49, 54, 55
- Накаяма, морская терраса 112  
 Накхонсаван, г. 143, 145  
 Нанкин, г. 123, 128  
 Натара, р. 25  
 Находка, г. 83  
 Нельма, пос., р. 90, 97—99  
 Неми, бух. 90, 93, 95  
 Немингде, р. 55  
 Нечаку, р. 23  
 Нижне-Алданская, впадина 35, 37, 42, 46  
 Нижнее Приамурье, географическая область 76, 173  
 Нижнеконстантиновский Яр, разрез 22  
 Нижний Амур, р. 154
- Нижняя Бирма, область 139, 141, 154, 174  
 Нижняя Лена, р. 52  
 Николаевск-на-Амуре, г. 76  
 Ниигата, г. 10, 106, 111, 156  
 Нихонматсу, морская терраса 112  
 Нихэвань, местонахождение 160  
 Нишиучи, морская терраса 112  
 Ново-Ильиновка, д. 74—76  
 Новоникольское, местонахождение 63  
 Ноджима, пос. 101  
 Нонгоджа-Вторая, р. 26  
 Ньельбюкюне, пос. 59
- Одарка, р. 69, 75  
 Оймяконская котловина 172  
 Оймяконское нагорье 171  
 Окинава, о. 119  
 Окураяма, местонахождение 101  
 Оленёк, р. 50  
 Олекминско-Витимская, горная область 8  
 Олёкминск, г. 42  
 Ольховая I, II, р. 31, 33  
 Омаки, местонахождение 156  
 Омолой, р. 12, 14, 55  
 Омолон, р. 23  
 Онон, р. 58, 63  
 Оручан, р. 46, 54  
 Осака, г. 10, 100, 102, 106, 108, 161, 162  
 Отуки, морская терраса 112  
 Охотское море 33, 82, 163, 171, 176  
 Ошурково, стоянка 56, 66
- Пакистан 140  
 Палеотокский, зал. 110  
 Паотэ, пос. 121  
 Партизанская, р. 83  
 Пейканг (Юнлин), район 113, 114, 116  
 Пекин, г. 122  
 Пеледуй, пос. 50  
 Перак, р. 142  
 Петра Великого, зал. 97  
 Петровский завод, разрез 64  
 Половинка, яр 29, 30  
 Полоусный, хр. 26  
 Полярный бассейн 21, 160, 167, 169, 172, 178  
 Поронайская депрессия 79, 81  
 Посьета, зал. 81  
 Поянху, оз. 123, 128  
 Приамурье, географическая область 5, 6, 8, 9, 56, 67, 75, 76, 80—82, 87, 89, 91, 97, 154, 156, 159, 160, 162, 163, 168, 178  
 Прибайкалье, географическая область 62, 171  
 Приверхоянская зона, географическая область 21, 48, 49, 52, 53  
 Приверхоянская ледниковая область 52  
 Приверхоянская равнина, географическая область 54  
 Приенисейская Сибирь, географическая область 156  
 Приморская, низм. 19—21  
 Приморье, географическая область 5, 6, 8, 9, 56, 57, 59, 67, 74, 75, 81, 83, 89, 90, 91, 97, 98, 135, 154, 156, 159, 160, 162, 163, 168, 171, 178  
 Промежуточный, ключ 17  
 Протолупшар, р. 147  
 Псю, р. 81  
 Путу, р. 132  
 Пэй-хо, р. 127

- Раздольная, р. 67, 98  
 Раздольнинская, впадина 90, 174  
 Раздольное, пос. 67, 68, 98, 99  
 Рекинникский, р-н 27, 28  
 Рывеем, р. 25  
 Рыжово, пос. 20  
 Рюкю, о-ва 118, 119
- Сакурада, морская терраса 112  
 Самальджикан, р. 55, 58  
 Самаргинское, плато 90  
 Сангиран, пос. 141, 142  
 Саньганхэ, р. 122  
 Саньмэньский гидроузел 123  
 Саньмэнься, местонахождение 160  
 Саравак, провинция 176  
 Саравак, шельф 147, 175  
 Саралульское, пос. 57, 59, 69—75, 77, 80, 82, 83, 87  
 Сардаах, о. 12, 13  
 Сахалин, о. 9, 27, 75, 79, 81, 89, 168, 174  
 Саяны, горы 171  
 Свягино, ст. 68, 69, 73  
 Святой Нос, м. 13  
 Северное Забайкалье, географическая область 63  
 Северный Калимантан, географическая область 138  
 Северный Китай, географическая область 5, 7, 9, 106, 125, 134, 154—156, 159, 160, 162, 165, 167—169, 172, 173, 179  
 Северный Кюсю, географическая область 110  
 Северный Ледовитый океан 12  
 Северный Таиланд, географическая область 139, 144  
 Северный Тонкинский Массив, горы 138  
 Северо-Восток СССР, географическая область 5, 155, 156  
 Северо-Восточный Китай, географическая область 7, 133—135, 163  
 Сегюнде, р. 48  
 Селенга, ст. р. 56, 63, 66  
 Селенгинская Даурия, географическая область 62  
 Сенокосная, ст. 74, 97—99  
 Сеторым-Кобюме, междууречье 25  
 Сиамский, зал. 148, 149, 174  
 Сиань, уезд, г. 8, 125, 154  
 Сибирь 23, 33, 35, 37, 75, 82, 134, 165, 172, 175  
 Сибирская, платформа 36, 37  
 Силантьева, бух. 90  
 Сихотэ-Алинь, хр. 57, 77, 78, 80, 82, 87, 88, 90  
 Сицзян, р. 123  
 Собопол, р. 49, 54  
 Совгаванское, плато 90  
 Советская Гавань, г. 90  
 Советский Дальний Восток, географическая область 8, 67, 75, 79, 81, 82, 87, 89, 90, 151, 153, 155, 156, 161, 163  
 Соло, р. 148  
 Соломоново плато, глубоководная зона в районе Соломоновых островов 174, 175, 179  
 Сосье, бух. 90, 91, 93, 95, 99  
 Сосье, р. 91, 98  
 Спасск, г. 59  
 Спасск-Дальний, г. 67, 69, 73  
 Срединный, хр. 27, 34
- Среднеамурская впадина 57, 59, 69, 76, 82, 89  
 Среднесибирское плоскогорье, географическая область 37, 50  
 Средняя Лена, р. 48, 49, 53—55  
 СССР 7, 102, 156, 163, 176, 179  
 Становой, хр. 80  
 Станчиковский Яр 22—24  
 Суматра, о. 149  
 Сунгари, р. 74  
 Сунгари-Ляохэ, водораздел 74  
 Сунтар-Хаята, хр. 171, 172  
 Суола, р. 46, 48  
 Суусуман, р. 23  
 Сусунайская, депрессия 81  
 Суфанбури, р. 147  
 США 11  
 Сыгыл-Куранах, руч. 23  
 Сычуань, провинция 8, 132  
 Сьюард, п-ов 21  
 Сьюджоу, с. 135  
 Сяоянь, пещ. 128  
 Сяши, р. 123, 129
- Таиланд 5, 10, 142, 147, 165  
 Тайбей, г. 117, 118  
 Тайвань, о. 8, 10, 113, 116—120, 152, 156, 161, 172, 178  
 Тайваньский, прол. 10, 113, 176  
 Тайдут, ст. 66  
 Тайнешань, пик 136  
 Тальми, оз. 57, 90  
 Тама, р. 111  
 Томан (Туманган), р. 134  
 Тологой, г., местонахождение 61, 62, 63  
 Тамбелан, о. 150  
 Танака, морская терраса 112  
 Танда, р. 42, 46  
 Таньянг, г. 132  
 Татарский, прол. 89, 90, 97  
 Татрот, разрез 140  
 Татта, р. 53  
 Терпения, зал. 89  
 Тибет, нагорье 136  
 Тигиль, р. 31, 32, 34  
 Тихешанское, месторождение 116, 117  
 Тирасполь, г. 17  
 Тираспольский гравий, разрез 44  
 Тихий океан 5, 89, 104, 166, 177  
 Тихоокеанская область, регион 10, 27  
 Тихоокеанский бассейн 104, 167  
 Токийский, зал. 10, 90, 100, 109  
 Токио, г. 100  
 Тонкинский, зал. 174  
 Тотсука, местонахождение 101  
 Тохоку, р-н 10  
 Тсукабара, морская терраса 112  
 Туманган, р. 134  
 Тумара, р. 43, 53  
 Тумнин, р. 90  
 Тумрок, хр. 27, 28  
 Тура, р. 56, 64  
 Тустах, р. 42  
 Тутточа, р. 90, 97, 98  
 Тьяльчима, р. 43, 44, 46, 53, 59, 65  
 Тьеморо, р. 142  
 Тюннг, р. 37, 42, 46
- Уда, р. 61  
 Удыль-Кизинская, впадина 76  
 Уель-Сиктях, р. 42, 47, 48, 54  
 Улахан-Саккырыр, р. 54  
 Ульма, становище 90, 93, 94

- Уметсу, разрез 112  
 Унда, р. 61, 63  
 Ундюлонг, р. 43, 47, 49, 54, 55, 58, 59  
 Унагда, с. 75, 76, 82  
 Уссури, р. 57, 78, 80, 87  
 Устиновка, стоянка 88  
 Усть-Камчатский, р-н 33  
 Утка, р. 33  
 Учен, г. 122, 123, 133, 160  
 Ушки I, стоянка 34  
 Ушкловское, оз. 34
- Филиппинский, арх. 137, 172  
 Филиппины 9, 138, 141, 142, 146, 154, 161, 174  
 Флёв-Руж, седиментационный бассейн 176  
 Фосса Магна, вулcano-тектоническая область 100  
 Фуджита, морская терраса 112  
 Фукушима, морская терраса 112  
 Фуцзянь, провинция 132, 136  
 Фучжоу, г. 136  
 Фэнхэ, р. 123, 124, 129
- Хабаровск, г. 67, 69  
 Хамар-Дабан, хр. 64  
 Ханкайская, впадина 57, 59, 67, 69, 73—75, 77, 78, 80, 82, 83, 88—90, 155, 176  
 Ханнья-Уулах, пос. 38  
 Хантей-Даурское, нагорье 64  
 Харбин, г. 133, 134  
 Хасан, ст. 134  
 Хасанская, впадина 134  
 Хвалынка, д. 67, 69  
 Хидака, хр. 108, 112  
 Хилок, р. 56, 66  
 Хиоши, местонахождение 101  
 Хоккайдо, о. 77, 79, 108, 112  
 Хонсю, о. 77, 100, 106, 112, 152, 155, 156, 161, 162, 173  
 Хор, р. 77  
 Хоруонка, р. 48, 50  
 Хосино V, VI, VII—XV, местонахождение 109, 110  
 Хоу-Гоу, овраг 121, 122  
 Хошантунг, местонахождение 132  
 Хсинган, местонахождение 132  
 Хуанхэ, р. 8, 121, 123, 127, 133, 134, 137, 160, 174  
 Хуаншань, местонахождение 133  
 Хубэй, провинция 127, 135  
 Худяи, р. 97  
 Хувань, провинция 123, 130
- Центао, р-н 134  
 Центральная Камчатская, депрессия 9, 29—32, 34  
 Центральная Ява, географическая область 140, 141  
 Центральная Якутия, географическая область 35, 38, 46, 48, 49, 51, 55, 155, 162, 168, 170, 178  
 Центральнo-Якутская, равнина 5, 7, 8, 35, 37, 42, 49, 51, 52, 151, 155, 159, 167—170, 179  
 Центральный, хр. (о. Тайвань) 116, 117  
 Центральный Таиланд, географическая область 165  
 Цзянсу, провинция 132  
 Цинлин, хр. 120, 123, 127, 136, 161  
 Цукаповка, р. 81
- Чандигарх, г. 168  
 Чанша, г. 130  
 Чаньян, г. 127, 135  
 Чаопрайя, впадина, р. 143, 145, 147, 149, 165  
 Чебыда, р. 43, 44, 46, 50, 53, 65  
 Чекуровка, д. 55  
 Ченкур, оз. 38  
 Чжоукоудянь, пос., местонахождение 8, 123, 127—129, 132, 154, 173  
 Чжецзян, провинция 132  
 Чикой, р. 56, 61, 64—66  
 Чикокон, р. 56, 64  
 Чилиншань, местонахождение 132  
 Чимидикээн, р. 46  
 Чихчин, пещ. 132  
 Чопсары, ст. 98  
 Чуйское обнажение 37, 49, 53  
 Чукотка, п-ов 9, 30—34  
 Чукочья, р. 9, 17
- Шаньси, провинция 121—123, 125, 132, 133, 160, 172  
 Шилка, р. 56, 58, 63, 64  
 Ширакава-иши, морская терраса 112  
 Шуфанское, плато 74, 90, 97  
 Шэньси, провинция 132  
 Ше-Конь, р-н 121, 122
- Эворон-Чукчагирская, депрессия 75, 76, 79, 174  
 Эльга, р. 25  
 Эримо, м. 89
- Юаньши, р. 123, 129, 132, 135, 143  
 Юго-Восточная Азия, географическая область 7—11, 137, 138, 140, 142, 143, 146, 149, 156, 160, 165, 178, 179  
 Юго-Восточное Забайкалье, географическая область 60  
 Юго-Западный Китай, географическая область 136  
 Южная Сибирь, географическая область 160, 171, 172  
 Южно-Китайское, море 146, 150, 155—157, 165, 175  
 Южноамериканский континент 165  
 Южное Забайкалье, географическая область 63  
 Южный Китай, географическая область 5, 8, 128, 154  
 Юндин (Пейканг), местонахождение 116  
 Юньнань, провинция 8, 10, 123, 124, 132, 161
- Ява, о. 7, 106, 139—142, 146, 149, 152—154, 173, 178  
 Якутия 35, 153, 173  
 Якутск, г. 46, 48, 52  
 Ям-Алинь, хр. 81, 82, 87  
 Ямато, возвышенность 174, 176  
 Яна, р. 14, 26  
 Яно-Индигирская, низм. 16, 20, 25  
 Яно-Кольмская, горная область 16  
 Яно-Омолойское, междуречье 13  
 Янцзы, р. 123, 128, 129, 132, 135, 136  
 Япония 5, 8, 10, 27, 100—103, 106—108, 111, 113, 116, 153, 155, 156, 159, 160, 168, 178, 179  
 Японские Альпы, горы 113  
 Японские о-ва 119, 172  
 Японское море 88—90, 156, 163, 174

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	5
<i>Глава I</i>	
Краткий обзор работ по стратиграфии и корреляции антропогенных отложений Восточной Азии . . . . .	7
<i>Глава II</i>	
Стратиграфия плиоценовых и антропогенных отложений Восточной Азии . . . . .	12
Плиоцен и антропоген арктической части Восточной Азии . . . . .	12
Плиоцен и антропоген полуострова Камчатка . . . . .	26
Плиоцен и антропоген Центрально-Якутской низменности и сопредельной части Верхоянской горной области . . . . .	35
Плиоцен и антропоген Забайкалья . . . . .	59
Плиоцен и антропоген Приамурья и Приморья . . . . .	67
Плиоцен и антропоген Японии . . . . .	100
Отложения верхнего кайнозоя о. Тайвань . . . . .	113
Антропоген Восточного Китая . . . . .	120
Верхний кайнозой Юго-Восточной Азии . . . . .	137
<i>Глава III</i>	
Корреляция антропогенных отложений Восточной Азии . . . . .	151
<i>Глава IV</i>	
Типы климата и особенности осадконакопления в антропогене Восточной Азии . . . . .	158
<i>Глава V</i>	
Корреляция основных событий антропогена Восточной Азии . . . . .	170
Заключение . . . . .	178
Summary . . . . .	181
Литература . . . . .	184
Указатель географических названий . . . . .	201

# CONTENTS

Introduction . . . . .	5
<i>Chapter I</i>	
Brief outline of the research works on stratigraphy and correlation of the East Asian Anthropogene deposits . . . . .	7
<i>Chapter II</i>	
Stratigraphy of Pliocene and Anthropogene deposits of East Asia.	12
Pliocene and Anthropogene of the Arctic part of East Asia . . . . .	12
Pliocene and Anthropogene of Kamchatka . . . . .	26
Pliocene and Anthropogene of Central — Yakutian lowland and the adjoined Verkhoyanski Mountain area . . . . .	35
Pliocene and Anthropogene of Transbaikalia . . . . .	59
Pliocene and Anthropogene of Priamurje and Primorje . . . . .	67
Pliocene and Anthropogene of Japan . . . . .	100
Upper Cenozoic deposits of Taiwan . . . . .	113
Anthropogene of East China . . . . .	120
Upper Cenozoic of South East Asia . . . . .	137
<i>Chapter III</i>	
Correlation of Anthropogene deposits of East Asia . . . . .	151
<i>Chapter IV</i>	
The types of climate and the character of Anthropogene sedimentation in East Asia . . . . .	158
<i>Chapter V</i>	
Correlation of the basic events of the Anthropogene in East Asia.	170
Conclusion . . . . .	178
Summary . . . . .	181
References . . . . .	184
Index of geographical names . . . . .	201

*Михаил Никлаевич Алексеев*  
**Антропоген Восточной Азии**  
**Стратиграфия и корреляция**

Утверждено к печати  
Комиссией по изучению четвертичного периода  
и Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Б. С. Шохет.  
Художник М. Г. Ибрагимов  
Художественный редактор И. К. Капралова.  
Технический редактор И. Н. Жмуркина  
Корректоры М. С. Бочарова, Л. В. Письман

ИБ № 7244

Сдано в набор 4.03.78. Подписано к печати 28.08.78.  
Т-14056. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2.  
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.  
Усл. печ. л. 19,95. Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 1100 экз.  
Тип. зак. 272. Цена 3 р. 10 к.

Издательство «Наука»  
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94а  
2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

2588

3 р. 10 к.