

**ПРОБЛЕМЫ
ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ**



МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ГОЛОВНОЙ СОВЕТ ПО ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Межвузовский сборник



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
ЛЕНИНГРАД 1982



3875

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ленинградского университета

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ: Межвуз. сб. - Л.:
Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. 176 с.

В сборнике рассматриваются современные проблемы палеогеографии и палеоклиматологии, в частности палеогеографии мезозоя и плейстоцена, условия формирования отдельных сложно построенных литофациальных образований, россыпных месторождений, взаимосвязь климатообразующих факторов древних и современных климатов, основные тенденции изменения климата в неогеновом и четвертичном периодах.

Сборник предназначен для специалистов в области географии и геологии, а также читателей, интересующихся прикладными проблемами палеогеографии и палеоклиматологии.

Редакционная коллегия:

Н.В.Разумихин (отв. редактор), В.А.Мейер (отв. редактор),
Н.Н.Верзилин, Г.Г.Мартинсон, Ю.П.Селиверстов

Рецензенты:

чл.-корр. АН СССР М.И.Будыко (ГИ), д-р геолог.-минер. наук
Г.С.Поршняков (ЛГУ)

И 1904040000 - 065 87-81
076(02) - 82

© Издательство Ленинградского
университета, 1982 г.

ИБ № 1300

ПРОБЛЕМЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Межвузовский сборник

Редактор Т.И.Петровская Технический редактор Л.А.Топорина
Корректоры Н.В.Ермолаева, М.В.Зазулина

Подписано в печать 19.02.82. М-21336. Формат 60x84 1/16.

Бумага тип. № 2. Печать офсетная. Уч.-изд.л. 9,87.

Печ.л. II, 0. Усл. печ.л. 10,23. Усл. кр.-отт. 10,42.

Тираж 639 экз. Заказ № 3064. Цена I р. 50 к.

Издательство ЛГУ им. А.А.Жданова

199164. Ленинград, В-164, Университетская наб., 7/9

Памяти
Василия Михайловича Синицына
посвящается

В В Е Д Е Н И Е

За последние годы резко увеличился интерес к палеогеографическим и палеоклиматическим исследованиям. Развитию таких исследований способствует их постоянно возрастающее научное и практическое значение. Проблемами палеогеографии и палеоклиматологии стали заниматься не только геологи, для которых эти дисциплины являются традиционными, но и географы, ботаники, климатологи, гидрологи, почвоведы и др. Расширению спектра исследований в области палеогеографии и палеоклиматологии несомненно способствовал переход этих дисциплин из разряда описательных в разряд преимущественно аналитических.

Действительно, в настоящее время практически невозможно выяснить особенности литологии осадочных отложений различных генетических типов и связанных с ними месторождений полезных ископаемых без привлечения обширного палеогеографического и палеоклиматического материала. Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции не только позволяют выявить обстановку осадконакопления, но и с достаточной степенью подробности проследить условия формирования и пространственное распределение многих видов месторождений полезных ископаемых: железных и марганцевых руд, бокситов, редкометальных россыпей и т.д. Резко возросшая за последние годы достоверность палеогеографических реконструкций базируется не столько на накопленном материале наблюдений, сколько благодаря внедрению современных методов исследований, основанных на достижениях сопредельных наук.

Вторжение данных палеоклиматологии в современную географию, особенно ясно проявившееся за последнее десятилетие, стало возможным только вследствие повышения надежности палеогеогра-

фических реконструкций, которые используются для расчетов состояния атмосферы в различные периоды геологического прошлого нашей планеты. Недавно возникшая мобилистская геотектоника привела к коренному пересмотру представлений не только в области формирования рельефа. Она заставила по новому подойти к проблемам формирования гидросферы и атмосферы, колебаниям термического режима и увлажненности в геологической истории Земли. Теперь уже стало очевидным, что понять структуру климата и направленность климатических изменений в современную эпоху невозможно без восстановления многих деталей летописи палеогеографических и палеоклиматических событий прошлого.

Переводу палеогеографии и палеоклиматологии на качественно новый уровень во многом способствовал цикл исследований выдающегося советского геолога, палеогеографа и палеоклиматолога В.М.Синицына, светлой памяти которого посвящен настоящий сборник. Заслуги этого исследователя в области геологии, географии, палеогеографии и палеоклиматологии обстоятельно изложены в статье В.М.Огнева. Здесь уместно лишь заметить, что именно благодаря таким фундаментальным исследованиям В.М.Синицына, как "Палеогеография Азии" (1962), "Введение в палеоклиматологию" (1967), "Древние климаты Евразии" (т. I, 1965; т. II, 1966; т. III, 1970), "Климаты латерита и боксита" (1975), произошло взаимное сближение палеогеографии и палеоклиматологии. Огромный фактический материал, отбор и взаимная проверка данных по многочисленным источникам положили начало новому направлению — комплексному использованию сведений о древних климатах в научных и прикладных целях. Плодотворность такого подхода получила широкое признание как в нашей стране, так и за рубежом в работах многочисленных учеников и последователей В.М.Синицына.

В сборнике помещены работы, важные с позиций понимания современных достижений палеогеографии и палеоклиматологии как общего, так и регионального плана. Представляется, что публикуемые материалы дадут возможность широкому кругу читателей ознакомиться с возможностями палеогеографии и палеоклиматологии и их реализацией в настоящее время.

Проф. В.А.Мейер, проф. Н.В.Разумихин

В.Н.Огнев

В.М.СИНИЦЫН – ВЫДАЮЩИЙСЯ ГЕОЛОГ И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГ

Становление Василия Михайловича Синицына как геолога происходило в 30-х годах, когда геология в СССР вступила в новую фазу, обусловленную необычайным скачком в развитии промышленности, требовавшей увеличения добычи минерального сырья. Именно в это время в науку пришло множество энтузиастов, исполненных романтикой геологических поисков и давших миру ряд блестящих имен.

Судьба В.М.Синицына неразрывно связана с Центральной Азией. Здесь он провел большую часть своей жизни геолога-разведчика, накопил богатый опыт исследователя широкого профиля и громадную эрудицию. Ему принадлежит ряд блестящих открытий в геологии и географии Центральной Азии. Создав новую научно обоснованную методику палеоклиматических реконструкций, опубликовав ряд выдающихся работ по древним климатам Евразии, В.М.Синицын возглавил отечественную палеоклиматологию.

Для прохождения преддипломной практики В.М.Синицын был направлен в Синцзянскую экспедицию Главцветмета, а по окончании Ленинградского Горного института в 1934 г. был распределен на работу в эту экспедицию, где и проработал три года, зарекомендовав себя незаурядным геологом. Там он в первый же сезон открыл на южном склоне Монгольского Алтая новую металлогеническую провинцию и ряд крупных редкометальных месторождений промышленного масштаба. В течение трех последующих лет В.М.Синицын проходил аспирантуру в ЛГИ, а в апреле 1941 г. был назна-

чен старшим геологом для разведки и разработки открытых им в Синцзяне месторождений (по линии того же министерства цветной металлургии) и одновременно для маршрутного изучения северной части Таримского массива и прилегающего к нему Восточного Тянь-Шаня, чем он и занимался до июля 1943 г.

По возвращении из-за рубежа В.М.Синицын руководил разведкой полиметаллических месторождений Каратау, но вскоре, в 1944 г., был переведен в Геологический институт Академии наук СССР для обработки материалов синцзянской экспедиции и прохождения докторантуры у академика В.А.Обручева. С 1947 г., после защиты докторской диссертации, и до 1961 г. работал в АН СССР.

В.М.Синицын отдавал все свое время изучению геологии Центральной Азии. Особенно плодотворными были годы начиная с 1955 г., когда в порядке оказания помощи Китайской Народной Республике Президиум АН СССР назначил В.М.Синицына советником отделения геолого-географических наук Академии наук КНР. Все эти годы совместно с китайскими геологами он проводил реконструкции и маршрутное изучение ряда труднодоступных и потому совсем не изученных или крайне слабо изученных районов Центральной Азии.

По завершении обработки материалов и публикации результатов изучения Центральной Азии В.М.Синицын в 1961 г. перешел на работу из Академии наук в Ленинградский государственный университет, и его исследования приняли иной характер. Опираясь на свои знания геологии и географии Центральной Азии и анализ литературы, он избрал объектами изучения палеогеографию и палеоклиматологию Евразийского материка, эволюцию геологических процессов, историю развития земной коры и Земли в целом.

Среди предшественников - исследователей Центральной Азии - по фундаментальности результатов В.М.Синицын занимает особое место. По территории Центральной Азии до работ В.М.Синицына имелись разнородные по содержанию, в зависимости от целей и характера исследований, описания редких маршрутов. Для составления хотя бы подобия сводной геологической карты Центральной Азии этих данных было недостаточно. В.М.Синицын в

своих исследованиях пользовался современными видами транспорта, которые дали ему возможность за 12 лет полевых работ посетить все прежде недоступные "белые пятна" и покрыть большую часть территории сетью взаимно увязанных маршрутных наблюдений, провести в ряде районов детальные геологические съемки и сконцентрировать у себя колоссальный объем фактического материала, лично им собранного, что вместе с наследием прошлого дало возможность составить описания физико-географических районов и дать сводную работу о Центральной Азии, а также составить геологические карты разных масштабов отдельных районов и всей территории Центральной Азии в целом.

Исследования В.М.Синицына охватили Монгольский Алтай, Заалтайскую Гоби, Гобийский Тянь-Шань, Восточную Джунгарию, Восточный Тянь-Шань, Гашуньскую Гоби, Лобнорскую низменность, Бейшань, Наньшань, Южный Тянь-Шань, западную часть пустыни Такла-Макан, Цайдам и Восточный Тибет. Результаты исследований изложены им в восьми монографиях, двадцати семи журнальных статьях, отражены в четырех геологических, трех тектонических и двух минералогических картах. Девятнадцать из перечисленных работ переведены на китайский и английский языки и изданы за рубежом.

Каждая порайонная монография В.М.Синицына содержит обзор исследований, описание геологических наблюдений по маршрутам автора и предшественников, физико-географический (орография, климат, орошение, растительность, животный мир, население и его занятия, пути сообщения и проходимость) и геологический (стратиграфия и тектоника) очерки, а также описание полезных ископаемых. Иллюстрациями служат карта маршрутов всех исследователей, гипсометрическая схема, схема гидрографии и размещения водных ресурсов, таблица стратиграфических разрезов, геологическая карта и геологические профили к ней, детальные геологические карты некоторых участков, схема минералогических зон с указанием месторождений полезных ископаемых. Словом, в этих монографиях сосредоточен и обобщен автором весь материал по географии и геологии, добытый им лично, а также всеми исследователями описываемого района.

Некоторые вопросы теоретического характера В.М.Синицын вносил для широкого обсуждения в отдельные статьи. Среди этих вопросов преобладают проблемы тектоники. В своей докторской

диссертации В.М.Синицын выдвинул и обосновал идею о Китайской платформе, расчлененной позднемезозойскими движениями на ряд стабильных массивов – Таримский, Ордосский, Шаньдунь-Корейский и др. Эта идея имела крупное значение не только для понимания региональных соотношений структурных и орографических элементов Центральной Азии, но и для геотектонической теории вообще, так как автором впервые было сформулировано представление об активизации древних платформ, ныне широко применяемое исследователями при геотектоническом анализе территорий сложного строения и длительного развития.

Ясное решение на примере тектоники Центральной Азии получила в трудах В.М.Синицына проблема глыбовых движений в развитии структуры земной коры. Согласно его данным, простирания структурных и орографических элементов Центральной Азии определяются тремя основными системами глубинных разломов – северо-западной, северо-восточной и широтной, проявляющимися как в областях палеозойской и мезозойской складчатости, так и на древнем Синийском щите. Разломы обычно сгруппированы в пояса. Многократные взаимные пересечения этих поясов придают структуре Центральной Азии решетчато-сотовый облик. Массивы – "соты" имеют маломощный, фациально однородный чехол, как правило, не нарушенный или нарушенный лишь в зонах разломов. В самих же поясах разломов кора разбита на мелкие клиновидные блоки, испытавшие быстрые и разные по амплитуде перемещений, вследствие чего литологический состав сформировавшихся в пределах клиньев осадочных комплексов пестрый, непостоянной мощности и смятый в складки.

Развитие фациальной зональности, простирание складчатости и орографических единиц, таким образом, строго подчинено длительному развитию глубинных разломов. К местам пересечения поясов разломов приурочены или внезапные затухания горноскладчатых систем, или крутые изменения их простирания, или, наконец, перерыв одних систем системами других направлений (например, пересечение широтной системы Восточного Тянь-Шаня узкой полосой северо-западных структур Гобийского Алтая).

В общем, глыбовая решетчато-сотовая структура Центральной Азии развивалась унаследованно с дорифейского времени, оказывая решающее влияние на фациальную зональность отложений

и простираение элементов складчатости, которые на каждом отдельном участке сохраняют однообразие во всех структурных ярусах. Глубокость движений в тектоническом развитии земной коры, так ясно проявленная в Центральной Азии и обрисованная В.М.Синицыным, констатируется и в сопредельных областях - Средней Азии, Казахстане и других, местами лишь с преобладанием линейности элементов по сравнению с "сотами" Центральной Азии.

И еще целый ряд концепций региональной тектоники создал В.М.Синицын: геологическая граница Тяньшаньских и Куэньлуньских структур в Памиро-Алайском сближении, мазартагская флексура в Таримском стабильном массиве, структурно-орографическая схема китайского Тянь-Шаня, геологическая история Лобнорской низменности и оз. Лобнор, основные черты тектоники Китая, общая схема тектоники Высокой Азии, тектоническая природа дуги Куэньлуна, основные элементы геологической структуры Гоби, схема тектоники пограничной Джунгарии и т.п. По существу, каждая его работа по геологии регионов Центральной Азии завершается оригинальной тектонической схемой и историей ее развития.

Одной из фундаментальных и широко воспринятых советскими геологами является работа В.М.Синицына, написанная совместно с Николаем Михайловичем Синицыным, о главных элементах тектоники Тянь-Шаня - схема строения и развития всей этой гигантской горной системы от равнины Средней Азии до Гобийского Алтая. Широкую известность среди советских и зарубежных тектонистов получила также работа "Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях", написанная В.М.Синицыным совместно с А.В.Пейве. Здесь на основе анализа геологии Центральной Азии, Казахстана, Средней Азии и сопредельных стран авторами впервые поставлены вопросы о специфичности догеосинклинального развития земной коры в раннем докембрии, о становлении протерозойской панплатформы, ее распаде в позднем протерозое, формировании нормальных геосинклиналей в фанерозое, словом, ряд крупных проблемных вопросов геотектоники, вокруг которых возникла делящаяся по настоящее время дискуссия и которые чем дальше, тем больше находят подтверждение у исследователей, изучающих докембрийские этапы развития Земли. Крупнейший зарубежный тектонист Е.Обуэн характеризует эту работу В.М.Синицына как одно из наиболее удачных обобщений последнего периода.

Изучая геологию труднодоступных областей Центральной Азии, учитывая уникальный характер своих путешествий, В.М.Синицын вел изучение не только геологических объектов, но наблюдал и другие природные явления этой оригинальной страны. Он отдавал должное климату как решающему фактору рельефообразования и вообще экзогенным процессам, обуславливающим денудацию и зафиксированным в составе современных осадков и в отложениях геологического прошлого. Его характеристики геоморфологических особенностей сопровождаются краткими описаниями растительного покрова, гидрогеологического режима, характера поверхностного стока и т.д., словом, всего комплекса элементов географического ландшафта. С полным основанием его описания можно назвать физико-географическими трудами широкого плана. При этом среди всех природных явлений он искал и находил взаимные влияния, связи и обусловленность. Например, очень тонко и обстоятельно им разобран вопрос о взаимосвязи и влиянии геотектонического фактора на изменения климата Центральной Азии. Убедительно объяснены причины блуждания оз. Лобнор, как следствие импульсных проявлений нетектонических движений четвертичного и современного периодов и многое другое.

Среди монографий В.М.Синицына особенно выделяется книга "Центральная Азия", посвященная памяти В.А.Обручева. Это — сводка новейших (на конец 50-х годов) географических и геологических данных о Центральной Азии. Она явилась первым сводным описанием ее природы после известной работы А.Гумбольдта. В нем освещена территория, равная примерно девятой части всего материка. Написана она с использованием оригинального авторского материала, собранного им за весь период исследований этой территории, а также литературных данных. Состоит монография из двух частей. Первая часть содержит разностороннюю характеристику природы и геологической истории Центральной Азии в целом, а во второй части дается описание ландшафтов и геологического строения ее отдельных физико-географических районов. Иллюстрациями служат многочисленные мелкомасштабные оригинальные карты и схемы, фотографии.

В.М.Синицын впервые четко сформулировал само понятие "Центральная Азия". Среди его предшественников не было единого мнения даже о границах Центральной Азии. По Синицыну, Цен-

тральная Азия обладает важными геологическими, орографическими, климатическими, геоморфологическими, почвенными, геоботаническими и зоогеографическими особенностями, нашедшими выражение в специфических "центральноазиатских" типах ландшафтов, присущих только этой территории и резко выделяющих ее среди окружающих областей.

Историко-геологически Центральная Азия представляет один из древнейших участков суши, в пределах которого континентальный режим господствовал большую часть фанерозойского времени. Вследствие преобладания восходящих движений в Центральной Азии, ее древний кристаллический фундамент в общем залегает неглубоко и на больших площадях выходит на поверхность. Орографически Центральная Азия — это область высоких равнин и нагорий, окруженных почти сплошным кольцом гигантских хребтов, служащих климаторазделами.

Климат Центральной Азии уже в поздней юре становится аридным, причем его сухость постепенно усиливается. В общем Центральная Азия представляет область своеобразных пустынных ландшафтов, где аридный климат господствует более 100 млн лет. Становление аридного климата и его прогрессирование вызвало резкое уменьшение количества поверхностных вод и ослабление процессов денудации, среди агентов которой главное значение приобрела дефляция при почти полном упадке водно-эрозийных процессов. Центральная Азия превратилась в область внутреннего стока с преимущественно сухой гидрографической сетью и сезонными пересыхающими озерами. С этим связано преобладание в четвертичных отложениях эоловых и пролювиальных типов, что, в свою очередь, оказало влияние на формирование почвенного покрова, характер и распределение растительного покрова и животного мира.

В таком естественноисторическом аспекте В.М.Синицын расшифровывает все особенности природы Центральной Азии в данной монографии.

После краткого обзора орографии и геологической структуры автор рассматривает эволюцию и зональность климата, выделяя климатические провинции, затем характеризует текущие воды, гидрографическую сеть и ее деградацию, озера и их развитие, геоморфологические особенности — отличную отпрепарированность, структуры и ее отражение в рельефе, наличие множества постро-

енных форм рельефа, а благодаря малой интенсивности денудации — образование некомпенсированных впадин типа Турфанской, поверхность которой лежит на полтора-два метра ниже уровня моря, тогда как рядом возвышаются хребты до 6000 м высотой. Показывая возникновение рельефа Центральной Азии на денудационной равнине, он выделяет и характеризует основные типы геоморфологического ландшафта — гобийские (высокие) равнины (с подтипами денудационно-цокольным, денудационно-пластовым и аккумулятивным). Особый геоморфологический комплекс представляют предгорные пояса — наиболее активные сейсмотектонические зоны, где развиты самые молодые структурные формы, сложенные отложениями от древних до четвертичных и современных и почти не затронутые денудацией. Третий тип — Тибетское нагорье, плато, поднятое на 4300—5200 м, чередуется с горными возвышенностями еще более высокими.

Горы Центральной Азии в характеристике В.М.Синицына — это группы блоков, поднятых над равнинами и плато, они слабо разрушены и имеют морфологически глыбовый облик с обширными останцами денудационной поверхности на вершинах. Часто они имеют ступенчато-построенный рельеф, участки плато, расположенные ярусами.

Вертикальная зональность ландшафтов на горах отчетлива, высота уровней сильно варьирует в зависимости от экспозиции. Снеговая линия лежит очень высоко и также на разных уровнях. Древнее оледенение не имело широкого развития в Центральной Азии из-за сухости ее климата. Интересна зональность четвертичных отложений, обусловленная влиянием Монголо-Сибирского антициклона. Автор выделяет два комплекса. Элювиальный комплекс Гоби: в самых северных районах этой пустыни, на окраине барического максимума, где антициклональный поток слаб, этот комплекс представлен недифференцированным элювием. Южнее располагается пояс развевания и перемещения тонких фракций, элювий представлен песками. Еще южнее (в Восточной Джунгарии, Гашуньской Гоби и Бейшане) пояс ветров ураганной силы, которые выносят весь мелкозем, и где почва покрыта каменистым панцирем.

Элювиальный комплекс Гоби с юга окружен эоловым комплексом, поясами песков и лёссов-продуктов развевания, оседающих

по мере ослабления антициклональных ветров. Правда, здесь автор замечает, что пески эолового комплекса в значительной части образуются также и за счет разветвления местного аллювия, а в разрезах лёссов имеются прослои и линзы гравия и галечников, свидетельствующие о переложении лёссов водными потоками. Пустынные серозема с солонцами и солончаками во впадинах занимают огромные территории Центральной Азии, и лишь высоко на склонах гор встречаются каштановые почвы.

Описания флоры и фауны Центральной Азии в монографии — это не просто сводки по географии растений и животных. Характеристика растительного и животного мира сопровождается анализом их исторического развития в течение и под влиянием мезозойско-кайнозойского процесса аридизации климата Центральной Азии и общей эволюции палеогеографической обстановки, в чем и заключается уникальность этих описаний. Затем следует обзор полезных ископаемых со схемами минералого-геохимических провинций, угленосных провинций, нефтегазоносных и соленосных районов.

В главе, завершающей первую (общую) часть, рассматривается история геологического развития Центральной Азии начиная с позднего протерозоя. Приводятся палеогеографические схемы для периодов палеозоя, мезозоя и кайнозоя. На них я не стану задерживаться и приведу лишь данные новейших исследований относительно скачкообразного характера усиления аридности климата, перемежавшегося с относительно гумидными периодами. Анализируя ареалы развития лесной растительности, а также расселения человека в начале новой эры и в настоящее время в пустыне Такла-Макан, где констатирована обширнейшая зона оазисов с развалинами городов и остатками ирригационной сети, ныне погребенных под барханными песками пустыни, В.М.Синицын считает, что последнее резкое усиление аридности произошло в начале нового летоисчисления. С ним связана гибель естественных лесов и оазисов и очередная волна великого переселения народов средневековья, хлынувшая из Центральной Азии в Европу и Малую Азию.

Вторая часть монографии "Описание отдельных областей Центральной Азии" представляет краткие обзоры главнейших черт и особенностей физико-географических ландшафтов и их элементов, дополняющие конкретным содержанием разделы первой части книги.

Графическими приложениями к монографии "Центральная Азия" служат орографическая и гидрографическая схемы Центральной Азии в масштабе 1:10 000 000 и пять карт Центральной Азии масштаба 1:15 000 000: геологическая, тектоническая, четвертичных отложений, почвенная и карта растительности.

В 1954 г. была опубликована геологическая карта Евразии масштаба 1:6 000 000 под общей редакцией Н.С.Шатского и при участии В.М.Синицына (на русском и английском языках для зарубежных организаций). На этой карте геология Центральной Азии впервые изображена достоверно.

Два года спустя вышла в свет тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000, включающая и западную часть Центральной Азии, составленную В.М.Синицыным. Одновременно, была опубликована тектоническая карта зарубежной Азии, составленная Э.М.Синицыным (в книге Б.Ф.Добрынина и Э.М.Мурзаева "Зарубежная Азия").

В 1957 г. В.М.Синицын совместно с А.Х.Ивановым опубликовал геологические карты Синцзяня и Северного Синцзяня, изданные в КНР. В том же 1957 г. опубликована геологическая карта Монгольской Народной Республики под редакцией В.А.Обручева (коллектив авторов при участии В.М.Синицына).

Таков далеко не полный обзор творческих трудов В.М.Синицына по изучению Центральной Азии. Но и из этого краткого обзора виден облик крупного ученого, энергичного и талантливого исследователя, геолога и естествоиспытателя широкого профиля и кругозора. Он много лет изучал Центральную Азию под непосредственным руководством и влиянием академика В.А.Обручева, который, очевидно, и привил ему этот широкий взгляд исследователя. В.М.Синицын занял в науке достойное место среди славной плеяды исследователей - первопроходцев труднодоступных областей Центральной Азии.

Говоря о значении трудов Василия Михайловича для развития отечественной палеоклиматологии, необходимо отметить тот факт, что именно этот этап его научной деятельности совпал с его пребыванием на геологическом факультете университета, где сложилось не одно научное направление, нашедшее признание в мировой науке.

Для того чтобы понять значение работ Василия Михайловича для науки о климатах прошлого, необходимо для начала сделать краткий экскурс в ее историю. Попытки научного объяснения причин находок остатков тропических организмов в Европе, т.е. районе земного шара с совсем нетропическим климатом, предпринимались давно. Наиболее серьезные из них относятся еще к XVII в., начиная с середины которого происходит бурное накопление фактов, свидетельствующих об отличиях климатов былого от климатов настоящего времени, особенно усилившееся после разработки теории оледенений. Начиная с середины XIX в. появляется великое множество гипотез, содержащих попытки объяснений причин изменений климата вообще и оледенений в частности. Однако никакой интерпретации многообразного фактического материала в конкретных реконструкциях не производилось и неудивительно. Не было методики исследований.

До недавнего прошлого суждения о климатах прошлого основывались на использовании разрозненных индикаторов, единичных и весьма специфических. К ним относятся карбонатные красновцы и красноземы, золотые пески, различные эвапориты, угли и столь же экзотические палеонтологические объекты — кораллы и мшанки, бореальные и тропические флористические и фаунистические комплексы. Было необходимо найти способ объединения этих разносторонних литологических индикаторов в систему, в которых они служили бы дополнением друг для друга и средством взаимоконтроля. Ключом к отысканию подобной системы послужили представления Е.Б.Полынова об элементарных ландшафтах как об определенном элементе рельефа, сложенного одной горной породой и покрытым однородным растительным сообществом. Именно эти условия свидетельствуют об одинаковом развитии взаимодействия между горными породами и организмами.

Таким образом, ясно, что реконструкция климата прошлого по какому-либо одному элементу в подавляющем большинстве случаев ненадежна и лишь совокупность многих компонентов может в полной степени отразить эти климаты. Но для их восстановления необходима фактическая основа — громадный материал, отражающий природную обстановку прошлого. Такой фактической основой послужила книга В.М.Синицына "Палеогеография Азии", открывающая целый цикл работ, посвященных истории громадного контин-

нента. В ней содержится обширный и многообразный материал, несущий информацию об условиях былого. Эта работа, содержащая уникальные реконструкции географической обстановки минувшего, явилась первой ступенью для дальнейших исследований. Ее логическим продолжением являются монографии "Древние климаты Евразии" (в 3-х частях), "Введение в палеоклиматологию", "Сиаль", "Климат латерита и боксита", написанные в стенах университета и принесшие Василию Михайловичу мировую известность. Если в работах, предшествующих появлению этих книг (Н.М.Страхов, А.Л.Яншин, К.В.Никифорова), только указывалась связь литогенеза и климата без каких-либо конкретных попыток восстановить климатическую обстановку в цифровых показателях, то в своих трудах В.М.Синицын впервые в истории науки показал палеоклиматическое значение наиболее распространенных осадочных пород и целых групп органических осадков. Именно он ввел в науку понятие литогенетической (климатической) формации как показателя климата прошлого. По В.М.Синицыну, литогенетические формации - это естественные сообщества осадочных пород, связанных с развитием устойчиво сохраняющихся в течение длительного времени типов ландшафтов.

Введя понятие "литогенетическая формация", Василий Михайлович выделил и описал различные типы этих формаций и климатические характеристики - температурные интервалы и режим увлажнения, при которых они образуются и развиваются. Это и явилось по сути разработкой универсальной географической методики восстановления климатов прошлого. Согласно В.М.Синицыну, подобные формации, на образование которых оказывал влияние климатический фактор без участия тектонического, могут возникать и развиваться только в областях спокойного платформенного режима, где роль тектонических движений в процессах литогенеза минимальна.

В.М.Синицын разработал первую полную классификацию климатических формаций осадочных пород и выделил в ней формации аридного, переменного-влажного, гумидного тропического и тепло-умеренного климатов с указанием количественных характеристик осадков с температурой их образования.

Поскольку исследования древних климатов теснейшим образом связаны с изучением палеоландшафтов, то большое внимание в ра-

3875

ботах Василия Михайловича уделяется им. Известно, что закономерно сочетающиеся в ландшафтах такие компоненты, как рельеф и его строение, объем и организация подземного и наземного стоков, растительность, почвы и животный мир климатически эквивалентны и при изменении климата изменяются одинаково. На это и обратил внимание ученый при составлении литогенетических, палеозоогеографических, палеогеоботанических карт, отражающих ареалы распространения типов выветривания и осадконакопления, границы областей распространения stenothermic обитателей моря и суши и ареалы распространения различных климатических типов растительности. Совпадение областей распространения этих разновозрастных компонентов, различных по своей природе, является следствием того, что они отражают, причем одинаково, климат стресса времени их формирования.

Последующим этапом в исследованиях В.М.Синицына явилась трансформация этих карт в карты температур и осадков, осуществляемая в соответствии с принципом соответствия ландшафтных зон климатическим. Благодаря творческому использованию принципа актуализма, Синицыну принадлежит приоритет составления палеоклиматических карт Евразии, показавших распределение тепла и влаги на этом громадном континенте в различные моменты геологической истории, т.е., попросту говоря, он явился первым исследователем, восстановившим историю климатов Евразии от среднего девона до плейстоцена. Получение количественных характеристик климатов удалось благодаря сопоставлению древних типов выветривания, ископаемых фаун и флор с их современными аналогами, климатические характеристики которых хорошо известны.

Объектом климатического исследования Евразия была выбрана им не случайно. Это самый крупный сложнопостроенный материк земного шара, на территории которого как в настоящее время, так и в прошлом были представлены все основные типы климатов, к тому же сердце этого материка - Центральная Азия была им детально обследована.

В 1972 г. выходит в свет "Синаль"-работа, синтезирующая накопленный Василием Михайловичем громадный опыт геолога и географа. В ней он акцентирует внимание на ведущей роли климатического фактора в круговороте вещества и энергии в верхнем отделе земной коры - синале. По убеждению ученого, климатический кру-



говорит на Земле связан с функционированием ландшафтной сферы, осваивающей солнечную энергию. Им показано, что в ходе климатического круговорота складывались все основные особенности сияля: высокое содержание воды и газов, дезинтеграция и дисперсность его вещества, высокая степень химического разложения и осадочной дифференциации, ранообразие форм миграции вещества, колоссальная концентрация потенциальной энергии, которую вещество приобретает при различных гипергенных реакциях.

Развивая идеи академика Н.В.Белова и проф.В.И.Лебедева, В.М.Синицын показал, что вещество ландшафтной сферы заряжается энергией химических связей и активных агрегатных состояний, являющейся по существу "минерализованной солнечной энергией", аккумулярованной в веществе сияля, которое представляет собой не что иное, как минеральный продукт древних ландшафтных сфер. Большая энергонасыщенность ландшафтной сферы, наличие в ней жизни — этого фермента, активизирующего геохимические процессы и убистряющего экзогенный круговорот, делают ее геологически активным уровнем планеты, формирующим наряду с астеносферой земную кору. По мнению В.М.Синицына, сияль мог возникнуть только на планете с атмо- и гидросферой, преобразующими лучистую энергию Солнца в геологическую работу посредством климатических процессов.

В последней монографии "Климат латерита и боксита" В.М.Синицын показал роль климатических процессов в гипергенном минералообразовании и в геологическом размещении гипергенных минералогических поясов на примере латеритовых бокситов. Эти бокситы являются наиболее энергоемкими образованиями, возникающими при таком сочетании тепла и влаги, при котором обеспечивается наивысшая интенсивность геохимических процессов. Именно поэтому процессы латеритообразования локализуются в поясе проявления климатов экваториальных муссонов и затухают в направлении областей с сухим и равномерно-влажным климатом. Используя связь процесса с определенным типом климата, Синицын наметил положение пояса, благоприятствовавшего бокситонакоплению в структуре природной зональности Евразии для всех геологических эпох начиная со среднего девона.

Воссозданная Василием Михайловичем история климатов Евразии приобретает особо большое значение в наши дни, когда одной

из основных проблем географии и климатологии стал прогноз климатов на ближайшее будущее, что возможно при обращении к геологическому прошлому планеты. И действительно, палеоклиматология может существенно помочь в вопросах выделения тенденции в изменениях климата, намечавшихся без влияния человека, т.е., попросту говоря, дать модель климатов Земли при определенных заданных условиях. И в том, что современная палеоклиматология оказалась в состоянии выполнить эту задачу — немалая заслуга Василия Михайловича Синицына. О большом научном значении его трудов свидетельствует широта читательской аудитории, использующей его работы в различных разделах естествознания. Сделанная Василием Михайловичем комплексная методика исследования палеоклиматов, примененная для их реконструкции на крупнейшем материке планеты, позволяет отнести его к творцам отечественной науки о древних климатах. Исследования В.М.Синицына в Центральной Азии были высоко оценены. В 1951 г. он был удостоен Всесоюзным Географическим обществом золотой медали имени Н.М. Пржевальского, в 1954 г. — первой премии АН СССР, в 1958 г. за составление геологической карты Синцзяна ему объявлена благодарность Президиума АН СССР. Научной общественностью были также высоко оценены и труды Василия Михайловича в области палеоклиматологии. Так, за монографию "Древние климаты Евразии" ему присуждена премия имени В.А.Обручева АН СССР, монография "Сяаль" была удостоена I премии ЛГУ за 1972 г.

Работы В.М.Синицына составили крупный вклад в изучение геологии и географии Центральной Азии, а его научные открытия имеют мировое значение. Как передовой советский ученый-коммунист В.М.Синицын успешно совмещал большую научную и научно-организационную работу с активной общественной деятельностью. Лишь за период работы в Ленинградском университете он одиннадцать раз избирался членом партбюро, был в составе парткома, на протяжении 8 лет являлся деканом геологического факультета. Последние годы своей многогранной жизни В.М.Синицын был председателем Отделения геологии и минералогии Ленинградского общества естествоиспытателей, членом Тектонического комитета СССР, членом Методического совета Министерства ВисСО СССР по геологическому образованию, членом редколлегий многих научных журналов.

Список работ В.М.Смицына
по геологии Центральной Азии

1. О золоте Восточного Тарбагатая. - Зап.Всесоюз.мине-
рал.о-ва, 1939, № 1 (совм. с Г.М.Ганеевой).
2. О геологической границе Тяньшаньских и Кузнь-
луньских структур в Памиро-Алайском облежении. - Изв.АН СССР,
сер.геол., 1945, № 6.
3. Мазартатская флексура в Таримском стабильном
массиве. - ДАН СССР, т.58, 1947, № 3.
4. К четвертичной истории Таримской впадины. -
БМОИП, отд.геол., т.22, вып.2; 1947.
5. Структурно-орографическая схема
Китайского Тянь-Шаня. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1947, № 4.
6. К истории Таримского стабильного массива. - Изв. АН
СССР, сер.геол., 1948, № 1.
7. Некоторые замечания к орографической систематике
хребтов Центральной Азии. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1948, № 3.
8. Стрoение и развитие Китайской платформы. - Изв. АН
СССР, сер.геол., 1948, № 6.
9. Геотектонический фактор в изменении климата
Центральной Азии. - БМОИП, отд.геол., 24, вып.5, 1949.
10. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.
- Изв.АН СССР, сер.геол., 1950, № 4 (совм. с А.В.Пейве).
11. Геологическая история Лобнорской низменности
и оз.Лобнор. - Изв.АН СССР, сер.геол., 1954, № 6.
12. Сведения о действующем вулкане в Центральной Азии. -
"Природа", 1954, № 9.
13. Основные черты тектоники Китая. - Вопросы геологии
Азия (об. к 90-летию акад. В.А.Обручева). Т.2, 1955.
14. Ордос и Алашань. - В кн.: Географическое и геологиче-
ское описание. М.; Л., 1954.
15. Восточный Тянь-Шань и Бейшань. М.; Л., 1954.
16. Общий физико-географический обзор районов Лань-Чжоу-
Алмаатинской железной дороги (в пределах Китайской Народной
Республики). - Изв.Всесоюз.геогр.о-ва, 1955, № 6.
17. Общая схема тектоники Высокой Азии. - БМОИП, отд.геол.,
т.5, 1955, № 2.

18. К и т а й. Геологическое строение и полезные ископаемые. - БСЭ, 2-е изд., 1953; 2-е отд. изд., 1955 г.
19. Т е к т о н и ч е с к а я природа дуги Куньлуня. - ДАН СССР, 1956, № 5.
20. З а а л т а й с к а я Гоби. - Изд. АН СССР, 1956.
21. О с н о в н ы е элементы геологической структуры Гоби. - БМОИП, отд. геол., т. 31, 1956, № 6.
22. Т е к т о н и ч е с к а я карта зарубежной Азии. - В кн.: Зарубежная Азия. М., 1956.
23. О ч е р к и геологии Синцзяна. - Тр. ин-та геологии АН КНР, 1957, № 4.
24. Г е о л о г и ч е с к а я карта Синцзяна. М-б 1:1 000 000. КНР, 1957 (совм. с А.Х.Ивановым).
25. С е в е р о - з а п а д н а я часть Таримского бассейна. М.; Л., 1957.
26. Т у р ф а н о - х а м и й с к а я впадина и Гашуньская Гоби. М.; Л., 1957.
27. Г е о л о г и ч е с к а я карта Монгольской Народной Республики. М-б 1:2 500 000 /Под ред. акад. В.А.Обручева. М., 1957 (коллектив авторов).
28. Т е к т о н и ч е с к а я карта СССР и сопредельных стран. М-б 1:5 000 000 /Под ред. Н.С.Шатского. М., 1956 (коллектив авторов).
29. Р а з в и т и е идей В.А.Обручева в новейших исследованиях Центральной Азии. - Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, т. 90, 1958, № 6.
30. Г е о г р а ф и ч е с к и е наблюдения в Высокой Азии. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 3.
31. Т я н ь - Ш а н ь. Главные элементы тектоники. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 4 (совм. с Н.М.Слициным).
32. М о н г о л о - С и б и р с к и й антициклон и региональная зональность золотых отложений Центральной Азии. - ДАН СССР, т. 125, 1959, № 6.
33. Ц е н т р а л ь н а я Азия. М., 1959.
34. Н е к о т о р ы е особенности локализации третичного угленакпления в Евразии. - Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, сб. 10, 1960.

35. Геологическое строение Наньшаня. Китай, 1959.
36. История аридной области Центральной Азии в мезозое и кайнозое. - В кн.: Чтение памяти В.А.Обручева. М.; Л., 1961.
37. Схема тектоники Пограничной Джунгарии (сб.к 100-летию акад.В.А.Обручева). М.; Л., 1963.

Г.Г.Мартинсон

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЗААЛТАЙСКОЙ ГОБИ В МЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

В течение 1951 г. В.М.Синицын проводил рекогносцировочные геологические изыскания в Заалтайской Гоби в составе Монгольской сельскохозяйственной комплексной экспедиции. Этот юго-западный район Монгольской Народной Республики был в то время крайне слабо изучен. Вместе с тем Заалтайская Гоби вызвала большой интерес среди геологов, так как по орографическим и геологическим признакам здесь различаются элементы Алтайской горной системы, Зайсанской депрессионной зоны, Тарбагатайской горной цепи, Джунгарской впадины, Восточного Тянь-Шаня и Турфано-Хамийской впадины.

Несмотря на сравнительно короткий срок посещения этого интересного региона, В.М.Синицын опубликовал очень ценную и содержательную книгу - "Заалтайская Гоби" (1956), в которой он осветил не только геологические особенности региона, но и дал исчерпывающие географические сведения об этой самой западной части пустыни Гоби. В.М.Синицын вместе с В.А.Амантовым особое внимание уделили изучению горных массивов, сложенных палеозойскими породами. В значительно меньшей мере были исследованы молодые осадочные образования мезозойского и кайнозойского возраста.

В настоящее время понятия о географических границах Заалтайской Гоби несколько расширены, и в эту область включаются

обширные безводные впадины, лежащие к востоку от хр. Эдрэнтийн-Нуру и обрамленные с севера Монгольским и Гобийским Алтаем, а с юга хр. Тост-Улы. Изучением этих впадин занимались с 1967 г. совместные Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая и Советско-Монгольская палеонтологическая экспедиции АН СССР и АН МНР.

Исследования последних лет внесли много нового в изучение мезозойского покрова Заалтайской Гоби. Было установлено широкое развитие мезозойских континентальных образований, выполняющих все пониженные пространства этого региона, как между хребтами Эдрэнтийн-Нуру, Цаган-Богд и Атас-Богд, так и в глубоких впадинах Ингэни-Хобур, Нэмэгэтинской и Ширэгин-Гашунской депрессиях. До недавнего времени считалось, что из мезозойских отложений здесь встречаются лишь верхнемеловые осадки. Внимание к ним привлекали уникальные местонахождения позднемеловой динозавровой фауны. О более древних мезозойских образованиях практически ничего не было известно.

Детальные геологические и палеонтологические исследования в Заалтайской Гоби, проведенные автором совместно с В.Ф.Шуваловым [3], а позже с Н.Н.Верзилиным, позволили впервые выделить районы развития апт-альбских сероцветных и пестроцветных отложений, расположенных на юго-восточном борту палеозойского массива Эдрэнтийн-Нуру, на северо-восточных склонах гор Онгон-Улан-Ула и Алтан-Ула. Аналогичные отложения были обнаружены в Ширэгин-Гашунской впадине. Одновременно удалось установить, что выделявшиеся ранее некоторыми геологами [1, 2] в северо-западной части региона неокомские отложения в действительности также являются осадками апт-альбского возраста. В них были обнаружены ископаемые беспозвоночные, характерные для конца нижнего мела. Среди позвоночных здесь присутствовали кости пситтакозавров и игуанодонов. Следует отметить, что в 50-х годах В.С.Волхонинным была собрана коллекция моллюсков в Номин-Гобийской впадине, западнее Цаган-Богд, которая свидетельствовала о апт-альбском возрасте.

По данным В.Ф.Шувалова [3], апт-альбские отложения резко несогласно залегают на различных осадочных метаморфизованных и интрузивных породах палеозойского субстрата, включая слабо дислоцированные и метаморфизованные пермо-триасовые образования,

изученных в свое время В.М.Синицыным и В.А.Амантовым. Вдали от крупных тектонических нарушений осадочные толщи нижнего мела, как правило, смяты в системы брахантиклинальных и брахисинклинальных складок, с углами падения на крыльях от 5-7° до 30-40°. Нередко наблюдается моноклинальное падение пород с теми же углами наклона пластов. В зонах разломов, как например на северо-восточном склоне горы Онгон-Улаи-Ула, апт-альбские отложения имеют чрезвычайно крутое падение (70-80°) вплоть до опрокинутого залегания. Характерно, что отложения душиулинской свиты (апт-альб) встречаются, как правило, в краевых частях впадин либо в зонах молодых кайнозойских поднятий.

На апт-альбских отложениях залегают пестроцветные и красноцветные верхнемеловые осадки. Следует отметить, что в структурном отношении нижнемеловые и верхнемеловые отложения принадлежат к двум различным структурным этапам. Первые были связаны с периодом активизации тектонических движений, тогда как вторые характеризовали платформенный режим.



Рис. 1. Палеогеографическая схема Заалтайской Гоби для апт-альбского и верхнемелового времени.

1 - расчлененные горные возвышенности; 2 - границы бассейнов осадконакопления в апт-альбское время; 3 - границы бассейнов осадконакопления в верхнемеловое время (сеноманмаастрихт).

Пространственное распространение нижнемеловых отложений указывает на то, что в конце раннего мела в Заалтайской Гоби существовало несколько изолированных впадин (рис. 1). На юго-западе образовалась крупная Ингэни-Хобурская впадина, на юге - Номин-Гобийская, а на северо-востоке - Ширэгин-Гашунская. Наиболее значительной из них являлась первая. Она охватывала территорию современной одноименной впадины и окружающие возвышенности, включая юго-восточную оконечность хр. Эдрангийн-Нуруу, горы Души-Ула,

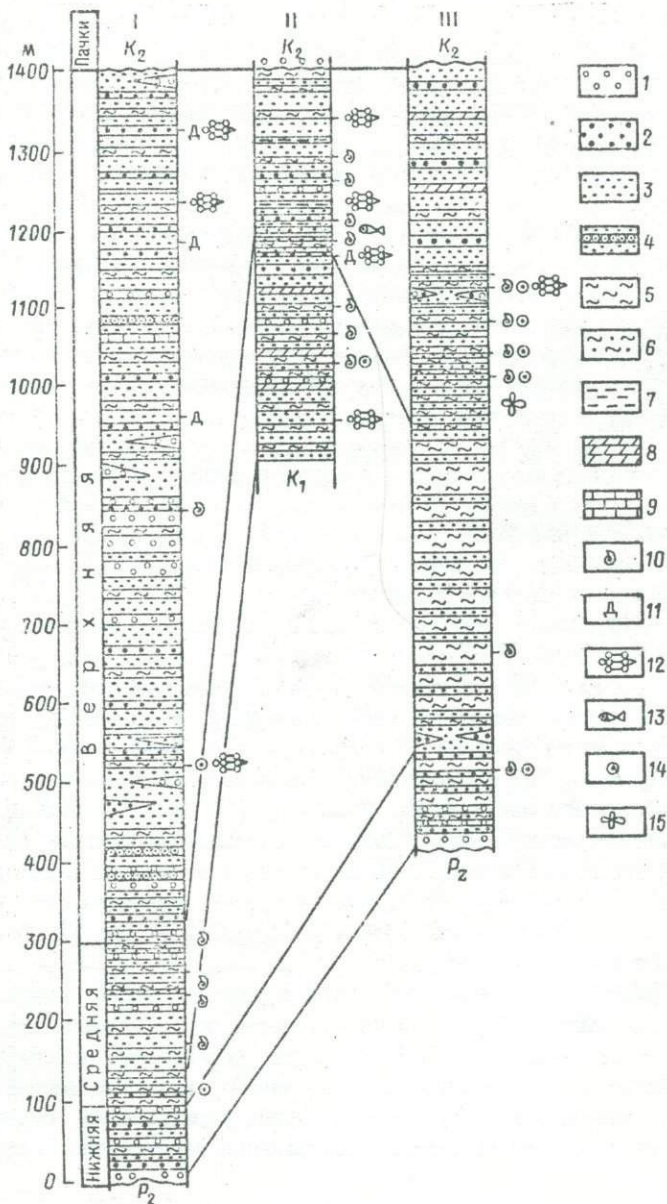
Онгон-Улан-Ула и северное обрамление г. Алтан-Ула. Менее четко вырисовываются контуры Номин-Тобийской и Ширэгин-Гашунской впадин, где выходы апт-альбских отложений установлены фрагментарно, а фауна и флора обнаружены в незначительном количестве. Сравнительно малая мощность нижнемеловых отложений в двух последних впадинах указывает на небольшую их глубину и амплитуду колебания.

Материалы по Ингэни-Хобурской впадине более обширны и указывают на то, что она была довольно глубокая, вытянутая с запада на восток и представляла собой асимметричную депрессию. Наибольшее погружение испытывала ее западная часть, прилегающая к хр. Эдрэнгийн-Нуру, где мощность отложений достигает 1400 м. К востоку глубина впадины постепенно уменьшалась и в районе Алтан-Ула не превышала 300-350 м (рис. 2).

Судя по составу нижнемеловых отложений, глубоководные участки располагались в Ингэни-Хобурской впадине к северу от г. Онгон-Улан-Ула и юго-восточнее г. Души-Ула. В прибрежной, литоральной зоне обитало большое количество пресноводных организмов, в частности, моллюски и остракоды. Раковины двустворок образовывали целые "устричные банки".

Гидродинамическая обстановка и уровень вод в озерном бассейне Ингэни-Хобур не были постоянными в течение всего апт-альбского времени. На это указывает смена тонкозернистых глинистых и песчано-глинистых пород грубозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Как правило, эта смена носит ритмичный характер. Такая ритмичность, вероятно, связана с периодическим прогибанием впадины. Последняя постепенно заполнялась тонкими осадками, мелела, создавая оптимальные условия для развития пресноводной фауны, но наступившая очередная фаза прогибания дна сопровождалась привносом грубого терригенного материала, способствовавшего гибели и захоронению больших "банок" крупноразмерных моллюсков.

Климатическая обстановка в апт-альбское время менялась. Об этом можно судить по смене в разрезе сероцветных и красноватых отложений, а также по составу ископаемых органических остатков. Более гумидным был, несомненно, климат в первой половине апт-альбского времени, в период формирования сероцветных отложений, содержащих многочисленные растительные отпечат-



ки, фауну унионид и мелких двустворчатых (корбикулиды, сфериды и др.). Вторая половина апт-альбского времени характеризовалась более аридным климатом, во время которого формировались мощные толщи пестроцветных и красноцветных, частично загипсованных пород. В этих отложениях встречены крупные раковины тригониидид, реже - остатки динозавров и черепах. Все эти органические остатки свидетельствуют о достаточно теплом, субтропическом климате в верхнем альбе.

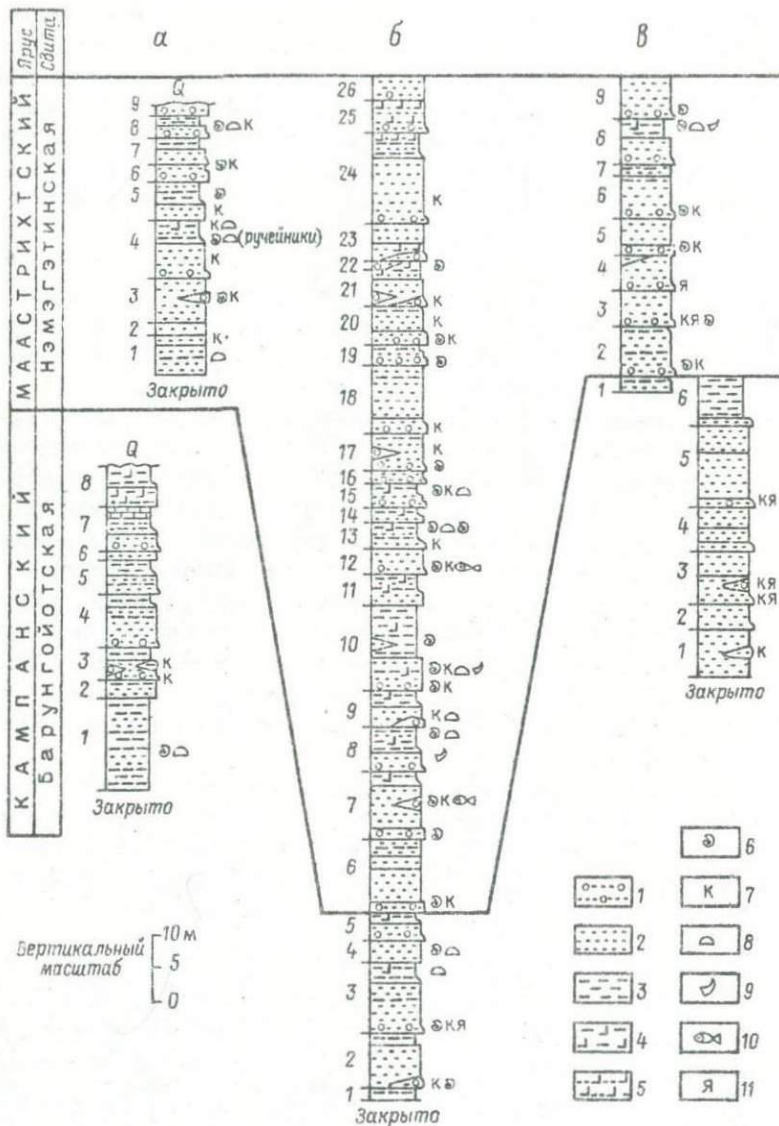
Окружавший озерные впадины рельеф, судя по составу и мощности отложений, характеризовался значительными высотами и расчлененностью. Реки, впадавшие в озерной бассейн Ингэни-Хобур, были достаточно протяженными, на что указывает хорошая окатанность обломочного материала, перенесенная потоками.

На границе нижнего и верхнего мела происходит значительная перестройка географического ландшафта. Горные обрамления сильно сглаживаются, пенеппенизируются, а в огромных опущенных впадинах Заалтайской Гоби, расположенных к юго-востоку от хр. Эдрэнгийн-Нуру, формируются обширные внутренние бассейны, с большим количеством островов и баров. С этими водными пространствами был связан расцвет водных беспозвоночных, черепах, крокодилов и динозавров. На предгорных склонах и на берегу озер произрастали подокарповые и кипарисовые деревья. Климат того времени был достаточно жарким, субтропическим, о чем свидетельствуют красноцветные осадочные образования и характер ископаемой фауны и флоры.

Сзерко-альбвиальные отложения верхнего мела широко представлены к югу от Гобийского Алтая и на юго-востоке Монгольского Алтая. В Номин-Гобийской впадине Заалтайской Гоби верхнемеловые отложения в настоящее время фаунистически не датированы.

Рис. 2. Строение основных разрезов апт-альбских отложений в Заалтайской Гоби (составил В. Ф. Шувалов).

I-III - места расположения разрезов: I - юго-восточная оконечность хр. Эдрэнгийн-Нуру; II - 7 км к востоку от г. Души-Ула; III - северо-восточная оконечность г. Онгон-Улан-Ула. 1 - конгломераты; 2 - гравелиты; 3 - песчаники; 4 - "ядровидные" песчаники; 5 - глины; 6 - песчаные глины; 7 - аргиллиты; 8 - мергели; 9 - известняки, 10-15 - ископаемые органические остатки: 10 - моллюски; 11 - динозавры; 12 - остракоды; 13 - рыбы; 14 - черепахи; 15 - флора.



По мнению В.М.Синицына [4], отложения предположительно мелового возраста наблюдались по окраинам депрессии Хатан-Суузал, вдоль уступа Гобийского Тянь-Шаля, в поперечных седловинах хр.Эдрэнгийн-Нуру и в основании южного уступа Монгольского Алтая, где они представлены сравнительно маломощными толщами конгломератов и песчаников. К сожалению, точный возраст этих осадков пока не обоснован палеонтологически и поэтому они могут быть лишь условно отнесены к мелу.

Северные склоны Монгольского и Гобийского Алтая совершенно лишены верхнемеловых осадков и только восточнее, в Улан-Нурской впадине, примыкающей к Арц-Богдо, такие образования встречаются. Но если для нижнемеловых отложений в Заалтайской Гоби выделена лишь одна - душиулинская свита, то верхнемеловые образования подразделяются на сайншандинскую (альб-сеноман), байнширэнскую (в.сеноман-сантон), барунгойотскую (кампан) и нэмэгэтинскую (маастрихт) свиты. Следует отметить, что в Заалтайской Горе наиболее широко представлены отложения барунгойотской и нэмэгэтинской свит. Выходы верхнемеловых континентальных осадков прослежены главным образом по периферии Ингэни-Хобурской впадины и далее на восток - в Ширэгин-Гашунской и Нэмэгэтинской впадинах.

Сайншандинские конгломераты, залегающие в основании байнширэнских отложений, сохранились лишь фрагментарно. Пестроцветные байнширэнские песчаники и глины были нами обнаружены на северо-западных склонах хр.Онгон-Улан-Ула и севернее хр.Ингэни-Цава, а также в основании Ширэгин-Гашунской впадины. Верхняя часть этих отложений подстилает барунгойотские осадки в урочище Хэрмин-Цав. В основании пестроцветной толщи байнширэнской свиты в районе хр.Онгон-Улан-Ула были встречены многочис-

Рис.3. Строение разрезов барунгойотской и нэмэгэтинской свит в местонахождениях Бамбу-Худук (а), Алтан-Ула (б) и Нэмэгэту-Ула (в) (составил Н.Н.Верзилин).

I - псеудогравелит; 2 - песчаники и алевролиты; 3 - глины; 4 - глины с карбонатными желваками или линзами; 5 - песчано-карбонатные породы или карбонатные желваки в песчанике; 6 - моллюски; 7 - кости динозавров и черепа; 8 - остракоды; 9 - конхоустраки; 10 - скопления рыб; 11 - скорлупа яиц динозавров.

ленные крупные ребристые раковины моллюсков, хорошо сопоставляемых с двустворками из стратотипического разреза Восточной Гоби. Здесь же собраны остракоды и кости динозавров. Полные разрезы отложений барунгойотской свиты описаны в урочищах Хэрмин-Цав и Бамбу-Худуке, где представлены чередованием красноцветных песчаников и глини (рис.3). Завершается разрез верхнемеловых толщ нэмэгэтинской свитой, отнесенной к маастрихтскому возрасту. Отложения этой свиты сложены пестроцветными песчаниками, глинами, псевдогравелитами, преимущественно озерного генезиса. Все континентальные верхнемеловые отложения достаточно полно охарактеризованы разнообразной фауной, свидетельствующей о водном режиме того времени.

Таким образом, Заалтайская Гоби в меловое время испытывала неоднократное погружение. Крупные озерные бассейны заполняли межгорные впадины в апт-альбское, а затем в течение всего верхнемелового времени вплоть до маастрихта (см.рис.1). В начале палеогена произошло, видимо, интенсивное поднятие всей южной части территории Монголии, в результате чего основные крупные бассейны прекратили свое существование и ландшафтная и климатическая обстановка значительно изменились. Сохранились лишь небольшие разрозненные озера, увеличился речной сток. В настоящее время еще трудно представить себе детальную картину палеогеографической обстановки в Заалтайской Гоби, но общая схема вполне воспроизводится.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. В а с и л ь е в В.Г., В о л х о н и н В.С., Г р и ш и н Г.Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., 1959.
2. М а р и н о в Н.А. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М.; Л., 1957.
3. М а р т и н с о н Г.Г., Ш у в а л о в В.Ф. Стратиграфия и ископаемые моллюски нижнемеловых отложений Заалтайской Гоби в Монголии. - В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., 1976.
4. С и н и ц и н В.М. Заалтайская Гоби. Л., 1956.

ПРОБЛЕМЫ МИКРОКЛИМАТОВ В ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

В настоящее время пользуется всеобщим признанием представление о том, что климат — важнейший фактор географической среды, оказывающий глубокое воздействие на все экзогенные процессы, происходящие на поверхности Земли, и на особенности органического мира. Только благодаря этому воздействию возможны палеоклиматические реконструкции, поскольку единственную фактическую основу их составляют различные геологические документы, несущие информацию о древних климатах [9-11]. Итак, объект исследования палеоклиматологии — древние осадочные породы и содержащиеся в них остатки организмов или следов их жизнедеятельности. Иных возможностей для выявления особенностей древних климатов пока не имеется.

Очевидно, что основным объективным фактором, ограничивающим детальность и точность палеоклиматических реконструкций, является неполнота геологической летописи. Именно она обуславливает возможность реконструкции лишь наиболее устойчивых во времени элементов древних климатов. Это нашло свое выражение в книге "Введение в палеоклиматологию" основоположника советской палеоклиматологии В.М.Синицына, который подчеркивал: "Наиболее устойчивыми во времени элементами климата оказываются общая система воздушной циркуляции и основные географические типы климатов, прослеживаемые через многие периоды и эры. Современное состояние геологических и палеонтологических материалов допускает надежную реконструкцию лишь этих основных элементов и типов климата, находящих отражение в длительно существующих ландшафтных комплексах и биогеографической зональности" [11, с.4].

o Таким образом, следы относительно кратковременных изменений климата и тем более следы существовавших ранее микроклиматов являются помехами для палеоклиматических реконструкций. Естественно, что палеоклиматологи с целью более достоверного выявления общих закономерностей, характерных для климатов, стараются отбраковывать подобные следы аномальных климатических обстановок.

В то же время, несомненно, что микроклиматические особенности не только существуют в настоящее время, но имели место в прошлом. В связи с этим при палеоклиматических реконструкциях всегда необходимо иметь в виду возможность существования микроклиматов, которые в значительной мере могли нарушать общую стройную картину распределения и характера как остатков организмов, так и некоторых осадочных образований. При этом, если в палеоклиматологии с целью выявления общих закономерностей старается исключить из рассмотрения следы существования микроклиматических обстановок, то в палеогеографии выявление микроклиматических обстановок приобретает особое значение как один из важнейших показателей изменения физико-географических условий в пространстве. Однако такое выявление, как правило, возможно лишь в том случае, когда известен общий характер древнего климата, на фоне которого существовали микроклиматические обстановки.

Вероятно, наиболее ощутимо на особенностях литогенеза и органического мира сказываются вызываемые микроклиматическими причинами изменения увлажненности, в связи с чем именно они лучше всего и могут быть выявлены для прошлых геологических эпох. Часто такие изменения связаны с увлажняющим воздействием обширных водоемов на их прибрежную зону. В какой-то мере такое воздействие проявляется в настоящее время даже по берегам искусственных водохранилищ. Так, на побережьях Волгоградского и Цимлянского водохранилищ влажность воздуха может быть на 7-8 мПа больше, чем в районах, удаленных от водоемов. При этом наиболее резко климатические изменения проявляются при определенном сочетании водоемов с направлением господствующих ветров. Одним из примеров такой ситуации являются климатические закономерности, существующие сейчас в котловине оз. Иссык-Куль.

В Иссык-Кульской котловине господствуют западные ветры. Они достигают озера уже максимально обезвоженными. В связи с этим в западной части озера и по побережью, в районе г. Рыбачевого, за год обычно выпадает около 20-100 мм атмосферных осадков, а иногда в течение года их вообще не бывает. Однако проходя над озером, воздушные массы постепенно насыщаются испаряющейся с его поверхности влагой, что приводит, в свою очередь, к образованию осадков. При этом, чем восточнее располагается

район, тем больше количество осадков. В результате, в районе, расположенном в восточном замкании котловины, за год осадков выпадает до 1800-2000 мм, т.е. почти в 100 раз больше, чем в районе г.Рыбачьего. Более того, оказывается, что это наиболее влажный район во всей Средней Азии.

Нет никаких оснований полагать, что в геологическом прошлом не существовали сходные ситуации. В этом отношении большой интерес представляет мнение В.М.Синицина [11] и А.А.Борисова [1] о том, что до ранее-среднепалеогенового (палеоцен, эоцен и ранний олигоцен) этапа включительно существовал в отличие от современного относительно равномерный термический режим, вследствие чего тогда не могло быть больших горизонтальных градиентов давлений и различий в физических свойствах воздушных масс. Поэтому в первой половине кайнозоя и ранее все циркуляционные процессы атмосферы были значительно более слабыми, чем теперь. Если это так, можно полагать, что при ослабленных циркуляционных процессах влага, поступающая в атмосферу вследствие испарения с поверхности Земли, должна была выпадать в виде атмосферных осадков в относительной близости от места интенсивного испарения. Естественно, что наиболее интенсивное испарение осуществлялось с поверхности крупных водоемов, располагавшихся в областях аридного климата. Поэтому именно вблизи от таких водоемов легче всего и могли возникать микроклиматические обстановки, характеризовавшиеся относительно повышенной увлажненностью, существовавшей на фоне резко выраженного аридного климата.

Итак, можно считать, что в прошлом, по крайней мере до раннего олигоцена включительно, на территории аридных зон суши вблизи от крупных водоемов часто могли существовать относительно влажные микроклиматические обстановки, достаточно резко выделявшиеся из окружающих их ярко выраженных аридных. В подтверждение этому заключению приведем некоторые примеры выявления существования таких микроклиматов.

Сходное с отмеченным для Иссык-Куля увлажняющее влияние на некоторые прибрежные участки суши оказывал в меловом периоде бассейн, располагавшийся в Ферганской межгорной впадине. Об общих климатических условиях, существовавших на территории Ферганской впадины и ее водосборных пространствах в меловом периоде, в настоящее время можно судить вполне однозначно на основании следующих данных.

1. Как известно, В.М.Синицыным [10, 11] были проведены специальные палеоклиматические реконструкции для всей Евразии. Основываясь на них, можно утверждать, что на протяжении всей меловой истории на территории Ферганской впадины и ее обрамления существовал аридный климат.

2. Среди меловых отложений Ферганской впадины и ее окрестностей широким распространением пользуются карбонатные (причем нередко доломитовые и даже с примесью магнезита) красноцветы, присутствующие во всех районах и в отложениях всех выделяемых стратиграфических единиц. На различных стратиграфических уровнях в Ферганской впадине встречаются гипсоносные пачки, иногда распространенные на обширных площадях. Для меловых отложений Ферганской впадины характерно обычно высокое содержание в песчаном и алевроитовом материале свежих, не затронутых выветриванием обломков полевых шпатов и широкое развитие среди глинистых минералов монтмориллонита и палыгорскита. Для кор выветривания мелового возраста, развитых на разнообразных палеозойских породах и захороненных под различными горизонтами меловых и низов палеогеновых отложений, характерно значительное распространение монтмориллонитовых кор при отсутствии каолиновых и железистых. Все перечисленные литологические особенности однозначно указывают на существование в меловом периоде на территории Ферганской впадины и ее водосборах, на которых продуцировался терригенный материал, жаркого аридного климата.

3. Проведенные З.И.Вербичкой для меловых отложений Ферганы палинологические исследования показали, что в течение всего времени формирования рассматриваемых осадков существовал сугобо аридный климат [2].

Таким образом, можно утверждать, что в течение всего мелового периода Ферганская впадина и ее водосборы располагались в зоне ярко выраженного аридного климата. Однако наряду с этим есть основания считать, что в пределах ее существовали районы, отличавшиеся достаточной увлажненностью. Об этом, например, свидетельствуют обнаруженные в низах меловой толщи в Северо-Восточной Фергане многочисленные отпечатки вегетативных частей растений.

В своем заключении А.И.Турутанова-Кетова, определявшая эти растительные остатки, указала следующее. Ископаемые рас-

тения представлены здесь обычно крупными остатками, свидетельствующими о их росте вблизи водоема, в котором шло накопление осадков. Несмотря на сравнительную ограниченность видового разнообразия и бедность экземпляров растительных форм, можно отметить количественное преобладание в комплексе сагообразных. Последнее обстоятельство свидетельствует, что эти теплолюбивые растения находили благоприятные условия произрастания на берегах трансгрессирующего моря. Увлажненные почвы с немногими представителями папоротников имели, по-видимому, более ограниченное распространение на исследуемой территории. Анализ систематического и экологического состава флоры позволил считать, что климат района в рассматриваемый отрезок геологического времени был достаточно жарким и влажным. Вместе с тем видно, что состав изученной флоры складывается формами, относящимися к различным экологическим группировкам.

В приведенном заключении большой интерес представляет указание, что растительность произрастала вблизи водоема. Таким образом, характер наземной растительности, как и многочисленные другие данные [3], свидетельствует о том, что уже в начале мелового периода в Ферганской впадине существовал обширный водный бассейн. Наличием такого бассейна хорошо объясняется и отмеченная влажность климата в районе произрастания растительности. Поскольку Ферганская впадина уже с конца юрского периода располагалась в зоне аридного климата, то естественно объяснить существование в одном из ее районов в начале раннемеловой эпохи влажной обстановки своеобразие микроклимата. Это своеобразие заключалось в повышенной влажности района вследствие увлажняющего воздействия обширного водного бассейна на его прибрежную зону.

Воздействием Ферганского бассейна на микроклимат прибрежной зоны, очевидно, объясняется и то, что изученные растительные остатки, как было отмечено А.И.Турутановой-Кетовой, представлены формами, относящимися к различным экологическим группировкам (папоротникам, саговниковым, хвойным). Подобное своеобразие микроклимата некоторых участков прибрежной зоны в какой-то мере, по-видимому, проявлялось в течение всего мелового периода. В этом отношении интерес представляют результаты анализа палинологических данных, проведенного З.И.Вербичкой. По

ее мнению, имеющийся материал наводит на мысль, что растительный покров в меловом периоде на территории Ферганской впадины был крайне бедным и занимал лишь весьма небольшие участки суши, вероятно, ограничиваясь в своем распространении узкими полосками вдоль водоемов и немногочисленных водотоков и, возможно, (частично) на предгорных участках равнин.

Характерно и то, что вообще известные местонахождения остатков наземной растительности в меловых отложениях Ферганской впадины чаще располагаются вблизи от мест существования во время их захоронения островных или полуостровных областей сноса, чем у массивов суши, окружавших впадину. Аналогичным образом располагаются и места находок обломков костей позвоночных, принадлежавших преимущественно динозаврам. Последнее также косвенным образом указывает на то, что на островах и полуостровах растительность в общем была богаче, чем по берегам более обширных массивов суши, а микроклимат — более влажным. Это следует хотя бы из того, что существование растительноядных динозавров, особенно гигантских зауропод, само по себе служит указанием на пышность растительного покрова в местах их обитания [6].

Помимо отмеченного заслуживает внимания мнение Э.Г.Кольберта [7] о том, что крупные холоднокровные животные могли обитать в жарком климате лишь в том случае, если они имели возможность спастись от жары в тени или у воды, поскольку "эти обитатели жарких пустынь жили не в условиях аридного микроклимата — точно так же, как современные крокодилы живут в долине Нила, зеленой полосе, разделяющей песчаные пустыни Северной Африки" [7, с.241].

На основании особенностей распределения остатков растений и животных в меловых отложениях Ферганской впадины можно сделать вывод о существовании в меловом периоде на некоторых прибрежных участках суши, окружившей Ферганский бассейн, и особенно на островах и полуостровах, заметно более увлажненных условий, чем в пределах удаленной от берега суши. При этом оказывается характерной следующая особенность. Районы существования богатой растительности и обитания позвоночных до позднего турона приурочивались к восточной части впадины и только в конце мелового периода появились в западной ее половине. Такая

особенность, очевидно, вызвана следующим. Из данных о преобладающем наклоне косых слоев в песчаниках золотого генезиса Северо-Восточной Ферганы следует, что в начале мелового периода в Ферганской впадине господствовали в общем западные ветры. Поскольку же в течение мелового периода общий орографический план в приферганских районах существенно не менялся, то можно считать, что западные ветры во впадине преобладали все время. Кстати, такая закономерность наблюдается и ныне. Вполне естественно, что в такой обстановке повышение влажности прибрежной суши должно было проявляться наиболее отчетливо именно в восточной части впадины. Однако в туроне Ферганская впадина приобрела тесную связь с обширным Приташкентским бассейном, а потому западные ветры с этого времени стали оказывать увлажняющее воздействие и в западной части впадины, поскольку приходили в район ее уже обогащенные влагой.

Таким образом, в меловом периоде в Ферганской впадине проявлялись те же климатические закономерности, что и наблюдаемые сейчас в Иссык-Кульской котловине, только выявлять их приходится опосредованно, на основании анализа косвенных признаков.

Есть основания предполагать, что более увлажненные микроклиматические обстановки существовали местами в прибрежных участках суши (и тем более на островах) громадных озерных впадин, располагавшихся в позднем мелу на территории Южной Монголии. То, что эта территория в рассматриваемое время находилась в зоне отчетливо аридного климата, следует из реконструкций, приведенных В.М.Синицыным [10]. Об этом же, вероятно, свидетельствуют и особенности состава глинистых минералов, присутствующих в верхнемеловых отложениях региона. Так, проведенное Р.А.Михайлович электронномикроскопическое изучение 56 тонкопелитовых фракций, выделенных из различных пород Алтан-Улинского и Немэгэтинского разрезов, сопровождавшееся электронографическим контролем каждого определения и выборочными дифференциальными термическими анализами, показало, что глинистые минералы почти исключительно представлены монтмориллонитом, причем обычно с примесью палыгорскита. Существенно, что примесь палыгорскита обнаружена в 72% изученных алевроит-песчаных пород и в половине глинистых. Весьма показательным является и то, что в тонкопелитовом материале, независимо от того, выделен ли

он из алевроитопесчаных пород или глинистых, характерно, за редким исключением, отсутствие обломков слюды и хлоритов. Такая особенность, вероятно, указывает на то, что при формировании отложений процессы диагенеза шли достаточно интенсивно и имели завершённый характер.

Интенсивность диагенетических преобразований тонкопелитового материала в отчетливо щелочной обстановке может рассматриваться не только как показатель аридности климата в соответствующее время, но и как лишний довод в пользу мнения о формировании осадков в постоянно существовавшем озерном водоеме. Последнее хорошо согласуется с частым присутствием в рассматриваемых отложениях остатков крупнораковинных пелеципод, обитавших в прибрежной зоне обширных озер, а также ряд других данных [4].

Однако разнообразие и обилие в рассматриваемых отложениях остатков различных организмов, и прежде всего всемирно известных остатков травоядных и хищных динозавров, заставляют считать (особенно если учесть мнение Кольберта), что в Южной Монголии в позднем мелу на фоне сугубо аридного климата существовали по берегам громадных озерных водоемов достаточно увлажненные микроклиматические обстановки. Именно благодаря им внутри обширной аридной зоны, реконструируемой по комплексу палеоклиматических данных [10], вероятно, и существовали густонаселенные оазисы, вблизи от которых и возникли известные уникальные местонахождения ископаемых позвоночных. При этом имеются основания считать, что одни из наиболее влажных обстановок, а следовательно и наиболее благоприятных для бурного развития жизни, существовали на поверхности и прибрежной части островов, располагавшихся на территории современных осевых частей Нэмэгетинского и Алтан-Улинского хребтов.

Существование в прошлом в зонах аридного климата влажных микроклиматических обстановок иногда сказывалось на ряде особенностей литогенеза, в частности даже на характере выветривания. Последнее представляет большой интерес в связи с тем, что именно характер древних кор выветривания является одним из основных показателей особенностей былого климата [8, 11, 12, 13]. В этом отношении напомним утверждение В.М.Сяницина: "Древние коры выветривания являются наиболее "объективными" показателя-

ми климатов прошлого, более "надежными", чем остатки организмов..." [11, с.16]. Примером такого воздействия могут служить коры выветривания мелпалеогенового возраста, развитые на палеозойских породах в Зайсанской впадине.

Проведенное изучение мел-палеогеновых отложений Зайсанской впадины показало, что коры выветривания палеозойских пород присутствуют во всех случаях наблюдавшегося залегания на палеозойских толщах отложений северозайсанской свиты, имеющие мел (вероятно, маастрихт) - палеоценовый возраст [5, 14]. В то же время отчетливо фиксируется перекрытие кор выветривания палеозойских пород различными горизонтами этой свиты, что, наряду с другими данными, указывает на некоторую их разновозрастность. При этом характерно, что основные особенности рассматриваемых кор выветривания не связаны с составом материнских пород, поскольку на сходных породах наблюдаются различные по минеральному составу коры и, напротив, на различных - сходные по составу новообразованных глинистых минералов коры выветривания.

Наиболее древними являются коры выветривания, залегающие под базальной пачкой северозайсанской свиты, представленной в основном светло-серыми и белыми песчаниками и гравелитами, имеющей позднемеловой возраст. Для всех этих кор обычно типично распространение в глинообразной части коры монтмориллонита с галлуазитом или монтмориллонита с примесью гидрослюда. Сходный состав имеют и коры выветривания, перекрытые отложениями верхней части этой базальной пачки или залегающими непосредственно выше ее. В них глинистые минералы представлены монтмориллонитом с примесью галлуазита или каолинита.

Коры выветривания, залегающие под глинами средней части северозайсанской свиты, имеют состав глинообразной верхней части каолинитовый и каолинитовый с примесью галлуазита или гидрослюда. Верхняя же часть кор выветривания, захороненных под отложениями самых верхов северозайсанской свиты в Южном Призайсанье, имеет монтмориллонитовый состав глинистых минералов. Однако разновозрастные с ней коры выветривания в Северном Призайсанье имеют галлуазит-каолинитовый состав глинообразной части профиля выветривания.

Упомянутые особенности кор выветривания проще всего объяснить следующим образом. Перед началом отложения осадков северозайсанской свиты вся территория Зайсанской впадины представляла собой очень выровненную сушу, на поверхности которой происходило формирование кор выветривания в обстановке однородного аридного климата. Поэтому независимо от состава палеозойских толщ, на них образовывались коры выветривания монтмориллонитового типа. Правда, судя по присутствию в корах часто галлуазита, аридность климата вряд ли была сильно выражена, и на фоне ее, возможно, существовали влажные сезоны.

Затем в самом конце мелового периода одновременно с возникновением Зайсанской впадины произошла некоторая гумидизация климата. Эти события и привели к образованию на территории Зайсанской впадины обширного озера. Гумидизация постепенно усиливалась, и, по-видимому, во время отложения нижней половины глинистой толщи северозайсанской свиты климат был преимущественно гумидным, судя по формированию в это время исключительно кор выветривания каолинитового типа.

В этап формирования верхней части глинистой толщи северозайсанской свиты (т.е. в конце северозайсанского времени) в Южном Призайсанье климат вновь стал аридным, о чем можно судить не только по образованию здесь кор выветривания монтмориллонитового типа, иногда даже с примесью палыгорскита, но и по широкому распространению загипсованных отложений. Наряду с этим признаки аридизации климата в конце северозайсанского времени в Северном Призайсанье не отмечаются. Такая особенность может быть объяснена тем, что образовавшийся в начале северозайсанского времени обширный водоем и преобладание в Зайсанской впадине ветров, дующих на восток — северо-восток, обусловили возникновение, по крайней мере в восточной части Северного Призайсанья (по западной части его сведений не имеется), более влажного микроклимата по сравнению с климатом, характерным для южной половины впадины и ее обрамления.

Таким образом, на основании анализа особенностей древних кор выветривания в Зайсанской впадине не только выявляются относительно кратковременные изменения климата в конце мелового периода и палеоцене, но и существование на ее территории после возникновения обширного палеозайсана достаточно четко проявлявшихся микроклиматов.

В целом, приводимые в статье материалы показывают, что в геологическом прошлом на поверхности Земли не только существовали микроклиматы, но они могли быть часто более резко выражены, чем в настоящее время, обуславливая в соответствующих районах своеобразие как органического мира, так и процессов литогенеза.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Б о р и с о в А.А. Палеоклиматология СССР. Калининград, 1973.
2. В е р б и ц к а я З.И., В е р з и л и н Н.Н. Основные проблемы палеогеографии Ферганской впадины в меловом периоде. - Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 77-80, 1971, вып. 1.
3. В е р з и л и н Н.Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л., 1975.
4. В е р з и л и н Н.Н. Генезис верхнемеловых отложений Южной Монголии на основе тафономических наблюдений. - Вестн. Ленингр. ун-та, 1978, № 12.
5. Е р о ф е е в В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, 1969.
6. К о л ь б е р т Э.Г. Климатическая зональность и наземные фауны. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., 1968.
7. К о л ь б е р т Э.Г. Выявление аридных и жарких климатов геологического прошлого по палеонтологическим данным. - В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., "Мир", 1968, с. 241-244.
8. Р у х и н Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1959.
9. С и н и ц и н В.М. Древние климаты Евразии. Ч. I, палеоген и неоген. Л., 1965.
10. С и н и ц и н В.М. Древние климаты Евразии. Ч. II, мезозой. Л., 1966.
11. С и н и ц и н В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
12. С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. Т. I, 2. М., 1960.
13. С т р а х о в Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., 1962.
14. Т о л с т и к о в а Н.В. Моллюски древних озер Зайсанской впадины (Юго-Восточный Казахстан, мел, палеоген, миоцен). - В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значения для палеолимнологии. Л., 1976.

О СТРУКТУРЕ И ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИНАХ КОЛЕБАНИЙ
ТЕМПЕРАТУРЫ И УВЛАЖНЕНИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

Колебания и изменения климата происходили на всем протяжении истории Земли. Поскольку астрофизики считают постоянным солнечное излучение за длительные периоды времени, эти изменения пытаются объяснить изменениями состава и плотности атмосфер [4, 5, 20 и др.], положения полюса и расположением материков [13], колебаниями элементов земной орбиты [4, 7 и др.], автоколебаниями в системе атмосфера-океан-полярные льды [19]; иногда привлекаются также горообразование [3, 20] и действие различных космических факторов, но ни одно из них строго не доказано.

Применительно к теплым периодам геологической истории изменение положения материков сохраняет чрезмерно большие межширотные различия температуры по сравнению с установленными В.М.Синицыным [20], так что без изменения состава атмосферы в объяснении климатов отдаленного прошлого, видимо, не обойтись. Иное дело в послеледниковое время. Большая часть факторов, упомянутых выше, проявляют свое действие лишь за длительные промежутки времени, здесь же заметные изменения климата происходили за немногие тысячелетия, а в историческую и инструментальную эпохи удается выявить колебания длительностью даже менее сотни лет, причем как раз короткие колебания, особенно увлажнения, представляют наибольшую трудность для объяснения.

Общий ход климата в голоцене по схеме Блитга-Сернандера, основанной преимущественно на палеоботанических данных, признан всеми палеоклиматологами, правда, понимается она иногда излишне догматически и игнорируются колебания более короткого среднего периода. Общий ход температуры по этой схеме характеризуется ее ростом в послеледниковое время до "климатического оптимума" (5-8 тыс. лет назад), когда температура в умеренных широтах была почти на 3° теплее современной, после чего происходило постепенное падение температуры, которое еще не успело существенно исказить даже современное антропогенное потепление.

Это колебание температуры вызвало соответствующее изменение высоты снеговой линии в горах.

Что же могло вызвать подобный ход температуры, подтверждаемый также профилем изотопного отношения кислорода O^{18} к O^{16} в колонке льда на северо-западе Гренландии (Кэмп Сенчури)?

Как ни малы изменения радиации в высоких широтах, расчеты показывают, что этот фактор имеет существенное значение для развития и разрушения оледенений, хотя на него накладываются и собственные колебания ледяной шапки. Наиболее благоприятные условия для облучения северного полушария сложились около 8 тыс. лет назад, а радиация стала выше современной на несколько тысячелетий раньше [7]. Последнее явилось термической основой разрушения Вормского (Валдайского) ледника. Однако сам ледник сошел со Скандинавии лишь около 9 тыс. лет назад и влияние последствий оледенения проявилось на температуре и, видимо, ледовом покрове высоких широт тоже примерно до этого времени, в то время как условия облучения в высоких широтах северного полушария были еще достаточно благоприятны.

Естественно, что отступление льдов должно было повысить температуру умеренных широт, тем более, что само существование полярных льдов в это время иногда берется под сомнение. В самой Гренландии колебания были заметно слабее: $\pm 1^{\circ}$ за последние 8,5 тыс. лет. В южном полушарии облучение тоже росло, но оставалось на относительно низком уровне и четкого климатического оптимума по данным бурений не заметно. Если в период от 5,7 до 9 тыс. лет назад повышена вероятность встречи теплых слоев льда, то не меньшее потепление там имело место 1,5-2,1 тыс. лет назад. Позднее условия облучения в высоких широтах ухудшились. В Северном полушарии льды появились снова или их граница сдвинулась к югу. Это должно было сказаться на температуре, что и наблюдается в конце голоцена.

Некоторые западноевропейские ученые, экстраполируя эту тенденцию, стали панически относиться даже к кратковременным колебаниям климата, ожидая повторения малой ледниковой эпохи, а в дальнейшем и настоящего оледенения. Однако уточнение кривой Миланковича Ш.Т.Шарафом и Н.А.Будниковой [5], использованное уже в ряде работ [4, 7], при экстраполяции на будущее показывает, что по крайней мере в северном полушарии снижение об-

лучения в дальнейшем сильно ослабеет и при неизменности состава атмосферы благоприятные условия для развития оледенения создадутся лишь через 170 тыс. лет. Таким образом, под влиянием естественных факторов облучение северных широт в ближайшие тысячелетия будет мало меняться, а дальше будет становиться как больше, так и меньше современного, давая наибольшие существенные "оптимумы" через 120 и 160 тыс. лет. В южном же полушарии условия сохраняются более суровыми [7].

Были ли в пределах голоцена более короткие колебания климата? Похолодания XIII-XIX вв. н.э. первого тысячелетия и отчасти конца второго тысячелетия до н.э. признают почти все. Что касается более древних, то многие палеоклиматологи относят их к периоду до климатического оптимума [10], но Петерсон, К.Брукс [3], а особенно А.В.Шнитников [23, 25], допускают их регулярность в течение части или всего голоцена, подтверждая их данными археологии и ходом ряда геофизических явлений. Сейчас по материалам бурений в Гренландии подтвердились периоды похолоданий относительно короткие, происходившие на фоне более высоких температур в северном полушарии довольно регулярно, с длительностью интервалов между ними от 800 до 3500 лет. (Если учесть относительно слабое похолодание на грани Атлантической и Суббореальной эпох - то от 800 до 2800 лет.) Эти похолодания прерывали климатический оптимум. Вместе с тем их датировки расходятся даже в трех последних реализациях с максимумами приливообразующей силы (по Петерсону, до +200 лет). В более старые годы привязки становятся еще хуже [3], в связи с чем приливное происхождение этих похолоданий, предполагаемое упомянутыми авторами, ставится под вопрос.

Кроме того, даты экстремальной интенсивности похолодания далеко не изохронны в разных частях земного шара. На примере "малой ледниковой эпохи" видно, что от Гренландии к Таймыру минимум температуры опаздывал почти на три столетия, а в Восточной Азии начало похолодания и его конец произошли на три столетия раньше, чем в Исландии [10]. Вообще похолодания были более четко выражены зимой. Летом же они были заметны лишь в низких широтах, в умеренных же проявлялись лишь во вторжениях холода [2]. Наконец, не все похолодания столь коротки (2-3 столетия), как требует приливная гипотеза. Малая ледниковая эпо-

ха с перерывом длилась около пяти веков, похолодание в I тыс. до н.э. тоже продолжалось не менее шести веков. Видимо, кроме приливообразующей силы сказывались и другие факторы, например, вулканизм, который в принципе может реагировать на приливы в твердой оболочке Земли (индекс вулканизма был повышен и в малую ледниковую эпоху [2]), возможно автоколебательные процессы.

Из более коротких флюктуаций можно отметить в той же Антарктиде неправильные колебания длительностью в несколько столетий. Колебания длительностью 300-500 лет прослеживаются и в северном полушарии за период около 3000 лет, они проявились, в частности, в перерывах похолоданий I тыс. до н.э. и малой ледниковой эпохи [1, 2, 22], но лучше проявляются в увлажнении. Колебания длительностью около 200 лет выявляются далеко не везде, хотя они, например, отмечены в высоких широтах [8]. Довольно заметны, особенно в северной половине умеренных и полярных широтах, колебания длительностью 60-100 лет [7, 18] (вековые). По результатам бурений в Гренландии их можно проследить в Кемп Сенчури (район Туле) за 8 веков [8] и в Крет (центр острова) за 15 веков. Они проявляются в ходе увлажнения. В более южных частях умеренных широт северного полушария проявляются и более короткие ("внутривековые") колебания, заметные в поле температур (колебания количества льдов, приростов древесины), и увлажнения (уровнях водоемов) [24]. В XIX в. почти все они оказываются связанными с колебаниями прозрачности атмосферы, вызванными вулканизмом.

Правда, дислокация аномалий температуры в первом пятилетии после активной вулканической деятельности существенно отличается от проявлений векового и внутривековых циклов (Карско-Баренцовый район вместо Гренландии), что следует отнести уже к переработке импульсов атмосферной и океанической циркуляции [9, 10, 21].

Таким образом, по крайней мере в северном полушарии в голоцене и, в частности, в историческую эпоху можно выявить неправильные колебания температуры в нескольких частях широкого спектрального диапазона [1, 2]. Причины некоторых из них более или менее удается установить, для других же становится вероятным, что они создаются в результате взаимодействия нескольких факторов.

Для объяснения наблюдавшихся в голоцене колебаний увлажнения необходимо напомнить факторы осадкообразования.

Почти повсеместно основное количество влаги оседает из атмосферы в процессе образования вертикальных осадков (r). Для их образования необходимы: влага, энергия для подъема этой влаги на уровень конденсации и обеспечение подъема влаги выше этого уровня.

В грубом приближении эти условия выражаются следующей формулой:

$$r = \alpha W \psi(H),$$

где W - влагосодержание столба атмосферы, α - интенсивность восходящих движений любого происхождения, ψ - эмпирическая функция от относительной влажности H , определяющей высоту уровня конденсации [11]. В среднем, при $H < 40\%$, соответствующей уровню конденсации около 1300 м, существенные осадки не образуются [11]. Максимально возможное содержание влаги в атмосфере растет с температурой приблизительно по показательной функции; α зависит от горизонтальных, преимущественно межширотных, контрастов температуры, приводящих во внутритропических широтах к фронтально-циклонической деятельности. В низких широтах ее заменяет перегрев нижних слоев атмосферы в связи с большим радиационным балансом (конвективный фактор). Над океаном прогрев может быть следствием вертикального перемешивания и теплых течений. Кроме того, с ростом W несколько возрастают вертикальные температурные градиенты, а выше уровня конденсации с ростом температуры подъем воздуха облегчается уменьшением влажноадиабатического градиента (при давлении 800 мб влажноадиабатический градиент уменьшается с $0,9^{\circ}\text{град}/100$ м при 30°C до $0,5^{\circ}\text{град}/100$ м при $+5$ и $0,3^{\circ}\text{град}/100$ м при $+30^{\circ}\text{C}$) [15].

Однако термика влияет не только непосредственно, но и через атмосферную циркуляцию, способствуя формированию восходящих и нисходящих токов динамического характера. В частности, понижение температуры глобального характера увеличивает разность температур: экватор-полюс, особенно при наличии льдов, и похолодание резче проявляется в высоких широтах, чем в низких. При понижении же прозрачности атмосферы влияние широты сказывается непосредственно на радиации в связи с большим ее ослаб-

лением при малых высотах Солнца. Рост межширотных градиентов усиливает циклоническую деятельность, особенно в холодное время года, в теплое же для аридных районов существенно повышается контраст температуры в самих циклонах.

Зато при росте температуры следует ждать глобального роста H в связи с повышением испарения с океанов, возрастающего (при постоянном H) приблизительно вдвое на каждые 10° , что несколько облегчает конвекцию и создает крупные ее формы типа тропических циклонов и системы ветров за счет выделения скрытой теплоты конденсации. Снижается при росте температуры и наименьшее значение H , при котором еще выпадают осадки.

Таким образом, связи осадков, а с ними и увлажнения с ростом температуры имеют сложный, противоречивый и часто неоднозначный характер. Непосредственное влияние роста температуры на осадки из-за роста W и H и изменения вертикальных сухо- и влажноадиабатических градиентов способствуют росту осадков, а интенсивность циркуляции умеренных широт уменьшается, что приводит к уменьшению осадков. Наконец, с изменением температуры происходит смещение циркуляционных зон, из-за чего изменения осадков в разных широтах имеет с ростом температуры неодинаковый характер связи [6, 9, 11], проявляющийся при вековых и внутривековых колебаниях климата.

Сказанное определяет изменение режима осадков над океаном. Над сушей условия еще сложнее. Отметим, что некоторые связи, обнаруживаемые здесь, не имеют причинно-следственного характера. Например, можно показать [12], что летом в умеренных широтах корреляция температуры с осадками отрицательна, а зимой положительна, но это обусловлено сезонными различиями в сезонном влиянии на температуру, облачность, создаваемые циклоническими системами. В то же время в любой сезон наиболее крупные осадки выпадают на фронтальных разделах циклонов при наиболее резких контрастах температуры. Большие контрасты температур особенно существенны для образования осадков в аридных районах, где уровень конденсации более высок, чем во влажных районах.

Наконец, материк систематически теряет часть влаги, уходящей со стоком в океан, которая должна компенсироваться притоком ее в атмосфере. Как ни велики атмосферные переносы и

потоки влаги, но для крупных материков, в частности для Евразии, они в современных условиях недостаточны для поддержания H во внутренних частях материка на уровне, допускающем выпадение существенных осадков. Это приводит к формированию пустынь даже там, где это не диктуется циркуляционными условиями.

Приток же влаги зависит как от W , так и от скоростей ветра, заносящих влагу на материк. Зональная составляющая атмосферной циркуляции, переносящая в средних широтах не менее 80% влаги [16], связана с межширотными контрастами температуры, которые ослабевают при потеплениях. Контрасты между материками и северными морями в этих условиях тоже ослабевают, а зимой даже могут менять знак, что на севере материков летом ослабляет, а зимой усиливает муссонные составляющие циркуляции, уменьшая увлажнение материков. В субтропических районах муссонные воздействия, судя по реконструкции кайнозойских условий в Евразии В.М.Синицыным, остаются местами существенными, что в условиях ослабленной зональной циркуляции является важным фактором заноса влаги внутрь материка в теплое время года. Все эти обстоятельства учитывались [6], когда по реконструкции В.М.Синицыным оценивались факторы, обеспечивавшие увлажнение плиоцена, могущего явиться одной из моделей будущих изменений климата.

В нижнем плиоцене, как и в других теплых эпохах геологического прошлого увлажнение на материках было преимущественно выше современного, в то же время интенсивность западного переноса влаги по сравнению с современным должно было быть в 1,5 раза меньше, а температуры и испаряемость существенно возрастали (испаряемость - в 1,5 раза в связи с исчезновением снежной зимы и общим ростом температуры). Север Европы и Западной Сибири оказался увлажненным больше современного, а бассейны Днепра, Дона и Нижней Волги, судя по уменьшению речного стока, были суше современного. Это вполне соответствует как благоприятным условиям для развития конвекции, так и уменьшению переносов влаги с Атлантики. Аридизация была бы большей, если бы осадки внутри материка выпадали зимой, тогда значительная их часть уходила бы на сток. Но поскольку конвективный фактор способствовал выпадению основной части осадков летом и более равномерно, чем в современных условиях, циклонич-

ческой циркуляции, которая тогда была неизбежно ослаблена, большая часть осадков шла на испарение. Лучшие современных условия увлажнения имели место в срединном регионе, куда атлантическая влага уже почти не доходила, что можно объяснить лишь затеканием воздуха с северных морей к депрессии, связанной с перегревом Аравии, Ирана, Ирака и Пакистана. Это явление имеет место и сейчас, что вызывает повышенную повторяемость переносов с севера в летнее время. Но если сейчас этот воздух холоден, беден влагой и может вызвать лишь ливни в северной части региона, то при теплой Арктике он мог стать источником увлажнения (тоже в основном летом) до широт Аральского моря.

В то же время простая экстраполяция изменений условий увлажнения с ростом температуры, наблюдаемых в настоящее время [2, 6, 9, 12, 17], приводит на большей части рассматриваемой территории, скорее, к уменьшению, чем к увеличению осадков, особенно в степных районах. Лишь в северной части лесной зоны и на границе субтропической осадки несколько возрастают в связи с упомянутым выше сдвигом циркуляционных зон. Следует добавить, что эти границы определены неточно, так как при каждой реализации потепления они менялись [10], да и по сезонам они существенно сдвигаются [9]. Отсюда можно сделать существенный для дальнейшего вывод, что при современных условиях потепления ослабляют циклоническую циркуляцию и вызывают смещение циркуляционных зон, конвективная же циркуляция ("тропического типа") еще мало себя проявляет. Действительно, в настоящее время конвективные осадки, если исключить случаи резких контрастов температуры воздуха и деятельной поверхности (вроде упомянутых уже "зарядов"), хорошо себя проявляют лишь в безградиентном поле летних тепловых гроз, да во внутритропической зоне в периоды года, когда им не препятствуют общециркуляционные условия. Но по мере возрастания температуры, их роль возрастает, и на уровне температуры нижнего плиоцена они уже компенсируют и кое-где перекрывают влияние ослабления современной циклонической циркуляции.

Для уточнения уровня температур, при котором изменение увлажнения с ростом температур меняет знак, обратимся к условиям голоцена. Последледниковое потепление привело к разрушению не только остатков ледника, но и океанических льдов (или к су-

щественному их отступлению по сравнению с современным их положением [7]). Это должно было ослабить циклоническую циркуляцию и вызвать широкое распространение сухости, наблюдаемое сейчас в некоторые периоды вековых потеплений. Но если сейчас эти аномалии относительно кратковременны, то в бореальную эпоху таков был основной фон. К нему могло добавиться влияние более низкой температуры еще не прогретого Мирового океана (в особенности в более холодную предбореальную эпоху). Но сравнительно небольшое потепление при переходе к климатическому оптимуму (менее 3°C по сравнению с современным) вызвало уже не только обильное, но, как известно, и избыточное увлажнение атлантической эпохи с резким ростом заболачивания. То что рост увлажнения был вызван ростом температуры, косвенно подтверждается тем, что оно не было повсеместным. Север континентов (а в Северной Америке, где ледник позднее отступал и более обширная зона) [14] был суше современного. Видимо, циклоническая деятельность ослабла и там, для конвекции же не создавалось достаточно благоприятных условий. Попятный ход температуры в суббореальную эпоху привел к возвращению сухости, а дальнейшее понижение температуры в субатлантическую эпоху — к современному более влажному климату. Таким образом, смена сухих и влажных эпох плейцена носила не циклический характер, а отражала простой ход температуры с максимумом в средней ее части.

Рассмотренная особенность увлажнения показывает, что нельзя одновременно определить температуру, при которой конвективные факторы начинают перекрывать влияние факторов общециркуляционных (или такая температура может быть лишь средней глобальной). Это связано с неодинаковостью вклада общециркуляционных факторов в формирование осадков и их перестройки в связи с потеплением в каждом районе.

Легче установить, при каком росте глобальной температуры начинает преобладать вклад конвективных факторов. Так, в период климатического оптимума при повышении температуры против современной в пределах трех градусов осадки почти везде возрастали, кроме северных районов. В последних вклад общециркуляционных факторов в образовании осадков больше. Рост температуры ослабил циркуляцию, не увеличив существенно конвекцию. Границы этой зоны примерно соответствуют летней температуре 13°C .

Но в бореальную эпоху при росте температуры в пределах 2° сухость распространялась на широкий диапазон температуры и значительно больших 13° . Этот рост температуры уже ослабил атмосферную циркуляцию настолько, что рост конвекции оказался недостаточным для ее компенсации.

Таким образом, рост температуры по сравнению с современной на 2° еще увеличивает аридизацию, а на 3°C уже приводит к обратному эффекту. Поскольку при определении климата будущего также приходится решать задачу о том, при каких условиях возникает аридизация и когда она сменяется ее уменьшением [6], то полученный вывод может иметь и практическое значение. Правда, ожидать особенно большой точности расчетов не приходится, так как из-за автоколебаний [19] полного соответствия климата радиационным условиям может и не быть.

Как сказывались на увлажнении более короткие колебания, отмечавшиеся Петерсоном и Шнитниковым? В трех последних из них увлажнение возрастало в периоды похолоданий в умеренных широтах. Во внутритропической зоне это менее ясно [3]. Для более ранних похолоданий данные Брукса расходятся с датировками Петерсона, однако фиксируемый первым рост осадков около 4800 лет до н.э. тоже довольно близок к одному из похолоданий (4700 лет до н.э.). Эти похолодания приводили к восстановлению или продвижению льдов, к обострению атмосферной циркуляции умеренных широт современного типа. Поэтому есть основания ожидать, что по крайней мере после субарктического периода они приводили к возрастанию осадков, если не повсеместно, то по преимуществу.

С другой стороны, ход увлажнения иногда расходится с похолоданиями, как и сами даты похолоданий в различных частях земного шара. Так, по японским данным, похолодание там наступило и кончилось на три столетия раньше, чем в Гренландии [10, 26], а засушливый период в Китае имел место с IV до VIII в. н.э. и закончился задолго до окончания сухой части 1850-летнего цикла. В период же малой ледниковой эпохи засушливость там опять имела тенденцию возрастать. Да, по существу, и в XIX в., являвшемся концом малой ледниковой эры, осадки далеко не везде были аномально велики. Таким образом, влияние на осадки 1,5-2-тысячных циклов увлажнения не везде было однозначным. Что касается более коротких циклов увлажнения, то по отложениям илов

и ходу уровня Каспия колебания длительностью 300-500 лет можно проследить за период до 3000 лет, однако ареал их распространения неясен. Ранее упомянутый вековой цикл проявляется в увлажнении северных районов и некоторых районах умеренных широт (в частности срединного региона, сказывается он и на уровне Каспия главным образом за счет бассейна Камы), в то время как осадки субтропических районов, в частности Средней Азии, по преимуществу, имеют обратный ход, отмечаемый в колебаниях Аральского моря [11, 20, 24], хотя полного соответствия между уровнями этих водоемов все же нет. Здесь проявляется влияние сдвига циркуляционных зон, отмеченного выше. Уменьшению осадков в средних широтах при потеплении соответствует их рост в более низких и более высоких широтах [6, 9, 26], однако проследить ход увлажнения за столь длительное время, как по температуре, не удается.

Сколько-нибудь надежные данные по осадкам имеются за два столетия, а колебания Каспия за пределами нескольких столетий оцениваются неодинаково. Можно отметить рост увлажнения в умеренных широтах при увеличении ледовитости северных морей и увеличении засушливости при ее уменьшении. Довольно четко себя проявляют и зоны компенсации, однако границы сухости, как уже упоминалось, от реализации к реализации существенно меняются. Так, в 50-е годы XVIII в. сухость распространилась на очень большую территорию: от Ленинграда до Ленинокана и от Праги до Нерчинского завода. Правда, в Западной Сибири эта аномалия была заметна только на юге (Барнаул), а в Крыму и в Заволжье сухость была сдвинута на 30-е годы. Максимум засушливости Европейской России был сдвинут на 40-е годы XVII в. Понижение осадков в 30-е годы XIX в. охватило существенно меньшую площадь, хотя затронуло Казахстан и Западную Сибирь. Однако как в ходе уровня Каспия, так и озер Северо-Запада СССР оно проявилось гораздо резче предыдущего.

Из коротких циклических колебаний в разных частях северного полушария наиболее резко проявляются 14-15-летние колебания в СССР, Ираке, Иране, западной части Индостана, цикл половинной длительности - в Восточной Азии и Северной Америке, вековые циклы (60-80 лет) - на севере Западной Европы, СССР и Восточной Азии, внутривековые (25-40 лет) - в более южных час-

тых Европы, Северной Америке и в Южной Америке. Циклы, связанные с солнечной активностью (кроме 20-22-летнего, имеющего широкий диапазон распространения), преобладают во внутритропической зоне: 10-11 лет - в Африке, Юго-Западной Азии; 5-6 лет - в Южной Америке. Наиболее четкое проявление 20-21-летнего цикла в Юго-Восточной Азии, а 12-13 и 6-7-летних циклов - в Северной Америке. Большая часть этих циклов (кроме вековых и внутривековых) проявляется лишь в определенных районах, а время их действия довольно коротко - 50-100 лет [10, 12]. О длительности действия вековых циклов говорилось выше. Весь голоцен проявляли свое действие на температуру и увлажнение циклы длительности 1,5-2 тыс. лет с учетом указанных неправильностей. Асинхронность в проявлении этих циклов в различных частях северного полушария может быть понятна, если предположить значительную роль накладывающихся на них автоколебаний.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. А да мен ко В.Н. Изменчивость увлажненности за последние 5000 лет на основании анализа косвенных показателей. - ДАН, 1976, т.220.
2. А да мен ко В.Н., Л о в е л и ус Н.В. Аномалии прироста деревьев и изменения барикоциркуляционного режима последнего тысячелетия. - Изв.ВГО, т.108, вып.4, 1976.
3. Б р у к с К. Климаты прошлого. М., 1952.
4. Б у д ы ко М.И. Изменения климата. Л., 1974.
5. Б у д ы ко М.И. Современное изменение климата Л., 1977.
6. Б у д ы ко М.И., В и н н и ко в К.Я., Д р о з до в О.А., Е ф и м о в а Н.А. Предстоящие изменения климата. - Изв. АН СССР, 1978, № 6.
7. В а с и щ е в а М.А. Физические закономерности изменений климата в четвертичное время: Автореф. канд. дис. Л., 1973.
8. Г р о с в а л ь д М.Г., К о т л я ко в В.М. Предстоящие изменения климата и судьба ледников. - Изв. АН СССР, сер. географ., 1978, № 6.
9. Д р о з до в О.А. Влияние хозяйственной деятельности человека на влагооборот. - Труды ГГО, вып.316, 1974.

10. Д р о з д о в О.А. Исследования колебаний увлажнения. - Метеорология и гидрология, 1978, № 4.
11. Д р о з д о в О.А., Г р и г о р ь е в а А.С. Влагооборот в атмосфере. Л., 1963.
12. Д р о з д о в О.А., Г р и г о т ь е в а А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л., 1971.
13. М о н и н А.С. История климата. Л., 1979.
14. К е л л о г У.У. Влияние деятельности человека на климат. - Бюллетень ВМО, т.ХХУІ, № 4, 1977; т.ХХУІІ, № 1, 1978.
15. М а т в е е в Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л., 1965.
16. М и р о в о й водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., 1974.
17. П о л о з о в а Л.Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии. - Тр. ГГО, вып.269, 1970.
18. П о л о з о в а Л.Г., С а з о н о в Б.И. Современное потепление климата и возможные его причины. - Тр. ГГО, вып. 245, 1969.
19. С е р г и н В.Я., С е р г и н С.Я. Системный анализ проблемы больших колебаний климата и оледенения Земли. Л., 1978.
20. С и н и ц и н В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
21. С п и р и н а Л.П. С сезонных изменениях поля температур северного полушария после вулканических извержений. - Тр. ГГО, вып.299, 1973.
22. Ф л о н Г. История и интронзитивность климата. Физические основы теории климата. - Труды международной конференции, организованной ВМО и МСНС при поддержке программы ООН по окружающей среде (Стокгольм, 20 июля - 10 августа). Л., 1977.
23. Ш н и т н и к о в А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. - Зап. Географ. о-ва СССР, новая серия, т.16. М.; Л., 1967.
24. Ш н и т н и к о в А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., 1969.
25. Ш н и т н и к о в А.В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973.

26. Dansgaard W., Johnsen S.J., Reeh N., Tundestrup N., Clausen H.B., Hammer C.U. Climatology according to the Greenland. - J. Con. Sci. News, 1975, vol.107, N 20.

Н.В.Разумихин

ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДРЕВНИХ РОССЫПЕЙ

Палеоклиматология как наука ныне переживает период своего интенсивного развития. Резко возросло ее научное и прикладное значение, увеличилось число палеоклиматических индикаторов. Массовое внедрение новых методов исследований (радиоизотопный, палеомагнитный и др.) повысило надежность палеоклиматических реконструкций. Если климатологи, исследуя эволюцию палеоклимата, пытаются выявить направленность изменения современного климата и уяснить его структуру, то использование данных палеоклиматологии для научного прогнозирования пространственного размещения экзогенных месторождений полезных ископаемых различного генезиса и возраста стало применяться сравнительно недавно. В этом отношении вклад трудов В.М.Синицына особенно заметен. Именно его работы по теории литогенеза во взаимосвязи с фундаментальными исследованиями палеоклиматов Евразии позволили выявить обстановку формирования месторождений осадочного типа (подробно см. статью В.В.Косминского). Используя принципы актуализма и униформизма, восстанавливая палеогеографическую обстановку прошлого, В.М.Синицын составил серию палеоклиматических карт Евразии от среднего девона до позднего плиоцена [5]. В свою очередь эти карты были использованы нами [3] для составления схемы водного баланса мезокайнозоя и выявления эпох гумидизации палеоклимата для территории СССР.

Литологоформационный метод после разработок В.М.Синицына был поставлен на надежную палеоклиматическую основу и ныне ши-

роко используется для выявления продуктивных осадочных формаций. Резюмируя достижения палеоклиматологии последних лет, заметим, что внедрение палеоклиматических реконструкций стало возможным не только путем накопления материалов наблюдений и расширения спектра палеоклиматических индикаторов, но главным образом за счет использования литологоформационного метода, позволившего сделать соизмеримым временной масштаб изменения палеоклимата с возрастом формирования осадочных формаций.

С другой стороны, успехи в стратиграфическом расчленении осадочных отложений мезокайнозоя ныне дают возможность построить весьма детальные палеоклиматические карты, дифференцированные для более дробных интервалов времени, чем это удалось сделать В.М.Синицыну 10-15 лет тому назад. Прогрессу палеоклиматологии способствует ее смежное положение как отрасли знаний, расположенной на стыке современной геологии, палеогеографии, литологии и климатологии. Вместе с тем внедрение количественных методов в палеоклиматологию является одной из наиболее актуальных задач, позволяющих расширить ее возможности в теоретическом и прикладном отношении.

Литологоформационный метод, дополненный данными о полях осадков и температур на территории Евразии для различных геологических эпох мезокайнозоя позволил по-новому подойти к проблеме формирования россыпей. Еще 10 лет тому назад господствующим в этой области являлся морфогенетический подход, когда пространственное размещение россыпных месторождений выявлялось в зависимости от принадлежности к той или иной морфологической единице рельефа, а при анализе условий образования россыпей доминирующее положение отводилось тектоническому фактору (выведение на поверхность очагов эндогенной минерализации, подвижность тех или иных орогенических структур, глубина их эрозионного среза и т.д.).

Внедрение литогенетических представлений на основе литологоформационного метода означало перевод учения об образовании россыпных месторождений на качественно иной уровень, рассматривая его как одну из ветвей литогенеза. Согласно современным представлениям можно полагать, что большинство россыпных месторождений различных генетических типов, возраста и минерального состава полезных компонентов можно рассматривать как

продукт переработки древних кор выветривания экзогенными процессами. Следовательно, кора выветривания, являющаяся типично климатическим образованием, может анализироваться наряду с тектогенезом в качестве одного из важнейших факторов россыпеобразования.

Кора выветривания, как известно, представляет собой комплекс горных пород, образовавшихся в континентальных условиях при стадийном их изменении в результате явлений дезинтеграции, выщелачивания, гидратации и окисления. В ее разрезе выделяют две зоны: атмосферную, испытывающую наибольшую степень воздействия внешней среды, и внутреннюю, в которой преобладает циркуляция растворов. Миграция и накопление подвижных соединений и тяжелых минералов в остаточной части внутренней зоны идет неодинаковым темпом в зависимости от температуры и режима проточности, определяющих интенсивность гипергенных преобразований материнских пород.

Наиболее мощные коры выветривания латеритного профиля развиваются в тропической области на породах древнего кристаллического основания, достигая многих десятков метров. Оптимальные условия для площадного распространения кор выветривания имеют место на малоподвижных структурах: платформах, щитах, антеклизях, сводовых поднятиях и т.д. Последние данные показывают, что коры выветривания могут формироваться в широком диапазоне геоморфологических и климатических условий, в том числе и в орогенических поясах, где имеет место локальное распространение линейных кор, часто приуроченных к тектоническим разломам и зонам дробления, в пределах которых явления гипергенеза проявляются наиболее отчетливо. Именно по этой причине аллювиальные и древние погребенные россыпи зачастую бывают подчинены таким участкам. Таким образом, даже в сравнительно однообразных палеоклиматических режимах конкретная геоморфологическая обстановка накладывает существенный отпечаток на корообразование и россыпеобразование.

Перевод учения об образовании россыпей с морфогенетических на литогенетические представления не является формальным моментом. Такой подход представляет надежную основу для фонового прогноза возможных ареалов распространения древних россыпей. Безусловно, механизм высвобождения зерен полезного компонента

в ходе гипергенных преобразований горной породы может быть самым различным. Накопление минералов титанового ряда в остаточной зоне коры выветривания установлено уже давно и по этому вопросу имеется обширная литература. Именно по этой причине ареалы распространения древних редкометалльных россыпей зачастую тяготеют к районам развития мощных кор выветривания латеритного профиля, широко распространенных в современной тропической и субтропической зонах (Бразилия, Индия, Африка, Австралия), где развиты уникальные по запасам редкометалльные россыпи (плато Джос, плато Борборена и др.).

Вместе с тем было бы ошибкой распространять эти данные на все россыпеобразующие минералы, в частности на россыпи благородных металлов (золото, серебро, платина), где механизм мобилизации зерен полезного компонента в осадках различного генезиса и возраста еще ждет своего истолкования. Можно лишь предположить, что в одних случаях высвобождение зерен полезного компонента было тесно связано с развитием линейных кор выветривания, реликты которых выявлены на Северо-Востоке, Забайкалье, Кузнецком Алатау, в других — исследователи допускают активную роль процессов физического выветривания в качестве своеобразного эквивалента явлений гипергенеза. Не отрицается и миграция золота в составе растворов с последующим образованием так называемого "хемогенного" золота. Однако во всех случаях образованию россыпных месторождений предшествует наличие россыпеобразующих рудных формаций (термин Н.А.Шило), обязанных своим происхождением очагам эндогенной минерализации, которые выявляются на основании тщательной оценки геологического строения кристаллического основания и построения металлогенических карт.

Литогенетический подход позволяет все многообразие россыпей анализировать в качестве звеньев единого типоморфного ряда, рассматривая элювий-делювий-аллювий как литогенетическое выражение различных стадий единого процесса образования россыпей, в котором палеоклимат играет сопоставимую роль наряду с тектогенезом. Таким образом, ныне палеоклимат может рассматриваться в качестве одного из ведущих факторов рельефообразования и россыпеобразования.

Качественные оценки палеоклиматов мезокайнозоя отличаются большой расплывчатостью и неопределенностью. Одни исследователи считают, что субтропические климаты на территории СССР господствовали в течение всего мезокайнозоя вплоть до конца плицена, другие намечают более сложные схемы их эволюции. Пока несовершенными являются методы оценки полей осадков и температур. Методы прямых геофизических расчетов едва ли могут дать приемлемые результаты вследствие разнообразия астрофизических и теллурических факторов, определяющих специфику палеоклиматов (положение географического полюса, распределение суши и моря, фронтогенез и циклоническая активность, тектогенез и т.д.).

Количественная оценка палеоклиматов также отличается противоречивостью, и данные различных авторов резко отличаются друг от друга. Особенно расширительно понимается бореальный климат; иногда его называют субарктическим, что едва ли правильно. Бореальный климат триаса—умеренно теплый и равномерно влажный со слабо выраженной сезонностью не был подобен бореальному климату мела, когда сезонность в распределении осадков и температур была выражена уже достаточно отчетливо. Точно таким же образом не соответствуют друг другу гумидные климаты юры и мела. Аридный климат палеогена не является аналогом ультрааридных климатов раннего и среднего триаса. В.М.Синицын, для устранения возникающих противоречий, предложил отдельно рассматривать режим осадков и режим температур, но в этом случае в известной мере утрачивается целостность климата как совокупность его отдельных элементов. С нашей точки зрения, учитывая пестроту и неопределенность характеристик палеоклиматов, лучшим способом их оценки является метод индексов, который бы являлся достаточно надежной и гибкой мерой палеоклиматических условий.

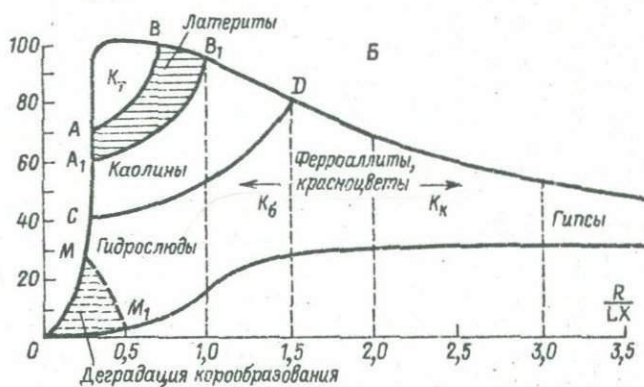
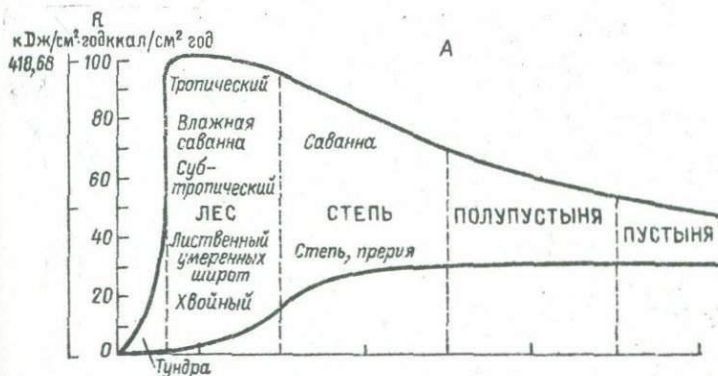
Для целей палеоклиматических реконструкций наиболее удобным является график геоботанической зональности, помещенный в монографии Будыко [1]. Достоинством графика является то обстоятельство, что он в осредненном виде отражает многообразие физико-географических процессов, связанных с балансом и пространственным распределением тепла и влаги на земном шаре. В основу построения графика положены известные идеи В.В.Докучаева о географической зональности, которые нашли затем отражение в многочисленных работах советских географов (И.П.Герасимов, А.А.Гри-

горьев, С.В. Калесник и др.). Существование идей, если их изложить коротко, заключается в том, что все физико-географические явления на Земле являются производными от баланса тепла и влаги.

Корообразовательный процесс помимо чисто геолого-геоморфологических предпосылок (наличие поверхностей выравнивания, длительных перерывов в осадконакоплении) также определяется соотношением баланса тепла и влаги. Следовательно, можно полагать, что распространение современных кор выветривания (латеритов, каолинов, гидрослюдистых кор) будет производным от баланса тепла и влаги, свойственных современному климату. Не останавливаясь подробно на методике вычисления радиационного баланса Земли и его отдельных составляющих, детально рассмотренных в монографии Будыко, отметим, что для целей наших исследований наибольший интерес имеет карта годового радиационного баланса земной поверхности (R ккал/см²год)* и карта индексов сухости ($\frac{R}{Lx}$), а также суммарный график, показывающий взаимосвязь распределения баланса тепла и влаги, названный Будыко графиком геоботанической зональности.

Если сопоставить карту радиационного баланса земной поверхности и карту индексов сухости с ареалами распространения современных латеритов в тропическом поясе, то можно заметить, что картина пространственного распространения латеритов очерчена вполне определенными и достаточно узкими климатическими границами $R = 60-80$ ккал/см²год и индексом сухости от $2/3$ до 1 . Учитывая, что в неогене имело место похолодание, отразившееся и в тропической зоне, область латеризации с некоторым "запасом" можно ограничить значением $R = 100$ ккал/см²год, что соответствует геоботанической зоне влажных субтропиков. Кривая АВ и A_1B_2 (верхняя и нижняя огибающая) ограничивают зону развития латеритных кор выветривания, где явления химического выветривания проходят наиболее глубоко. Оптимальные условия для образования латеритов существуют в достаточно узком диапазоне при величине R_c порядка $70-80$ ккал/см²год и индексе сухости $R = 0,6-0,8$, отвечая условиям переменного-влажного субтропического климата при температуре $22-25^\circ\text{C}$ и осадках от $1200-1500$ мм, что и показано на графике (рисунок). Выше верхней огибающей АВ распола-

* 100 ккал = $418,68$ Дж.



Геоботаническая зональность (А) и зональность корообразования (Б).

K_T — тропические каолины; K_6 — бескарбонатные красноцветы; K_k — карбонатные красноцветы.

гается тропическая влажная зона, где химическое выветривание в условиях переувлажненных фациальных обстановок направлено в сторону образования тропических каолинов (эта зона обозначена K_T). Ниже зоны латеритов располагается зона преобладающего развития каолиновых кор выветривания, условия образования которых соответствуют переходным условиям сухих субтропиков в саванне при средних значениях R порядка 40–60 ккал/см²год и индексе сухости $\frac{R}{Lx}$, от 0,30 до 1. Линия СД показывает предел климатических условий, ограничивающих их развитие, что соответствует переходной границе от субтропического леса к саванне при индексах сухости от 0,3 до 1,5.

Зона, располагающаяся между кривой A_1B_1 и СД в современных условиях является зоной ослабленного сиаалитного корообразования. Исследования последних лет на Батумском побережье Кавказа показывают, что образование каолиновых кор осуществляется в условиях и современной влажной субтропической зоны умеренного пояса. Ниже этой зоны на графике располагается зона замедленного корообразования, которая разделяется на две области: гидрослудисто- каолиновых в левой части графика и ферроаллитных (бескарбонатных и карбонатных красноцветов) и гипсовых кор в правой части, отвечающих условиям лесных, степных, полупустынных и пустынных ландшафтов, причем возможность образования гипсов с увеличением аридности климата резко возрастает. Линия ММ₁ на графике очерчивает зону геоклиматического минимума, в которой корообразование замещается физическим выветриванием, широко распространенных в современной субполярной зоне. В модифицированном виде график природной зональности (А) принимает форму зональности корообразования (Б). То обстоятельство, что территориальное распределение кор выветривания обнаруживает столь отчетливую взаимосвязь с современным балансом тепла и влаги дает возможность использовать этот график для исследования древних палеоклиматов эпохи гумидизации Земли, когда буферная роль атмосферы проявилась с наибольшей полнотой, уменьшая тем самым возможные погрешности метода.

График зональности корообразования может быть использован для палеоклиматических реконструкций, позволяя с помощью

реликтов древних кор выветривания и других литологических формаций восстанавливать структуру древних палеоклиматов. В этом случае сами литологические формации и подчиненные им россыпные месторождения могут рассматриваться в качестве палеоклиматического индикатора.

Анализируя график зональности корообразования, нетрудно заметить, что индекс $\frac{R}{Lx} = I$ определяет собой с точки зрения корообразования очень важную климатическую границу, так как в зависимости от величины радиационного баланса на этом рубеже резко меняются условия корообразования: при высоком палеоклиматическом потенциале и относительно небольшой гумидизации климата корообразование может быть направлено в сторону образования латеритов, при умеренной аридизации — в сторону образования каолиновых кор выветривания. Наконец, при умеренно теплом климате корообразование направлено в сторону образования гидрослюжистых кор. Поскольку $\frac{R}{Lx} = I$ соответствует климатическим условиям переменнo-влажной семиаридной зоны, представляется логичным назвать ее зоной высокого климатического (геохимического) потенциала. Приуроченность к этой зоне многочисленных полезных ископаемых осадочного типа (редкометалльных россыпей, богатых месторождений железа, марганца, бокситов) лишний раз убеждает в целесообразности выделения семиаридной зоны в качестве одного из важнейших палеоклиматических ареалов умеренного пояса. График зональности корообразования, построенный с использованием графика геоботанической зональности, дает возможность, используя принцип униформизма, подойти к анализу структуры палеоклиматов с количественных позиций.

Вместе с тем использование графика зональности корообразования для реконструкции палеоклиматов затрудняется тем обстоятельством, что в данном виде он приспособлен к современным резко дифференцированным климатам, тогда как климаты мезокайнозоя были (за исключением плейстоцена) более теплыми, но менее дифференцированными как по термическому режиму, так и по режиму выпадения осадков. Отсюда следует, что и график зональности корообразования имел для разных геологических периодов несколько иную форму. Так, для изотермичных и засушливых климатов верхнего триаса, когда древний бореальный бассейн был теп-

лым морем, можно с уверенностью предположить, что радиационный баланс умеренного пояса был существенно иным. Вместе с тем построение новой кривой зональности корообразования для древних климатических эпох весьма затруднительно, учитывая общую неясность структуры палеоклиматов древних эпох.

Можно предположить, что древние палеоклиматы эпох гумидизации мезокайнозоя отличались от современных не столько условиями радиационного баланса системы атмосфера - Земля, сколько пространственным распределением полей осадков и температур. В пользу такого предположения свидетельствует тот факт, что древним палеоклиматам можно почти всегда найти современные климатические аналоги с большей или меньшей степенью приближения, отражающие их специфику. О сходстве современных климатообразующих с мезокайнозойским упоминает также В.М.Синицын.

Каким образом на тепловом балансе Земли сказались различия в парциальном давлении кислорода и углекислого газа мы можем судить предположительно. Поэтому график зональности корообразования можно использовать для исследования преимущественно гумидных эпох мезокайнозоя, когда климатические контрасты с современными эпохами были менее значительными. Если учесть, что эпохи гумидизации палеоклиматов совпадали с эпохами корообразования, то задача исследования значительно упрощается.

Анализ структуры палеоклиматов с помощью двух показателей $(R, \frac{R}{Lx})$ представляется неполным, так как древние климаты мезокайнозоя отмечались более равномерным режимом температуры и атмосферных осадков.

Если резервы тепла, начиная с триаса вплоть до конца неогена, были вполне достаточными для корообразования, о чем свидетельствуют более теплолюбивые представители ископаемой флоры и фауны, то иначе дело обстоит с количеством и распределением атмосферных осадков, которые определяли основной фон природных процессов. Эпохам аридизации свойственны гигантские экологические изменения, которые в условиях резко обострившихся противоречий между приходом тепла и влаги обеспечили в конце мела победу покрытосеменных над голосеменными, тогда как флора земного шара, сформировавшаяся в гумидную эпоху рета (поздний триас), отмечалась сравнительно однообразным составом, который не менялся вплоть до середины юры. Иными словами, в эпохи гумиди-

зации истории Земли создается известная унификация экологических условий, которая в аридные сменяется их дифференциацией.

Для характеристики структуры палеоклиматов необходим еще один численный показатель, выражающий хотя бы в обобщенном виде изменчивость атмосферных осадков. Таким показателем, по нашему мнению, может быть индекс сезонной изменчивости осадков K_x . В основу его вычисления положены следующие соображения.

Для вычисления неравномерности распределения сухих и влажных сезонов внутри года может быть предложена простая зависимость:

$$K_x = 1 - \frac{t_b}{t_b + t_c}, \quad (1)$$

t_b и t_c — соответственно продолжительность влажного и сухого сезона, в месяцах.

Однако в данном выражении величина K_x учитывает только неравномерность распределения влажных и сухих сезонов в течение года, но не учитывает долю осадков, приходящихся на тот или иной сезон. Более точное выражение получается с учетом следующих предпосылок: $t_b + t_c = 12$, $K_b + K_c = 1$, где K_b и K_c — осадки, приходящиеся на сухой и влажный сезоны (в долях от 1); $t_b = 1 - t_c/12$, откуда

$$K_x = K_b - \frac{t_b}{12} = \frac{t_c}{12} - K_c \quad (2)$$

Практически выражение (1) близко выражению (2), где вместо 1 находятся осадки влажного сезона (в долях от 1). Поэтому выражение (2) в простом виде учитывает не только продолжительность влажных и сухих сезонов в течение года, но и долю осадков, на них приходящихся. Нетрудно видеть, что безмерный индекс изменчивости осадков будет меняться в тропическом поясе от 0 до 1, так как в отсутствие сухих сезонов $K_x = 0$, а при увеличении их продолжительности $K_x = 1$. В этом случае индекс сезонной изменчивости осадков будет отвечать анализу корособразования, которое зависит не только от вариации годовых сумм атмосферных осадков, но и от распределения сухих и влажных сезонов внутри года.

Для палеоклиматических реконструкций был применен метод "обратной связи" (от морфологических типов кор выветривания и осадочных отложений к палеоклиматам), широко распространенный в литологических исследованиях. Возможность использования подобного метода реконструкции палеоклиматов ограниченными фазами гумидизации Земли, когда буферная роль атмосферы проявлялась с наибольшей полнотой.

Палеогеографические и палеоклиматические реконструкции показали, что в течение 220 млн лет в умеренных широтах наблюдались четыре крупные фазы гумидизации: позднетриасовая, раннеюрская, ранне-поздне меловая (альб-кампан) и палеоген-неогеновая. Построены карты палеоклиматов СССР для всех фаз гумидизации; причем выделены пять основных типов климата: бореальный, гумидный, субтропический, семиаридный и аридный. Типы кор выветривания увязаны со структурой палеоклиматов, что позволяет использовать полученные данные для фонового прогноза возможности россыпьеобразования в различных природных зонах СССР [4].

Наиболее высоким палеоклиматическим потенциалом отличалась меловая фаза гумидизации, когда могла иметь место обстановка для ослабленного латеритообразования на значительной части СССР. Эта фаза может рассматриваться одной из наиболее продуктивных эпох россыпьеобразования.

В умеренном поясе особая роль принадлежит семиаридному климату, отличающемуся высокой степенью изменчивости полей осадков и температур, основные черты которого начали оформляться 25-30 млн лет назад, начиная с позднего олигоцена, на фоне резкого ослабления деятельности средиземноморского муссонного климата. Высокий палеоклиматический потенциал семиаридного климата обеспечил в палеоген-неогене формирование мощных кор выветривания каолинового профиля и месторождений полезных ископаемых, образованных за счет их переработки (редкометалльные россыпи, месторождения сидерито-лептохлоритовых железных руд и отчасти марганца).

Примененный метод реконструкции палеоклиматов позволил вычислить приближенную схему водного баланса для всех эпох гумидизации мезокайнозой и типов палеоклиматов территории СССР (таблица). Для вычисления осадков были использованы материалы исследований В.М.Синицына [5]. "Палеоклиматический" сток был

Схема водного баланса палеоклиматов мезокайнозоя

$$(T_1 - N_2)$$

| Эпохи гудизации | Палеоклиматы | R , $\frac{\text{ккал}}{\text{см}^2 \cdot \text{год}}$ | $\frac{R}{Lx}$ | Водный баланс, мм | | |
|--------------------|----------------|---|----------------|-------------------|-------------|--------------------|
| | | | | осадки x | сток y | испаре- ние z |
| Поздний триас | Бореальный | 45-50 | 0,6 | 1500-2000 | 750-1000 | 750-1000 |
| | Гумидный | 50-60 | 0,7 | 1200-1500 | 500- 700 | 700- 800 |
| | Субтропический | 60-70 | 0,9 | 1000-1200 | 300- 400 | 700- 800 |
| Ранняя юра | Бореальный | 40-50 | 0,5 | 1500-2000 | 800-1100 | 700- 900 |
| | Гумидный | 50-60 | 0,6 | 1200-1500 | 800-1000 | 400- 500 |
| Ранний мел (альб) | Бореальный | 45-50 | 0,6 | 1500-2000 | 750-1000 | 750-1000 |
| | Гумидный | 55-60 | 0,7 | 1200-1500 | 500- 700 | 700- 800 |
| | Субтропический | 60-70 | 0,9 | 1000-1200 | 400- 500 | 600- 700 |
| Поздний мел (якоб) | Бореальный | 40-45 | 0,6 | 1000-1200 | 500- 600 | 500- 600 |
| | Гумидный | 40-55 | 0,7 | 800-1000 | 350- 450 | 450- 550 |
| | Субтропический | 60 | 0,9 | 1000-1200 | 350- 400 | 650- 800 |
| | Семиаридный | 55-60 | 1,0-1,5 | 600- 800 | 150- 200 | 450- 600 |
| Поздний палеоген | Бореальный | 25-30 | 0,7 | 800-1000 | 350- 450 | 450- 500 |
| | Гумидный | 30-40 | 0,8 | 600- 800 | 200- 300 | 400- 500 |
| | Субтропический | 55-60 | 1,0 | 800-1000 | 250- 300 | 550- 700 |
| | Семиаридный | 40-45 | 1,5-2,0 | 400- 500 | 50- 100 | 350- 400 |
| | Аридный | 45-50 | 2,0-3,0 | 250- 300 | 30- 50 | 200- 250 |

определен по связи $y = f (R , \frac{R}{Lx})$. В качестве дублирующего приема использовалась полуэмпирическая связь М.И.Будыко, а $\frac{z}{x} = f (\frac{R}{Lx})$. Вычисления показали высокую точность палеоклиматических реконструкций, выполненных В.М.Сеницыным. Так, для палеоклиматов позднего триаса, ранней юры (рэт-мейс) и раннего мела (альб), полученная путем водного баланса, величина испарения не выходила за пределы физически допустимой.

Анализ схемы водного баланса показывает, что иссушение климатов для территории СССР прослеживается уже с раннего мела (альб), но особенно интенсивно этот процесс развивался с позднего олигоцена по мере усиления дифференциации климатических поясов и ослабления деятельности средиземноморских и восточноазиатских муссонов. Иссушение палеоклиматов за обозримый период проходило неодинаково для различных палеоклиматических зон СССР, особенно сильно сказываясь в семиаридной и аридной зоне. Аридизация климатов Средней Азии и Северного Казахстана, начиная с позднего олигоцена, проходила особенно энергично на фоне вздымавшихся горных сооружений Кавказа, Памира и Тянь-Шаня, способствующих возрастанию континентализации климата. Так, значения стока в позднем плиоцене уменьшились в этих районах по сравнению с ранней юрой более чем в 10-12 раз. Можно полагать, что ультрааридные климаты Средней Азии оформились 2,5-3,5 лет тому назад.

Юрская фаза гумидизации палеоклиматов являлась наиболее значительной не только талласократической, но и гидрократической фазой. Структура палеоклиматов раннего мела обнаруживает близкое подобие палеоклиматам триаса. Высокая степень эродированности древних кор выветривания может быть объяснена повышенными значениями стока, особенно в зоне господства бореальных и гумидных климатов ранней юры и позднего мела (700-1100 мм).

Широкое развитие мощных покровных оледенений в плейстоцене привело к уничтожению и частичной консервации древних кор выветривания и россыпей на Русской равнине. В юго-восточных районах уничтожению древних кор выветривания способствовала позднеплиоценовая акчагыльская трансгрессия и позднеплейстоценовая хвалынская. Однако районы распространения покровных оледенений не являются полностью бесперспективными для поисков россыпей. Их хорошей сохранности, в частности, благоприятствовал покров палеоген-неогеновых отложений, особенно значительный в зоне господства семиаридных климатов неогена. Перемещение огромных масс обломочного материала и резкое похолодание климата не могли полностью подавить гипергенных изменений в семиаридной зоне. В то же время на Кольском п-ве, располагавшемся в зоне "тени" Скандинавского ледника, оледенение, вероятно, не было столь значительным, а деградация менее интен-

сивной, о чем свидетельствует хорошая сохранность древних кор выветривания, развитых в этом районе, что обусловило возникновение россыпей и их вторичного обогащение за счет размыва флювиогляциальных отложений.

Таким образом, изучение палеоклиматов и основных этапов эрогенеза в сочетании с анализом важнейших палеогеографических событий мезокайнозоя дает возможность выяснить литогенетическую обстановку формирования такого специфического образования, каким являются россыпные месторождения различных генетических типов. Полоса развития кайнозойских редкометалльных россыпей, которые могут рассматриваться как продукты переработки древних кор выветривания, тяготеет к ареалам распространения древних существенно каолиновых кор выветривания. Ее северная граница может быть ограничена Белорусским поднятием, Московской синеклизой, Зауральем, южными районами Западной Сибири, Забайкальем, Амурско-Зейской депрессией. Литолого-формационный метод ныне является основой для поисков не только древних россыпей [2], но и россыпных месторождений аллювиального типа.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Б у д н к о М.И. Климат и жизнь. Л., 1971.
2. В е к л и ч М.Ф. Палеогеографический метод поисков россыпей. - В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР, т. I. Киев, 1977.
3. Р а з у м и х и н Н.В. Палеогеографические и гидрологические факторы формирования аллювиальных россыпей: Автореф. докт. дис. Л., 1973.
4. Р а з у м и х и н Н.В. Использование палеоклиматических реконструкций для выявления основных районов распространения древних россыпей. - В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Киев, 1977.
5. С и н и ц и н В.М. Древние климаты Евразии, ч. I, 1965; ч. II, 1966.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЛАТЕРИТНОГО БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Проблема, вынесенная в заголовок настоящей статьи, имеет уже большую историю, но она все еще далека от своего решения. Важность ее очевидна, что было отмечено В.М.Синицыным, писавшим: "На современном этапе развития геологии самым важным для решения задачи по ускоренному развитию минерально-сырьевой базы народного хозяйства является научное прогнозирование площадей, перспективных для поисков крупных месторождений высококачественных руд. Это прежде всего относится к бокситам, выдвинувшимся в число важнейших минерально-сырьевых ресурсов в связи с быстро возрастающим использованием алюминия. Геологам, изучающим бокситы, наряду с выяснением других аспектов этой огромной научной и хозяйственной проблемы необходимо совершенствовать прогнозирование по различным генетическим признакам, и прежде всего по климатическим условиям образования. Ведь латеритный боксит — это продукт климатический, поскольку формирование его происходит в ландшафте, развитие которого всецело подчинено климату и совершается на базе использования солнечной энергии" [14, с.3].

На протяжении многих лет В.М.Синицын не просто интересовался проблемой бокситообразования, а всячески разрабатывал ее и всемерно использовал в анализе климатических обстановок и реконструкции палеоклиматов, преимущественно Азии. Уже в сравнительно ранних работах В.М.Синицын [13] подчеркивал, что боксит является ярким примером образований, связанных с климатом, причем географическое распределение установленных месторождений бокситов демонстрирует их связь с зоной влажной саванны — переходной от аридной области к гумидному поясу. Особо отмечалась приуроченность мощного бокситообразования к переходным периодам, когда аридный климат гумидизировался или гумидный сменялся аридным, и, следовательно, на больших пространствах устанавливался жаркий и влажный, периодически засушливый климат, благоприятствовавший процессам латеритового выветривания. Впоследствии эти идеи получили серьезное развитие и поддержку

большинства исследователей бокситов СССР и зарубежных стран [4, 7]. Помимо климата, подчеркивал В.М.Синицын, большую роль в развитии процессов формирования бокситов играли геоморфологическая обстановка и тектонический режим. Именно коры выветривания, служившие источником материала для накопления оксита, могли развиваться на приподнятых равнинах и плато — геоморфологических формах, типичных для платформ срединных массивов и консолидировавшихся складчатых областей. В дальнейшем эти основополагающие положения были конкретизированы В.М.Синицыным в специальной монографии "Климат латерита и боксита" [14], являющейся чрезвычайно удачной с точки зрения подбора материала и весьма доступной по простоте и ясности изложения. Остановимся на некоторых терминологических вопросах. Дело в том, что среди исследователей разных стран нет четкой договоренности даже об основных понятиях, таких как латерит и боксит. В настоящее время все большее признание получает взгляд на латериты как *алювиальный продукт химического выветривания пород субстрата*. Это конечный результат гидролиза силикатов и алюмосиликатов, полного выноса всех подвижных соединений (щелочи, щелочные земли, кремнезем) и накопления на месте труднорастворимых окислов алюминия, трехвалентного железа и в особых условиях некоторых других элементов. При указанных процессах выноса подвижных соединений происходит своеобразное перераспределение вещества, и возникающее новообразование естественнее считать *алювиально-метасоматическим* или *гипергенно-метасоматическим*. Боксит — понятие более широкое, чем латерит, хотя В.М.Синицын считал их эквивалентными. Латерит определяет породу исключительно с генетического аспекта, тогда как понятие боксит подчеркивает эволютический смысл. Этот последний относится как к латеритам, так и осадочным и иным толщам, которые являются *глиноземистыми рудами*, пригодными для алюминиевого производства. С этой точки зрения, боксит является конъюнктурным понятием и поэтому сама порода может быть весьма различна по строению, генезису и содержанию глинозема. Данное выше определение латерита не должно распространяться на осадочные бокситы и бокситы, сформированные при обязательном участии карбонатных пород.

Завершая вводную часть, необходимо отметить основные положения теории возникновения латеритных бокситов, на основе ко-

торых В.М.Синицыным реконструировались палеоклиматы и палеогеография Евразии и условия формирования новейших и позднекайнозойских латеритов. В сводной работе [14] подчеркивалось, что типично латеритный процесс проявляется лишь в пределах тропического пояса, а внутри его только в области с климатом, переходным от гумидного к ариднему. Важнейшими факторами выветривания являются тепло воздуха и дождевая вода, поэтому процессы выветривания наибольшей интенсивности достигают во влажных тропиках, более всего богатых климатическими ресурсами. Кора выветривания формируется за счет минеральных ресурсов пород субстрата, в результате приложения солнечной энергии, трансформированной в энергию физико-химических реакций и передаваемой теплыми химически активными почвенными водами, которые содержат органические кислоты, углекислый газ, кислород и другие природные реагенты. Латеритное выветривание, завершающееся полным распадом глубинных силикатов и алюмосиликатов и образованием в качестве конечных продуктов свободных окислов, является процессом, требующим постоянного и значительного притока энергии извне. Рассматривая радиационный годовой баланс параллельно с температурным режимом, атмосферным увлажнением и величиной сухого сезона, довольно легко убедиться, что наиболее благоприятным для латеритизации является климат экваториальных муссонов, обладающий четко дифференцированным гидротермическим режимом и наиболее эффективным биологическим круговоротом и являющийся, таким образом, самым энергоемким и геохимически наиболее активным.

При латеритизации пород субстрата возникает пористое новообразование из трудномигрирующих в условиях поверхности окислов и гидроокислов железа, алюминия и титана, называемое латеритом. Подвергшаяся латеритизации силикатная порода лишается 2/3 своей первоначальной массы. Считая необходимым периодическое выпадение атмосферных осадков и наличие сухого сезона, В.М.Синицын подчеркивал, что "чередование периодов дождей и засухи вносит контрастность в течение процессов выветривания, активизирующих и разнообразяющих их в геохимическом отношении. Непродолжительный сухой сезон (2-3 месяца) лишь умеряет избыточное увлажнение, но вместе с тем он уменьшает облачность и соответственно увеличивает приток солнечной радиации.

Связанный с проявлением сухого сезона ландшафт саванны допускает сильный прогрев почвы, возбуждающий необходимый для латеритообразования инфильтрационный процесс [14]. Подытоживая рассмотрение причин появления латеритов и считая важнейшим среди них климат, В.М.Синицын образно называет латерит "подлинным образованием Земли и Неба" [14, с.23].

Так кратко и точно отразить сущность рассматриваемого явления мог только прекрасный знаток геолого-географической сущности процесса латеритного выветривания, развивавшегося неоднократно в длительной геологической истории Земли. Наиболее широко распространение в современном рельефе тропиков латеритные покровы являются как реликтами мел-палеогеновой эпохи, так и продолжающие свое формирование в четвертичное время, когда "латеритообразование представляло собой уже сильно деградировавший процесс, возможно приближавшийся к полному угасанию в главные фазы оледенения" [14, с.62]. Последнее замечание хорошо подтверждается новейшими работами по африканскому материку, где практически повсеместно отмечается влияние на природные обстановки похолоданий климата в ледниковые эпохи [15].

Личные исследования В.М.Синицына были связаны с азиатским материком, геологию которого он прекрасно знал и легко оперировал огромным фактическим материалом при восстановлении палеоклиматов и климатических бокситоносных покровов, что и позволило ему прийти к вышеизложенным общим замечаниям. Посмотрим теперь как обстоят дела на других континентах и особенно в Африке, где автору статьи удалось провести многолетние исследования в 60-70-х годах в районах развития наиболее мощных и богатейших бокситоносных латеритных покровов.

Строение и состав латеритных покровов Африки и их зависимости от рельефа

Общие особенности и связи строения и состава покровных образований были рассмотрены нами ранее [10, 11]. Являясь продуктом конкретных природных условий и находясь с ними в закономерной многофункциональной системной связи, латеритный покров повсеместно отражает реакцию этой среды на геологический суб-

страт различного рельефа того или иного геоморфологического положения и имеет строго определенный состав, мощность и распространение.

Главнейшей особенностью сформированных покровов латеритных кор выветривания является их зональное строение и наличие каменистых горизонтов в верхних частях профиля, которые представляют собой конечные продукты гипергенного преобразования горных пород в строго определенной природной обстановке. Таким образом, рассмотрению подлежат лишь уже созданные покровы кор выветривания и продуктов их ближайшего перемещения, находящиеся в равновесном состоянии с окружающей географической средой и отражающие реакцию коренных пород и иных условий карбообразования на денудационные, биохимические и иные процессы выветривания.

Среди образованных на месте продуктов выветривания выделяются: а) литомарж или глинистая часть латеритной коры выветривания, обычно с сохранившейся структурой коренных пород, существенно каолинитового состава в целом; б) латерит или каменистая часть коры выветривания существенно железисто-глиноземистого состава со значительной пористостью, с редко наблюдающимися реликтами структур исходных пород субстрата; в) бовальная кираса или своеобразный гипергенный элювий латеритов. Продукты недалекого перетложения латеритных кор выветривания с параллельно происходящими процессами перемещения, инфильтрации и аккумуляции соединений железа, алюминия и некоторых других элементов формируют шлейфовые (существенно обломочные делювиально-гравитационные) и равнинные (преимущественно инфильтрационные иллювиально-элювиально-делювиальные) кирасы, а также полигенные (почвенные, делювиальные, озерно-болотные и др.) скопления солидо-пизолитового материала. Совокупность этих парагенетических сосуществующих образований представляет латеритный или гипергенный покров.

Кроме полных профилей латеритных кор выветривания, часто отмечаются сокращенные или неполные, где в силу различных природных причин некоторые горизонты редуцированы или не сформированы вовсе. Наблюдается два основных типа сокращенных профилей: а) с отсутствием развитого литомаржа и непосредственным формированием латерита по породам субстрата, который в этом

случае называется экстралатеритом; б) с отсутствием латерита из-за неблагоприятной обстановки и задеганием на литомарже шлейфовых и равнинных кирас.

Не в каждом гипергенном покрове наблюдаются горизонты латеритных бокситов. Ранее считалось, что образование латеритов бокситового состава происходит исключительно по малокварцевым алюмосиликатам. Позже объяснение пытались найти в особых фациальных обстановках. В последние годы были получены значительные материалы, убедительно показавшие наличие латеритных бокситов на разнообразнейших породах субстрата (в том числе и существенно кварцевого состава), но обязательно в условиях наиболее возвышенных поверхностей выравнивания данного района, а также позволившие изучить зависимость строения бокситоносного латеритного покрова от его геоморфологического положения [4, 6, 7, 10, 11].

Исследования денудационных ступенчатых ландшафтов влажных тропиков Африки показали следующие главнейшие особенности строения их поверхностных образований:

1) полный набор составляющих латеритный покров горизонтов (литомарж, латерит и бовальная кираса) отмечается исключительно на наиболее высоких для данного региона поверхностях рельефа и лишь как исключение на более низких уровнях в особо благоприятных условиях;

2) низкие уровни ступеней выровненного рельефа обычно имеют сокращенный набор горизонтов латеритного покрова, причем, как правило, по мере снижения ступени в ее покрове постепенно исчезают бовальные кирасы и латерит при одновременном возрастании роли шлейфовой, а затем и равнинной кирас; поэтому поверхностный покров низких поверхностей выравнивания и днищ понижений состоит из литомаржа, шлейфовой и равнинной кирас и других переотложенных толщ;

3) установленные изменения строения латеритного покрова от геоморфологического положения наблюдается среди остатков рельефа с различными абсолютными высотами и разного возраста — от мелового до миоцен-плиоценового;

4) древние тектонические структуры и слагающие их горные породы фактически не влияют на отмеченные закономерности, отражаясь не в строении, а в качестве возникающих образований латеритной коры выветривания;

5) наблюдающиеся на бовализированных короносных поверхностях рельефа обломки-глыбы почти всегда имеют иной состав, чем подстилавшие их латеритные покровы, изменения происходят в сторону некоторого "облагораживания" минерального состава (увеличение содержания глинозема на бокситоносных латеритных покровах, возрастание количеств окислов железа на поверхностях латеритных железных руд и т.п.).

Зависимость составляющих латеритного покрова от рельефа и его геоморфологического положения проявляется не только в особенностях его строения, присутствия или отсутствия отдельных горизонтов, но и в характере материала покрова. Последнее обусловлено различиями миграционных способностей элементов, гидрогеохимическими процессами, денудационной деятельностью и гипергенными проявлениями, которые в значительной степени распределены и связаны со становлением и эволюцией рельефа. Анализ ряда геолого-геоморфологических профилей через различные участки рельефа юго-запада Сахарской платформы (Западная Африка) показал факт сходного покрова соответствующих по положению в рельефе поверхностей, по существу, независимо от возраста наблюдаемого геоморфологического уровня и его абсолютной высоты. В одном случае водоразделы были заняты постконцевскими меловыми и африканскими эоценовыми поверхностями выравнивания на абсолютных высотах 1000-1500 м, в другом это положение занимали палеогеновые и миоценовые выровненные поверхности с высотными отметками 300-500 м. Но во всех случаях здесь отмечались зональные коры выветривания с развитым латеритом. В то же время по поверхности подножий и днищ понижений были сформированы, с одной стороны, африканским эоценовым и миоценовым уровнем рельефа, а с другой - позднплейстоценовым и четвертичным. Однако и они имели в общем сходное строение и были лишены латеритов [10, 11].

Изучение отдельных разрезов латеритных покровов в различной геоморфологической обстановке показало тесную зависимость химизма и минеральности состава гипергенных новообразований от рельефа, а для перемещенного материала влияние, кроме этого, сказывается на форме, размере и окатанности слагающих их зерен и обломков. В таблице приведены данные о зависимости химического состава латеритных образований по разным породам суб-

Изменение химического состава латеритных образований
по различным коренным породам
в зависимости от их геоморфологического положения
(Центральный Фута-Джаллон, Гвинея)

| Порода | Место (абс. высота, м) | Новообразова- ние (мощность, м) | Содержание окислов, % | | | | П.п.п. |
|------------------------------------|--|---------------------------------------|-----------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|
| | | | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Раннепалеозойские алевро-аргиллиты | Водораздельная поверхность выравнивания (1400) | Глиба на кирасе | 0,76 | 2,00 | 49,12 | 22,70 | 25,84 |
| | | Кираса боваль- ная (2) | 1,30 | 1,43 | 37,60 | 34,91 | 24,83 |
| | | Латерит (4) | 2,24 | 1,90 | 44,15 | 26,95 | 24,42 |
| | | Литомарж (II) | 34,41 | 1,81 | 39,20 | 7,98 | 15,93 |
| | Пологий склон водораздельной поверхности (1350) | Глиба на кирасе | 2,62 | 1,35 | 54,49 | 14,34 | 27,40 |
| | | Кираса боваль- но-шлейфовая (3) | 6,40 | 1,46 | 31,36 | 43,70 | 17,50 |
| | | Латерит (3) | 10,36 | 1,36 | 39,91 | 28,17 | 20,32 |
| | | Литомарж (I7) | 14,40 | 1,20 | 35,38 | 29,02 | 18,04 |
| | Низкая доли- ная поверх- ность выровни- вания (800) | Кираса равнин- ная (1,5) | 10,96 | 2,48 | 30,38 | 38,02 | 17,42 |
| | | Литомарж (27) | 36,68 | 2,38 | 26,56 | 21,31 | 12,10 |
| Раннемезозойские пироксени- ты | Водораздельная поверхность выравнивания (1000) | Глиба на кирасе | 16,64 | 1,16 | 18,24 | 50,69 | 12,76 |
| | | Кираса боваль- ная (3) | 16,47 | 1,30 | 25,07 | 41,63 | 15,07 |
| | | Латерит (6) | 20,44 | 1,43 | 21,25 | 43,85 | 12,13 |
| | | Литомарж (3) | 15,91 | 1,30 | 18,21 | 51,80 | 12,48 |
| | | Глиба на кирасе | 2,80 | 0,68 | 7,34 | 77,92 | 11,18 |
| | Полоский склон водораздельной поверхности (900) | Кираса шлейфо- вая (1,5) | 14,42 | 1,16 | 20,98 | 50,51 | 12,52 |
| | | Латерит (6) | 6,93 | 1,31 | 26,40 | 49,33 | 15,56 |
| Литомарж (24) | | 12,51 | 1,10 | 22,15 | 49,10 | 14,75 | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | |
|---|---|--|----------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Крутой склон той же поверхности | Экстралатерит | 17,10 | 0,4 | 18,2 | 51,3 | 13,5 | |
| | | Пироксенит свежий | 39,6 | 0,3 | 3,9 | 17,1 | 2,1 | |
| | Пьедестальная поверхность (800) | Кираса шлейфовая (4,5) | 15,31 | 1,69 | 24,43 | 43,57 | 14,14 | |
| | | Литомарж (23,5) | 22,03 | 1,74 | 21,91 | 40,71 | 12,84 | |
| Раннеэвразийские долериты | Бодораздельная поверхность выравнивания (1200) | Глыба на кирасе | 1,86 | 1,42 | 52,70 | 15,31 | 27,58 | |
| | | Кираса бовальная (3) | 1,90 | 1,86 | 41,18 | 31,04 | 23,80 | |
| | | Латерит (3) | 1,70 | 1,80 | 48,73 | 20,58 | 26,50 | |
| | | Литомарж (7) | 20,44 | 2,28 | 32,11 | 29,21 | 15,82 | |
| | Пологий склон водораздельной поверхности (1000) | Кираса шлейфовая (3) | 41,14 | 1,48 | 22,27 | 21,47 | 13,37 | |
| | | Латерит (4,5) | 10,12 | 2,28 | 28,67 | 41,31 | 17,60 | |
| | | Литомарж (17,5) | 28,60 | 1,80 | 27,26 | 29,73 | 12,00 | |
| | Крутой обрывистый склон вблизи бровки водораздельной поверхности (1150) | Экстралатерит | 0,68 | 4,73 | 40,73 | 33,44 | 30,34 | |
| | | Долерит свежий | 49,54 | 2,13 | 12,88 | 15,14 | 0,83 | |
| | Раннепротерозойские граниты | Низкая долинная поверхность выравнивания (700) | Глыба на кирасе | 1,52 | 1,60 | 45,41 | 26,05 | 25,48 |
| | | | Кираса равнинная (8) | 9,76 | 1,54 | 26,19 | 46,48 | 15,96 |
| | | | Литомарж (12) | 35,18 | 3,02 | 23,88 | 25,52 | 11,48 |
| Водораздельная поверхность выравнивания (950) | | Кираса бовальная (2) | 5,60 | 1,36 | 50,60 | 15,01 | 26,72 | |
| | | То же, нижняя часть | 2,50 | 1,48 | 54,79 | 12,80 | 27,44 | |
| | | Латерит (3) | 0,96 | 1,24 | 44,54 | 16,94 | 25,12 | |
| | | То же, нижняя часть | 0,82 | 1,36 | 48,28 | 22,36 | 26,26 | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|--------------------------------------|-------|------|-------|-------|-------|
| | Склон средней крутизны (850) | Кираса боваль-но-шлейфовая (3) | 2,04 | 1,48 | 48,66 | 21,07 | 26,14 |
| | | Латерит (1) | 20,44 | 6,56 | 43,17 | 10,58 | 23,52 |
| | Низкая придо-линая поверх-ность выравни-вания (750) | Кираса шлейфо-вая, верхняя часть (6) | 5,12 | 0,92 | 50,36 | 44,60 | 18,94 |
| | | То же, нижняя часть (3) | 12,42 | 1,10 | 26,70 | 44,02 | 15,68 |
| | | Литомарж (21) | 24,12 | 1,98 | 28,30 | 30,71 | 14,36 |

отрата от геоморфологического положения некоторых районов Западной Африки. Из таблицы видно, что наибольшее количество глинозема при одновременно минимальных содержаниях кремнезема отмечается в латеритах и отчасти бовальных кирасах междуречных и всдораздельных поверхностей, фактически независимо от их абсолютной высоты, геологического возраста и состава исходных пород субстрата. Последние сказываются на качестве латеритных образований, определяя их глиноземистость, железистость, марганцовистость, иногда кремнистость и т.п. Значительная миграционная способность железа и кремния, подвижность их соединений в растворах и коллоидах во влажнотропических условиях обуславливает иногда их положение и в верхних горизонтах латеритных покровов. В то же время видно, что однотипные образования, например латериты, на разных геоморфологических уровнях имеют различный состав даже при одинаковых породах субстрата. Эти различия еще нагляднее проявляются при анализе строения латеритного покрова по серии горных выработок, расположенных на разновысотных ярусах рельефа [11].

Таким образом, анализ вещественного состава отдельных составляющих латеритного покрова свидетельствует о его прямой связи и зависимости от рельефа. Уточняя последний вывод, можно констатировать, что речь идет не о крупных особенностях форм рельефа, обусловленных строением и неотектонической активностью территорий, и не о мелких его модификациях, образующих конкретный облик рельефа отдельных участков земной поверхности

и predeterminedенных в основном денудационными процессами, а о геоморфологическом положении рассматриваемого покрова.

Геоморфологическое положение любого участка земной поверхности определяется нахождением его среди конкретного рельефа, удаленностью от базисов денудации, четкостью и величиной ограничивающих его граней рельефа. Все разнообразие возможных расположений изучаемого объекта может быть объединено в три основные группы: 1) водораздельное или междуречное, когда рельеф и покров занимают наиболее возвышенный ярус рельефа и в их развитии не осуществляется бокового влияния; 2) пьедестальное, когда рельеф и покров образуют наиболее низкий, как правило, формирующийся ярус и их создание и дальнейшая эволюция в значительной степени определяются наличием более высоких уровней; 3) ступенчатое, когда на формировании рельефа и покрова сказывается присутствие более высоких ярусов рельефа при одновременном влиянии соседства более низких уровней, т.е. нахождение объекта в промежуточном положении, где развитие внутренних частей ближе к пьедестальному типу, а внешних — к водораздельному. В каждой группе существенным является четкость границ: тыловых швов и бровок, а также размерность конкретных форм рельефа и площадей корсообразования.

Выше было замечено, что латеритные бокситы наблюдаются среди господствующих поверхностей междуречных и водораздельных ярусов рельефа, где породы и в результате покров испытывают хорошее дренирование, быстрое удаление вод, значительную аэрацию, что способствует гипергенным перемещениям вещества с удалением легкомигрирующих и особенно растворимых элементов. В результате в пористом каркасе — реликте пород субстрата сохраняются малоподвижные окислы, главным образом алюминия, железа и титана, приводящие к формированию латеритов разного, в том числе бокситового состава.

Какие же междуречные и водораздельные поверхности имеют в своем покрове латеритные бокситы? Анализ фактического расположения бокситоносных латеритных покровов, образующих в Африке специфические ландшафты, называемые бовалями (плоские возвышения с кавернозно-пористым железистым панцирем, слабым развитием растительности при практическом отсутствии почв и обильными развалами разворазмерных обломков), показал, что они наблюда-

ются на всех денудационных поверхностях выравнивания доплиоценового или досреднеплиоценового возраста, а также изредка на разделяющих их склонах разной крутизны. Эти поверхности представляют собой приподнятые реликты исходного гондванского (доюрского или доюрскораннемелового) пенаплена и педишленов регионального и водораздельного типов. Как исключение в особо благоприятной обстановке бокситоносные латеритные покровы встречаются на педишленах других типов (долинных, окраинных, внутренних), педиментах и, вероятно, глянсах, представляющих собой более низкие ступени на склонах междуречных пространств или крыльях новейших структур.

Таким образом, при занятии доплиоценовым рельефом водораздельного положения, когда его покров хорошо дренируется в условиях достаточно контрастного расчленения и колеблющегося с тенденцией к понижению уровня грунтовых вод, создаются предпосылки для создания латеритных бокситов. Естественно, что такая обстановка возможна при наличии соответствующего климата только в эпохи активизации (скорее всего начальных этапов) тектонических, а в связи с этим и экзогенных (природных) процессов. Благоприятные условия возникают не просто на поднимающихся территориях доплиоценовых равнин, плато, холмогорий и гор, а только в тех их местах, где геоморфологическое положение обуславливает незатрудненный промыв поверхностных образований, периодическое обновление состава грунтовых вод и удаление выносимых продуктов. При этом происходит изменение строения и состава покровных образований, часто с полным уничтожением их первичных структур и приведением его в соответствие с вновь возникшей природной средой. Судя по имеющимся отдельным геологическим разрезам, коронный покров мощностью менее 10 м создается за первые миллионы лет. Предполагается, что сформированный бокситоносный латеритный покров на дневной поверхности должен находиться в равновесном состоянии с окружающей географической обстановкой. Имеется в виду создание таких взаимоотношений между покровом и средой, когда денудационное разрушение поверхности покрова процессами плоскостной эрозии и смыва компенсируется возникновением новых его участков за счет преобразования подстилающих пород субстрата. Только при подновлении снизу латеритных горизонтов возможно их существование на водоразделах

среди экспонированного рельефа при отсутствии поверхностных крас, выполняющих роль брони.

Изучение геоморфологической предопределенности возникновения и эволюции латеритных горизонтов показало, что в сформированных покровах мощность каменистых (в значительной части собственно латеритной) зон коры выветривания практически не зависит от изменений геологического субстрата, которое проявляется лишь на мощностях литомаржа и составе глинистых минералов низов разреза. Характер латерита является результатом взаимодействия экзогенных процессов, обусловленных благоприятным климатом и геоморфологическим положением [1].

Констатируя важнейшее значение геоморфологического положения в формировании покровов латеритных бокситов, важно заметить, что первоначально водораздельные пространства занимают поверхность исходного пенеплена (гондванского или эпигерционского) или регионального педиплена (обычно постгондванского, внутримелового). Устойчивое и, как правило, неравноценное поднятие и расчленение рельефа активизированных областей, как платформенного, так и орогенного типа приводит к формированию ступенчатых ландшафтов, в которых междуречное и водораздельное положение могут занимать и другие поверхности рельефа, главным образом разнообразные педиплены (обычно на моноклинально-складчатых породах и интрузивах) и плато (обычно на субгоризонтальных интрузивах, горизонтальных пластах осадочных и вулканогенных пород). Таким образом, водоразделы и междуречья могут оказаться занятыми как высокими пенепленами и плато, так и низкими пенепленами, плато, возвышенными равнинами и т.п. Покров их будет определен не принадлежностью к тому или иному рельефу, а геоморфологическим положением поверхности с формирующимся покровом. В связи с этим выделение так называемых фацциальных типов латеритных кор выветривания по таким крупным категориям рельефа [5] носит весьма общий характер и не вскрывает ни их конкретных особенностей создания, ни их эволюции, ни их практической ценности. Одним из подтверждений нерациональности подобной квалификации является присутствие латеритных бокситов, например в Гвинее и Гане, на разновысотных плоскогорьях (высоких и низких пенепленах), плато и возвышенностях равнин (от мелового до миоценового возраста включительно). Каждые из отме-

ченных крупных категорий в разных своих частях обладают различными фациальными обстановками, обуславливающими формирование разнообразных по качеству и распространению горизонтов литературных кор выветривания.

Именно взаимообусловленность состава и строения латеритных покровов от их геоморфологического положения легла в основу выделения нескольких типов бокситоносных покровов, установление и анализ которых помогает в прогнозных построениях и количественных оценках ожидаемого сырья. В Западной Африке преимущественное распространение имеют три типа латеритных покровов с гипергенным оруденением. Одни характеризуются постепенными переходами отдельных горизонтов в целом неперемещенного покрова и представляют собой развитые коры выветривания с продуктивными латеритами (так называемый фринский тип). Другой отличается присутствием значительного количества разнообразных кирас при подчиненном значении латеритов (малийский тип), а подчас и обломочных в различной степени кирасированных толщ (киндийский тип), с размывом залегающих на непродуктивном глинистом литомарже. Два последних покрова, по-видимому, имеют наиболее широкое распространение как в современных и в древних тропиках Африки, так и в древние геологические эпохи со сходными климатическими показателями других территорий, в том числе СССР.

При рассмотрении гипергенного рудообразования в покрове ступенчатых выровненных поверхностей необходимо иметь в виду, что кроме их геоморфологического положения известную роль в строении и составе покрова играет массивность или расчлененность водоразделов и междуречий. Выработка оптимальных условий создания качественных руд в промышленно-ценных количествах в зависимости от площади распространения преобразующихся пород субстрата, их рельефа и его расчленения сложны и определены многофункциональными зависимостями. Значительность расчленения, создавая благоприятные условия дренирования, измельчает площади рудосного покрова, предопределяет их быстрое разрушение, разобщенность, т.е. может привести к нецелесообразности их промышленного освоения. В то же время сравнительная монолитность поверхности водораздела обуславливает формирование латерита по литомаржу или экстралатерита непосредственно по породам суб-

страта только в периферических частях, обрамленных резкими бровками и уступами. В их центральных же частях, даже примыкающих к достаточно резко очерченным речным долинам, образуются лишь глинистый литомарж и малобогатенные полезными компонентами кирасы. Непосредственные наблюдения показывают, что средний размер четко оконтуренных бокситоносных площадей (бовалей), эксплуатирующихся в западноафриканских тропиках, не превышает 10 км² при их относительных превышениях в десятки и первые сотни метров. Обычно они образуют группы из нескольких близко расположенных бовалей суммарной площадью до 50 км², что существенно увеличивает их практическую ценность, эффективность и целесообразность отработки.

Итак, какой же геоморфологический ландшафт предпочтителен для создания латеритных бокситов, судя по изученным регионам африканского материка? Без сомнения это реликты выровненного рельефа различного возраста, достаточно длительное время (минимум первые миллионы лет) занимающие междуречья или водоразделы разного порядка, которые довольно резко возвышаются над местными базисами денудации на несколько десятков или сотен метров. Естественно, что такие обстановки свойственны только активизированным областям, которые испытывают устойчивые тектонические поднятия в новейшее время и обусловленные ими сравнительно интенсивные денудационные процессы. Отсюда становится необходимым вывод, что эпохи выравнивания с созданием мощных глинистых кор выветривания и эпохи латеритного бокситообразования не совпадают и относятся к различным рубежам геоморфологической этапности или цикличности рельефо- и покровообразования.

Полученные в Западной Африке данные, изложенные выше в систематизированном виде, были сопоставлены с имеющимися материалами по ряду районов Советского Союза [1, 7, 8, 9, 11].

Они показали большое сходство в строении рельефа и значительной части экспонированных и погребенных покровных образований и тем самым подтвердили возможность применения установленных закономерностей за пределами современных тропиков.

Климатические условия формирования латеритных бокситов

Указанная весьма важная роль геоморфологического положения и обусловленного ею дренирования покрова при создании каменных латеритных горизонтов бокситового состава может проявиться только при соответствующем благоприятном для развития данных процессов климате. Весьма существенными являются количество, интенсивность и периодичность выпадения атмосферных осадков; соотношения стока, промыва и испарения; годовой ход температур воздуха и грунтовых вод; направления ветров; континентальность и т.д.

Имеются довольно многочисленные данные [11, 13, 14, 15] о том, что несмотря на изменчивость погодных условий и циклические колебания климатических показателей, в том числе связанные с похолоданиями, общие черты климата бокситоносных районов Африки, а по-видимому, также Латинской Америки и Южной Азии, сохраняются практически в мало измененном виде в течение всего кайнозоя, а возможно, и позднего мезозоя. Подтверждением этого является и подмеченная В.М.Синициным закономерность, заключающаяся в том, что "пояса и провинции латеритообразования в географическом и историческом проявлении устойчивы так же, как и благоприятствующие им зональные и региональные типы климатов" [14, с.23].

Относительная однотипность климатических особенностей в кайнозое связана прежде всего с постоянным нахождением указанных территорий в субэкваториальной зоне, высоким стоянием солнца в течение значительной части года, близостью океана, поддерживающего тепловой режим и обуславливающего смену ветров и сезонную ритмику выпадения атмосферных осадков и развития природных явлений. Даже при резком ухудшении (аридизации, похолодании) климата Земли это сказывалось лишь по периферии тропиков и приводило к их сокращению, но не уничтожению. По справедливому замечанию В.М.Синицына (1976), тропический пояс в ледниковое время был несколько сужен и охлажден, но природные условия его были изменены в минимальной степени; его северная граница проходила лишь на 5-6° южнее современной. Близкие к этому данные получены многими исследователями африканских ландшафтов [15].

В связи с достаточным постоянством общей климатической обстановки в кайнозой естественно допустить, что современные показатели климата (и ландшафтные условия вообще) близки к тем, которые благоприятствовали (а в экстремальных условиях благоприятствуют и сейчас, о чем, например, может свидетельствовать латеритизация каменных археологических орудий) протеканию процессов латеритного оксидообразования. При этом для Западной Африки, конечно, необходимо учесть прогрессирующее осложняющее влияние возникшей пустыни Сахары, а также деятельность человека, нарушившая нормальный ритм природных процессов и значительно ухудшившая условия формирования латеритных профилей выветривания.

Отрицательная роль пустыни, кроме общего обезвоживания и исключения ряда тропических районов из областей возможного латеритообразования, проявляется также в виде постоянного поставщика пылеватого материала, который разносится ветрами на многие тысячи километров. В условиях переменного-влажного тропического климата муссонно-океанического типа, среди которого располагаются районы кайнозойского латеритообразования, ветры имеют полугодовую изменчивость направлений. В связи с этим почти половину времени латеритизирующийся покров получает с сухим ветром (харматтаном) инородный невыветренный материал, в основном состоящий из кремнезема. При этом происходит механическое обогащение латеритного покрова чужеродными частицами, которые со временем включаются в общий процесс поверхностных преобразований. В зависимости от конкретной масштабности этих явлений находится характер гипергенеза и качество латеритных образований. Кроме этого, загрязненность воздуха изменяет количество достигающей поверхности Земли солнечной радиации и нарушает энергетический баланс латеритного процесса.

Человек, нарушая прежде всего почвенный покров, изменил и растительные ассоциации, а в связи с этим вызвал перераспределение водного баланса, резко увеличив поверхностный стоки эрозию почв, сократив количество просачивающихся и участвующих в дренаже вод и нарушив режим грунтовых, а иногда и подземных вод. Все это естественно не могло не сказаться на процессах выветривания и поверхностного перераспределения материала. В то же время геологическая кратковременность антропогенного изменения ландшафтов вряд ли оказала существенное влияние на общие кли-

матические показатели, сказавшись, конечно, на погодных условиях. В настоящее время во многих местах, вероятно, нарушена природная система "климат — естественный ландшафт", последние в большинстве своем являются ныне вторичными и в значительной степени искусственными, не всегда прямо определяясь климатом, а завися в основном от деятельности людей. Огромная масштабность так называемого хозяйственного освоения некоторых африканских территорий может быть проиллюстрирована двумя примерами — за последнее столетие уничтожение лесов привело к созданию полупустынных районов с оголенными железистыми панцирями на п-ове Калум в Гвинее, в Южном Бенине и ряде других мест; в Гане в середине XIX в. ежегодно вырубалось более 500 км² леса [11].

В каком же климате формируются и располагаются ныне месторождения латеритных бокситов? Не рассматривая отдельных проявлений периферической части пояса новейшего латеритообразования, которые в настоящее время находятся в реликтовом состоянии среди различного, в том числе и пустынного климата, обратим внимание на подавляющее большинство значительных и всех эксплуатируемых залежей латеритных бокситов. В Западной Африке они все расположены среди возвышенного рельефа приокеанической полосы континента шириной 300–500 км. В подавляющем большинстве здесь господствует муссонно-океанический климат, определяющий смену дождливых и сухих периодов, продолжительность которых изменяется от 3 до 9 месяцев в зависимости от широты местности, расстояния от экватора и от пустыни Сахары.

Данные о современных процессах латеритизации и своеобразном саморазвитии латеритов путем их постоянного подновления снизу имеются лишь для районов, где продолжительность сухого сезона не превышает 3–4 месяцев. Среднегодовое количество атмосферных осадков колеблется в пределах 1000–2000 мм, достигая местами 4500 мм, причем 90% их выпадает в дождливый сезон в виде тропических ливней значительной интенсивности. Среднегодовая температура воздуха повсеместно более 23°C, средняя максимальная — около 30°C, средняя минимальная — порядка 20°C, колебания среднемесячных температур в течение года составляют менее 5°. Температура поверхностных и грунтовых вод в течение всего года выше 20–25°C. Дневные температуры почв и поверхностного покрова составляют в зависимости от их состава 30–70°C,

а на глубинах 2-3 и более метров она практически постоянная — около 20°C. Важным моментом является нахождение Солнца в зените и вблизи него в течение почти полугодия. Факт нахождения заведомо латеритных бокситов кайнозойского возраста в Африке, Азии и Латинской Америке лишь там, где Солнце бывает в зените, не может быть случайным и представляется весьма интересным. Вертикальное падение солнечной энергии способствует усилению процессов перераспределения вещества на атомарно-молекулярном уровне. Во всяком случае это благоприятствует срыву электронов с внешних орбит атомов и перераспределению при этом энергетических ресурсов, в значительной мере используемых в процессах латеритизации.

При рассмотрении климатического аспекта процессов поверхностной переработки минеральных образований необходимо обратить внимание на явление, обычно ускользающее от внимания исследователей. Речь идет об обильных туманах и росах, связанных с повышенной влажностью. Эти туманы с моросью и росами отмечаются, как правило, ночью и утром преимущественно во второй половине сухого сезона, в пределах всех разновидностей саванн и сухих тропических лесов. Конденсация огромного количества влаги, выпадающей в виде морозящих осадков даже в опустыненных саваннах, заметно увлажняет поверхностный покров, проникая по трещинам и порам в глубину и интенсифицируя процесс выветривания даже в неблагоприятное время сухого периода. В связи с этим наблюдается полусуточная ритмичность: дневное прокаливание и высушивание латеритизирующихся образований и ночное увлажнение при пониженных температурах. К сожалению, в этих областях нет стационарных наблюдений и трудно пока количественно оценить указанное явление, которое к тому же, безусловно, помогает части растительности переживать сухой период.

Ландшафты регионов латеритного бокситообразования

Переменно-влажный тропический климат в естественной обстановке обуславливает развитие сухих и парковых тропических лесов и разнообразнейших саванн — от древесно-кустарниковых и высокотравных до злаковых и спустинных, развивающихся преи-

мущественно на различных красноцветных почвах. Влажные тропические или дождевые леса типа гилей для переменного-влажного климата не характерны.

Таким образом, естественный ландшафт района латеритного образования — это древесно-высокотравная саванна на плоском возвышенном рельефе в условиях климата экваториальных океанических муссонов. Такой вывод, полученный на африканском материале, хорошо согласуется с заключениями В.М.Синицына по Евразийскому материку. Аналогичные данные имеются по американскому континенту и прилегающим островам [2]. Эта закономерность должна быть применима, видимо, ко всем площадям новейшего латеритообразования, что даст возможность, например, предположить иное расположение австралийского континента при формировании там латеритных бокситов.

На этом можно закончить рассмотрение палеогеографических и ландшафтных особенностей областей латеритного бокситообразования, считая приведенные материалы достаточными и убедительными для решения данной проблемы. Необходимо только обратить внимание на предположение некоторых исследователей о возникновении латеритных бокситов в условиях постоянно-влажного климата тропических лесов. Наиболее определенно это изложено в работе С.Т.Акаимова с соавторами [8], где приведен большой фактический материал, который в результате не свидетельствует в пользу выдвигаемого предположения. Сами авторы пишут о существовании переменного-влажного климата саванн по меньшей мере с эоцена в бокситовом поясе Африки, но и бокситы в значительной массе наблюдаются на эоценовых поверхностях выравнивания и в меньшей мере на более древних — позднемиоценовых и на более молодых — миоценовых. Это прекрасно видно на приводимой ими карте расположения бокситовых месторождений и поверхностей выравнивания Африки. Казалось бы все ясно и с геоморфологической позицией бокситов, и с их возрастом, и с существовавшими тогда ландшафтами. Но авторы, очевидно, из желания опровергнуть свои же построения, приводят ряд карт, показывающих распространение древних бокситовых месторождений на фоне современных ландшафтных зон и типов почв Африки, а для Гвианы даже современного распределения атмосферных осадков. Зачем все это, если так называемое "комплексное рассмотрение фактов" приво-

дит авторов к выводу "о существовании особых климатических условий, благоприятных для создания глобального латеритного пояса" [8, с.73]?

Ссылки на современное бокситообразование островов Тихого океана преимущественно кораллового типа, расположенных в постоянно-влажном экваториальном климате под тропическим дождевым лесом, не очень убедительны для рассматриваемой проблемы, так как на островах существуют особые условия субстрата, ветров и увлажнения. Кроме этого, современное бокситообразование на Гавайских о-вах происходит в условиях наличия 2-4 месяцев сухого сезона, а отмеченные авторами острова западной части Тихого океана находятся под воздействием муссонного климата. Более того, нахождение островов в зоне постоянно-влажного климата не исключает неравномерности в выпадении атмосферных осадков, когда в одну часть года выпадает 75-80%, а в другую - 20-25% годовой нормы. Детальные же исследования конкретных островов показали довольно значительное многообразие ландшафтов, объединенных на мелкомасштабных схемах и в обобщениях под названием влажных тропических лесов [3].

В заключение обратим внимание на одну из возможных причин исчезновения палеогеографических условий, благоприятных латеритному бокситонакоплению на юге Советского Союза в конце мезозоя и отчасти в начале палеогена. В.М.Синицын [12] рассмотрел вопрос о роли геотектонического фактора в изменении климата Центральной Азии. Развивая эту идею, можно предположить, что начавшееся оформление центральноазиатских горных систем во второй половине мезозоя постепенно создавало преграду для влажных воздушных масс индийско-тихоокеанских муссонов, которые с течением времени стали воздействовать на ограниченную часть азиатского континента, не в силах преодолеть горные системы возникших Гималаев, Куьлуна, Гиндукуша и др. Прогрессирующая аридизация климата центральных областей Азии, исключая процессы латеритизации во второй половине палеогена и неогена, кроме глобальных общеклиматических изменений, может находить свое объяснение и в перераспределении главнейших неровностей земной поверхности, вызванной активизацией новейших тектонических движений.

Указатель литературы

1. А да мен ко О.М., С е л и в е р с т о в Ю.П. Древние эпохи выравнивания и расчленения Сибирской и Африканской платформ. - Геоморфология, 1972, № 3.
2. Б у г е л ь с к и й Ю.Ю. Рудоносные коры выветривания влажных тропиков. М., 1979.
3. И г н а т ь е в Г.М. Тропические острова Тихого океана. М., 1979.
4. К о р а выветривания и гипергенное рудообразование. М., 1977.
5. М и х а й л о в Б.М., К у л и к о в а Г.В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., 1977.
6. Н е к о т о р ы е вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). - Сов. геология, 1970, № 9.
7. П о в е р х н о с т и выравнивания и коры выветривания. М., 1976.
8. П р о б л е м ы генезиса бокситов. М., 1975.
9. С в а р и ч е в с к а я З.А., С е л и в е р с т о в Ю.П. Сравнительная характеристика рельефа Западной Африки и Казахстана и основные этапы его формирования. - Вестн. Ленингр.ун-та, 1965, № 12.
10. С е л и в е р с т о в Ю.П. Рельеф и покровные образования тропиков Западной Африки. - Геоморфология, 1973, № 1.
11. С е л и в е р с т о в Ю.П. Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л., 1978.
12. С и н и ц ы н В.М. Геотектонический фактор в изменении климата Центральной Азии. - БМСИП, отд. геол., 1949, № 5.
13. С и н и ц ы н В.М. Палеогеография Азии. М.; Л., 1962.
14. С и н и ц ы н В.М. Климат латерита и боксита. Л., 1976.
15. В а к к е р Z i n d e g e n Е.М. van. Palaeoecology of Africa. Cape Town, 1966-1978, vol. 1-10.

ЛИТОФАЦИАЛЬНАЯ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА
КРАСНОЦВЕТНЫХ НАКОПЛЕНИЙ И ЕЕ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Красноцветными породами или красноцветами в геологии принято называть осадочные или почвенно-элювиальные накопления, окрашенные небольшим количеством тонкодисперсных окислов железа (обычно до 3-8% Fe_2O_3) в различные оттенки красного цвета.

Сравнивая между собой по одним и тем же литолого-фаціальным признакам красноцветы разных регионов и различного геоморфологического и стратиграфического положения, можно видеть, что этим широко употребляемым термином нередко обозначают геологические образования очень неодинаковые в литогенетическом смысле.

Реально существующие и наиболее типичные красноцветные накопления по фаціально-геоморфологической принадлежности и составу могут быть сгруппированы в последовательный ряд. Один конец такого классификационного генетического ряда красноцветов находится на пенеппленезированном континенте, другой - в области морской абиссопелагиали, а середина - в полосе, переходной между континентом и морем: в зоне лагун, авандельт и мелководной сублиторали.

В предлагаемой литолого-фаціальной систематике красноцветных образований они сведены в следующий ряд из девяти пространственно- и генетически смежных групп, отвечающих четырем главным обстановкам осадконакопления* (в скобках - конкретные примеры красноцветов данной группы).

Красноцветы континентальных обстановок накопления. I-я группа - почвенно-элювиальные красноцветы-пестроцветы: элювий карбонатных пород, красноцветные почвы и коры выветривания ("Терра росса" Средиземноморья - до 2 м; красноземы субтропиков - до 5 м; латериты Ю.-В.Азии - до 50 м).

* Таблица классификации красноцветов по литолого-фаціальному принципу публикуется в другом издании; здесь дано ее сокращенное текстовое изложение.

2-я группа - пестроцветно-красноцветные бескарбонатные ближние дериваты кор выветривания (мел-палеогеновые бокситоносные гипсбит-каолинитовые толщи Зауралья и Центрального Казахстана - до 100 м).

Красноцветы преимущественно континентальных (неморских) обстановок осадконакопления. 3-я группа - неморские терригенно-вулканокластические карбонатные и слабокарбонатные красноцветы древних межгорных впадин: вулкано- и полимиктовые продукты наземной эксплозивной деятельности и пролювиально-аллювиально-озерные накопления вулканокластов (акмаинская и жаксынкская серии D_{2-3} Центрального Казахстана; красноцветы D_{1-3} Минусинской и Тувинской впадин Южной Сибири - до 10 000 м).

4-я группа - неморские терригенные карбонатные красноцветы межгорных впадин, предгорных и приморских равнин: полимиктовые травелито-песчано-глинистые аллювиально-дельтаво-озерные накопления с прослоями мергелей, реже эвалоритов и туффитов (древний красный песчаник D_{1-3} Британских о-вов, тенизская и джезказганская серии C_2-P_2 Центрального Казахстана - до 5500-8000 м).

Красноцветы переходных между континентальными и морскими обстановок осадконакопления. 5-я группа - терригенные карбонатные красноцветы осолоненных лагун: существенно глинистые осадки с мергелями и эвалоритами (эванкийская свита C_2 Средней Сибири - до 400 м).

6-я группа - терригенные карбонатные красноцветы авандельт: песчано-глинистые накопления с линзами раковин морских моллюсков (манайский горизонт N_1^2 Северо-Восточного Устьурта - до 70 м).

7-я группа - терригенные карбонатные красноцветы морской сублиторали: песчано-глинистые накопления с остатками континентальной фауны и устричными банками (чанакская свита K_{1-2} Приташкетского района - до 900 м).

Красноцветы морских обстановок осадконакопления. 8-я группа - карбонатные красноцветы морской пелагиали: красные и розовые известняки и мергели с морской фауной ("Аммонитико rosso" J_{1-3} Средиземноморья - до 100 м).

9-я группа - бескарбонатные пелитовые красноцветы морской абиссопелагиали (красные глубоководные или N-Q Тихого океана - до 20 м).

Почвенно-элювиальные красноцветы локального распространения и их ближние дериваты (группы 1 и 2) приурочены, как правило, к выравненным слабо приподнятым стабильным зонам платформ. В ходе развития платформенных территорий их древний региональный элювиальный плащ и олигомиктовые продукты его ближнего переотложения обычно сохраняются лишь фрагментарно: в редких депрессиях и на останцовых участках, уцелевших от регрессивной эрозии.

Морфология такого рода красноцветов и распределение текстур, цвета и оттенков окраски пород по разрезам обусловлены в первую очередь интенсивными многофазовыми элювиальными и биолого-почвенными процессами, с энергичным вертикальным перемещением вещества и нередкой переработкой пород корневыми системами. Отсюда контуры красноцветности в них всегда неровно пятнистые и расплывчатые; они обычно секут и радикально нарушают первичное наложение таких пород, образуя пятнисто-зональное строение их профиля. Только такие пятнисто-красноцветные почвенно-элювиальные образования первой и второй групп в отличие от других будет правильнее называть пестроцветными или точнее пёстро-красными толщами.

Эти группы относительно маломощных почвенно-элювиальных по преимуществу каолиновых красноцветов-пестроцветов, несмотря на их ограниченное распространение, имеют первостепенный практический интерес, благодаря своей нередкой бокситоносности и обычной приуроченности к ним залежей огнеупорных глин - дефицитного вспомогательного сырья металлургии. Таковы, например, древние коры выветривания и пространственно (и происхождением?) с ними связанные мезокайнозойские бокситоносные отложения мелких депрессий Орско-Челябинского Зауралья и Казахского щита, а также генетически им близкие нижнекарбонные бокситоносные толщи окраин Московской синеклизы [6, 12 и др.].

Терригенно-вулканокластические красноцветы (группа 3) связаны с поздними стадиями геосинклинального цикла; они обычно приурочены к крупным мобильным межгорным прогибам внешних пригеосинклинальных зон. Это мощные красноцветные толщи сложного строения, со значительным участием или даже преобладанием в их составе разнообразных про-

дуктов наземного вулканизма, от пепловых туфов до лавовых потоков и покровов. Особенности обстановок и высокая скорость накопления определяют их слабую отсортированность по гранулометрии и крайнее непостоянство строения и состава. По laterали они могут изменяться от эвапоритово-мергельных озерных осадков в средней зоне впадины до чисто вулканогенных толщ на одном ее фланге, морских карбонатных - на другом и красноцветных фангломератов - у горного обрамления депрессии. Такими, например, являются девонские красноцветы межгорных впадин Южной Сибири, Центрального Казахстана и Шотландии, меловые красноцветы Анд.

Изменчивость мощных и сложнопolyфациальных разрезов красноцветных толщ этой группы может создавать немалые затруднения при крупномасштабной геологической съемке и региональных корреляционных и прогнозных построениях в областях развития терригенно-вулканокластических красноцветов.

Вулканокластическая составляющая таких толщ, будучи геохимически ювенильной, тонко-раздробленной и обычно стекловатой, особо реакционноспособна и потому представляет собой исходный субстрат, самый благоприятный для формирования разнообразных полезных ископаемых экзогенного ряда. Однако эта региональная петрографическая предпосылка экзогенного рудонакопления в областях развития вулканокластов обычно реализуется далеко не полностью. Главные причины этого - по-видимому, большая и неравномерная скорость осадконакопления и высокая энергия рельефа, не способствующие в совокупном итоге сколько-нибудь совершенной гипергенной дифференциации вещества - химической и механической. Отсюда среди красноцветов этой группы порой фиксируется много различных осадочных рудопоявлений, в частности, меди с ее спутниками (девон Алтая-Саянской области). Но доля месторождений практического значения среди них обычно меньшая, чем можно было бы ожидать, исходя из рудогенетического потенциала такого рода толщ. Вулканокластический материал определяет также нередкое в этих толщах значительное участие кремнистого цемента.

Из полезных ископаемых, связанных с терригенно-вулканокластическими красноцветами, наиболее известны эксплуатационно (?) -осадочные марганцевые руды среди карбонатных эвапорито-

во-карбонатных озерных и мелководно-морских отложений (нижний мел Атакамы, верхний девон Центрального Казахстана).

Таким образом, обособление группы терригенно-вулканокластических красноцветов вполне оправданно как литогенетически, так и с прикладной стороны. Методы и приемы региональной и даже местной детальной корреляции, их мощных, изменчивых и особо "немых" разрезов требуют специальной разработки, в которой, по-видимому, значительная (если не решающая) роль будет принадлежать петрографогеохимическим исследованиям. В таком же примерно положении находится и подход к конкретному прогнозированию экзогенной рудоносности этой группы толщ, вмещающих в разных районах широчайшую гамму рудопоявлений - от меди до боратов.

Четвертая группа нашей систематики - неморские терригенные карбонатные красноцветы - наиболее распространенная и самая известная из всех красноцветных накоплений. Формируясь, как правило, на обширных территориях платформ и их краевых прогибов, именно подобного рода красноцветные толщи определяют в масштабах палеоконтинентов лицо целых геологических систем, таких как девон, пермь и триас. Они нередко слагают поверхность крупных регионов, в разной мере накладывая здесь особый отпечаток на общий облик, геохимию и геохимическую экологию древних и современных наземных ландшафтов.

Многие сводки и исследования отечественных и зарубежных геологов [1, 3, 4, 8, 10, 11 и др.], относятся исключительно к группе красноцветных толщ планетарного распространения - неморским терригенным карбонатным красноцветам с глинами гидрослюдистого состава и полимиктовыми песчаными породами. Это обстоятельство в значительной мере снимает необходимость подробных пояснений к обзорным сведениям об этой главной и, по существу, классической литофациальной группе красноцветных накоплений.

Терригенные карбонатные красноцветы также полифациальны и с ними связан ряд полезных ископаемых, из которых в первую очередь надо назвать медь, свинец и цинк (Западная и Восточная Европа, Центральный Казахстан), а также залежи нефти и газа (Ашшерон, Закаспий, новая нефтегазоносная провинция Северного моря).

Принадлежность полиметалльно-медных оруденений к тем или иным фаціальным комплексам древнего красноцветного континента, как теперь становится ясным, обычно имеет прогнозно-оценочное значение.

Так, среди чисто континентальных верхнепалеозойских красноцветов известны десятки рудных точек и небольших месторождений (в прошлом работались), по которым в Предуральском и Донецком прогибах, в Дзезказганской и Тенизской впадинах намечены обширные меднорудные провинции. Но в их пределах пока не найдено крупных месторождений, последние тяготеют к их периферии — самым окраинам красноцветной суши. Здесь, в приморской зоне соприкосновения континента с морем, локализуются такие месторождения, как Дзезказган и Мансфельд, сформированные первый — в дельтах, а второй — в приморских лагунах красноцветного ландшафта. Все морфогенетические особенности рудных тел того и другого в плане и профиле определяются отличиями палеогеографических обстановок и поддаются истолкованию и прогнозированию с использованием понятий и методов фацеального анализа.

Далее можно заметить, что соотношение содержаний основных элементов красноцветной рудной триады $Cu-Pb-Zn$ закономерно меняется в зависимости от положения оруденения в фацеальном ряду континента. В чисто континентальных литофациях для полиметалльно-медных руд — медистых песчаников Приуралья (Каргалинское и другие месторождения) и Центрального Казахстана (Атбасарские медные руды) по средним содержаниям абсолютно преобладает медь и подчинены свинец и цинк. В рудах же лагунной зоны пермского периода, таких типичных, как темноцветные сланцеватые руды Тюрингии и Силезии, отношение элементов (также по средним содержаниям) резко сдвинуто в пользу цинка и свинца и составляет $Cu:Pb:Zn = 1:3:5$ [7]. Строго говоря, это свинцово-цинковые руды с медью.

При этом обнаруживается примечательное полное сходство местной геохимической зональности руд, наблюдаемой по площади обширных мансфельдских залежей рудного сланца — мергеля, с той региональной геохимической зональностью по фацеальным типам рудных месторождений — от континента к лагуне, о которой только что сказано. Так, общеизвестно, что в мансфельдских рудных залежах от краевой прибрежной части к их середине растет отно-

сительное содержание свинца и цинка и убывает участие в руде меди. Подобное же изменение элементного состава руд, как видим, происходит в региональном масштабе и на суше, по мере движения от континентальных фаций к чисто лагунным.

Такого рода аналогия, по-видимому, является закономерным результатом качественно сходной, но разномасштабной дифференциации рудных элементов, в соответствии с их гипергенной подвижностью: в одном случае при их местной миграции элементов в пределах илистой мансфельдской лагуны, в другом — в ходе длительного и сложного перемещения рудной триады с поверхностными и грунтовыми водами по континентальной суше к морским лагунам. В итоге как в большом миграционном пути континент — лагуна, так и в малом миграционном пути внутри лагуны, у его начала накапливаются менее подвижная медь, а у конца пути — более энергичные мигранты — свинец и цинк.

Из сказанного следует, что принадлежность терригенных карбонатных красноцветов и локализованных в них рудных слесов к той или иной фациальной группе может ориентировочно определять характер рудонакопления, морфологию рудных тел и состав руд. Аналогия большой и малой геохимической миграционной зональности руд красноцветной триады Cu-Pb-Zn и факт широкой реализации такой зональности, известной в разных масштабах и регионах, позволяют в качестве побочного вывода предполагать возможность далеких миграций рудных элементов в красноцветных ландшафтах прошлого. При этом в ходе многократных переотложений не исключена значительная итоговая концентрация элементов из их околорудных содержаний в рыхлом чехле, без обязательного участия в формировании руд первоисточников, особо богатых медью, но всегда вполне гипотетических (металлоносные гидротермы — 10, медистые породы областей сноса — 11 и др.).

Прибрежно-морские и морские терригенные и карбонатные красноцветы 5-й и 6-й групп представляют собою продукты перемыва континентальных красноцветов и отложения их в морской сублиторали и пелагиали. Они локализованы на континентальном шельфе в местах интенсивного накопления материала, сносимого с близлежащей красноцветной суши. Современными примерами такого рода могут быть красные или обширные авандельты Амазонки и ря-

да рек Юго-Восточной Азии (р. Хуанхэ, Красная река и др.). Для исследователя эти группы красноцветов интересны в первую очередь как показатели палеоландшафтных особенностей смежной области континентального сноса.

Морские терригенные бескарбонатные красноцветы 7-й группы, более известные как красные океанические глубоководные илы, завершают показанный в нашем кратком перечне-обзоре длинный фациальный ряд красноцветных образований; встреча их геологом крайне проблематична.

Переходим к группировке красноцветных толщ по особенностям древнего климата, в котором они сформированы.

В таблице представлена систематика наиболее распространенных неморских красноцветов по климатическому принципу; они размещены в последовательный ряд, отражающий степень гумидности (аридности) наземных обстановок. Эта таблица уточняет и развивает положение о переменном-засушливом климате в этапы накопления терригенных карбонатных красноцветов [8, 11 и др.]. В согласии с этой, достаточно обоснованной теперь теорией, В.М. Силицын в своих межрегиональных палеогеографических построениях [9 и др.] выделил красноцветы аридного и экстрааридного климата, к которым и отнесены определенные разновидности меловых красноцветов Средней Азии [3, 10 и др.].

Для дальнейшего разделения и группировки красноцветов по литолого-климатическому признаку здесь использовано представление о двухфазности эпох непостоянного засушливого "красноцветного климата" и их экологической и ландшафтно-геохимической (а значит, и литогенетической) двойственности. При этом предполагается постоянное чередование фаз резкой аридизации и фаз регионального увлажнения и обводнения, с отражением этой правильной климатической периодичности в разнообразных литологических и палеонтологических послонных особенностях классических красноцветных толщ. К таким особенностям относятся, например: многочисленные поверхности размыва и слои внутриформационных гравелитов своеобразного состава, многократно фиксируемые по разрезам различные текстуры усыхания глинистых и карбонатных осадков и обилие горизонтов ископаемых почв, простота и однообразие строения и прекрасная выраженность элементарных

| | | |
|-------------------------------------|--|--|
| Красноцветные толщи и их показатели | Красноцветы непостоянно аридного Аридные фазы > Плувиальные фазы (I) | |
| Толщи и регион | Жиделисайская свита (P _I) Джесказганской впадины – карбонатная эвапоритово-терригенная красноцветная толща (400 м) | |
| Фациальная принадлежность отложений | Аллювиально-озерные и солонатоводно-озерные | |
| Набор пород | Ритмическое чередование красноцветных песчаников, аргиллитов, алезритов и мергелей доломитистых; ангидрит, галит | |
| Состав характерных накоплений | хемогенные пласти | Мергель доломитистый, ангидрит, гипс, галит |
| | конкреции | Кальцит, доломит, галит-глиптоморфозы и псевдоморфозы кристаллов |
| | цемент | Кальцит, доломит, окислы железа, гипс |
| | глины | Гидрослюда < монтмориллонит |
| Полезные ископаемые | Гипс, галит, родусит-асбест | |
| Остатки организмов | Редко остракоды, микроспоры и отпечатки растений | |

климата в разных его вариантах

| Аридные фазы \approx Плувиальные фазы (2) | Аридные фазы \ll Плувиальные фазы (3) |
|---|--|
| Чангетская серия (K_{I-2}) Ферганской впадины - типичная карбонатная терригенная красноцветная толща (1600 м) | Картамышская свита - медистые песчаники (P_I) Донецкого прогиба - карбонатная терригенная красноцветная толща (1000 м) |
| Пролувиально - аллювиально-озерные (и бассейновые?) | Болотно-озерные, аллювиально-дельтовые и мелководно-морские |
| Ритмическое чередование конгломератов и гравелитов, песчаников, глин; редкие прослои мергелей, горизонты почв, пачки красных и голубовато-серых мергелистых глин (голубой горизонт) | Ритмическое чередование красноцветных песчаников, алевролитов и глин, известняков и доломитов; слои углистых пород, горизонты почв |
| Мергель доломитистый | Кальцит, доломит |
| Кальцит, доломит, гипс - глиноморфозы кристаллов | Доломит, сидерит |
| Кальцит, доломит, окислы железа | Кальцит, доломит, окислы железа |
| Гидрослюда \gg монтмориллонит | Гидрослюда \gg каолинит |
| Рудопроявления меди | Триада Cu-Pb-Zn, доломит |
| Кости рептилий, редко моллюски, остракоды, харофиты, микоспоры | Моллюски; обильны отпечатки растений, микоспоры |

| | | | |
|-------------------------------------|-------------------|--|--|
| Красноцветные толщи и их показатели | | Красноцветы полугумидного климата (4) | Красноцветы (пестроцветы) гумидного климата (5) |
| Толща и регион | | Араукаритовая свита (С ₃) Донецкого прогиба - карбонатная терригенная углисто - красноцветная толща (1000 м) | Аркалыкская свита (К ₂ -Р) Центрального Казахстана - бескарбонатная каолинистая бокситоносная красноцветная толща (120 м) |
| Фациальная принадлежность отложений | | Лагунно-аллювиальные, мелководно-морские, торфяно-болотные | Озерные и болотно-озерные, почвенно-элювиальные |
| Набор пород | | Сароцветные песчаники, красноцветные алевролиты и аргиллиты; слои известняков, редкие прослои угля | Глины красноцветные, пестрокрасные, серые и углистые, бокситы, бурные железняки, ископаемые почвы |
| Состав характерных накоплений | хемогенные пласты | Известняк | Гипсбит, каолинит |
| | конкреции | Кальцит, редко анкерит | Гипсбит, окислы железа |
| | цемент | Кальцит, редко анкерит | Гипсбит, окислы железа |
| | глины | Гидрослюда > каолинит | Каолинит, гипсбит |
| Полезные ископаемые | | ? | Бокситы, глины огнеупорные |
| Остатки организмов | | Моллюски, остракоды, фораминиферы; обильны отпечатки листьев, стволы, микоспоры | Обильные корневые фитоморфозы, редко отпечатки листьев, древесина, микоспоры |

ритмов, слепки растворенных кристаллов гипса и галита; масса остатков и камер двоякодышащих рыб в отложениях триасовых озеросоров, прижизненная концентрация скелетов амфибий и рептилий в пермских озерных мергелях (реки Сухона и Северная Двина), а рыб — в миоценовых (р. Иртыш у г. Павлодара) и т.п.

Примерно оценивая относительную интенсивность аридных и гумидных элементов климата по их частым и результирующим литологическим проявлениям в породах красноцветных толщ, последние можно разместить в ряд таблицы.

Этот ряд отражает разновидности непостоянно засушливого климата, при которых происходило региональное накопление различных вариантов красноцветных толщ.

В крайней левой его стороне (колонка 1) показаны отличительные черты красноцветов, переходных к эвапоритовым толщам и сформированных при очевидном преобладании аридных элементов палеоклимата (это, по-видимому, и будут экстрааридные красноцветы В.М. Синицына). Однако и здесь еще ясно видно литогенетическое влияние плейвиальных климатических фаз. Оно проявляется в растворении (в фазу раннего диагенеза) кристаллов галита и гипса, с образованием постоянно встречаемых здесь пустот-отпечатков, слепков — глиптоморфоз и псевдоморфоз кальцита, цеолитов и родусита по галиту или гипсу. С чередованием фаз усыхания и заметного обводнения среды гипергенеза можно также связывать наличие в таких красноцветах примерно в равном отношении монтмориллонита, присущего щелочной среде, и гидрослюд — глинистых минералов среды с нейтральной реакцией.

Среднюю часть ряда занимают классические представители неморских карбонатных терригенных гидрослюдистых красноцветов, для которых трудно с несомненностью установить литогенетическое преобладание аридных или гумидных палеоклиматических фаз. Сюда могут быть отнесены позднеогеновые гиппарионовые красноцветы Центрального Казахстана, Южной Сибири и Северного Тянь-Шаня, маловые красноцветы Средней и Центральной Азии и Западной Сибири, раннетриасовые красноцветы Русской платформы, позднепалеозойские красноцветы Тенизской впадины, девонские красноцветы Главного Поля и Уэльса.

Этот непрерывный ряд замыкается слабоуглистыми красноцветами подугумидного климата (колонка 4); они несут в себе чере-

дующиеся послойно литогенетические черты то типичных терригенных карбонатных красноцветных пород, то угленосных отложений. Здесь уже вполне отчетливо проявляется влияние влажных климатических фаз: оно выражено обилием растительных остатков — минерализованной древесины и редких угольных прослоев, присутствием сидерита и постоянной примесью каолинита — глинистого минерала кислой торфяно-болотной среды. Такая переходная между угленосными и красноцветными толщами группа углисто-красноцветных накоплений по своему палеоклиматическому профилю (литогенетическому типу) более гумидна, чем смежные с ней красноцветы (колонка 3) и более аридна, чем типичные угленосные формации. В разрезах угленосных регионов она отвечает фазе затухающего угленакопления (араукаритовая свита Донбасса, стефанский ярус Саара, шаханская свита Караганды).

Реальность намеченного в таблице классификационного климатического ряда красноцветов иллюстрируют мощные разрезы крупных угленосных прогибов длительного развития, таких как Донецкий, Сазарский, Предаппалачский. В них снизу вверх прослеживается аналогичное последовательное залегание литологических формаций, постепенно переходящих друг в друга: отчетливо гумидной сероцветной угленосной, углисто-красноцветной и типично красноцветной, эвапоритово-красноцветной и, наконец, ярко аридной эвапоритовой.

Если толщи, показанные в колонках 1-4 таблицы, образуют целостный генетический ряд непостоянно аридных и полугумидных красноцветов, то чисто гумидные пестроокрасные элювиально-осадочные гипсцит-каолинитовые накопления (колонка 5) стоят несколько особняком. Заполнение этого промежутка в генетических классификационных системах красноцветных отложений — дело дальнейших исследований.

Практическое поисково-прогнозное значение климатической систематики красноцветов отчасти видно из содержания самой таблицы. Так, с наиболее аридными эвапоритово-красноцветными толщами генетически связаны месторождения такого редкого и ценного сырья, как родусит-асбест, известные в девонских красноцветях Южной Сибири и в двух регионах пермских красноцветов Казахстана [2 и др.]. В более гумидных разновидностях родусит неизвестен.

Зато алевритово-песчаные руды (медистые песчаники), содержащие медь с ее спутниками - свинцом, цинком, серебром и молибденом, чаще тяготеют к явственно более гумидным красноцветам, смежным по вертикали или латерали с углистыми толщами. Эти рудоносные красноцветы в своих продуктивных слоях нередко сами включают оруденелые или отчасти углефицированные растительные остатки - стволы, сучья, пни и растительный детрит. Таковы подстилаемые угленосной толщей нижнепермские медистые красноцветы Бахмутской котловины Донбасса [5]; широко известные меденосные пермские красноцветы Южного и Западного Приуралья, по простиранию переходящие в Печорскую угленосную формацию Северного Приуралья; верхнепалеозойские меденосные красноцветы Тенизской и Джезказганской впадин [2], смежные к востоку с карбоновой угленосной формацией Центрального Казахстана и отчасти подстилаемые ее отложениями. Высокопродуктивные мезозойские красноцветы карнититовой рудной формации (уран, ванадий, серебро, медь) юго-запада США (штаты Юта, Колорадо) также несут явственные признаки гумидности в виде обильных нагромождений в аллювиальных песчаниках минерализованных древесных стволов и мелкого и крупного растительного "мусора", часто представляющего собой богатейшую руду.

В самом первом приближении можно предварительно наметить такую общую тенденцию распределения медно-полиметалльных руд по климатическому ряду терригенных красноцветов: наиболее гумидные из этой группы мезозойские красноцветы плато Колорадо вмещают урано-ванадиевые руды с серебром и медью, свинец и цинк являются здесь спутниками; несколько более аридные пермские красноцветы Приуралья вмещают медные руды, сопровождаемые свинцом; самые "аридные" пермские красноцветы, близкие в разрезе к соленосному цехштейну, вмещают свинцово-цинковые руды мансфельского типа, с медью, серебром и молибденом в качестве спутников (при этом, конечно, надо иметь в виду отмеченные выше фациально-геохимические отличия мансфельских руд).

Все сказанное об особенностях рудной минерализации климатических вариантов красноцветов имеет прямое практическое значение для прогнозных построений и поисков.

Что же касается углисто-красноцветных толщ, переходных к угленосным (колонка 4), то при их изучении и прогнозной оценке

необходимо иметь в виду их двойственную природу: на одних интервалах разреза они тяготеют по строению и составу к угленосным толщам, на других - к красноцветным.

Замыкающие ряд гумидные пестроокрасные толщи (колонка 5), в отличие от всех рассмотренных красноцветов, бескарбонатны, имеют олигомиктовый состав терригенных компонентов и по преимуществу каолининовый и гиббсит-каолининовый состав глинистых пород. В них перспективны поиски огнеупорных глин и бокситов, красноцветная же рудная триада $Cu-Pb-Zn$ для них может считаться геохимически запрещенной так же, как запрещены бокситы для карбонатных красноцветов колонок 1-4.

Указатель литературы

1. А н а т о л ь е в а А.И. Домезозойские красноцветные формации. - Тр.Инст.геол. и геофиз. СО АН СССР, 1972, вып.190.
2. В е д е р н и к о в Н.Н., Б у д а й М.М., П о т а п о ч к и н В.М. Родусит-асбест. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Джэзказганского рудного района. М., 1975.
3. В е р з и л и н Н.Н. Закономерности аридного литогенеза и методы их выявления (на примере меловых отложений Ферганы). Л., 1975.
4. Л а в р о в В.В., Т е п л о в а Л.С., Б о р и н Ю.Н. Палеогеографическая обстановка накопления меловых красноцветов Ферганы по геохимическим показателям. - Докл. АН СССР, т.214, 1974, № 1.
5. Л у р ь е А.М., К р а с н о п е в ц е в а Г.Н. Меденосность нижнепермских отложений Донбасса. М., 1969.
6. Р а з у м о в а В.Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. - Тр.ГИН АН СССР. М., 1961, вып.46.
7. Р е н ч И. О металлогении $Cu-Pb-Zn$ минерализации типа медистого сланца в Средней Европе. - В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970.
8. Р у х и н Л.Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. - Вест.Ленингр.ун-та, 1943, № 7.

9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
10. Сочава А.В. Красцветные формации докембрия и фанерозоя. Л., 1979.
11. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.3. М., 1962.
12. Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Дмитрик А.Л., Чижикова Н.П. Горизонты почвообразования и выветривания латеритного типа в аркалыкской свите Центрального Казахстана. - Литология и полезные ископаемые, 1974, № 4.

А.Д.Петровский

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАРГАНЦА

Осадочные породы и связанные с ними полезные ископаемые являются производными различных пород земной коры, но основные особенности их строения и закономерности размещения определяются главным образом тектоническими и климатическими обстановками осадкообразования. Основополагающее влияние тектоники и климата на процессы литогенеза и формирование осадочных формаций в настоящее время общепризнанно, однако относительная роль каждого из этих факторов оценивается еще по-разному. Это особенно четко выявляется в подходе к выделению формаций. Так, А.В.Пейве, В.И.Попов, Л.Б.Рухин, Н.С.Шатский, В.Е.Хаин и ряд других авторов считают тектонический режим основным фактором, определяющим облик формаций осадочных пород, и поэтому выделяют формации исключительно по тектоническим признакам. Н.М.Страхов, напротив, за основу выделения формаций принимает климатическую обстановку седиментогенеза.

Наиболее четко, с нашей точки зрения, определена роль тектонических и климатических обстановок при осадкообразовании в трудах выдающегося исследователя тектоники Азии и палеоклима-

тов В.М.Синицына. В одной из своих работ он писал: "...Если от климата больше зависит степень разложения исходных пород и степень дифференциации его конечных продуктов, то тектонические условия больше влияют на строение и форму тела формации (характер переслаивания осадков, мощность толщи, площадь ее распространения)... Влияние климата и тектонического режима сказывается на облике, составе и строении каждой формации осадочных пород, но в относительно разной степени. В одних формациях отчетливее проявляется влияние климата (красноцветная, галогенная, угленосная), в других, наоборот, ярче выступает роль тектонического режима (молассы, флиш). В общем, вслед за Н.М. Страховым можно утверждать, что климатический фактор отчетливее проявляется в литогенезе областей вялого тектонического режима, а тектонический фактор в большей мере определяет черты литогенеза подвижных поясов" [20, с.14].

Определяющее влияние тектоники на различные геологические процессы в подвижных поясах В.М.Синицын показал на примере азиатского региона [16]. В этой работе он отмечает, что периодическая, разных порядков, смена геократических (регрессионных) и талассократических (трансгрессионных) тектонических фаз определяет направленное чередование и закономерности изменения плутонических и вулканических процессов, климата, процессов выветривания, сноса и осадконакопления, а также эволюцию растительного мира.

В более ранней своей работе [15] В.М.Синицын устанавливает прямую связь резкой аридизации климата Центральной Азии, начавшуюся на границе неогена и плейстоцена, и продолжающуюся в настоящее время с поднятием горных систем Куньлуня, Гималаев, Цинь-линь-шаня, Лилзианя и Большого Хингана. Эти поднятия преградили со стороны Индийского и Тихого океана доступ влажных муссонов и в то же время остановили антициклональные сухие воздушные массы, двигавшиеся на юг, направив их в Таримскую, Алашанскую и Ордосскую впадины, где и возникали пустыни.

В.М.Синицын подчеркивал доминирующую роль климата для отложений платформ и срединных массивов, в первую очередь в накоплении угленосных, галогенных и бокситоносных формаций [16, 19]. Большое значение эти представления сыграли в дальнейшей разработке теории корообразования и в установлении закономер-

ностей распределения и размещения многих осадочных полезных ископаемых, таких как торф, уголь, соли, фосфориты, никель, алюминий, железо, марганец и др.

Настоящая работа также является попыткой приложить идеи В.М.Синицына к изучению тектонических и климатических условий формирования осадочных марганцевых руд, а также определить их формационную позицию. При этом мы базируемся не только на личных исследованиях, но и главным образом на анализе и обобщении многочисленных литературных источников по марганцевым формациям.

Систематическое изучение марганцеворудных накоплений в СССР началось с фундаментальных исследований В.И.Вернадского, А.Г.Бетехтина и др. [22]. Дальнейшие успехи в разработке этой проблемы связаны с именами А.Е.Ферсмана, того же А.Г.Бетехтина, Н.М.Страхова, В.И.Грязнова, Д.Г.Сапожникова, Г.С.Дзоценидзе, И.М.Варенцова, В.П.Рахманова, В.М.Чайковского, Н.С.Шатского, Н.П.Хераскова, А.Т.Суслова, В.И.Калинина, Ю.А.Ходака и многих других.

Марганец является достаточно распространенным элементом в литосфере. Его весовой кларк составляет 0,01%. В магматических породах он никогда не образует самостоятельных минеральных выделений и исключительно в двухвалентной форме находится в кристаллической решетке соединений двухвалентного железа. Максимальные его концентрации здесь составляют не более 25 кларков [3]. Поэтому магматические рудные накопления марганца неизвестны, а прочие, в той или иной степени связанные с эндогенными процессами (контактово-метасоматические, жильные, осадочно-вулканогенные), — обычно очень малы и в СССР не имеют промышленного значения [14, 11]. Лишь некоторые вулканогенно-осадочные месторождения, где осадочная составляющая парагенезиса марганецсодержащих отложений преобладает (атасуйский тип), могут образовывать значительные по запасам промышленные накопления. Все названные типы марганцевых руд приурочены к областям подвижных зон земной коры. Основные же мировые запасы марганца связаны с осадочными формациями тектонически стабильных участков — платформ и срединных массивов, где, как отмечал В.М.Синицын [18], определяющее значение при осадконакоплении играют климатические условия.

В СССР формации такого типа развиты в основном на Русской платформе (Южно-Украинский бассейн, Бурштинское и Улутелякское месторождения) и соседних с ней территориях - в краевой западной части Западно-Сибирской плиты (Северо-Уральский бассейн), на северо-западе Скифско-Туранской плиты (Мангышлакское месторождение), на жестком эпигерцинском Адыгейском платформенном блоке (Лабинское месторождение) и в пределах срединного массива - Грузинской глыбы в Закавказье (Чхатурское, Чхари-Аджаметское и Шкмерское месторождения). В других регионах и структурах подобного тектонически стабильного типа в СССР они неизвестны (если не считать мелких рудопроявлений и присутствие незначительных масс марганца в осадочных марганцево-железистых месторождениях).

Большинство исследователей связывает формирование перечисленных выше месторождений с переотложением продуктов кор выветривания (А.Г.Бетехтин, Г.А.Авалиани, И.М.Варенцов, В.И.Грязнов, Р.Д.Леквинадзе, В.Г.Плавшудин, Г.В.Пасечный, С.Д.Рабинович, Н.М.Страхов, В.В.Фуртес и др.). В то же время имеются точки зрения о гидротермальном (отдаленном вулканогенно-осадочном, по Н.С.Шатскому, [25]) источнике марганца (Г.С.Дзоценидзе, Г.И.Князев, Н.А.Панченко и др.), космогенной его природе (В.Р.Надирадзе), а также идея о поступлении этого металла из относительно глубоководных зон сероводородного заражения в результате апвеллингов (Д.Г.Сапожников).

Мы придерживаемся точки зрения о связи основных месторождений марганца с корами выветривания. Такая связь предполагает прежде всего наличие благоприятных, т.е. гумидных климатических обстановок. Однако некоторые авторы (например, Е.М.Грибов, Б.М.Михайлов и В.Г.Колокольцев) считают, что марганец может накапливаться и в субаридных условиях седиментогенеза. Здесь уместно заметить, что марганец является наиболее подвижным из элементов триады $Al-Fe-Mn$. В.К.Чайковский и другие [24] подчеркивают следующее: "...В геохимическом отношении марганец может входить в состав соединений, достаточно подвижных в различных физико-географических и тектонических условиях. Благодаря подвижности он способен образовывать рудные концентрации разного возраста, в различных литофациях, структурах и в широком климатическом диапазоне" [с.12]. Этот вывод подтверждается анали-

зом обстановок марганценонакопления различных продуктивных эпох и месторождений, но лишь в качественном выражении самого процесса. Количественная же его сторона определяется более ограниченным набором условий, установление которых и позволяет наметить основные прогнозные критерии. Пользуясь этими критериями и применяя метод региональных и локальных аналогий (оценок), можно давать более обоснованные прогнозы на новые территории и выявлять перспективные районы.

Полностью согласуюсь с мнением В.М.Синицына о том, что на платформах и срединных массивах влияние климата на процессы седиментогенеза наиболее ощутимо, заметим, что сами климатические условия все же определяются тектоническими причинами. В.М.Синицын отмечал, что в геократические эпохи при сокращении площади морских бассейнов наблюдается аридизация климата, а в талассократические — гумидные обстановки. Поэтому рассмотрение условий накопления осадочных месторождений марганца мы начнем с разбора тектонических обстановок, благоприятных для их формирования.

Все названные выше марганцевые месторождения расположены в различных, но тектонически достаточно стабильных структурах. Северо-Уральский марганценоносный бассейн приурочен к самой западной части молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты на ее стыке с Уральскими структурами. Южно-Украинский бассейн окаймляет южный склон Украинского щита и западный склон Азовского массива. Чиагуро-Шкмерский бассейн расположен в пределах стабильного срединного массива миеогеосинклинальной области — Грузинской глыбы, а сравнительно мелкие месторождения — Лабляское — на жестком Адыгейском блоке, являющемся частью эпигерцинской платформенной структуры, Мангышлакское — в северо-западной части Скифско-Туранской плиты, на северном крыле Чакирганской синеклизы, Улутелякское и Бурштынское — на окраинных частях Русской платформы, в зонах ее сочленения соответственно с Предуральским и Предкарпатским прогибами.

Таким образом, осадочные марганцевые месторождения формировались на древних и молодых платформах, а также в пределах срединного массива. Сопоставляя тектонические обстановки молодых и древних платформ, следует, очевидно, признать, что несколько более активный тектонический режим развития первых, в

частности большая амплитуда эпейрогенических колебаний и мощность осадков [23], менее благоприятны для марганценакопления. Краевые зоны древних платформ на стыке с более подвижными структурами передовых прогибов также не вполне благоприятны для накопления марганцеворудных осадков. Этим, вероятно, и объясняется в значительной мере низкое качество руд, расположенных в этих обстановках месторождений, и их незначительные размеры. Сравнение самих крупных марганцеворудных бассейнов — Кжно-Украинского и Чиатурского позволяет считать более благоприятной тектоническую позицию первого из них. В условиях, близких тем, что имели место в Чиатурском бассейне, т.е. в миогеосинклинальных зонах, повышается вероятность активных тектонических проявлений, которые не только способствуют интенсивному поступлению в область осадконакопления больших масс разбавляющего руду обломочного материала, но и в послерудное время могут значительно сократить или даже уничтожить уже сформированные месторождения. В определенной мере последнее обстоятельство и проявилось в районе Чиатурского бассейна, где вся его часть, расположенная к юго-западу от линии Главного сброса, была приподнята и полностью денудирована.

При прогнозировании марганцевых месторождений одним из основных является формационный критерий, отражающий строение, состав и закономерности размещения рудовмещающих отложений. Химико-минералогические типы марганцевых руд, определяющие их технологические особенности, обычно тяготеют к строго определенным формациям. Это позволяет применять формационный анализ не только для общей региональной оценки территории на марганцевое сырье, но в первом приближении предполагать качество, а в некоторых случаях и количество прогнозируемых запасов [7, 8].

Все упомянутые марганцевые месторождения входят в состав двух формаций — сульфатно-карбонатной (Улутеляжское и Бурштынское) и песчано-глинистой кварц-глауконитовой (все остальные). Первые содержат исключительно карбонатные марганцевые руды низкого качества, технологически трудно обогатимые и образующие обычно только мелкие месторождения. Вторые содержат карбонатные и главным образом окисные соединения марганца, которые иногда дают очень богатые рудные скопления, образующие крупнейшие месторождения.

Согласно В.Е.Хайну [23], каждый тектонический цикл в своем развитии на платформенных структурах протекает в четыре стадии: начальной (или трансгрессивной), средней (инундационной), поздней (регрессивной) и заключительной (эмерсивной). Анализ положения марганценосных формаций Русской платформы показал, что они формировались в регрессивные стадии герцинского (Улутеляк) и альпийского (все остальные) циклов.

Регрессивная стадия герцинского цикла охватывает пермскую эпоху до казанского времени включительно, а в альпийском цикле длится от олигоцена до раннего плиоцена. В течение каждой стадии (в нашем разборе тектонические явления первого порядка) формировались различные по составу и строению парагенезов формации, отражающие разные фациальные и ландшафтно-климатические обстановки седиментогенеза. Рудоносные составляющие парагенезов формировались в более узкие временные интервалы и на более ограниченных площадях, чем вмещающие их формации. Поэтому они могут выделяться в качестве рудоносных частей формаций, или субформаций. Особенности последних контролировались тектоническими проявлениями более мелкого, второго порядка, т.е. эпейрогеническими колебаниями, происходящими на фоне основных тектонических стадий и вызывающих частные трансгрессии и регрессии. Эти проявления определяли самые существенные черты строения рудоносных парагенезов, а движения еще более мелких порядков - второстепенные их детали.

Из числа рассматриваемых месторождений почти все, в том числе и наиболее крупные, образовались в трансгрессивные фазы. При этом рудные прослои тяготеют обычно к низам трансгрессивных серий осадков. Лишь незначительное по величине Мангышлакское месторождение формировалось при регрессивном режиме [21].

- Трансгрессивное развитие марганцеворудных районов в эпоху рудонакопления представляется весьма благоприятным потому, что при таком режиме повышается базис эрозии, создается подпор стекающим с суши водотокам, который препятствует выносу в бассейн больших масс разбавляющего обломочного материала. При этом в область осадконакопления поступают преимущественно тонкие глинистые и коллоидные частицы, а также растворенные в воде соединения. Поэтому рудовмещающие трансгрессивные серии осадков отличаются низкими темпами осадконакопления и, следовательно,

малыми мощностями отложений (метры и первые десятки метров).

Авторы, изучавшие рудоносные отложения Южно-Украинского и Чигатурского бассейнов неоднократно отмечали, что их образование происходило при очень медленном трансгрессивном развитии. Режим же быстрого наступления моря мало благоприятен для отложения и накопления рудных компонентов. Замедленное развитие трансгрессии может определяться разными причинами - общей стабилизацией при длительном платформенном развитии региона (на древних платформах), трансгрессией, которая осуществляется на фоне общей регрессивной стадии тектонического этапа, характером и частотой эпейрогенических движений третьего и более мелких порядков. Так, фиксирующиеся в разрезах временные остановки прогибаний или даже короткие пульсационные движения противоположного знака в период раннеолигоценовой трансгрессии на юге Украинского щита были весьма благоприятны для медленного наступления морского бассейна и относительно долгого сохранения условий морского мелководья [12, 4]. В то же время более продолжительные движения положительного знака на общем фоне прогибаний могут быть и неблагоприятными, поскольку способствуют размыву и разубоживанию уже отложившихся рудных накоплений, что и наблюдается, например, на месторождениях Северо-Уральского бассейна [13].

Приуроченность многих рудовмещающих парагенезов к формациям регрессивных стадий тектонических циклов должна свидетельствовать, как это было показано еще В.М.Синициным [16], об определенной аридизации климатических обстановок. Эта аридизация может затухиваться общей климатической зональностью планетарного масштаба, а также частными трансгрессиями (движениями второго порядка) с сопутствующим увлажнением климата.

Отчетливо выраженные аридные обстановки седиментогенеза фиксируются в эпохи накопления карбонатных и сульфатных пород, вмещающих бедные карбонатные марганцевые руды Улутелякского (P_1 и n) и Бурштынского (N_1) месторождений [5]. Промежуточные семиаридные и семигумидные условия отмечаются при формировании рудовмещающих песчано-глинистых кварц-глауконитовых осадков Мангышлакского месторождения [21]. Северо-Уральские месторождения располагались в палеогеновое время в зоне умеренно-влажного гумидного климата [2]. Самые же крупные марганцеворудные

накопления в Чиатурском и Южно-Украинском районах приурочены к областям устойчивых гумидных обстановок. По данным палеоклиматических реконструкций [2, 17], здесь существовали условия, соответствующие современным тропическому и субтропическому климатам в течение, и это необходимо подчеркнуть; всего мезозойского и палеогенового времени. На всей же остальной территории СССР такие обстановки также наблюдались, но на протяжении значительно более коротких отрезков времени.

С такой длительностью подходящих для формирования мощных кор выветривания климатических обстановок, возможно, косвенно и связано мощное олигоценовое марганценонакопление в северо-западных частях Майкопского палеобассейна. На прилегающих к нему участках суши длительное время подвергались гипергенной переработке громадные массы кристаллических пород, что способствовало высвобождению марганца и переводу его в подвижные окисные и гидроокисные соединения, которые частично мобилизовывались в разновозрастных корах выветривания, частично - в осадочных продуктах их переотложения, а также накапливались в растворенном виде в континентальных водоемах и в самом Майкопском палеобассейне. Вынос основных масс марганца из кор выветривания происходил, по-видимому, в трансгрессивную и инунационную стадии альпийского цикла, когда в условиях повышенного базиса эрозии в конечные водоемы стока поступало сравнительно мало обломочного материала, и перенос вещества происходил преимущественно в растворенном или коллоидном состоянии. Таким образом, к олигоценовому времени в Майкопском бассейне могли накопиться большие массы марганца, которые, вероятно, с помощью бактерий мобилизовывались и накапливались при благоприятных гидродинамических условиях в структурно-эрозийных понижениях дна олигоценового моря.

Большую роль в концентрации марганца в континентальных осадках могли играть, очевидно, озерно-болотные условия прибрежных низин, существовавшие в Южно-Украинском бассейне в раннем-среднем эоцене [1], и в рудоносную борисфенскую эпоху раннего олигоцена [10]. По данным В.А.Ковалева [6], в сквозных реках, дренирующих заболоченные территории, резко возрастает количество ряда элементов, в том числе и марганца. Согласно палеогеографическим реконструкциям Г.В.Пасечного и других [10],

в заливы олигоценового моря впадали рассекавшие заболоченные прибрежные районы многочисленных рукава палео-Днепра и ряд мелких и коротких водотоков. Последние преобладали и на островной суше, которая представляла собой в рудоносную эпоху крупный архипелаг, расположенный между вдающимися в море континентальными участками и протягивающийся на расстоянии около 250 км. Роль именно мелких водотоков, малая длина которых не способствовала началу рудообразования в пределах речной долины, а, напротив, создавала условия для полного выноса марганца в морской бассейн, подчеркивал еще Н.М.Страхов [20].

Гумидные субтропические и тропические обстановки наряду со спокойным тектоническим режимом были наиболее благоприятны также для пенецилизации рельефа. Обильная растительность, свойственная этим обстановкам, задерживала плоскостной смыв обломочных продуктов и предохраняла склоны возвышенностей от эрозии. Отсутствие сноса крупных обломочных масс создавало, вероятно, благоприятные условия и для широкого расселения на пологих прибрежных частях шельфа бактериальной флоры, которая, по мнению многих исследователей (В.И.Вернадский, А.Г.Бетехтин, А.Г.Вологдин, А.М.Обут и др.), осуществляла избирательную биогенную садку марганца из коллоидных и истинных растворов. Так, А.М.Обут [9] предполагал, что еще в верхнем мелу Тетиса существовали благоприятные условия для расселения колоний марганцевой бактериальной флоры. В процессе ее жизнедеятельности возникали заметные скопления марганца и его небольшие месторождения (небольшие, вероятно, потому, что к этому времени в бассейне еще не накопилось значительных масс марганца), известные в верхнем мелу в Закавказье, в Ферганской депрессии, Приташкентской впадине, а также в других регионах, в частности в Северо-Уральском бассейне.

Во время олигоценовой трансгрессии бактериальная марганцевая флора широко расселилась и процветала в прибрежных частях водоемов. На границе олигоцена и миоцена в результате пароксизмов альпийского тектогенеза происходило разобщение Тетиса и изменение базисов эрозии. На месте пологих берегов и крупных дельт с широкими и спокойными протоками возникли волноприбойные зоны. Возможность расселения микрофауны резко сократилась и условия ее существования изменились к худшему, что по-

служило причиной резкого уменьшения, а затем и быстрого вымирания бактериальных колоний. Именно это и могло затормозить процесс коагуляции и концентрации соединений марганца в значительных количествах и, таким образом, прекратилось образование промышленных месторождений марганцевых руд. Возможно также, что затуханию марганцеворудных процессов, наблюдаемому в частности в майкопском палеобассейне в конце раннеолигоценового времени, способствовало резкое изменение солености от нормальной в рудоносную эпоху до 16% в послерудное время. Наряду с этим отмечается и похолодание климата [10].

Приведенный сравнительный разбор тектонических и климатических обстановок формирования различных осадочных месторождений марганца показал, что наиболее благоприятными из них являются следующие.

1. Регрессивная стадия альпийского тектонического цикла, захватывающая на Русской платформе и соседних с ней территориях наиболее продуктивную палеогеновую эпоху.

2. Трансгрессивный режим территории (тектонические проявления второго порядка) областей марганценакопления с отложением маломощных (метры и первые десятки метров) песчано-глинистых осадков (преимущественно тонкозернистых) без следов существенных перерывов в осадконакоплении (отсутствие грубозернистых песков и песчаников, гравелитов, галечников). В трансгрессивных сериях осадков наиболее перспективны их нижние части, где чаще наблюдаются марганцеворудные скопления.

3. Гумидный климат тропического или субтропического влажного типа с обильным растительным покровом, сглаженными формами рельефа и озерно-болотным ландшафтом в прибреговых участках бассейна.

4. Длительность и стабильность способствующих корообразования гумидных обстановок, предшествующих и синхронных оруждению.

5. Как следствие медленных трансгрессий и гумидного климата - пологий рельеф шельфа со спокойной гидродинамикой, благоприятной для расселения и расцвета бактериальной флоры.

Таким образом, проведенный анализ подтверждает, что тектонические и климатические обстановки определяют основные особенности - состав и строение марганцевых осадков, их мощ-

ность, а также качество и количество рудных накоплений. При этом оценить относительную роль каждого из этих факторов достаточно сложно. Тектонический режим в основном контролирует скорость накопления осадков, количество обломочного материала, мощность рудовмещающих отложений, количество и длительность перерывов в осадконакоплении, сохранность в ископаемом состоянии или же, напротив, частичную или полную денудацию уже сформировавшихся месторождений. К тому же тектоническая обстановка определенным образом влияет и на изменения климата и уже опосредствованно через него также воздействует на процессы седиментогенеза. Влияние климата заметнее сказывается на составе и количестве растительности, рельефообразовании, интенсивности формирования и мощности кор выветривания, на процессах выветривания и переноса осадочного материала и в конечном итоге — на основных особенностях состава формационных парагенезов.

Любое отклонение тектонических или климатических проявлений от максимально благоприятных обстановок для марганцеобразования может существенно повлиять на состав, качество и количество рудных накоплений, а иногда и сделать его невозможным. Поэтому только определенное сочетание тектонических и климатических факторов, причем не только в рудоносную эпоху, но и в предшествующие и последующие отрезки времени, могли обеспечить формирование достаточно крупных промышленных месторождений и сохранить их до наших дней.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. А т л а с литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Мезозой и кайнозой. М., 1961.
2. Б о р и с о в А.А. Палеоклиматология СССР. Калининград, 1973.
3. В е р н а д с к и й В.И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. — Тр. конф. по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л., 1937.
4. В е с е л о в А.А., П а н ч е н к о Н.А. К вопросу об условиях образования марганцевых руд Никольского бассейна. — Докл. АН УССР, сер.Б, 1976, № 3.

5. Грибов Е.М. Условия образования нижнепермских марганценосных известняков Улутелякского месторождения (Башкирское Приуралье): Автореф. канд. дис. М., 1974.
6. Ковалев В.А. Минералообразование и минеральные равновесия в болотной среде. - В кн.: Вопросы геологии Белорусии. Минск, 1974.
7. Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. Л., 1978.
8. Михайлов Б.М., Колокольцев В.Г. Марганец. - В кн.: Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., 1978.
9. Обут А.М. Палеобиологические основы формирования некоторых осадочных месторождений марганцевых руд. - В кн.: Значение биосферы в геологических процессах. М., 1962.
10. Пасечный Г.В., Кукушка Ф.М., Грязнов В.И. Палеоландшафты образования олигоценовых марганцевых руд Приднепровского бассейна. - В кн.: Палеогеография, палеоландшафты. Киев, 1977.
11. Петровский А.Д. О проблеме вулканогенно-осадочных марганценосных формаций в СССР. - Сов. геология, 1973, № 1.
12. Плашудин В.Г. Вещественный состав и закономерности размещения марганцевых руд на Западной площади Никопольского месторождения: Автореф. канд. дис. Киев, 1971.
13. Рабинович С.Д. Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М., 1971.
14. Рахманов В.П. Марганцевые руды. - В кн.: Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР. М., 1967.
15. Синицын В.М. Геотектонический фактор в изменении климата Центральной Азии. - Бил. МОИП, отд. геол., т. XXIV, 1949.
16. Синицын В.М. Долгопериодические изменения геологических процессов (на примере Азии). - Вост. Ленингр. ун-та, 1964, № 24.
17. Синицын В.М. Древние климаты Евразии, ч. I, 2. Л., 1965-1966.

18. С и н и ц ы н В.М. Литогенетические (климатические) формации осадочных пород. - Вест. Ленингр. ун-та, 1967, № 18.
19. С и н и ц ы н В.М. Климат латерита и боксита. Л., 1976.
20. С т р а х о в Н.М. О проблемах и некоторых итогах изучения геохимии палеогенового марганцеворудного бассейна юга СССР. - Литология и полезные ископаемые, 1964, № 1.
21. Т и х о м и р о в а Е.С., Ч е р к а с о в а Е.В. О распределении малых элементов в рудах Мангышлакского месторождения марганца. - В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., 1967.
22. Т р у д ы конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия. М.; Л., 1937.
23. Х а и н Р.Е. Общая геотектоника. М., 1973.
24. Ч а й к с в с к и й В.К., Р а х м а н о в В.П., Х о д а к Ю.А. Принципы составления прогнозно-металлогенических карт марганценосных формаций. М., 1972.
25. Ш а т с к и й Н.С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.

Е.В.Рухина

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЛЕДНИКОВЫЙ

В образовании ледниковой формации климат выступал как главный фактор. Материковые оледенения возникали, когда значение солнечного излучения опускалось ниже уровня, соответствующего радиации на 70° с.ш. По М.Миланковичу, за последние 600 000 лет они отмечались 9 раз. Поскольку для четвертичного периода характерны ритмичные колебания климата, отложения ледниковой формации характеризуются ритмичным строением. Похолодания обусловили появление в Северном полушарии ледниковый, а потепления - межледниковый. Ледниковья, в свою очередь, складывались из рит-

мов различного ранга, фиксируемых в настоящее время в разрезах и рельефе. Сопоставление их литологического состава и условий залегания позволяет наметить некоторые особенности палеогеографической обстановки ледникового периода.

Ледниковьям, естественно, соответствуют ледниковые отложения. Среди них главное место принадлежит собственно ледниковым отложениям - моренам. Начало потепления фиксируется появлением водно-ледниковых и ледниково-водных отложений, которые начинают играть главную роль. Литология отложений межледниковий принципиально не отличается от современных. В отличие от ледниковых отложений условия их формирования можно восстанавливать не только по литологическим признакам, но и по содержащимся в них остаткам, позволяющим определять характер растительности, соленость, глубину, фациальную изменчивость водоемов и т.д.

При палеогеографических исследованиях эпох ледниковий, помимо изменений климатических условий, необходимо наметить области сноса, пути движения ледниковых потоков, языков и лопастей, положение краевых зон, ложбин стока, водных бассейнов, перигляциальной зоны, установить связь между современным рельефом и древним и др. Палеогеографию ледниковых эпох и условия формирования ледниковых отложений невозможно восстановить без учета их литологических особенностей.

При палеогеографических построениях последнего оледенения (для каждого конкретного района) большое значение имеют геоморфологические методы. Они помогают наметить границы распространения ледника, выделить краевые зоны, оконтурить поля мертвого льда, восстановить положение нунатаков, ложбин стока талых ледниковых вод, положение перегляциальных зон и т.п. Палеогеография древних ледниковых эпох, отложения которых были перекрыты более молодыми ледниковыми покровами, восстанавливается в основном по литологическим признакам, таким как гранулометрия, петрографо-минералогический состав обломков, их форма, ориентировка и наклон удлиненных и уплощенных валунов и галек, степени их выветрелости и т.п.

О том, какие палеогеографические вопросы помогает решить гранулометрия ледниковых, водно-ледниковых, ледниково-водных и водных отложений, мы не будем останавливаться подробно, по-

сколько эти вопросы были уже неоднократно рассмотрены ранее [9, 10, 11, 12]. Отметим лишь, что выделение ледниковых отложений, как и ледяных обломочных, проводится в первую очередь на основе гранулометрии и что для мелкоседа отложений не только ледниковый характерно присутствие алевритовой фракции. Обогащение этой фракцией происходит за счет неоднократного размыва и переотложения ледниковых отложений. Как уже отмечалось нами ранее, гранулометрический состав собственно ледниковых отложений (морен) помимо состава пород, эродированных ледником, обусловлен специфическими условиями переноса обломков, заключенных в твердое тело ледника. Благодаря своей большой плотности, ледник активно воздействовал не только на породы ложа, но и на переносимые им обломки. При этом происходило их измельчение путем дробления и истирания до наиболее устойчивого размера частиц — алевритового. Именно поэтому они и характерны для зрелых морен. Поскольку водно-ледниковые и ледниково-водные отложения возникали за счет размыва морен, для них тоже характерно присутствие алевритовых частиц, а для ледниково-водных в некоторых случаях — их преобладание. Значительное содержание алевритовых частиц характерно в общем и для водных отложений плейстоцена в целом, распространенных не только в областях, подвергавшихся оледенению, но и за их пределами.

Анализ изменения гранулометрического состава морен позволяет наметить положение областей питания, а также состав слагающих их пород. Так, кристаллические породы обогащают морену крупнообломочным материалом, который по мере переноса в тело ледника измельчается путем дробления и истирания. Поэтому гранулометрический состав ледниковых отложений помогает установить не только положение области питания, но и длительность переноса.

Изменение гранулометрического состава основных морен, залегающих на различных кристаллических породах, и измельчение его в зависимости от длительности переноса весьма детально изучены для некоторых районов Финляндии [15, 16].

Области питания, представленные осадочными обломочными породами, обогащают морену теми частицами, которые преобладают в материнских породах. Поэтому на глинистых породах распространены глинистые морены. При этом меняется не только их грануло-

метрический состав, но и цвет. Они приобретают окраску пород лоя и отличаются от них лишь включением эрратического материала. На песчаных породах основные морены переходят в песчаные. Такие морены относятся к локальным, но по мере удаления от областей питания гранулометрический состав их изменяется до типичного для зрелых морен [12]. Плотные карбонатные породы (известняки и в особенности мергели) подвергаются не только быстрому истиранию в теле ледника, но и воздействию грунтовых вод. Поэтому их влияние отражается не столько гранулометрии морен, сколько на степени ее карбонатности.

Именно по гранулометрии определяется преобладание в ледниковом комплексе собственно ледниковых, водно-ледниковых или ледниково-водных отложений. Увеличение среди ледниковых отложений количества прослоев сортированных ледниково-водных осадков свидетельствует о возрастающей роли воды, об интенсивном таянии ледника, вызванном потеплением. Широкое площадное распространение и увеличение мощности ледниково-водных отложений помогает установить положение краевых зон для тех оледенений, отложения которых перекрывались затем более молодыми ледниковыми образованиями и не сохранялись в современном рельефе. Гранулометрический состав ледниково-водных и водных осадков дает также возможность оконтуривать положение древних ложбин стока, водных бассейнов, выяснять условия отложения и в некоторых случаях (при наличии сезонной слоистости) выявлять длительность существования того или иного водоема (варваметрический метод).

В последние годы, главным образом в результате детальных работ геологов Прибалтики, весьма усовершенствован петрографо-минералогический метод исследования ледниковых отложений [2, 3, 5, 6, 7, 8, 13], а также метод замеров длинных осей удлиненных и уплощенных обломков различных размеров [4, 14]. С помощью усовершенствованного петрографо-минералогического метода может быть намечено более точное положение ледниковой области сноса. Поскольку областями сноса являются те районы, в которых ледник производил интенсивную экзарационную работу и в связи с этим обогащался обломочным материалом, образующим морены, они являются и областями питания.

В пределах платформы, где ледник первоначально двигался по осадочным породам, в состав морены помимо местного материала

ла входят обломки, принесенные с кристаллического щита. Они составляют эрратическую компоненту морены. Соотношение между эрратическим материалом и местным позволяет выделить среди морен локальную разновидность с высоким содержанием местного материала. Наличие локальных морен обязано активному воздействию ледника на породы ложа. Максимальную экзарационную активность ледники развивают в районах выступов коренных пород, препятствовавших продвижению ледника, и в доледниковых ложбинообразных понижениях (приуроченные обычно к малоустойчивым или тектоническим зонам), где возрастала скорость движения и в связи с этим активность ледника.

Главной областью сноса, обогатившей вначале ледниковое тело местным материалом, является центральная зона оледенения — Фенно-Скандинавский кристаллический щит. За его пределами морены, получившиеся в результате ассимиляции обломков коренных кристаллических пород, обогащаются обломками осадочных пород, а продукты разрушения кристаллических пород, как отмечалось выше, начинают составлять эрратическую компоненту основной морены. В пределах же самого кристаллического щита, где распространены различные магматические и метаморфические породы, намечаются локальные области сноса, которые тоже обуславливают появление местных морен в пределах кристаллического щита [1].

По мере удаления от области питания уменьшаются размеры обломков, а в мелкоземе увеличивается содержание алевритовой фракции. При этом, однако, надо иметь в виду, что первоначальные размеры обломков в значительной степени зависят от их петрографического состава и что различные типы магматических и метаморфических пород в неодинаковой степени обогащают морену крупными и мелкими обломками. Поэтому при определении положения областей сноса наилучшие результаты получаются при сопоставлении размеров обломков одного и того же петрографического состава. Подобные исследования должны проводиться для основных морен. При переносе обломков, которые находились на поверхности ледника, естественно, не происходит измельчения за счет дробления и истирания, их изменения вызываются другими процессами: морозным выветриванием, воздействием ветра и др.

На основании детального изучения петрографического состава валунов, распространенных в пределах Прибалтики, установле-

но, что частота нахождения валунов различного петрографического состава пропорциональна площади занимаемой области сноса [13]. Таким образом, учет валунов определенного петрографического состава помогает определять не только положение, но и размеры областей сноса и таким образом дает возможность более полно производить палеогеографические реконструкции для различных ледниковых эпох.

Восстановлению областей сноса и путей движения ледника помогают главным образом так называемые руководящие валуны, для которых известно коренное местоположение материнских для них пород. Именно они помогли таким палеогеографическим реконструкциям, как определение областей питания и направления движения ледника. На основе изучения валунно-галечного материала различного петрографического состава удалось наметить питающие провинции для ледников Северного полушария не только для разновозрастных оледенений, но (в пределах Прибалтики) и для различных стадий и фаз оледенения. Так, на территории Эстонии, Латвии и Литвы в ледниковых отложениях бранденбургской стадии преобладают валуны и гальки, представленные породами, коренные выходы которых известны в Средней Швеции. В ледниковых отложениях франкфуртской стадии в связи с перемещением области питания возрастает количество обломков, принесенных со дна Балтийского моря и Аландских о-вов. В отложениях, соответствующих померанской стадии, увеличивается содержание валунов и галек, принесенных из Средней Швеции, Юго-Восточной Финляндии и Карелии [2, 3, 4, 8 и др.].

На основании количественного изучения петрографического состава валунов установлено, что во время последнего оледенения в Эстонии преобладало южное направление движения ледника. На фоне общего изменения климатических условий намечены перемещения центров оледенения и положения ледораздела при последнем оледенении [2]. Детальное исследование валунов, находящихся не только на поверхности, но и вскрытых в обнажениях, позволило установить, что направление движения ледников изменялось не только во время какого-либо одного оледенения, но и фаз одного и того же оледенения. Наблюдения над руководящими валунами разновозрастных морен Литвы тоже указывают на непостоянство областей сноса в пределах стадий и фаз.

Производить палеогеографические реконструкции позволяет не только учет руководящих валунов, другими словами, их петрографического состава, но и положение их в пространстве. Большое значение для палеогеографических построений имеет изучение ориентировки и положения удлиненных и уплощенных валунов и галек, включенных в морену. По этим признакам можно наметить не только направление движения ледника и положение области сноса, но и выяснить условия образования морен и установить влияние доледникового рельефа на направление ледникового потока. Так, в основных моренах преобладает горизонтальное положение обломков, т.е. в районах, где лед не проявлял повышенную активность. В ледниковых потоках, где активность ледника была максимальной, уплощенные гальки приобретают наклонное положение, причем они наклонены в направлении, противоположном движению ледника.

В водно-ледниковых отложениях уплощенные обломки располагаются обычно параллельно друг другу и подошве толщи. В ледниково-водных отложениях наклон уплощенных обломков направлен против течения потоков, а угол падения дает возможность судить о скорости водного потока. В краевых ледниковых зонах закономерностей в расположении уплощенных обломков и их наклона не наблюдается. Длинные оси удлиненных обломков, включенных в основные морены, обычно вытянуты в направлении движения ледника, но в краевых зонах такая ориентировка нарушается, и удлиненные обломки располагаются беспорядочно. Закономерность в расположении удлиненных обломков отсутствует также в абляционной морене и в моренах, преобразованных позднейшими процессами. Так, первоначальное положение валунов и галек часто изменено солифлюкционно-делювиальными процессами, а также в результате явлений вымораживания и пучения грунтов. Полное отсутствие или слабо выраженная ориентировка валунов и галек в моренах свидетельствует о слабой подвижности льда. Такие морены распространены обычно на возвышенностях доледникового (для данного оледенения) рельефа.

Наиболее четко ориентировка удлиненных обломков так же, как и их наклон, выражены в центральных частях ледниковых потоков, языках и допастях. В краевых частях потоков они выражены хуже и обычно отсутствуют в зоне соприкосновения двух потоков, языков и лопастей. На наклон и ориентировку валунов и

галек большое влияние оказывал доледниковый рельеф. Так наклон уплощенных обломков на склонах обтекаемых ледником возвышенностей соответствует обычно крутизне склона, а ориентировка удлиненных обломков заметно изменяется и указывает на то, что ледниковый поток обтекал возвышенность.

Решению некоторых палеогеографических вопросов помогает изучение формы валунов и галек. Форма обломков предопределяется в первую очередь особенностями материнских пород — характером отдельностей, наличием сланцеватости и слоистости, прочностью. Большое влияние на форму валунов и галек имеет положение в теле ледника, степень насыщенности ледника обломочным материалом, условиями и длительностью переноса. Обломки пород, переносимые на поверхности ледника даже на большие расстояния, в основном не меняют своей формы. Обтачиванию и раскалыванию подвергаются обломки, переносимые не на поверхности, а в теле ледника, главным образом в его нижней части. Валун и галька, переносимые ледником длительное время, приобретают характерную только для ледниковых валунов утлогообразную форму. В движущихся ледниках валуны располагаются таким образом, что оказывают ему наименьшее сопротивление. В связи с большой плотностью по отношению к вмещающему их льду они движутся несколько медленнее окружающего их льда, при этом лед обтекает и стачивает их. Заостренные концы валунов в связи с этим направлены против движения ледника. Поэтому наличие в отложениях утлогообразных валунов и галек, в том случае, если они не перестроены, свидетельствуют не только о ледниковом генезисе включающих их отложений, но и направления движения ледника.

Большое влияние на форму валунов оказывает морозное выветривание. В результате десквамации они приобретают уплощенную форму. Обломки различных горных пород в условиях морозного выветривания дают уплощенные формы. Поэтому уплощенные валуны преобладают в перигляциальной зоне. Таким образом, изучение формы валунов приносит большую пользу при палеогеографических реконструкциях ледниковой.

Определение положения и состава питающих провинций, а также реконструкции путей движения ледника, в значительной степени помогает изучению минерального состава мелкозема ледниковых отложений. При этом главную роль играют минералы тяжелой фрак-

ции. Морена обогащается ими в пределах кристаллического щита, и состав тяжелой фракции (поскольку в нее входят и малоустойчивые минералы) изменяется даже на незначительных расстояниях [15, 16]. Одновременно уменьшается содержание тяжелой фракции [11]. В районах, где кристаллические породы перекрыты осадочными, состав минералов обогащается минералами, заимствованными из пород ложа, резко уменьшается выход тяжелой фракции.

Сравнение минерального состава в ледниковых отложениях различных стадий показывает, что в общем роль продуктов разрушения кристаллического щита возрастает от древних отложений к молодым. Сопоставление одновозрастных морен по различным районам свидетельствует о том, что их минеральный состав обусловлен петрографией распространения ледниковых потоков, тогда как учет петрографического состава валунно-галечного материала и выделение среди них руководящих позволяют устанавливать не только положение питающих провинций, но и пути переноса ледником обломочного материала. Анализ валунно-галечного материала помогает корреляции ледниковых отложений и, следовательно, является одним из главных методов при стратиграфическом подразделении немых ледниковых толщ.

Однако при изучении ледниковых отложений по керновому материалу, где анализ петрографического состава валунов невозможен, возрастает значение изучения петрографо-минерального состава гравийно-песчаных фракций, которые становятся ведущими.

Из изложенного следует, что палеогеографические реконструкции ледниковый возможны только на основе детального литологического анализа ледниковых толщ.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Б и с к в е Г.С. Морены Карелии. — Тр. Карельского фил. АН СССР, 1969, вып. II.
2. В и й д и н г Х. Распространение и петрографический состав эрратических валунов Эстонской ССР. — Тр. регион. совещ. по изучению четверт. отложений Прибалтики и Белоруссии, т. 4, 1957.
3. Г а й г а л а с А.И. Петрографическая характеристика галечной фракции неоплейстоценовых и мезоплейстоценовых морен

- в среднем течении р.Нямунас. - Науч.сообщ.ин-та геологии и географии АН ЛитССР, т.10, 1959, № 2.
4. Г а й г а л а с А.И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен. - В кн.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963.
 5. Г а й г а л а с А.И. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы. - Тр.АН ЛитССР, сер.Б, 4/39, 1964.
 6. Г а й г а л а с А.И. Перигляциальная обработка и закономерности распространения кристаллических руководящих валунов в краевых ледниковых образованиях западной части СССР. - Тез.докл. У Всесоюз.совет.по краевым образованиям материковых оледенений. Киев, 1976.
 7. Р а у к а с А.В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. - Изв.АН ЭстССР, сер.физ.-матем.и техн.наук, 1962, № 2.
 8. Р а у к а с А.В. Распределение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. - Изв.АН ЭстССР, сер.физ.-матем.и технич.наук, 1963, № 2.
 9. Р у х и н Л.Б. Гранулометрический метод изучения песков. Л., 1947.
 10. Р у х и н а Е.В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. - Вестн.Ленингр. ун-та, 1959, № 18.
 11. Р у х и н а Е.В. Что дает изучение выхода тяжелой фракции в ледниковых отложениях. - Тр.гесгр.о-ва Изд.Сев. филиала, 1971, вып.3.
 12. Р у х и н а Е.В. Литология ледниковых отложений. Л., 1973.
 13. Т а р в и д а с Р.И. Генетические типы и закономерности распространения валунных скоплений Южной Прибалтики. - В кн.: Литология и геология полезн.ископ.Южной Прибалтики, Вильнюс, 1966.
 14. Ю р г а й т и с А.А. Гранулометрический и минералого-петрографический состав песчано-гравийных отложений неоплейстоцена Литовской ССР. - В кн.: Литология и геология полезн.ископ. Южной Литвы. Вильнюс, 1966.

15. P e r t t u n e n M. The lithologic relation between till and bedrock in the region of Hämeenlinna. - Geolog. surv. of Finland. Espec. Bull. 291, 1977.
16. V i r k k a l a K. On the lithology and provenance of the till of a gabbro area in Finland. - In: VIII Intern. Congr. INQUA. Paris, 1969. Etudes sur le Quaternaire dans le Monde, 2. 1972.

В.Г.Чистяков, Н.Ф.Шинкарев, В.А.Попова, Н.А.Калмыкова

ЛИТОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОНГЛОМЕРАТОВ СОМБИНСКОЙ СВИТЫ СРЕДНЕГО КАРБОНА р.ОНЕГИ

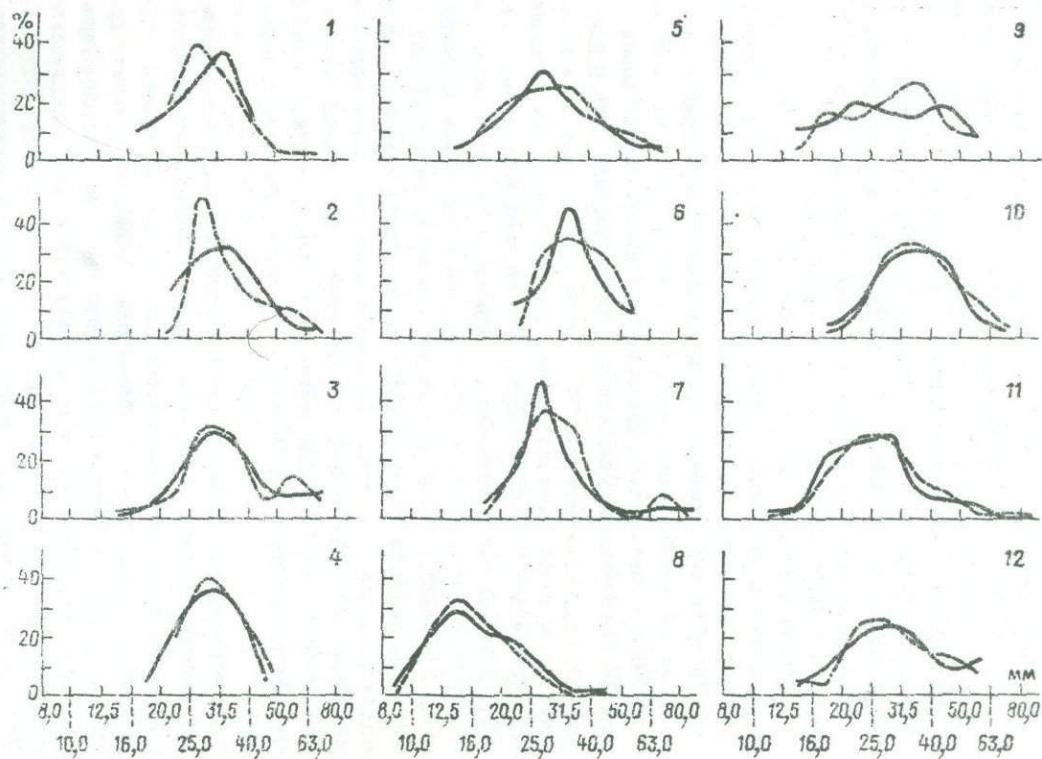
В.М.Синицын [4, 5] при палеоклиматических построениях первостепенное значение придавал литолого-минералогическим показателям, особенно при изучении древних немых толщ, в частности карбонатных красноцветов, к формации которых относятся и отложения сомбинской свиты, содержащей описываемые далее конгломераты.

Конгломераты сомбинской свиты нижнего течения р.Онеги известны очень давно [2], однако литолого-петрографические исследования их до сих пор не проводились. В связи с проблемами бокситоносности Северо-Запада европейской части РСФСР появилась необходимость более полного изучения образований карбона в районах, прилегающих к гряде Ветреного пояса, а также восстановления условий их образования. Стратиграфия сомбинской свиты и обоснование ее среднекарбонного возраста, принятое авторами, обсуждалось ранее в статье В.Г.Чистякова [7]. Сомбинские конгломераты обнажены в районе Бирючевских порогов по р.Онеге и ее притоку - р.Сомбе. В основании трансгрессивно залегающей красноцветной терригенно-осадочной сомбинской свиты они слагают невыверженные по простиранию пласты, прослои и линзы, мощностью от первых десятков сантиметров до 2-3, реже 5 м.

Цвет конгломератов зеленовато-серый или бурый, зависит обычно от состава цемента. Струженность галек средняя, реже хорошая и еще реже слабая. Преобладают мелкогалечные, среднеструженные конгломераты (рис.1). Гальки угловато и хорошо окатанные, степень окатанности их выдерживается в отдельных пачках, но меняется по разрезу. Замеры ориентировки галек показали, что гальки падают в основном в юго-западном, южном и юго-восточном направлениях, однако в некоторых пачках значительная часть их падает и в противоположных направлениях (рис.2).

Состав галечного материала весьма характерный. Это обломки осадочных и эффузивных пород. Последние по составу основные, в значительной степени выветрелые. В виде гравийной примеси часто встречаются бобовины окислов железа. В некоторых прослоях произошло интенсивное разрушение галек на месте их захоронения. Процентные соотношения осадочных и эффузивных пород в гальках конгломератов меняются как по простиранию, так и снизу вверх по разрезу. Например, по р.Онеге у Гусева порога в основании свиты гальки сложены главным образом осадочными породами (до 85%), а в 6 м выше по разрезу — основными эффузивами (до 85%). В нижних частях разреза в направлении от ручья Текса к Гусеву порогу происходит увеличение количества галек осадочных пород и соответственное уменьшение количества галек эффузивов. Некоторые своеобразием отличаются конгломераты бассейна р.Иксы, характеризующиеся не только высоким содержанием галек эффузивных пород, но также плохой окатанностью и сортированностью галечного материала, меньшей степенью его выветрелости, слабой карбонатностью цемента и наличием в цементе аутигенного анальцима.

Петрографическое изучение галечного материала конгломератов сомбинской свиты в шлифах показало, что карбонатные породы в гальках представлены мелкозернистыми и пелитоморфными известняками, доломитами и доломитизированными известняками. Аргиллиты, слагающие иногда значительную часть галечного материала, часто доломитизированы и содержат то или иное количество алевро-псаммитовой примеси кварца. В бассейне р.Иксы встречаются гальки отгипсованных карбонатизированных аргиллитов с кристаллами анальцима.



Песчаники в гальках описываемых конгломератов представлены кварцевыми олигомиктовыми, в том числе слюдистыми разновидностями и литокластовыми граувакками (по классификации В.Д.Шутова [1]). Цемент песчаников базальный, по составу карбонатный, реже глинисто-карбонатный.

Специфический характер конгломератам сомбинской свиты придают гальки эффузивных пород основного состава, представленные диабазами, амфиболитами, спилитами, амфиболитизированными порфиритами, вариолитами, оливиновыми и полифировыми базальтами, а также различными зелеными сланцами, образовавшимися по эффузивам. Эти гальки, как правило, в значительной степени изменены вторичными процессами, включая выветривание.

Диабазы являются наименее измененными разновидностями перечисленных эффузивных пород из галек конгломератов. Амфиболитизированные диабазы обладают хорошо сохранившейся диабазовой структурой, но первичные минералы в них замещены амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Значительную часть галечного материала слагают также сильно измененные диабазы, по-видимому, после автотематоморфизма претерпевшие еще стадию зеленосланцевого изменения.

Среди галек эффузивных пород встречаются также амфиболиты с немато- и фибробластовой структурой и с трудом распознающейся реликтовой офитовой структурой. Реже наблюдаются амфиболиты по пироксеновым порфиритам, в которых на фоне немато- и фибробластовой структуры видны реликты призматически-зернистой структуры.

В гальках встречаются также спилиты, амфиболитизированные порфириты, амфиболитизированные вариолиты и так называемые зеленые сланцы с фибронематобластовой структурой без признаков первичных структур. Последние, по-видимому, являются силь-

Рис. 1. Характер распределения галечного материала в конгломератах сомбинской свиты по размерным фракциям.

(Плоская линия - по среднезамеренному диаметру, пунктир - по среднему диаметру. Нижняя часть свиты: 1, 2, 3 - р.Тёкса; 5, 6 - р.Онега у устья т.Тёкса; 7, 8, 9 - р.Онега в 1 км ниже устья р.Сомба; 10 - Гусев порог; 11 - р.Сомба. Средняя часть свиты: 4 - р.Онега у устья р.Тёкса; 12 - р.Сомба.

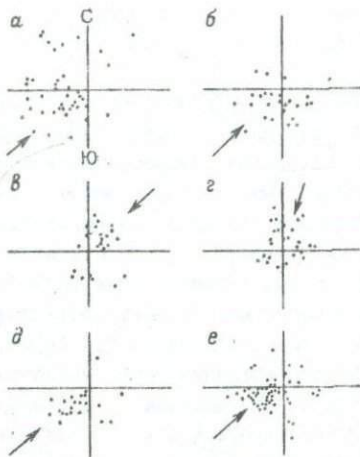


Рис. 2. Ориентировка галек в конгломератах сомбинской свиты. Нижняя часть свиты: *а* - Гусев порог; *б* - р. Онега в 1 км ниже устья р. Сомбы; *в* - р. Сомба; *г* - р. Онега у устья р. Тёксы. Средняя часть свиты: *д* - р. Сомбина, *е* - р. Онега у устья р. Тёксы.

агрегата. Изучение в шлифах галек вулканических пород обнаружило сходство, а порой и полную идентичность последних с вулканитами Ветреного пояса, описанными В.Д. Слисаревым и В.С. Куликовым [6].

Цемент конгломератов сомбинской свиты представлен в основном двумя типами - базальным и поровым, иногда в сочетании с крустификационным. Состав цемента довольно разнообразный: карбонатный, глинистый, песчано-гравийный, часто смешанный. Наиболее характерен для описываемых конгломератов тип цемента, представленный граувакковыми песчанистыми гравелитами и граувакковыми песчаниками. Цемент конгломератов бассейна р. Иксы характеризуется более высоким, чем в других районах, содержа-

но измененными вулканитами основного состава, метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев.

Значительную часть галечного материала, представленного основными эффузивами, составляют гальки очень сильно измененных вулканитов, о первичном составе которых судить крайне трудно. Под микроскопом это бурые, в значительной степени ожелезненные породы с характерной ячеистой или ячеисто-пойкилитовой структурой. Ячейки образованы прямоугольными, шестиугольными или округлыми псевдоморфозами, выполненными агрегатом талька по пироксену и, возможно, олигину, а также агрегатом серицита и пренита по плагиоклазу. Встречаются ячейки, состоящие из почти изотропного анальцита с сохранением узкой каймы пренитового

нием обломков эффузивных пород (от 50 до 80%), наличием обломков филлитовидных серицит-хлоритовых сланцев с микроплойчатой структурой и присутствием в цементирующей карбонатно-глинистой или карбонатной массе выделений анальцима.

Глинистая составляющая цемента по данным рентгеноструктурного, электронномикроскопического, электронно-графического и термического анализов представлена монтмориллонитом, в виде примеси присутствуют палыгорскит, гидрослюда и хлорит. В скважине на р.Иксе в глинистой составляющей из цемента конгломератов обнаружен селадонит, переходящий в монтмориллонит. Электронно-графическое и электронномикроскопическое изучение минерального состава галек эффузивных пород позволило установить в них также наличие селадонита, отличающегося от первого хорошей сохранностью. Очевидно, селадонит, обнаруженный в цементе конгломератов, поступал из размываемых основных эффузивов Ветреного пояса, но, будучи неустойчивым в условиях аридного климата, разрушался и переходил в монтмориллонит.

Тяжелая фракция, выделенная из цемента конгломератов сомбинской свиты, имеет весьма специфический минеральный состав. Она представлена главным образом гематитом, лимонитом, анатазовым лейкоксом по ильмениту и минералами группы эпидота. В некоторых прослоях присутствуют актинолит и роговая обманка. Такие минералы, как циркон, турмалин, рутил, сфен, апатит, хромшпинелиды, ставролит, гранат, слюды составляют доли процента, реже 1-5%. В тяжелой фракции четко выделяются три неравноценные по значимости минеральные ассоциации: 1) неокатанные и слабоокатанные - эпидот, цоизит, актинолит, роговая обманка, гематит, магнетит; 2) неокатанные метаморфические минералы - гранит, кианит, ставролит, слюды; 3) средне- и хорошо окатанные турмалины, циркон, рутил, сфен, апатит, хромшпинелиды, ильменит, анатазовый лейкоксен. Эти ассоциации определяют три источника, три области сноса при образовании конгломератов сомбинской свиты: основные эффузивы Ветреного пояса, поставившие в тяжелую фракцию минералы группы эпидота, амфиболы, редкие зерна пироксена, рудные минералы; метаморфические породы - кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации, широко развитые среди архейских и протерозойских образований Балтийского щита; и наконец, древние осадочные породы

протерозоя и палеозоя, поставившие в тяжелую фракцию хорошо окатанные минералы, претерпевшие, очевидно, не один цикл осадконакопления.

Поскольку тяжелая фракция цемента конгломератов сомбинской свиты представлена в основном первой ассоциацией, то можно сделать вывод, что основную роль при образовании описываемых конгломератов играл первый источник сноса, т.е. основные эффузивы Ветреного пояса. Меньшую, но тоже значимую роль играли древние осадочные породы. Область сноса, сложенная метаморфическими породами амфиболитовой фации, существовала, но не имела большого значения при образовании конгломератов. Эти данные вполне согласуются с теми выводами, которые следуют из анализа галечного материала. Однако следует отметить, что только изучение минералов тяжелой фракции позволило определить существование области сноса, сложенной высокометаморфизованными породами, так как последние в гальках конгломератов сомбинской свиты отсутствуют.

Всестороннее изучение вещественного состава конгломератов сомбинской свиты позволило установить, что их образование происходило в условиях континентального засушливого климата на территории, примыкавшей к гряде Ветреного пояса, сложенной преимущественно эффузивами основного состава и являвшейся главной областью сноса для формирующихся у ее подножия терригенных образований сомбинской свиты (рис.3). Основные эффузивы Ветреного пояса подвергались физическому и химическому выветриванию и поставляли значительную часть галечного материала, выносившегося временными потоками и отлагавшегося в виде конусов выноса рек горного типа. Так образовались пласты слабосбруженных, плохо сортированных конгломератов или фангломератов. Для них характерна плохая окатанность, слабая выветренность и относительно свежий облик галек таких легкоразрушающихся пород, как основные эффузивы и зеленые сланцы, что свидетельствует о быстром переносе и захоронении галек. Уплотненные гальки в таких отложениях обычно ориентированы параллельно поверхности напластования. Присутствие в незначительном количестве хорошо окатанных галек объясняется тем, что селевые потоки формировались в русле рек и захватывали часть аллювиального материала. В субэриальных обстановках галечный

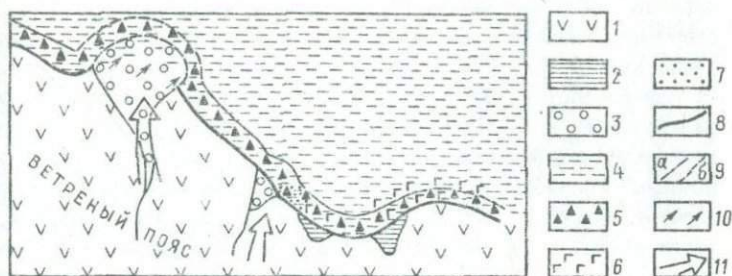


Рис.3. Палеогеографическая схема северных склонов Ветреного пояса для сомбинского времени.

Породы суши: 1 - эффузивы основного состава Ветреного пояса, нижний протерозой; 2 - осадочные породы верхнего протерозоя, Сомбинские отложения (средний карбон); 3 - аллювиально-пролювиальные отложения; 4 - зона отложения глинистых и карбонатных илов; 5 - зона отложения продуктов абразии берега; 6 - повышенное содержание гипса в породах; 7 - увеличение роли песчаных пород; 8 - береговая линия; 9 - границы зон с различными типами осадконакопления (а - достоверные, б - предполагаемые); 10 - направление сноса обломочного материала по замерам наклона галек; 11 - основное направление сноса обломочного материала.

материал подвергался выветриванию, что зафиксировано в строении крупных и средних галек: центральные части их сложены слабо измененными эффузивными породами, а периферийные в значительной степени монтмориллонитизированы. Мелкие гальки при этом изменялись полностью и целиком сложены монтмориллонитом и хлоритом. При интенсивном выветривании в кровле некоторых пластов конгломератов образовалась рыхлая песчано-глинистая масса с реликтами отдельных галек, представляющая собой продукт почти полного разрушения галечного материала.

На следующем этапе осадконакопления происходило формирование конгломератов аллювиального генезиса, образующих отдельные линзы и характеризующихся, в отличие от вышеописанных фангломератов, хорошей или средней сгруппированностью и хорошей или средней окатанностью галечного материала. На этом этапе происходила также вторичная переработка ранее образованных конгло-

мератов как в континентальных, так и в прибрежно-морских обстановках. Замеры ориентировки галек в конгломератах свидетельствуют о том, что река, их отлагавшая, текла с юго-запада на северо-восток. Во времена кратковременных трансгрессий море проникало по долине реки и оказывало воздействие на пролювиально-аллювиальные отложения, что, в частности, нашло отражение в переориентировке галек. Если в аллювиальных конгломератах гальки падают против течения потока, в направлении области сноса, то в прибрежно-морских конгломератах они падают в сторону моря, т.е. противоположную аллювиальным. Именно этим объясняется то, что в отдельных пластах конгломератов появляются гальки, падающие на север и северо-восток - в направлении, противоположном основному направлению падения галек (см. рис.2). Поскольку область сноса (район Ветреного пояса) легко устанавливается по идентичности петрографического состава специфических вулканических пород, ориентировка галек в этом случае может служить надежным генетическим признаком для установления генезиса отдельных пластов конгломератов сомбинской свиты.

Изученное взаимодействие континентальных и прибрежно-морских обстановок нашло свое выражение и в характере поступления в область осадконакопления обломочного материала: гальки основных эффузивов поступали преимущественно за счет эрозии областей, сложенных эффузивами основного состава, а гальки осадочных пород - в основном за счет абразии берегов, сложенных породами осадочного чехла. В прибрежно-морских фациях поэтому наблюдается преобладание в галечном материале конгломератов галек осадочных пород, а в континентальных фациях - галек эффузивов основного состава. Следует отметить, что среди галек, сложенных осадочными породами, значительную долю составляют гальки, сложенные песчаниками, алевролитами, аргиллитами и карбонатными породами, идентичными по составу и структурам породам, развитым в сомбинской свите [3], что свидетельствует о существовании местных локальных размывов и местных источников за счет перемива осадочных пород самой сомбинской свиты.

Наличие в цементе конгломератов, с одной стороны, ассоциации аутигенных глинистых минералов - монтмериллонита и па-

лыгорскита, а с другой - аутигенных доломита, кальцита, гипса и анальцима говорит о том, что обстановки в бассейне седиментации были щелочными и что осадконакопление шло в условиях аридного климата. Долины рек, выносивших обломочный материал в сомбинское время, были связаны с разломами, заложившимися в протерозое, и современные реки Сомба и Икса наследуют их орografiю, о чем свидетельствует как близость состава современного аллювия составу галек описанных конгломератов, так и совпадение направления течения современных рек с палеореками.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Г р а у в а к к и /Под ред. В. Д. Шутова. М., 1972.
2. И н о с т р а н ц е в А. А. Геологические исследования на севере России в 1869 и 1870 гг. - Отчет С.-Петербургскому о-ву естествоиспытателей. СПб, 1872.
3. П о п о в а В. А., Ч и с т я к о в В. Г. Литологии сомбинской свиты. - В кн.: Литология и палеогеография. Л., 1976.
4. С и н и ц ы н В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
5. С и н и ц ы н В. М. Древние климаты Евразии, т. 3. Л., 1970.
6. С л ю с а р е в В. Д., К у л и к о в В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя. Л., 1973.
7. Ч и с т я к о в В. Г. О литологии и стратиграфии каменноугольной красноцветной толщи нижнего течения р. Онеги. - Вест. Ленингр. ун-та, 1974, № 6.

К ПРОБЛЕМЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ДОКЕМБРИЯ

Совсем недавно вопрос о палеоклимате в докембрии был вопросом почти что научной фантастики. За последние годы в геологии докембрия произошел крупный переворот. Получены огромные материалы по литогенетическому анализу докембрийских толщ, палеогеографии, геохимии, минералогии. Эти данные, исходя из аналогии признаков, представляют большой интерес для палеоклиматических реконструкций. Принципиальное сходство структур, текстур и минерального состава докембрийских пород с постдокембрийскими говорит о единстве агентов осадкообразующих процессов в докембрии и фанерозое [1-6, 9].

Актуалистический подход к изучению литогенетических типов пород Балтийского щита и сравнение их с таковыми в пределах других докембрийских щитов позволяют установить в докембрии аналоги литогенетических формаций, выделенных В.М.Синицыным [10], как показатели типов климата прошлого: мономиктовую и олигомиктовую, мезомиктовую, полимиктовую, бескарбонатных красноцветов, карбонатных красноцветов и карбонатно-сульфатную, экстракарбонатную и карбонатных сероцветов (рисунок).

Наиболее интересными являются мономиктовая и олигомиктовая формации, сложенные целиком кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, для которых характерно широкое развитие косослоистых текстур поточкового и прибрежно-бассейнового типов, закономерно чередующихся в разрезе, согласно ритмичности пород. Они отличаются наивысшей зрелостью продуктов выветривания, высокой степенью литохимической дифференциации и мощно проявленным аутигенным минералообразованием. Наличие в породах этой формации большого количества мартита и других железистых минералов, которые присутствуют в цементе пород и участвуют в образовании первичных осадочных текстур, располагаясь по кривой слоистости в виде кристаллов, железных шариков и железной пыли, указывает вместе с монominеральным составом пород на мощное развитие

высокозрелых химических кор выветривания — протоаналогов латеритного типа, верхние горизонты которых были сложены железистыми корками. Очень характерен для некоторых образований этой формации пирит, который ведет себя подобно мартиту и другим железистым минералам.

Эти формации являются наиболее развитыми на Балтийском щите; появляясь на рубеже 2750 ± 50 млн лет, они развиваются последовательно в течение карельского комплекса от сумия до ятулия, где господствуют и затухают в веписи. К этому же типу формаций, вероятно, следует отнести высокоглиноземистые сланцы архея и их фациальные аналоги — железистые кварциты и колчеданосные углеродистые сланцы. Эти образования наиболее характерны для интервала времени 3500–2750 млн лет.

М е з о м и к т о в а я формация сменяет в разрезе олигомиктовую и представлена кварц-полевощпатовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, также с широким развитием текстур потокового и бассейнового типов, закономерно чередующихся в разрезе в соответствии с четкой ритмичностью; для них весьма характерны многочисленные плоскости со знаками рьяби, иногда трещинами усыхания. Широкое развитие формации начинается с онежской серии ятулия и далее, до конца рифейского комплекса.

П о л и м и к т о в а я формация сложена валунными, валунно-галечными и галечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Для всех пород типичны текстуры палеотечений и бассейновой седиментации. По составу выделяются: аркозы и гранитные конгломераты — продукты размыва гранитоидов фундамента; граувакки и зеленокаменные конгломераты — продукты размыва вулканических пород или продукты выброса вулканического материала, синхронного осадконакоплению; смешанные разновидности — полевошпато-граувакковые; и значительно реже — полимиктовые толщи, имеющие пестрый состав из продуктов размыва различных подстилающих пород.

Эта формация особенно характерна для архея, где она представлена в основном аркозами и чередующимися с ними граувакками. Такая же связь аркозов и граувакков наблюдается для начального этапа карельского комплекса (сумия и сариолия), а также

| Стратиграфическая шкала | | Характерные признаки | Металлогенические специализации | регрессия | трансгрессия | Литогенические формации | | | | | | Геохронологические рубежи |
|-------------------------|------------|----------------------|---------------------------------|-----------|--------------|-------------------------|----|-----|----|---|----|---------------------------|
| | | | | | | I | II | III | IV | V | VI | |
| РИФЕЙ | Венд | Волоковий | | | | | | | | | | 620 |
| | Верхний | Кильдиний | | | | | | | | | | 720 |
| | Средний | Иотний | | | | | | | | | | 1050±50 |
| КАРЕЛИЙ | Вепсий | | | | | | | | | | | 1250±50 |
| | Калевий | | | | | | | | | | | 1650±50 |
| | Онежий | | | | | | | | | | | 1900±50 |
| | Сегозерий | | | | | | | | | | | 2150±50 |
| | Сариолий | | | | | | | | | | | 2480±45 |
| | Сумий | | | | | | | | | | | 2800±100 |
| ЛОЛЫЙ | Пелозерий | | | | | | | | | | | 3500±200? |
| | Тикшозерий | | | | | | | | | | | |
| БЕЛОМОРСКИЙ | | | | | | | | | | | | |

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14

его верхов — калевия. Отложения этого типа тесно ассоциируют с вулканогенными породами на площади и в разрезе. Аркозы иногда встречаются и среди мономинеральных отложений ятулия, отмечая базальные и завершающие горизонты серий. Спектр обломочного материала в полимиктовой формации последовательно возрастает со временем от архея к рифею, толщи которого отличаются наибольшей полимиктовостью состава. Образования самой формации в целом убывают в этом направлении.

Формация бескарбонатных красноцветов представлена кварцито-песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Для ее образований характерны многочисленные плоскости напластования с трещинами усыхания, многократно чередующиеся в разрезе с плоскостями со знаками ряби, седиментационной брекчией и отложениями крайних мелководий. Эта формация зарождается в раннем ятулии, имеет широкое развитие в веписи и особенно в рифее.

Основные признаки докембрийских осадочно-вулканогенных комплексов восточной части Балтийского щита.

Стратифицированные породы: 1 — осадочные; 2 — вулканогенные. Перерывы в осадконакоплении и вулканизме; 3 — региональные, соответствующие полным циклам интрузивного магматизма, складчатости и метаморфизма (а — сопровождавшиеся гранитизацией, б — без явлений площадной гранитизации); 4 — соответствующие эпохам палеопленизации с образованием площадных кор выветривания химического типа; 5 — региональные, сопровождавшиеся местными угловыми несогласиями и размывом; 6 — региональных континентальных пауз (а — со слабо проявленным выветриванием, б — с весьма интенсивным химическим выветриванием). Характерные индикаторы условий осадконакопления: 7 — органические остатки (а — горизонты строматолитовых известняков и онколитов, б — горизонты с отпечатками медузоидов и проблематики); 8 — углеродистые сланцы; 9 — железорудные горизонты (а — карбонатно-гематитовые, в том числе гематит-оолитовые, б — хемогенные кремнисто-железистые, джеспилитоподобные, в — амфиболосодержащие железистые кварциты); 10 — "медицкие песчаники" (а) и серные колчеданы (б); 11 — титано-цирконовые россыпи (а) и монокварцитовые конгломераты (б). 12 — индекс элемента, определяющего рудную специализацию стратиграфического подразделения; 13 — кривая относительного изменения площади осадконакопления и вулканизма; 14 — сопряженные эпохи диастрофизма и тектонической стабилизации (кратонизации). Литогенетические формации: I — мезомиктовая и олигомиктовая; II — мезомиктовая; III — полимиктовая; IV — бескарбонатных красноцветов; V — карбонатных красноцветов и экстракарбонатная; VI — карбонатных красноцветов.

Формации карбонатных краскоцветов, карбонатно-сульфатная, экстракарбонатная и карбонатных сероцветов представлены известковистыми алевролитами, аргиллитами, доломитами, реже известняками, иногда встречается барит (в верхах ятулия) и глиноморфозы каменной соли (в рифее). Для многих карбонатных пород, начиная с карельского комплекса, характерны горизонты строматолитовых доломитов. Наблюдается общее уменьшение магнезиальности карбонатов вверх по разрезу докембрия. Первые три из этих формаций развиты в верхнем ятулии, имеют незначительное распространение в других сериях карельского комплекса. Формация карбонатных сероцветов встречается в карельском комплексе (верхи ятулия), калевии и типична для архея (лопий). Обычно карбонатные сероцветы тесно ассоциируют в разрезе с углеродистыми сланцами, в том числе шунгитовыми и вулканитами.

В архее признаки литогенетических осадочных формаций затушованы вулканизмом. Начиная с нижнего протерозоя, появляются типичные осадочные литогенетические формации, контрастность которых растет вместе с ростом кратонизации и сиализации земной коры. Исходя из аналогии перечисленных формаций с фанерозойскими, все они характеризуют известные типы литогенеза [11, 12]: гумидный, аридный и ледовый.

Гумидный тип литогенеза является преобладающим в докембрии, особенно в протерозое, который явился эпохой мощного развития гумидного литогенеза. Он определяется широким площадным развитием химических кор выветривания, высокой терригенностью осадков, в целом хорошей скатанностью фрагментов, обработанных при транспортировке, развитием аллювиально-пролювиальных фаций и преобладанием ландшафтов аллювиально-озерных равнин и обширных мелководных эпиконтинентальных бассейнов.

Аридный тип литогенеза проявлялся эпизодически, сменяя во времени гумидный. Он определяется развитием горизонтов красочных отложений, доломитов, формирующихся в обстановке морского мелководья и лагун, иногда с прослоями баритов, а также водорослевых доломитов и известняков обстановок открытых эпиконтинентальных морей.

Ледовый (вулканогенно-осадочный) тип литогенеза проявляется также эпизодически, сменяя во времени аридный литогенез.

Он определяется мощным развитием грубообломочных валуно-галечных и валунных плохо отсортированных образований, которые по своим микститовым структурам напоминают морены (тиллиты); последние сопровождаются ассоциацией "валунных" метаглин, метапесчаников (аркозов), граувакк и варвоподобных сланцев с включениями "плавающих" валунов и галек типа "дропстонов". На территории некоторых докембрийских щитов для подобных пород описаны диагностические признаки, свойственные моренам, поэтому у многих исследователей отнесение их к тиллитам не вызывает сомнений [8, 14 и др.].

Однако вопрос о выделении ледового типа литогенеза является не столь определенным и фактически обоснованным, как выделение предыдущих двух типов, имеющих твердые объективные критерии. Трудности заключаются в том, что признаки, по которым толщи относятся к тиллитам, не могут являться неопровержимыми критериями для их выделения, так как они несут не одну генетическую нагрузку и с одинаковым успехом могут быть отнесены к селевым потокам, мощным подводным пастообразным, зерновым и турбидидным потокам [13], а также потокам, вызванным обвалами, оползнями, вулканическими извержениями. Очевидно, пока правильнее относить этот тип литогенеза к вулканогенно-осадочному типу с мощным проявлением эксплозивного вулканизма как в наземных, так и подводных условиях.

Среди выделенных формаций преобладают зональные формации гумидного климата, лишь три из них (карбонатных красноцветов, карбонатно-сульфатная и экстракарбонатная) относятся к формациям аридного климата. Почти все формации отвечают областям развития экваториального тропического или субтропического климата. Исключение составляет полимиктовая формация, свойственная умеренному и арктическому климату, и формация карбонатных сероцветов, или правильнее — сероцвето-карбонатно-углеродистая. Последняя характеризуется вулканогенно-осадочным литогенезом и отнесение ее к типичной климатической формации затруднено. Устанавливается закономерное цикличное расположение формаций в разрезе.

Формации полимиктовая и сероцвето-карбонатно-углеродистая составляют отличительную черту архейского времени, а также характерны для регрессивных этапов вулканогенно-осадочных циклов

нижнего протерозоя. Они повсеместно ассоциируют с вулканогенными образованиями диабаз-силлитовой, пикрит-диабазовой и каматитовой формаций. Мономиктовая, олигомиктовая и мезомиктовая формации типичны для нижнего протерозоя, где отмечают начальную стадию трансгрессивных циклов; менее характерны они для рифея. Отличительной чертой нижнего протерозоя являются моно кварцевые конгломераты, отмечающие крайнюю степень зрелости и осадочной дифференциации. Мощность таких конгломератов местами достигает до 400 м. Формации бескарбонатных и карбонатных красцветов сменяют в разрезе олигомиктовую и мезомиктовую формации и предшествуют формированию полимиктовых и карбонатно-сероцветно-углеродистых формаций. Они появляются в середине нижнего протерозоя (на рубеже около 2400–2600 млн лет), и их доля постепенно возрастает во времени; в рифее они преобладают. Таким образом, намечается четкая зависимость положения в разрезе определенных литогенетических формаций от характера и направленности тектонических движений и связанных с ними трансгрессий и регрессий (см. рисунок).

Периоды тектонической стабилизации и пенеппенизации, а также начальные этапы тектонических активизаций сопровождаются погружением территории и общей трансгрессией. С ними связано формирование мономиктовой, олигомиктовой и мезомиктовой формаций жаркого переменного-влажного климата. С момента максимального стояния трансгрессий, тектонической паузы, предшествующей тектоническому «воздыманию» и регрессии, совпадает формирование сначала формации бескарбонатных красцветов, затем карбонатных красцветов, карбонатно-сульфатная и экстракарбонатная, отмечающие общую направленную аридизацию климата. Этапы тектонических поднятий, сопровождавшиеся мощным синхронным вулканизмом и регрессиями, фиксируются образованиями сероцветно-карбонатно-углеродистой и полимиктовой формациями. При этом для начального этапа крупных мегациклов характерно преимущественное развитие гумидных формаций жаркого переменного-влажного климата. В средний этап происходит постепенная аридизация климата, а в верхний, заключительный этап, развиваются формации ярко выраженного вулканогенно-осадочного литогенеза. Можно было бы сопоставить их с формациями умеренного и холодного климата, но вместе с тилеоцидами они вмещают в себя горизонты углеродистых

сланцев и доломитовых известняков. Их литогенетические черты затушеваны вулканизмом, поэтому использовать эти специфические формации для палеоклиматических реконструкций трудно.

Доля гумидных образований жаркого влажного климата убывает от начальных этапов к завершающим, а аридного в этом направлении возрастает. Формации вулканогенно-осадочного литогенеза развиваются в этапы максимального проявления тектонических движений и вулканизма. Как известно, этим факторам придается большое значение в возникновении оледенений [3, 7, 15 и др.]. В целом их доля падает в направлении от архея к рифею.

Большое значение для реставрации палеоклимата в докембрии имеют геохимические показатели климатических условий осадконакопления, такие как Al_2O_3/SiO_2 ; Al_2O_3/Na_2O ; K_2O/Na_2O ; Ca/Mg ; Fe_2O_3/FeO и др.

В частности, отношение CaO/MgO от архея к нижнему протерозою постепенно убывает и затем неуклонно возрастает к рифею и далее к концу фанерозоя. Отношение Fe_2O_3/FeO также обнаруживает резкое изменение, возможно отмечающее появление достаточного количества свободного кислорода в атмосфере с середины нижнего протерозоя на рубеже интенсивного расцвета водорослей и мощного карбонатакопления. С этого момента появляются и первые уровни красноцветных пород. Особенный интерес вызывает поведение калия, титана, глинозема, изменение содержания которых, характер концентрации и поведения их на фациальном профиле свидетельствуют о некоторых специфических условиях проявления климатических обстановок. Эта специфика, очевидно, заключается прежде всего в том, что суша была лишена растительного покрова и продукты дезинтеграции областей сноса оставались незакрепленными и поэтому легко транспортируемыми. Менее определенно по этим характеристикам можно предположить о существовании более агрессивных (во всяком случае, в нижнем протерозое) агентов химического выветривания: возможно значительно более высокой температуры поверхностных и грунтовых вод и высокого содержания в них углекислоты и других химически активных реагентов [2, 4, 5].

Тонкие геохимические исследования, особенно дальнейшее совершенствование методов изучения изотопов, на базе литолого-фациальных и палеогеографических данных несомненно позволят проникнуть в тайну докембрийского климата.

Указатель литературы

1. Докембрийские коры выветривания. М., 1975.
2. Литология и геохимия раннего докембрия / Ред. А.В.Сидоренко. Апатиты, 1977.
3. Мелекесцев И.В. Вулканизм как возможная причина оледенений. - В кн.: Вулканы и извержения. М., 1969.
4. Негруца Т.Ф., Негруца В.З. К геохимии среднепротерозойского литогенеза зоны сочленения карелид и беломорид. - Вест. Ленингр. ун-та, 1973, № 18.
5. Негруца Т.Ф., Воинов А.С. Некоторые черты эволюции состава метаклинитовых образований докембрия Карелии. - Вест. Ленингр. ун-та, 1975, № 12.
6. Проблемы осадочной геологии докембрия / Ред. А.В.Сидоренко. М., 1975.
7. Рухин Л.Б. Проблемы происхождения материковых оледенений. - Изв. ВГО, вып. 1, 1958.
8. Салоп Л.И. Докембрийские тиллиты и великие оледенения. - Бюл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XLIII (6), 1973.
9. Сидоренко А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. - Докл. АН СССР, т. 186, 1969, № 1.
10. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
11. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., 1963.
12. Терригенные породы раннего докембрия / Ред. А.В.Сидоренко. Апатиты, 1977.
13. Хворова И.В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей. - Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4.
14. Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М., 1978.
15. Flint R.F. Geological evidence of cold climate. - In: Descriptive palaeoclimatology / Ed. A.E.M. Nairn. N.Y. Interscience, 1961.

О КЛИМАТАХ ТЕРРИТОРИИ СССР
В РАННЕМ-СРЕДНЕМ ПЛИОЦЕНЕ

В раннем-среднем плиоцене сохранились основные черты природной зональности миоцена. При этом наметившаяся тенденция аридизации и похолодания климата, прерываемая разновременными флуктуациями его в различных частях территории, продолжалась и привела к обострению контрастов как межзональных, так и внутри различных природных зон.

Зона смешанных хвойно-лиственных лесов умеренного пояса. В начале рассматриваемого времени происходит медленная трансгрессия морей Арктического бассейна, превратившая в островную сушу Землю Франца-Иосифа и в полуостров Новую Землю. К берегу примыкали низменные равнины, занимавшие современное побережье Белого моря и бассейн Печоры. В дальнейшем здесь происходило развитие и углубление речной сети при одновременном медленном поднятии территории и постепенном ее превращении в холмистую, понижавшуюся к северу равнину. В пределах Западно-Сибирской низменности из рек существовал только палео-Енисей, однако в среднем плиоцене сток в Арктический океан уже получает и палео-Обь. Шельф морей арктической части Азии, до конца этого этапа оставшийся приподнятым над уровнем моря, представлял собой низменную равнину с отдельными платообразными возвышенностями, южнее переходившую в озерно-аллювиальную низменность, а высоты горных систем уже были близки современным.

В самом конце среднего плиоцена на севере Сибири происходит опускание, особенно интенсивно проявившееся в позднем плиоцене. В пределах Урало-Тиманской области (бассейн Печоры и Камы) отложения этого времени, объединенные в просундуйскую свиту, представлены морскими алевритами, глинами и песками с гнездами вивианита и прослоями углистого вещества, содержащими комплекс фораминифер, видовой состав которых свидетельствует о более высоких, чем ныне, температурах вод сублиторали Арктического бассейна, что, возможно, является следствием нарушения водообмена между ним и Тихоокеанским бассейном [35]. В преде-

лах Яно-Индигирской низменности широко распространены слоистые каолилитовые глины, переслаивающиеся с алевролитами, песками и содержащие прослойки лигнитов и лигнитизированной древесины [16], [22].

На севере Анадырской депрессии к раннему-среднему плиоцену относят полимиктовые пески с галькой и плохо отсортированным гравийным материалом. По мнению Р.Б. Крапивнера [17], в это время Полярный и Приполярный Урал как расчлененная горная страна еще не выделялись, Тиман и Гряда Чернышева плохо выражались в рельефе. Поднятия до окраин Печорской низменности были сглажены, на них формировалась кора выветривания, низменность заливалась морем, населявшая их фауна обитала в условиях пониженной прибойности и отличалась пространственным однообразием, что также свидетельствует об отсутствии сплошных меридиональных горных сооружений на месте Урала, Пай-Хоя, Тимана и Новой Земли.

Характер растительного покрова отличался заметным однообразием на всей обширной территории, входившей в эту зону. Территорию Тимано-Уральской области сплошь покрывали сосново-елово-березовые леса, в состав которых в небольших количествах входила ольха и единично встречались дуб, орех, тсуга, мирика, граб, липа, лещина. Травянистый покров был представлен сложноцветными, в том числе полынью, лебедой, бобовыми, зонтичными, злаками. На юге Тазовского п-ова произрастали олигодоминатные хвойно-мелколиственные леса с незначительным участием широколиственных форм [10].

О характере растительного покрова раннего-среднего плиоцена Приморской низменности можно судить по данным спорово-пыльцевого анализа палинокомплексов буархайнской свиты, распространенной на п-ове Буар-Хая, в бассейне Яны и низовьях Индигирки [23]. В переслаивающихся песках и алевролитах с линзами лигнитов обнаружены комплексы с господством пыльцы сосновых (разнообразные сосны с подчиненным участием тсуг и елей) при значительном участии березовых (ольха и береза), являвшихся субдоминантами. В этих хвойно-мелколиственных лесах очень ограниченное участие принимали лещина, граб, мирика, орех, а из споровых - сфагнум [16]. Таким образом, в это время растительный покров представляли хвойно-мелколиственные леса с неболь-

шими участками широколиственных и занимавшие значительные территории кустарниковые сообщества типа ерников, ольшаников, ивняков и травянистые ценозы [15].

Склоны поднятий, которыми в то время являлись Новосибирские острова, покрывали леса из сосен, елей, берез с примесью ольхи и лещины и некоторых широколиственных. В пределах современного Чукотского п-ова в составе лесов при тех же доминантах несколько более значительную роль играли гикори, птерокария, граб, вяз, таксодиум. По данным [4], в отложениях плиоценовой ловатской свиты, развитой на северном побережье Пенжинской губы, пыльца голо- и покрытосеменных содержится примерно в равных количествах. Из последних здесь преобладали ольха и береза, а из первых - ель, сосна, тсуга, лиственница. Леса подобного состава произрастали в бассейне р.Омолы и на Северной Камчатке.

Несмотря на однородность природных условий, можно предположить большую континентальность климата в районах, удаленных от морских берегов. Судя по значительному содержанию темнохвойных, в составе растительного покрова, можно предположить здесь широкое развитие процессов подзолообразования, причем по своему характеру формировавшиеся здесь почвы, вероятно, были близки современным таежным буроземам.

По характеру ландшафтов для севера Европейской территории страны мы принимаем в качестве аналога современную Прибалтику (в основном Эстонию и Латвию, отчасти прибрежные части Литвы). Температуры самого холодного месяца в этих районах составляют -3° , -5°C , июля - $+17^{\circ}$, $+18^{\circ}\text{C}$ при годовом количестве осадков 700-800 мм. Для севера Западной Сибири наиболее близкими аналогами являются южная часть Швеции и Финляндии, где среднеянварские температуры лежат в пределах -5° , -7°C , среднеиюльские - $+16^{\circ}$, $+18^{\circ}\text{C}$, а годовое количество осадков составляет около 700 мм. К климату плиоцена Восточной Сибири и Крайнего Северо-Востока более всего близок современный климат побережья залива Аляска, а также канадской провинции Нью-Брансуик со среднеянварскими температурами не ниже -6° , -10°C , июля - $+16^{\circ}$, $+18^{\circ}\text{C}$ (для прибрежных районов $+14^{\circ}$, $+16^{\circ}\text{C}$) и годовым количеством осадков 800-1000 мм, возрастающим на побережье до 1500 мм и более.

Зона смешанных хвойно-широколиственных лесов. Отложения раннего-среднего плиоцена в пределах Калужской, Калининградской областей, Литвы и Белоруссии представлены альквизально-озерными кварцевыми песками с лигнитом и углем, каолинит-гидрослюдистыми глинами. Примерно таков же состав отложений этого возраста и в пределах севера Окско-Донской синеклизы, высокое содержание устойчивых минералов в которых связано с глубокой степенью проработки в кислой среде, в условиях влажного и теплого климата [33]. Однообразной толщей кварцево-глауконитовых песков с пятнами ожелезнения представлены отложения Волжско-Хоперского междуречья [24]. На территории Башкирского Предуралья в мелком озере отлагались пески, солитовые железистые песчаники с прослоями бурого железняка, которым в Западно-Сибирской низменности соответствуют алевроитовые карбонатные красноцветные глины павлодарской свиты, формировавшиеся на плакорах.

В Западном Забайкалье к раннему-среднему плиоцену относятся каолинит-гидрослюдистые и каолинит-монтмориллонитовые глины [1]. По данным [18], на острове Ольхон (Байкал) ранне-среднеплиоценовые отложения представлены сасинской толщей, сложенной пестроцветными (синими и красными) суглинками и супесями, представлявшими собой делювий, аллювий и озерные осадки. На юго-восточном берегу Байкала [14] распространены озерные мелко- и среднезернистые, ржаво-охристые железистые пески, галечники и гравелиты. Основными минералами здесь являются полевые шпаты, кварц, амфибол, пироксен, тремолит, эпидот, ильменит, магнетит. В Восточном Забайкалье им соответствует кангильская свита, сложенная ожелезненными и омарганцованными песками с прослоями галечно-гравийного материала. В них отмечается высокий процент устойчивых к выветриванию минералов: ильменита, граната, циркона, сфена, кварца [32].

Вообще для Забайкалья характерна высокая степень обожренности материала, а также наличие прослоев углей и лигнитов в озерных осадках, каолинитовый состав глин, что свидетельствует о преимущественно кислой среде.

В первой половине плиоцена в прибрежных районах Камчатки и на Сахалине формируются толщи песчано-глинистых и прибрежно-морских отложений с линзами и прослоями прибрежно-континенталь-

ных осадков с лигнитами и бурыми углями. В депрессиях Приморья скапливались грубообломочные осадки раздольнинской серии, вследствие происшедшего поднятия и развития денудации на юге Дальнего Востока [9]. Для плиоцена Хабаровского края и Амурской области характерно развитие монтмориллонитовых кор выветривания на базальтах, в отличие от каолиновых кор выветривания миоцена. В неогене было два оптимума: миоценовый влажный и плиоценовый засушливый [5].

Растительный покров зоны складывался из сообществ смешанных полидоминантных лесов, в состав которых в различных соотношениях входили как хвойные, так и широколиственные формы. На территории Южной Прибалтики, Литвы, Белоруссии и Калужской области произрастали светлохвойные леса богатого состава с широким участием широколиственных пород и экзотов, таких как южные хвойные, американские ели, сумах, падуб, нисса, стираксовое дерево. Южнее, в Закарпатье, получили распространение сосновые с участием темнохвойных и широколиственных элементов леса с примесью субтропических форм, в общем напоминающие леса Юго-Восточного Китая [27]. Аналогичными по составу лесами была покрыта территория низовьев Камы и Окско-Донской синеклизы. Восточнее, в пределах Предуралья, им на смену постепенно приходила лесостепь [3].

На юге Грузии в переотложенных средне-позднеплиоценовых базальтах рыхлой глинисто-туфовой массы обнаружены споры папоротников (аспления, полиподиум, орляк, вудсия, осмунда), пыльца хвойных (подокарпус, пихта, тсуга, ель, сосна, таксодиевые), пыльца широколиственных (граб восточный, бук, каштан, дуб, стираксовое дерево, сумах, падуб, вересковые). Из мелколиственных здесь произрастали ольха, ива, клен, травянистые были представлены злаками, маревыми, бобовыми, сложноцветными (в том числе польню), а водные — кувшинками [11]. На основании изложенного, можно сделать вывод о разнообразии природной обстановки второй половины плиоцена. Здесь, наряду с заболоченными лесами, сменявшимися в предгорьях открытыми участками, близкими к разнотравным степям (прериям), произрастали смешанные полидоминантные леса горных склонов, состав которых (в него входили темнохвойные, южные хвойные и такие широколиственные, как стираксовое дерево, каштан, граб) близок аналогичным лесам Юго-Восточ-

ной Азии, Гималаев, Северной Америки. Еще выше их сменяют верещатники. Если заболоченные леса низин с болотным кипарисом свойственны юго-востоку США, то разнотравные степи (птерии) характерны для Южной Дакоты, Айовы, востока Миннесоты, Небраски, Иллинойса, Канзаса, севера Миссури и Оклахомы.

В части Западной Сибири, входившей в эту зону, были распространены смешанные светлохвойные с широколиственными леса, в составе которых заметную роль играли представители темнохвойной тайги и мелколиственные элементы. На территории Прибайкалья произрастали леса из сосны, ели, тсуги, ореха, лешины, гикори, с примесью ольхи, березы, ивы. Травяной покров представлял разнотравье, злаки, полыни, лебедовые. Судя по данным спорово-пыльцевого анализа на месте современной Баргузинской впадины расстилались темнохвойные вжнотаежные леса из ели, сосны, пихты и тсуги с незначительной примесью ореха, граба, ильма и липы. Примерно таким же был состав лесной растительности в Юго-Восточном Забайкалье, в котором роль широколиственных была уменьшена за счет мелколиственных — березы и ольхи [14].

Склоны Селенгинского Среднегорья и Витимского поднятия покрывали смешанные березово-сосновые леса с кедрами, елью, пихтой, лиственницей, подокарпусом и тсугой при большом участии сережкоцветных, с разнообразными мхами в подлеске. На протяжении исследуемого отрезка времени вся территория юга Дальнего Востока была покрыта лесами, состав которых изменялся с течением времени. С позднего миоцена к среднему плиоцену в Амурской Зейской депрессии произошла смена темнохвойной тайги с доминировавшей в них тсугой березово-ольховыми лесами с елью, сосной, пихтой, лиственницей, а увеличение содержания пыльцы трав связано с разреживанием лесов, сокращением болот. Однако на юге различия между верхним миоценом и средним плиоценом значительно меньше, хотя общая тенденция к исчезновению термофилов проявлялась повсеместно.

Плиоценовая растительность Сихотэ-Алиня представлена сообществами горных смешанных лесов умеренной зоны, в которых преобладали пихты и ели. Эти леса произрастали в условиях среднегорья с отметками точек около 1000-1500 м [2]. В то же самое время на территории Приморья преобладали хвойно-широколиственные леса со значительной примесью теплолюбивых форм, причем в

составе растительного покрова по сравнению с поздним миоценом заметно выросла роль трав, тогда как на Сахалине [30, 31] в лесах покрытосемянные и голосемянные находились в примерно равном соотношении, а из первых заметную роль играли мелколиственные — ольха и береза. Вторым существенным отличием растительности Сахалина от Приморья и Приамурья является слабое развитие споровых и крайне незначительная роль травянистых.

Для раннего-среднего плиоцена европейской части СССР, представлявшей собой аллювиальную равнину, на юго-востоке переходящую в Прикаспийскую низменность, поросшую лесами тургайского типа, но обедненного состава [13], наиболее близкими аналогами являются Паданская равнина, Западная Виргиния, Огайо, т.е. районы со среднеянварской температурой около 0°C , июля $+22^{\circ}$, $+24^{\circ}\text{C}$, годовым количеством осадков около 800–1100 мм. Для Закарпатья и юго-запада страны, где растительный покров был достаточно четко дифференцирован по рельефу, в качестве аналога наиболее близко подходит Виргиния (северная часть), где температуры наиболее холодного месяца составляют $+2^{\circ}$, $+4^{\circ}\text{C}$, теплого — $+24^{\circ}$, $+26^{\circ}\text{C}$, а годовое количество осадков 1000–1300 мм.

На части территории современной Западной Сибири, входящей в эту зону, под смешанными хвойно-широколиственными лесами формировались дерново-подзолистые почвы, и в целом она напоминала Южную Литву, где зимние температуры лежат в пределах -3° , -5°C , хотя температуры самого теплого месяца были выше и достигали $+20^{\circ}$, $+24^{\circ}\text{C}$, а количество осадков составляло около 500–800 мм в год. Более четко дифференциация природных условий в плиоцене проявилась в Восточной Сибири, где хвойно-широколиственные леса произрастали на почвах типа лесных буроземов, ныне распространенных в Европе, на востоке Евразии, в Корее, на прилегающих к Алпалачам равнинах, т.е. в областях с умеренно теплым климатом при годовом количестве осадков около 400–800 мм, температурах января -5° , -8°C , июля $+24^{\circ}$, $+28^{\circ}\text{C}$.

Современным аналогом для ранне-среднеплиоценового Приамурья может служить прибрежная часть Китая от низовьев р. Хуанхэ до широты Шэньяна, юг Маньчжурии. Годовое количество осадков здесь составляло 1000–1100 мм при средних температурах самого холодного месяца -2° , -4°C , самого жаркого — $+23^{\circ}$, $+25^{\circ}\text{C}$. Аналогом Приморья и Сахалина, согласно [2], мы выбираем прибреж-

ные районы Кореи, северную часть Японии, т.е. области с осадками 1100-1300 мм, средними температурами января 0° , -2°C , июля $+21^{\circ}$, $+23^{\circ}\text{C}$.

Зона лесостепей. В рассматриваемое время эта зона неширокой субширотной полосой протянулась от Понто-Каспийского бассейна до Южного Прибайкалья. Никаких существенных изменений рельефа в течение этого промежутка времени не происходило, хотя отмечено некоторое возрастание абсолютных высот в пределах Русской равнины, на западе которой существовала широкая низменность субмеридионального простирания, соединявшая Прибалтику с Причерноморьем. Одновременно с прекращением вулканизма на Карпатах происходит замедление восходящих движений, а омывающий подножия поднятий пролив превращается в озеро. Начавшаяся в раннем понте трансгрессия Понто-Каспийского бассейна быстро сменилась регрессивным этапом, а Малый Кавказ превратился в нагорье, где усилилась вулканическая деятельность.

В начале среднего плиоцена произошло окончательное объединение западноукраинских возвышенностей в единую систему: продолжалось возрастание абсолютных отметок гор на юге при постепенном обмелении Понто-Каспийского бассейна, в это время превратившегося в обособленные Киммерийское и Балаханское моря, а в депрессиях юга существовали солонатоводные озера, распространенные также в межгорных впадинах Присаянья, Лено-Ангарского плато, Предбайкалья и Забайкалья, тогда как Ангарская равнина представляла собой плоский водораздел с останцовыми возвышенностями [21].

Уже в раннем плиоцене связь между Понтом и Каспием ухудшается: оба бассейна заметно мелеют (на территории Донбасса глубина не превышает 20-30 м при солености 12-13% и температурах от $+5^{\circ}$ до $+14^{\circ}\text{C}$). Возрастание заглинованности осадков отражает прогрессирующую аридизацию климата [20]. После окончательного разделения Понто-Каспия на два бассейна в среднем плиоцене в западной его более глубоководной части (Понт) отлагались глины, переслаивающиеся железистыми песчаниками и песками.

Зональным типом континентальных отложений являются аллювиально-озерные, каолинит-гидроглистые, местами лигнитоносные, кварцевые пески и песчаники с лигнитами и углем, для которых характерна высокая степень ожелезнения. Восточнее Урала,

в Западно-Сибирской низменности, им соответствуют красно-бурые монтмориллонитовые щелеватые глины и богатые органикой черные глины, засоленные углекислыми и сернокислыми солями, а также бурные, ожелезненные, местами заглинованные глины с карбонатными конкрециями. Примерно таков же состав отложений и в Прибайкалье, образовавшихся в сходной обстановке.

Растительный покров лесостепи на Русской равнине складывался из сообществ сосново-дубовых лесов, чередовавшихся с открытыми пространствами, поросшими маревыми, лебедой, разнотравьем. По данным [20], в сарматском веке на территории Донбасса вдоль речных долин были распространены преимущественно лиственные леса и лугостепи с сосновыми борами на водоразделах. Уже в раннем плиоцене им на смену пришли степи с байрачными лесами, а в среднем плиоцене — степи, близкие современным Донским.

В пределах Нижнего Поволжья, судя по данным [12], вдоль речных долин произрастали смешанные леса из ели, сосны, тсуги, березы, ольхи, дуба, липы, вяза, чередующиеся с открытыми пространствами, покрытыми разнотравьем, сложноцветными, злаками. Как отмечают эти авторы, здесь в первой половине плиоцена еще сохранился унаследованный от позднего миоцена растительный покров, хотя в это время и происходило постепенное сокращение площади лесных массивов, сопровождавшееся элиминацией термофилов и сокращением роли тургайских элементов в лесах. В Причерноморье и на Керченском п-ове произрастали леса. К речным долинам и морским берегам тяготели преимущественно широколиственные, а на песчаных почвах селились хвойные, в состав которых входили сосна, ель, тсуга, секвойя. На открытых участках преобладали полынно-злаково-разнотравные степи. Животный мир представляли гиппарионы, жирафы, антилопы, гиены, кабаны, разнообразные грызуны, зайцеобразные, куницы, страусы.

В конце эоценового века произошло расширение степных пространств и резкое сокращение площади, занятой лесами, из состава которых исчезли многие теплолюбивые формы, замещившиеся сережкоцветными. В Предуралье их сменили елово-сосново-лиственные леса из нескольких видов сосен и елей, с липой, вязом, березой, ольхой, перемежавшиеся с разнотравными степями [25], а в Западно-Сибирской низменности — сосново-березовые леса с примесью широколиственных форм. В составе степных ценозов до-

минировали сложноцветные (преимущественно полынь). Более разнообразным составом отличались леса южной части лесостепной зоны, в которых существенную роль играли вяз, липа, дуб, лещина. Достаточно высокая степень засушливости климата обусловила процветание полынно-лебедовых группировок. Еще большим разнообразием отличаются леса южной части Прибайкалья и Забайкалья, в состав которых входят гикори, магнолиевые, тутовник. На открытых участках, покрытых богатым травостоем, обитали гиппарионы, цокоры, сурки, полевки, гиены, енотовидные собаки, жирафы, олени, антилопы.

Судя по характеру растительного покрова и отложениям, здесь на открытых участках развивались почвы, близкие к современным красновато-черным, а под пологом лесов — буроземам. В настоящее время сходная обстановка наблюдается на западе Центральных равнин и севере Примексиканской низменности в США, а также в южной части Бразильского нагорья и западнее Восточно-Австралийских гор. Климат носил переходный характер от умеренно теплого к субтропическому. Среднеянварские температуры в западной части (в пределах Русской равнины и Западной Сибири) не понижались ниже $+4^{\circ}$, $+6^{\circ}\text{C}$, в Восточной Сибири — 0° , -4°C . Температуры самого жаркого месяца колебались в пределах $+23^{\circ}$, $+28^{\circ}\text{C}$. при годовом количестве осадков на западе 700–800 мм, на востоке — 500–600 мм.

Зона степей. В исследуемый промежуток времени субтропические степи были распространены на территории Северного и Центрального Казахстана, в Приаралье и в Прибалхаше. Зональным типом континентальных отложений являлись красно-бурные карбонатные монтмориллонитовые глины с прослоями полимиктовых разнотернистых песков и карбонатными конкрециями. По данным [28], это аллювиально-озерные, аллювиально-пролювиальные и делювиальные отложения, в которых степень гипсоносности и засоленности закономерно увеличивается с севера на юг и с запада на восток. Различными исследователями эти отложения определяются как павлодарская свита, распространенная по всему Северному и Центральному Казахстану. Морские осадки, соответствующие им по возрасту, представлены плитчатыми известняками, мергелями и глинами, распространенными на Устюрте и в Западном Приаралье. В течение раннего и среднего плицена происходило высвобождение

159

ние из-под уровня моря значительной части Арало-Тургайских равнин, и залив, еще в раннем плиоцене распространявшийся почти до Арала, к концу среднего плиоцена сильно сократился по площади, и морской режим осадконакопления сохранился только на юге Среднеазиатских равнин.

Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, в глинах павлодарской свиты содержатся пыльцевые комплексы, в которых абсолютно преобладает пыльца травянистых форм - полины, сложноцветных злаков, зонтичных, эфедры и различных галофитов. Содержание пыльцы древесных в общем невелико, не более 30%, и большая часть ее приходится на долю хвойных - сосны, тсуги, болотного кипариса. Из лиственных здесь произрастали береза, ива, дуб, вяз, ольха, клен, лох, гикори, бук, леса из которых тяготели к речным долинам [3, 29].

По своему рельефу Казахское нагорье представляло собой плато с группами поднятий и плоскими междуречьями. Формировавшиеся на них отложения имеют явно выраженный красноватый оттенок, что связано с преимущественно окислительным характером среды. Высокая карбонатность и отсутствие гипса указывают на типичные для степей процессы водной миграции. Растительность была представлена травами из семейств маревых, зонтичных, крестоцветных и сложноцветных. Животный мир этих степей представляли антилопы, жирафы, олени, разнообразные грызуны, иктитерии (хищники, занимающие промежуточное положение между гиенами и виверрами), носороги, страусы. Развитие процессов карбонатного эпигенеза, типично степной характер растительности приводили к формированию почв, близких современным красновато-каштановым.

Близкими природными аналогами являются юг центральных равнин, запад Южной Дакоты, Небраска, Канзас, Оклахома, а также Кастилия и Кура-Араксинская низменность, климат которых характеризуется зимними температурами в пределах $+1^{\circ}$, $+6^{\circ}\text{C}$, на юге $+8^{\circ}\text{C}$, летними $+26^{\circ}$, $+28^{\circ}\text{C}$ при годовом количестве осадков 400-700 мм.

В море, заливавшем западную часть среднеазиатских равнин, накапливалась толща терригенно-карбонатных осадков, относящихся к умеренно карбонатной формации. Обилие и разнообразие малакофауны связано с хорошей аэрацией вод, небольшими глубинами и нормальной соленостью. Можно полагать, что в зимнее время

температура вод была в пределах $+10^{\circ}$, $+12^{\circ}\text{C}$, в летнее - $+20^{\circ}$, $+24^{\circ}\text{C}$.

Сухие степи и полупустыни. Горные районы Средней Азии. В раннем и среднем плиocene в низменных Каракумах, Предкопетдагском прогибе накапливались породы казганчайской свиты, мало отличающиеся от описанных выше, что относится и к эсенбайской свите, распространенной в пределах Бадхиза и Карабиля.

На территории Северных Каракумов и Западных Кызылкумов распространены отложения, объединенные в хорезмийскую и джейхунскую серии, представленные линзовидно-переслаивающимися глинами, алевролитами и конгломератами белесовато-голубой окраски, песчаниками и сильнокарбонатными глинами палевого и серовато-розового цвета, южнее, в Причимкентских Чулях, сменяющимися красновато-бурыми глинами, песчанистыми известняками, галечниками и конгломератами с карбонатным цементом.

В пределах Ангренской и Ферганской депрессий в это время отлагались глины, глинистые алевролиты, песчаники, состав которых заметно грубеет с запада на восток. Цвет пород по преимуществу красновато-бурый. В Ферганской впадине, на северо-западе ее, в районе современных гор Ак-Чоп, Ак-Бель и Супетау находился базис эрозии долины, где в озерно-болотной обстановке накапливались глины, мергели и известняки пестроцветной окраски, что связано с восстановительным характером среды [34].

Нижний-средний плиocen межгорных депрессий Тянь-Шаня представлен пролювием и аллювием, так как озера, заполнявшие их днища, к этому времени исчезли. Это грубообломочные породы, чередующиеся с песчаниками и алевролитами снизу красноватой, сверху голубовато-серой окраски, карбонатные, местами загипсованные. Приблизительно таков же состав отложений в пределах Таджикской депрессии, центральная часть которой заполнена преимущественно песчаниками [19].

Рассмотрим состав растительного покрова этой зоны. На территории Каракумов в нем доминировали маревые, свинчатковые злаки, тамариск, зонтичные, лютиковые, маки, бобовые, лилейные, эфедра, полынь. Древесные формы были представлены сосной, елью, орехом, березой, ольхой, дубом, буком, птерокарпией, дзелквой, сумахом. Высокое содержание пыльцы прибрежно-водных растений

(рогоза, частухи, рдеста) свидетельствует о наличии стариц и спокойных водоемов со слабым течением.

В других депрессиях Тянь-Шаня, наряду с заселявшими склоны гор листопадными лесами, широкое распространение приобрели сообщества субтропических сухих степей. На крайнем юге, в Таджикской впадине, в предгорьях Дарваза растительный покров представляли травы из семейств маревых, злаков, зонтичных, сложноцветных, губоцветных и розоцветных, а выше, на склонах, селились широколиственные дубово-ореховые леса с примесью субтропических форм, участие в которых в раннем-среднем плиоцене стало незначительным.

В горных районах в раннем-среднем плиоцене вследствие прогрессирующего похолодания и усиления контрастности рельефа происходило опустынивание территории, элиминация многих термофилов при увеличении роли бореальных и разреживании травянистого покрова. Годовое количество осадков сократилось до 200-300 мм, а зимние температуры на севере Киргизии не превышали 0° , $+3^{\circ}\text{C}$, летние - $+22^{\circ}$, $+26^{\circ}\text{C}$. Климат южной части Тянь-Шаня и Памира был менее суров, и здесь зимние температуры лежали в пределах $+4^{\circ}$, $+8^{\circ}\text{C}$, летние - $+21^{\circ}$, $+23^{\circ}\text{C}$, а количество осадков на склонах гор составляло до 900 мм за год.

Таким образом, выполненный анализ опубликованных в основном за последние годы материалов по типам отложений осадочных пород, остаткам палеофлоры и палеофауны раннего-среднего плиоцена на территории СССР позволил определить положение основных ландшафтно-растительных зон (рис. 1), а также местоположения аналогичных типов современных растительных сообществ и соответствующих им климатических условий. Эти данные по аналогам климатов были положены в основу построения схематических карт континентальности, температуры воздуха января и июля и годовых сумм осадков для равнинной территории Советского Союза, которые представлены на рисунках 2, 3. Построенные карты в основном удовлетворительно согласуются с картами, опубликованными В.М. Сивининым [26].

Картосхема 2 была использована в качестве исходного материала для расчета основных теплобалансовых характеристик, в первую очередь значений радиационного баланса подстилающей поверхности в раннем-среднем плиоцене. Мы ограничились расчетом ра-

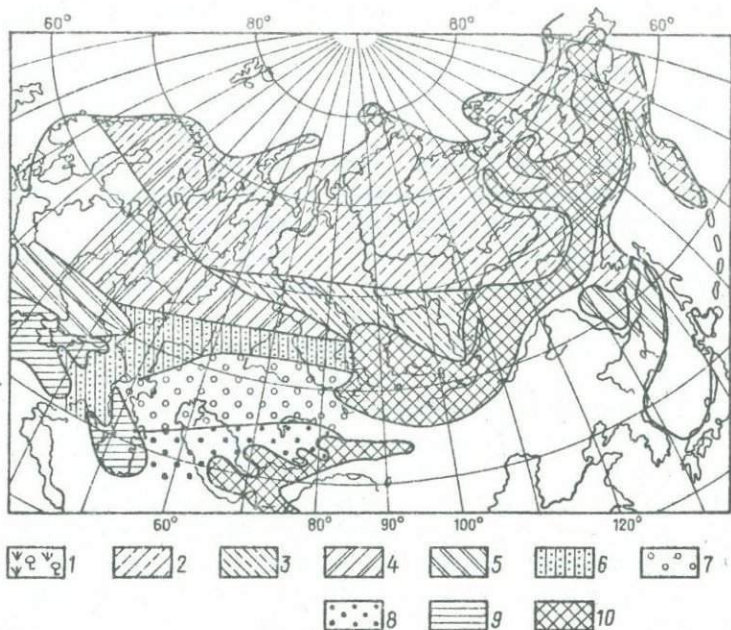


Рис. 1. Природные зоны раннего-среднего плиоцена.

1 - лесотундра; 2 - смешанные хвойно-мелколиственные леса; 3 - смешанные хвойно-мелколиственные леса с примесью широколиственных форм; 4 - смешанные хвойно-широколиственные леса; 5 - смешанные широколиственно-хвойные леса; 6 - субтропические лесостепи раннего-среднего миоцена; 7 - степи; 8 - сухие степи и пустыни; 9 - районы, залитые морем; 10 - горные районы.

диационного баланса для 60 местоположений, приуроченных к основным ландшафтно-растительным зонам плиоцена на равнинной части территории Советского Союза. Такое число пунктов можно считать в первом приближении достаточным для построения схематичных карт, учитывая значительно большую по сравнению с настоящим временем однородность климатических условий в плиоцене.

Для выбранных пунктов с картосхемы 2 были сняты значения температуры воздуха января и июля и годовые суммы осадков. За-
162

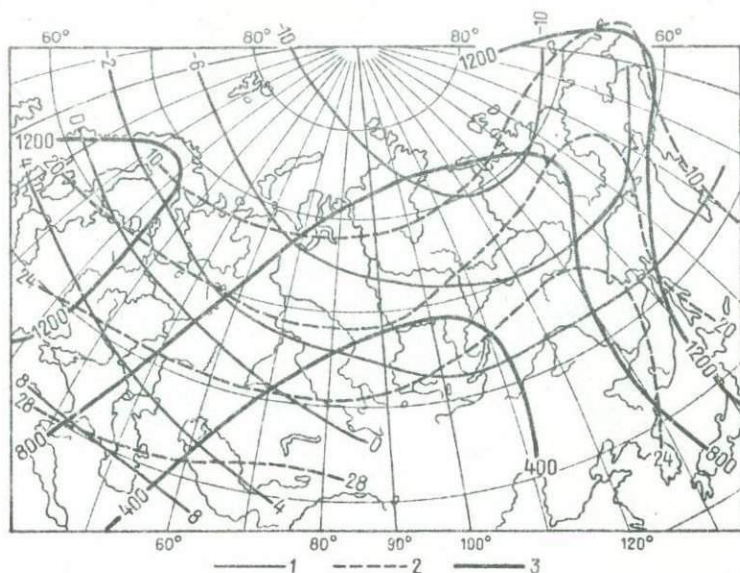


Рис.2. Температура и осадки.

1 - изотермы холодного месяца; 2 - изотермы теплого месяца, 3 - изогииеты.

тем с учетом аналогов климата плиоцена современных климатических областей были восстановлены годовые ходы температуры и относительной влажности воздуха выбранных местоположений. При оценке изменений составляющих радиационного и теплового балансов в плиоцене, величины прихода коротковолновой солнечной радиации были приняты равными современным, так как каких-либо надежных данных по изменению режима солнечной радиации и облачности не имеется. При более высоких температурах воздуха, особенно в холодную половину года, в плиоцене был большим период вегетации и меньшим период со снежным покровом. В соответствии с этим были пересчитаны значения альбедо подстилающей поверхности для зимних месяцев и переходных сезонов, причем учитывался также тип растительного покрова, характерного для рассма-

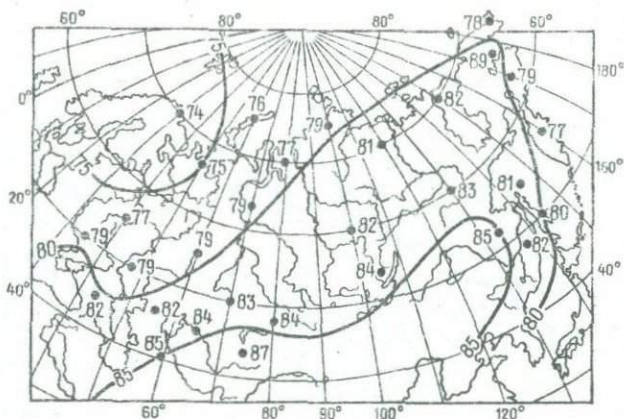


Рис.3. Континентальность климата (по формуле С.П.Хромова).

трываемой территории в плиоцене. На рис.4 представлена карта альbedo подстилающей поверхности для января. Альbedo изменяется от 0,45 на севере территории до 0,13 - на юге; в современную же эпоху альbedo на этой территории изменяется от 0,80-0,70 до 0,50-0,45. Таким образом, в раннем-среднем плиоцене на севере территории альbedo было значительно меньше современного, так как альbedo леса при снежном покрове составляло около 0,45, в то время как альbedo занимающей эту территорию в настоящее время тундры составляет около 0,70-0,80. И на остальной территории альbedo в зимний и переходные сезоны было существенно меньшим, чем в современную эпоху, так как зоны с неустойчивым снежным покровом и отсутствием снега в зимние месяцы занимали более северное положение.

Пересчитанные для плиоцена в соответствии с меньшими величинами альbedo суммы поглощенной коротковолновой солнечной радиации оказались больше современных на 30-50% от годовой суммы для севера территории, на 10-20% - в умеренных широтах на востоке и юго-востоке и на 3-7% - на западе и юго-западе СССР.

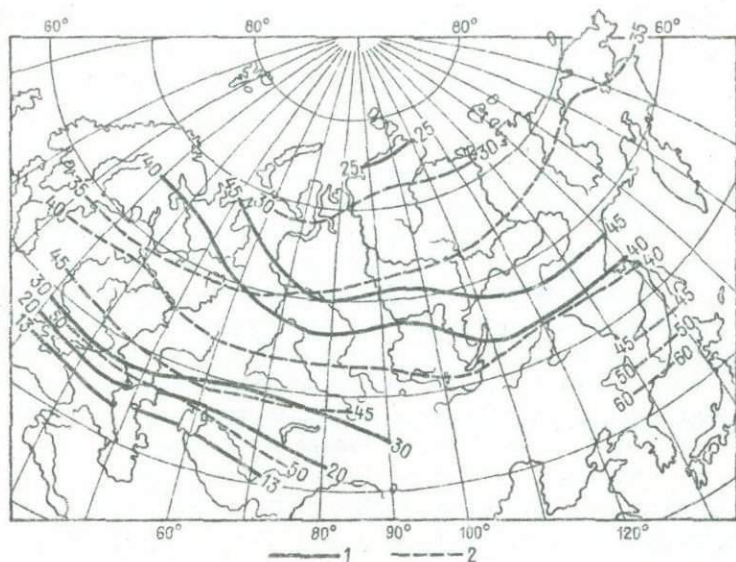


Рис.4. Радиационный баланс и альbedo.
 1 - альbedo; 2 - радиационный баланс.

Используя значения температуры и влажности воздуха для эпохи плейстоцена по известной методике [1, 6], были определены величины эффективного излучения. Вследствие более высоких температур годовые суммы эффективного излучения оказались несколько выше (на 1-10%) современных. Однако по данным С.Манабе и В.Везеролда [36], следует, что при вдвое большем содержании углекислого газа в атмосфере, которое [7 и др.] вследствие увеличения парникового эффекта можно считать характерным для плейстоцена, эффективное излучение уменьшается примерно на 6%. С учетом этой поправки величины эффективного излучения, рассчитанные для условий климата плейстоцена, оказались близкими к данным для современных условий. Таким образом, изменение радиационного баланса подстилающей поверхности в плейстоцене по сравнению с современной эпохой было обусловлено в основном повышением по-

глощенной солнечной радиации при существенно меньших значениях альбедо в холодную половину года. При этом годовые суммы радиационного баланса оказались на 30-50% выше современных на севере и на 9-12% выше на остальной части рассматриваемой территории (см.рис.4).

Как показали выполненные ориентировочные расчеты [8], при более высоких значениях радиационного баланса подстилающей поверхности и температуры воздуха, характерных для климата первой половины плейцена, было существенно большим возможное испарение (испаряемость): на 200-300 мм/год по сравнению с современной эпохой на северной половине территории и на 400-500 мм/год - на южной половине территории СССР. Для оценки величин речного стока в плейцене были выполнены расчеты по уравнению связи [6] с использованием данных по осадкам (см.рис.2) и испаряемости. Оказалось, что на севере территории СССР и в Приморье в плейцене сток был в 2-3 раза большим, чем в современную эпоху, на остальной же части страны различия величин стока оказались незначительными.

У к а з а т е л ь л и т е р а т у р ы

1. Антощенко - Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск, 1975.
2. А х м е т ь е в М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня (р.Ботчи). - Тр.Геол.ин-та АН СССР, вып.277, 1973.
3. Б а й б у л а т о в а Г.Б., К о с т е н к о Н.П. Палинологическая характеристика позднего кайнозоя Южного Прибалхашья. - В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1976.
4. Б а к а й Т.Г., Б о р и с о в а Э.К. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений северного побережья Пенжинской губы. - Геология и геофизика, 1977, № 1.
5. Б е л ь т е н е в Е.Б., В а р н а в с к и й В.Г. Палеогеографические условия развития территории Хабаровского края и Амурской области в палеогене и неогене. - В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., 1977.
6. Б у д ы к о М.И. Климат и жизнь. Л., 1971.

7. Будыко М.И. Глобальная экология. М., 1977.
8. Будыко М.И., Винников К.Я., Дроздов О.А., Ефимова Н.А. Предстоящее изменение климата. - Изв. АН СССР, сер.геогр., т.6, 1978.
9. Варнавский В.Г. Место юга Дальнего Востока в общем плане палеогенового и неогенового литогенеза востока Евразийской плиты. - В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., 1977, с.8-16.
10. Данилов И.Д., Смирнова Т.И. Неогеновые отложения на севере Западной Сибири. - ДАН СССР, 1976, № 4.
11. Джигаури Д.Г., Челидзе Л.Т., Карашвили Б.Д. К палинологической характеристике годерзской свиты. - Сообщ. АН ГрузССР, 1977, № 3.
12. Ефимова Н.А. Радиационные факторы продуктивности растительного покрова. Л., 1977.
13. Жидовинов Н.Я., Курлаев В.И., Федорович З.Н., Чигуряева А.А. Состояние изученности плиоценовых отложений Нижнего Поволжья. - В кн.: Состояние изученности стратиграфии плиоценовых и плейстоценовых отложений Волго-Уральской области и задачи дальнейших исследований. Уфа, 1976.
14. Иметхенов А.Б., Савинова В.Б., Базаров Д.Б. О возрасте и составе кайнозойских отложений Боярского разреза на юго-восточном побережье оз.Байкал. - Тр.Геол.ин-та БФСО АН СССР, 1976, № 8(16).
15. Карташева Г.Г. Флора и растительность палеогена и неогена Приморской низменности. - В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
16. Карташева Г.Г., Баранова Ю.Т. Континентальные отложения палеогена и неогена Приморской низменности. - В кн.: Кайнозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1975.
17. Крапивнер Р.Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р.Печора от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до р.Цильмы. - В кн.: Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976.
18. Маз В.Д., Покатилов А.Г. Кайнозойские отложения о.Ольхон на Байкале. - Геология и геофизика, 1976, № 11.

19. М е л а м е д Я.Р. Палеогеография Юго-Западного Таджикистана в неогене. Душанбе, 1965.
20. М о р о з С.А., С а в р о н ь Э.В. Кайнозойские моря Донбасса. Киев, 1975.
21. П а л е о г е о г р а ф и я СССР, т. IV. М., 1975.
22. Р ы б а к о в а Н.О. Спорово-пыльцевые комплексы неогена арктической Якутии. - В кн.: Палинология Кайнофита. М., 1973.
23. Р ы б а к о в а Н.О. Основные черты изменения растительного покрова южной части Яло-Индибирской низменности в неогене - плейстоцене. - В кн.: Палинология в СССР. М., 1976.
24. С е м е н о в В.И., Ш п у л ь В.Г. Стратиграфия неогена Медведица-Хоперского междуречья по данным палинологических исследований. Воронеж, 1975.
25. С и д н е в А.В. Палеогеография плиоцена бассейна нижнего течения р.Белой. - Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа, 1976.
26. С и н и ц ы н В.М. Введение в палеоклиматологию. Л., 1967.
27. С я б р я й С.В. Паннонская флора Закарпатской области и ее возраст. - Палеонт. сб., 1970, № 7.
28. Т а п а л о в И.Д. Новые данные по стратиграфии неогеновых отложений Мугуджар и их периферии. - Вестн. АН КавССР, 1971, № 6.
29. Т е р е щ е н к о Р.А. Палинологическая характеристика плиоценовых и плейстоценовых отложений севера Центрального Казахстана. - Тр. ин-та геологии СО АН СССР, 1975, вып. 245.
30. Т а б о я к о в а Л.А. Комплексы спор и пыльцы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений Южного Сахалина и их стратиграфическое значение. - Изв. Сахалинского отд. СО АН СССР, 1975, вып. 245.
31. Т а б о я к о в а Л.А. Палинологические комплексы верхнемиоценовых и плиоценовых отложений о. Сахалин и их стратиграфическое значение. - В кн.: Палинология кайнофита. М., 1973.
32. Т у л о к о н о в А.К. О стратиграфии и палеогеографических условиях формирования позднекайнозойских отложений Восточного Забайкалья. - Тр. Геол. ин-та БФ СО АН СССР, 1976, № 3(16).

33. Х о л м о в о й Т.В. О минералогическом составе плиоценовых песков Окско-Донской низменности. - В кн.: Литогенез в докембрии и фанерозое Воронежской антеклизы. Воронеж, 1975.
34. Ш п о р а Л.Д., П л е щ е н к о И.В. Об отложениях озерной и болотной фауны в бурой свите нижнего и среднего плиоцена гор Супетау. - Тр.Ташкент.ун-та, 1964, вып.256.
35. Я х и м о в и ч В.Л., Н е м к о в а В.К., С е м е н о в И.Н. Стратиграфия плиоцен-плейстоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Предуралью. М., 1973.
36. М а н а в е S., W e t h e r a l d W.T. The effect of doubling the CO₂ concentration on the climate of a general circulation model. - J. Atm. Sci., 1975, vol.32, N 2.

О Г Л А В Л Е Н И Е

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| О г н е в В.Н. (Ленингр.ун-т). В.М.Синицын - выдающийся геолог и палеоклиматолог. | 5 |
| М а р т и н с о н Г.Г. (Институт озероведения АН СССР). Новые данные о палеогеографии Заалтайской Гоби в мезозойское время | 22 |
| В е р з и л и н Н.Н. (Ленингр.ун-т). Проблемы микроклиматов в палеогеографии. | 31 |
| Д р о з д о в О.А. (Ленингр.ун-т). О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене | 42 |
| Р а з у м и х и н Н.В. (Ленингр.ун-т). Палеоклиматология и прогнозирование условий формирования древних россыпей. | 55 |
| С е л и в е р с т о в Ю.П. (Ленингр.ун-т). Палеогеография латеритного бокситообразования. | 70 |
| Л а в р о в В.В. (ВСЕГЕИ). Литофациальная и палеоклиматическая систематика красноцветных накоплений и ее практическое значение. | 92 |
| П е т р о в с к и й А.Д. (ВСЕГЕИ). Роль тектонических и климатических факторов в формировании осадочных месторождений марганца. | 107 |
| Р у х и н а ЕгВ. (Ленингр.ун-т). Использование литологических данных для палеогеографии ледниковой | 120 |
| Ч и с т я к о в В.Г., Ш и н к а р е в Н.Ф., П о п о в а В.А., К а л м ы к о в а Н.А. (Ленингр. ун-т). Литология и палеогеографические условия образования конгломератов сомбинской свиты среднего карбона р.Онеги | 130 |
| Н е г р у ц а Т.Ф., Н е г р у ц а В.З. (Ленингр. ун-т). К проблеме палеоклиматических реконструкций докембрия | 140 |
| К о с м и н с к и й В.В., Е ф и м о в а Н.А. (Ленингр. ун-т). О климатах территории СССР в раннем-среднем плиоцене | 149 |

УДК 551.583.7

О г н е в В.Н. В.М.Синицын - выдающийся геолог и палеоклиматолог. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 5-22. Библиогр. - 37 назв.

Освещена научная и производственная биография В.М.Синицына, проанализирован его вклад в развитие географии и геологии. Приводится список работ исследователя, посвященных Центральной Азии.

УДК 551.583.7:551.8

М а р т и н с о н Г.Г. Новые данные о палеогеографии За-алтайской Гоби в мезозойское время. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 22-30. Ил. - 3, библиогр. - 4 назв.

Выделены районы развития апт-альбских отложений, изучены условия их залегания и соотношения с вмещающими породами. Установлено, что эти отложения образовались в озерном бассейне с неустойчивым гидродинамическим режимом. На протяжении времени его существования климат изменился от сравнительно гумидного до аридного субтропического. Предполагается, что существовавшие здесь крупные озера исчезли лишь в палеогене.

УДК 551.583.7:551.8

В е р з и л и н Н.Н. Проблемы микроклиматов в палеогеографии. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 31-41. Библиогр. - 14 назв.

Обосновывается представление о том, что в прошлом, в связи с более слабым развитием циркуляционных процессов в атмосфере, на территории аридных зон суши вблизи от крупных водоемов часто могли существовать относительно влажные микроклиматические обстановки более резко выраженные, чем наблюдаются в настоящее время. Они могли обуславливать своеобразие в местах их проявления как органического мира, так и процессов литогенеза, что необходимо учитывать при палеогеографических реконструкциях. Приводятся примеры существования таких микроклиматов в меловом периоде на территориях Ферганской впадины и Южной Монголии и в мел-палеоценовое время Зайсанской впадины.

УДК 551.583.3:13

Д р о з д о в О.А. О структуре и возможных причинах колебаний температуры и увлажнения в голоцене. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 42-55. Библиогр. - 15 назв.

Описаны колебания температурного режима в голоцене и сделан вывод о неправильном их характере в нескольких частях широкого спектрального диапазона. Для объяснения механизма колебаний увлажнения приводятся основные факторы осадкообразования над сушей - океаном. Подробно описана связь короткопериодных колебаний увлажнения с колебаниями температуры, выделенными Петерсоном и Шнитниковым. Приводится перечень основных голоценовых циклов колебаний увлажнения и температуры и их действие в различных районах земного шара и делается вывод о том, что асинхронность в проявлении этих циклов в различных частях света объясняется лишь фактором наложения автоколебаний.

УДК 551.311.231

Р а з у м и х и н Н.В. Палеоклиматология и прогнозирование условий формирования древних россыпей. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 55-69. Ил. - 1, библиогр. - 5 назв.

Обсуждаются проблемы выявления древних россыпей с использованием причинно-следственной взаимосвязи: палеоклимат - коры выветривания - экзогенные процессы - россыпные месторождения различных генетических типов. Для исследования структуры древних палеоклиматов предлагается использовать график природной (геоботанической) зональности, модифицированный в график зональности корообразования. Рассматриваются возможности россыпеобразования в разнообразных палеоклиматических и геолого-геоморфологических обстановках.

УДК 551.311.231

С е л и в е р с т о в Ю.П. Палеогеография латеритного бокситообразования. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 70-91. Табл. - I, библиогр. - 15 назв.

Описывается строение и состав латеритных покровов и их зависимость от рельефа в Западной Африке. Приводятся содержания кремнекислоты, окиси титана, полуторных окислов железа и марганца в новообразованиях в зависимости от месторождения и абсолютной высоты местности, дается описание ландшафтных и климатических условий образования бокситов. Наиболее благоприятными являются районы с годовым количеством осадков 1000-2000 мм и среднегодовой температурой воздуха более 23°C, при амплитуде колебаний среднемесячных температур до 5°. При этом особо отмечается важность постоянного нахождения солнца в зените в течение длительного (почти полгода) периода.

УДК 551.311.231:(553.492.I+553.43)

* Л а в р о в В.В. Литофациальная и палеоклиматическая систематика красноцветных накоплений и ее практическое значение. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 92-107. Табл. - I, библиогр. - 12 назв.

Предлагается систематика изученных красноцветных пород, в основу которой положен литолого-фациальный принцип. Показано, что они имеют весьма разнообразный вещественный состав и их различные группы формируются в разных участках ряда фациальных комплексов, построенных от пенеппенизированного континента до морской абиссопелагиали. Приводится систематика наиболее часто встречающихся континентальных красноцветов, построенная по принципу зависимости от климатических условий. Предполагаемые принципы систематики применимы на практике при поиске и прогнозировании полезных ископаемых, связанных с красноцветами.

УДК 551.311.231:583.7

Петровский А.Д. Роль тектонических и климатических факторов в формировании осадочных месторождений марганца. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 107-120, Библиогр. - 25 назв.

На примерах хорошо изученных разновозрастных месторождений марганца показана ведущая роль в их формировании увлажнения и температуры. Наиболее богатые месторождения формировались в условиях гумидного субтропического и тропического климата при спокойном тектоническом режиме, благоприятных для развития бактериальной флоры. Активные тектонические движения на границе олигоцена и миоцена привели к сокращению акватория Тетиса и изменению базисов эрозии, что обусловило появление волноприбойных зон. Ухудшение фациальной обстановки на фоне похолодания привело к вымиранию бактериальных колоний, способствующих концентрации марганца.

УДК 551.8:552.51

Рухина Е.В. Использование литологических данных для палеогеографии ледниковой. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с.120-130. Библиогр. - 16 назв.

Литологические методы весьма эффективны при палеогеографических реконструкциях ледниковой эпохи. Они дают возможность определять положение областей питания, занимаемые ими площади, выявлять направление движения ледника, положение краевых ледниковых зон и перигляциальных, а также определять генетические типы пород и их разновидности.

УДК 552.5:551.734(477)

Ч и с т я к о в В.Г. и др. Литология и палеогеографические условия образования конгломератов сомбинской свиты среднего карбона р.Онеги. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 130-139. Ил. - 3, библиогр. - 7 назв.

На основании всестороннего изучения вещественного состава конгломератов сомбинской свиты (петрографический состав галек, минеральный состав тяжелой и глинистой фракций цемента), а также характера залегания конгломератов, сортировки, сгруженности, окатанности обломочного материала и характера ориентировки галек выделяются конгломераты пролювиального и аллювиального генезиса. Образование конгломератов сомбинской свиты происходило в условиях континентального засушливого климата на территории, примыкающей к гряде Ветреного пояса. Приводится палеогеографическая схема северных склонов Ветреного пояса для сомбинского времени.

УДК 551.583.7

Н е г р у ц а Т.Ф., Н е г р у ц а В.З. К проблеме палеоклиматических реконструкций докембрия. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 140-148. Ил. - 1, библиогр. - 15 назв.

Исходя из аналогии литогенетических и минералого-геохимических признаков докембрийских пород с фанерозойскими, в докембрии Балтийского щита устанавливаются мономиктовая, олиго-

миктовая, мезомиктовая, полимиктовая литогенетические (климатические) формации, а также формации бескарбонатных красноцветов, карбонатно-сульфатная, экстракарбонатная и карбонатных сероцветов. Все они характеризуют известные типы литогенеза. Гумидный тип является преобладающим в докембрии, особенно в протерозое, аридный проявляется эпизодически, сменяя во времени гумидный. Для выделения ледового типа литогенеза объективных критериев пока нет, он соответствует вулканогенноосадочному типу. Дается краткая характеристика формаций и их эволюция от архея до рифея.

УДК 551.583.7

Косминский В.В., Ефимова Н.А. О климатах территории СССР в раннем-среднем плиоцене. - В кн.: Проблемы палеогеографии и палеоклиматологии. Л., 1982, с. 149-169. Ил. - 4, библиогр. - 36 назв.

Приводятся основные характеристики географических зон и ландшафтов на территории СССР в плиоцене. Даются подробная характеристика климатов, численные значения основных метеоза-
ментов, а также расчеты баланса. Подробно изложена методика подсчета радиационных составляющих.

1 р. 50 к.

3875

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА