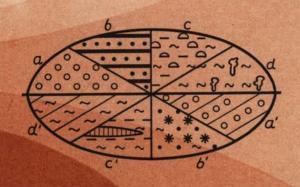
В.С.Ерофеев Ю.Г.Цеховский

# ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ



# АКАДЕМИЯ НАУК СССР ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В.С. ЕРОФЕЕВ, Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ

# ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность)

Труды, вып. 373



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА" МОСКВА 1983

#### Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

W.S. Erofeev, Yu.G. Tsekhovsky

#### PARAGENETIC ASSOCIATIONS OF CONTINENTAL DEPOSITS

(Family of arid parageneses. Evolutionary frequency)

Transactions, vol. 373

Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. (Семейство аридных парагенезов. Эволюционная периодичность). М.: Наука, 1983. 192 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 373).

В книге, на примере рассмотрения кайнозойских отложений Северо-Западной Азии, описаны типовые ассоциации континентальных отложений аридной зоны литогенеза, их строение, состав, условия образования. Показаны влияние климата и тектонического режима на формирование гумидных и аридных ассоциаций, закономерности взимопереходов, рассмотрены вопросы периодичности, показано значение ассоциаций для реконструкции геологической истории развития регионов, палеотектонического и палеогеографического анализов, поисков полезных ископаемых и др.

Табл. 15. Ил. 54. Библиогр.: с. 189-192 (144 назв.).

#### Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор), В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, член-кор. АН СССР П.П. Тимофеев

Ответственный редактор чл.-кор. АН СССР П.П. Тимофеев

#### **Editorial Board:**

Academician A.V. Peive (editor-in-chief), V.G. Gerbova, V.A. Krasheninnikov, correpsonding member of USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev

#### Responsible editor

corresponding member of USSR Academy of Sciences P.P. Timofeev

#### Виктор Степанович Ерофеев, Юрий Григорьевич Цеховский

#### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

(Семейство аришных парагенезов. Эволюционная периодичность)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом

Редактор В.И. Недумов. Редактор издательства В.Я. Емокова Художник Н.В. Смолянская. Художественный редактор И.Ю. Нестерова Технический редактор Н.М. Бурова. Корректор О.А. Разуменко

ИБ № 27504

Подписано к печати 31.01.83. Т — 04531. Формат 70х100 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная Усл.печ.л. 15,6 + 1,9 вкл. Усл.кр.-отт. 17,8. Уч.-изд.л. 21,0 Тираж 750 экз. Тип.зак. 2066. Цена 3 р. 20 к.

> Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва. В-485, Профсоюзная ул., д. 90 Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

#### **ВВЕДЕНИЕ**

Около 30 лет посвятили авторы изучению континентальных отложений, выяснению их строения, состава, условий образования, решению вопросов формационного анализа и типизации парагенезов горных пород, раскрытию причин периодичности и рассмотрению ряда других вопросов континентального литогенеза. Исследования проводились в основном на примере изучения мезозойско-кайнозойских образований Северо-Западной Азии с привлечением некоторых литературных данных и собственных наблюдений по другим регионам и отложениям более древних геологических эпох.

Результаты исследований послужили основой написания монографии "Парагенетические ассоциации континентальных отложений". В процессе издания монография была разделена на две самостоятельные книги. Первая книга - "Парагенетические ассошиашии континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов)" [Ерофеев, Цеховский, 1982] посвящена описанию методики исследований парагенетических ассоциаций и рассмотрению всех четырех типовых представителей одного их семейства, сформировавшегося в гумидной климатической зоне литогенеза. Для каждой ассоциации приведены описания строения разрезов, литологического и фациального состава пород, показаны изменения при прослеживании в различных тектонических структурах суши (на плитах, щитах, в пределах орогенных эон), рассмотрены особенности палеогеографической обстановки, реконструированы все звенья процессов седиментои литогенеза (начиная от процессов, господствующих в областях мобилизации, и кончая процессами в областях аккумуляции осадков). Показано, что в пределах гумидной климатической зоны литогенеза появление различных парагенетических ассоциаций всецело связано с изменением интенсивности тектонических движений в пределах сущи, что и приводит к последовательной смене всех звеньев цепи процессов седименто- и литогенеза и обособлению различных парагенезов горных пород.

Вторая книга — "Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство аридных парагенезов, эволюционная периодичность)" состоит из двух крупных частей. В первой части, на примере изучения кайнозойских отложений Северо-Западной Азии, дается описание четырех типовых парагенетических ассоциаций аридной зоны литогенеза и приведены примеры, иллюстрирующие появление подобных парагенезов в других регионах, либо в более древних по возрасту континентальных осадочных отложениях. Вторая часть книги посвящена изложению вопросов, связанных с периодичным появлением как гумидных, так и аридных парагенетических ассоциаций в разрезах континентальных толщ, рассмотрению характера взаимопереходов одних ассоциаций в другие, расцифровке причин, вызывающих периодичное появление сходных ассоциаций на разных стратиграфических уровнях в геологической истории Земли и выявлению закономерностей смены одних ассоциаций другими. Много внимания здесь уделено также раскрытию роли выделенных парагенетических ассоциаций при решении различных вопросов стратиграфии, тектоники и геологической истории развития крупных континентальных блоков Земли.

Авторы выражают признательность П.П. Тимофееву, В.Е. Хаину, А.И. Перельману за ценные критические замечания и пожелания при подготовке монографии к изданию. Большое значение имели также советы и дружеская помощь И.С. Чумакова, В.Н. Григорьева, Н.С. Касимова.

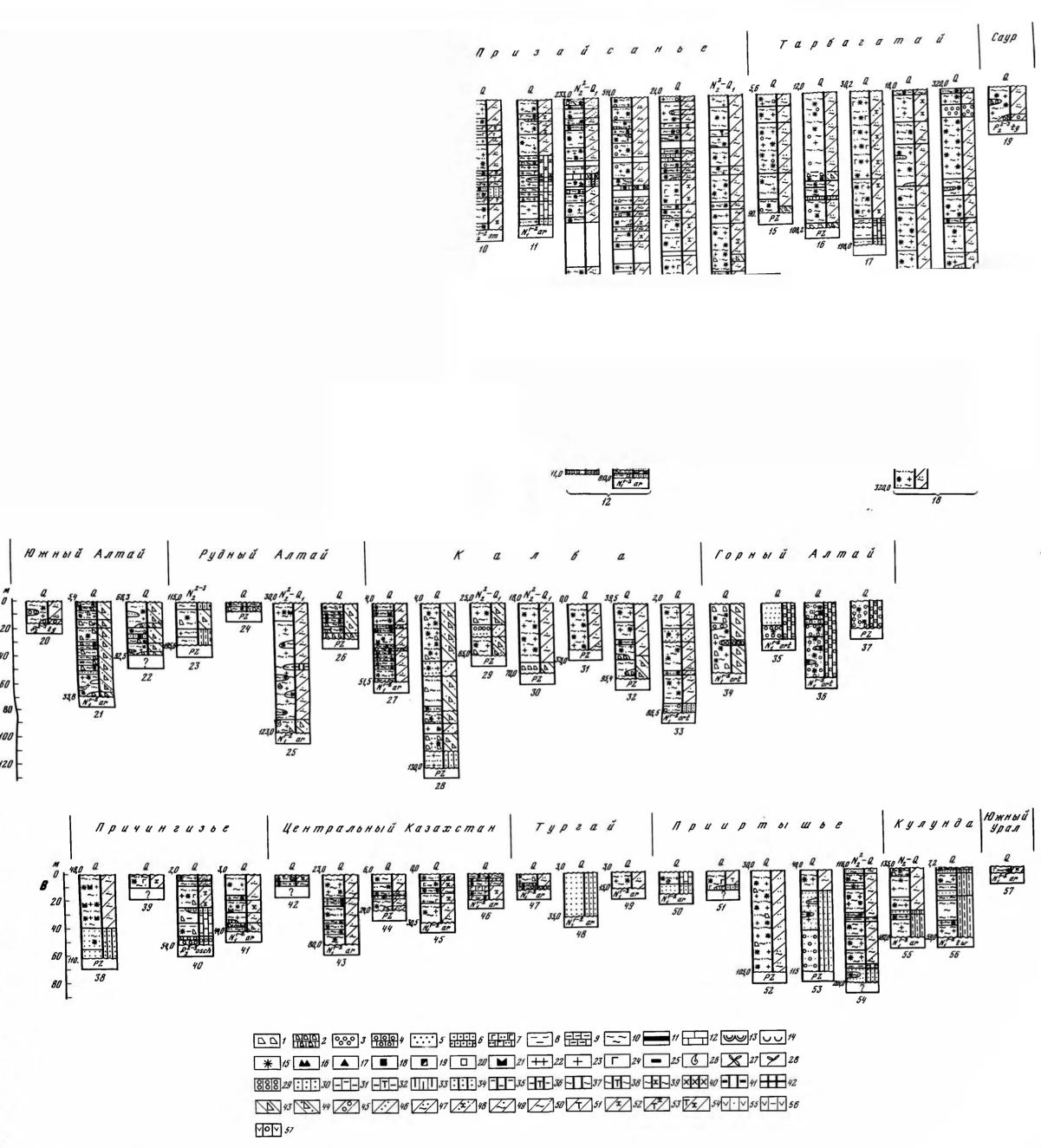


Рис. 1. Литолого-фациальные колонки красноцветной карбонатной ассо-

ПИТОЛО ГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД (ЛЕВВЯ ЧВСТЬ КОЛОНОК). 1- щебни; 2- брекчии с известковистым цементом; 3- галечники; 4- конгломераты с известковистым цементом; 5- пески; песчаники: 6- с известковистым цементом; 5- пески; песчаники: 6- с известковистым цементом; 8- алевриты; 9- алевролиты с известковистым цементом; 10- глины; 11- бурые угли; 12- мергели, известняки, доломитизированные мергели или известняки; 13- строматолитовые известняки; 14- глинистые коры выветривания; а у т и г е н н ы е, х е м о г е н н ы е в ы д е л е н и я, в к л ю ч е н и я: 15- тонкорассеянный гетит и гематит, окрашивающие породы в красные или коричневые цвета, 16- вертикально-ориентированные (почвенные) красные пятна гетита и гематита, 17- конкреции гетита, 18- конкреции колчеданом 10- гетита, 10- песвдоморфозы по колчеданам: 10- гетита, 10- прозита), 10- железисто-марганцовистые бобовины, 10- конкреций или тонко рассеян в породе), 10- конкреций или тонко рассеянного обугленного растительного детрита, тонкого гумуса в алевритах или глинах), 10- фауна, 10- флора, 10- споры и пыльца

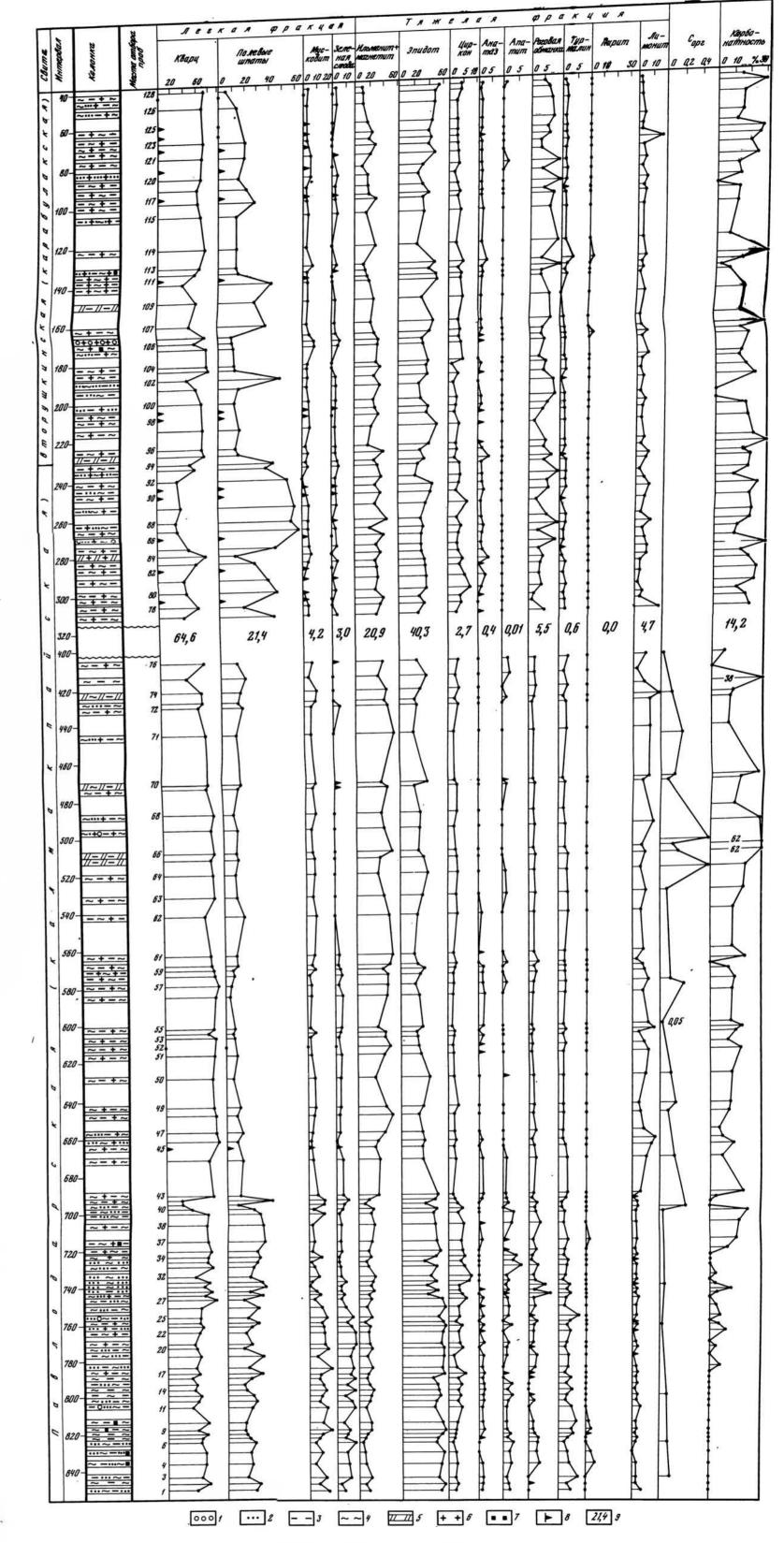
Фации (правая часть колонок). 29 - песчано-галечные русла горных рек; 30 - алевритово-песчаные русла равнинных рек; глинисто-алевритовые: 31 – поймы и ее водоемов, 32 – периодически осущающихся поймы и ее водоемов, с наложенными такырами; 33 — аллювиально-озерные, нерасчлененный комплекс; 34 — алевритово-песчаные прибрежно-озерного мелководья с подвижным гидродинамическим режимом вод; глинисто-алевритовые: 35 — удаленных от побережий частей озерного водоема или полуизолированных заливов его побережий с слабо подвижным или застойным гидродинамическим режимом вод, 36 - периодически осушающихся частей прибрежно-озерного мелководья со слабо подвижным или застойным гипродинамическим режимом вод, с наложенными такырами; алевритисто-глинистые: 37 — болотистых побережий озер или их центральных частей с застойным гидродинамическим режимом вод, 38 — периодически осущающихся болотистых побережий озер с застойным гидродинамическим режимом вод, с наложенными такырами, 39 - периодически осушающихся болотистых побережий озер с застойным гидродинамическим режимом вод с наложенными солончаками; 40 — глинисто-мергелистые и известковистые центральных частей озерных водоемов с застойным или слабо проточным гидродинамическим режимом вод; 41 — углисто-авлеритовоглинистые зарастающих, заболачивающихся побережий озер; 42 - углистые торфяных болот озерных побережий; 43 - глинисто-щебнистые верховий делювиальных потоков, крупные склонов поднятий, бортов долин, впадин; 44 - глинисто-щебнисто-песчаные делювиальных потоков подножий склонов поднятий, бортов долин, впадин; 45 - глинисто-песчано-галечные верхних частей пролювиальных конусов выноса; 46 - глинисто-песчаные средних частей пролювиальных конусов выноса либо пролювия плоскостного

смыва наклонной сильно холмистой равнины; 47 - глинистые сильно запесчаненные нижних частей пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхающих озер либо пролювия плоскостного смыва наклонной холмистой равнины; 48 - песчано-глинистые нижних частей пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхающих озер с наложенными солончаками либо пролювия плоскостного смыва с наложенными солончаками наклонной холмистой раввины; 49 — глинистые слабо песчаные внешней зоны пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхающих озер, либо пролювия плоскостного смыва слабо наклонной полого-волнистой равнины; глинистые: 50 - небольших пересыхающих озер внешней зоны пролювиальных конусов выноса либо пролювия плоскостного смыва плоской полого-холмистой равнины, 51 — внешней зоны пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхающих озер с наложенными такырами или пролювия плоскостного смыва слабо наклонной либо плоской пологохолмистой равнины с наложенными такырами, 52 - внешних частей пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхающих озер с наложенными солончаками либо пролювия плоскостного смыва с наложенными солончаками наклонной или плоской полого-холмистой равнины, 53 внешних частей пролювиальных конусов выноса и небольших пересыхаюших озер с наложенными солончаками и такырами либо пролювия плоскостного смыва с наложенными солончаками и такырами наклонной или плоской полого-холмистой равнины; 54 — чередование в разрезах различных фаций (такырных и солончаковых), 55 - песчаных осадков озерных дельт, 56 - алевритово-глинистых осадков аллювиально-озерных дельт,

57— гравийно-галечных осадков озерных дельт Надписи к колонкам: снизу — номер обнажения или скважины, слева — глубины залегания подошвы и кровли пород ассоциации по данным бурения, вверху и внизу указаны возрастные индексы свит перекрывающих или подстилающих разрезы ассоциаций; свиты:  $K_2^2 - P_1$  sz: — северозайсанская,  $P_2^{1-2}$  sm — зимунайская,  $P_2^2$  ag — акжарская,  $P_2^{2-3}$  tg — турангинская,  $P_3^{1-2}$  sr — сарыинская,  $P_3^{2-3}$  asch — ашутасская,  $P_3^{2-3}$  kch — кошагачская,  $N_1^{1-2}$  ar — аральская,  $N_1^{1-2}$  ort — ортолыкская (серия),  $N_1^{1-2}$  tw — таволжанская,  $N_1^2 - N_2$  ру — павлодарская,  $N_1^2 - N_2$  bsch — башкаусская,  $N_2^{2-3}$  wt — вторушкинская

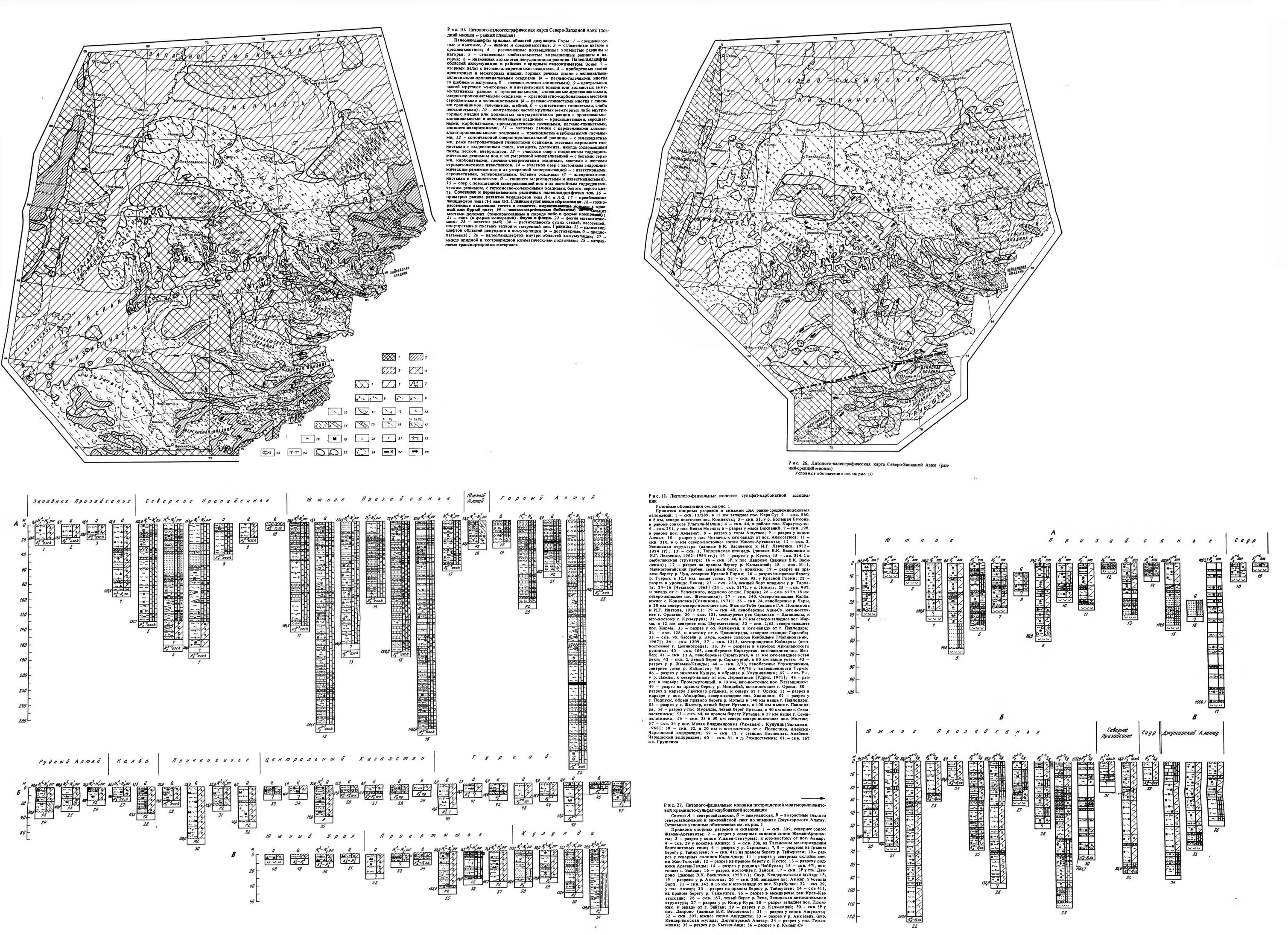
Привязка опорных обнажений и скважин для позднемию и ен-раннеплиоценовых отложений. 1—скв. 56, в районе пос. Карауткуль; 2—разрез в обрывах р. Бугаз у южного борта Зайсанской впадины; 3—скв. 51а, в 5 км юго-восточнее пос. Большевик (данные К.Т. Куликовского, 1957 г.); 4—разрез у мыса Бакланий; 5—скв. 198, в 5 км северо-восточнее пос. Аманат; 6—разрез, в 15 км юго-западнее пос. Алексеевка; Южное Призайсаные: 7—скв. 41/297, в 3 км юго-восточнее гор Жаксы-Арганакты; 8—скв. 310, у могилы Токай, в 8 км северо-западнее гор Жаксы-Арганакты; 9—разрез у могилы Зерп, в 10 км северо-западнее пос. Акжар, левый берег р. Канды-Су; 10—скв. 360, у моготы поставление пос. Акжар, левый берег р. Канды-Су; 10—скв. 360, у моготы поставление пос. Акжар, левый берег р. Канды-Су; 10—скв. 360, у моготы поставление поставле

гилы Зерп; 11 - разрез у р. Кусто; 12 - скв. ЗР у пос. Данрово (данные В.К. Василенко, 1959 г.); 13 — скв. 1к, Тополевская площадь (данные В.К. Василенко и И.Г. Левченко 1952—1954 гг.); 14 — разрез на правом берегу р. Калмакпай; 15 - скв. 14 в междуречье рек Базарка и Кишкене-Бугаз, в 2,5 км северо-восточнее пос. Кызылкесек (данные А.А. Пряхина и С.Р. Никонова, 1963 г.); 16 — скв. 7, в 8 км, юго-восточнее пос. Кызыл-Кесек (данные А.А. Пряхина, 1962 г); 17 - скв. 279, в 1 км северо-восточнее пос. Ленинжен, 18 - скв. 117. Чиликтинская впапина, к северо-запалу от пос. Чиликты; 19 - разрез у р. Аккезень в Кендерлыкской мульде; 20 — разрез у р. Балакальджир, к югу от пос. Горное; 21 — скв. м - 1, Май-копчетайский грабен, северный борт, у прииска; 22 — скв. 296, Нарымский грабен, у пос. Медведка; 23 — скв. 2160, левобережье Алея, северо-западная часть Рудного Алтая [Чумаков, 1965]; 24 - разрез в обрывах р. Карболиха, в 0.5 км ниже устья р. Харьковка [Чумаков, 1965]; 25 - скв. 285, Бородинская впадина, у пос. Бородино, в междуречье рек Иртыш и Бухтар-ма; 26 — разрез в карьере рудника г. Зыряновска; 27 — скв. 24, на левобережье р. Чары, в 20 км северо-северо-восточнее пос. Жангиз-Тобе (данные Г.А. Полникова и И.Я. Ипатова, 1959 г.); 28 - скв. В-1, Васильковский грабен: 29 — скв. В-2, там же; 30 - скв. Т-1, в межсопочном понижении у пос. Тройницкое; 31 - скв. Т-2, там же; 32 - скв. 11, в 30 км юго-восточнее пос. Георгиевка; 33 — скв. 240, Северо-Западная Калба, южнее с. Кова-левка [Сотникова, 1971]; 34 — разрез на левом берегу р. Туерык; 35 разрез у р. Кызыл-Чин [Девяткин, 1965]; 36 — разрез у р. Чаган [тамже]; 37 — разрез в низовьях р. Тархата [там же]; 38 — скв. 13, левобережье Ащи-Су, в 37 км выше устья, в 8 км юго-западнее русла; 39 — разрез у пос. Алгабас; 40 - скв. 46, левобережье Ащи-Су, юго-восточнее сопки Ордатас; 41 - скв. 40, в 37 км северо-западнее пос. Жарма. в 12 км севернее пос. Шереметьевка; 42 — разрез в обрыве р. Тулькисай, юго-западнее г. Аркалык; 43 — скв. 65, западная часть возвышенности Музбель, Тенизская впадина [Малиновский, 1967]; 44 — скв. 1М, у р. Сарысу, в 20 км выше пос. Жана-Арк, Сарысуйская депрессия [там же]; 45 - скв. 2М, междуречье рек Нуры и Улькун-Кундузды возле оз. Балыкше; 46 - разрез в обрыве р. Улькун-Кундузды (верховье) в районе горы Еремен-Тау [там же]; 47 — скв. Л-3, возвышенность Туриз в Восточном Тургае [Лавров, 1959]; 48 — скв. Л-1, 49 — скв. Л-2, долиша Шолаксай близ оз. Айке, междуречье рек Иргиз и Тобол [там же]; Прииртышье: 50 — разрез Гусиный Перелет в обрыве правого берега р. Иртыш, ниже г. Павлодар; 51 – разрез у пос. Шак-Аман, левый берег р. Иртыш в 30 км ниже г. Семипалатинска: 52 - скв. 1а. на правом берегу р. Иртыш, в 50 км ниже г. Семипалатинска; 53 - скв. 2а, [там же]; 54 — скв. 48, в 25 км северо-восточнее г. Семипалатинска; 55—скв. 259, с. Новочиха [Зальцман, 1968]; 56—скв. 18, с. Федосеевка, [там же]; 57—разрез в карьере Гайского рудника, севернее г. Орск



Р и с. 9. Диаграммы распределения терригенных и аутигенных минералов в неогеновых красноцветах павлодарской (калмакпайской) и вторушкинской (карабулакской) свитах в Зайсанской опорной скважине

1 — галечники; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — глины; 5 — мергели; 6 — известковистые стяжения; 7 — выделения пирита; 8 — следы минерала; жирные цифры — среднее содержание минерала, %



#### ГЛАВА ПЕРВАЯ

# ТИПЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ. СЕМЕЙСТВО АРИДНЫХ (КАЛЬЦИЕФИЛЬНЫХ) ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Существенно иным представляется литогенез аридного типа. В нем явственно проявляются черты не только своеобразия, но и большой сложности процесса сравнительно с типом гумидным.

Н.М. Страхов [1960, с. 143]

В данное семейство парагенетических ассоциаций континентальных отложений входят весьма широко распространенные парагенезы, в основе которых находятся аутигенные образования, представленные различными соединениями щелочноземельных металлов — Са и Мд. Главенствующей формой этих соединений являются карбонаты, которые "проходят" через все ассоциации данного семейства, подчеркивая этим их литогенетическое и физико-химическое родство. Вместе с тем в различных литогенетических системах описываемого семейства они ассоциируют с иными по составу аутигенными образованиями, что и определяет различие этих систем между собой.

Известные из рассматриваемых отложений комплексы палеонтологических остатков включают обитателей сухих ландшафтов. Этот факт наряду с литологическими и геохимическими особенностями отложений позволяет считать, что в литогенетическом смысле семейство кальшефильных (карбонатных) ассоциаций континентальных отложений является образованием аридного палеоклиматического типа литогенеза.

В составе указанного семейства выделяется четыре типа парагенетических ассоциаций: красноцветная карбонатная, сульфат-карбонатная, пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная и грубообломочная карбонатная. Литотипы перечисленных ассоциаций описываются в составе различных стратиграфических подразделений неогена и палеогена Северо-Западной Азии, получивших чрезвычайно широкое распространение в различных геоструктурных зонах и областях (табл. 1). Эти стратиграфические подразделения волей-неволей оказались объектом многолетнего изучения большими коллективами геологов (стратиграфов, палеонтологов, литологов, тектонистов). Во многих региональных геологических обзорах приводятся детальные сведения по стратиграфии и литологии интересущих нас толщ, условиям их залегания, мощностям, фациальному составу и т.д. Это значительно облегчило задачу авторов в освещении и раскрытии поставленной проблемы.

Учитывая выше изложенное, авторы монографии решили по возможности сократить при описании типов парагенетических ассоциаций уже известные конкретные данные аналитических и других видов исследований, приводимые в региональных геологических обзорах, и излагать материал в форме обобщенных сведений с необходимым минимумом ссылок на первоисточники. И только в тех случаях, когда по тем или иным соображениям возникает необходимость конкретных фактических данных, они приводятся в тексте.

#### КРАСНОЦВЕТНАЯ КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Описываемый ниже тип парагенеза континентальных отложений, именуемый красноцветной карбонатной ассоциацией, имеет очень широкое распространение в разрезах многих регионов и разных возрастов. Он представлен почти во всех системах фанерозоя, а его аналоги отмечаются и в докембрийских образованиях. Яркость внешнего облика отложений, значительная мощность разрезов и, как правило, выдержанность на больших расстояниях давно привлекли внимание геологов. Красноцветным формациям континентов посвящено огромное количество публикаций как отечественных, так и зарубежных геологов (особенно американских). В разное время предложено и много классификаций красноцветов, в основу большинства которых положены тональность и тип окраски пород. Подробный анализ существующих воззрений на природу и классификацию красноцветов приведен в капитальном труде А.И. Анатольевой [1972], посвященном домезозойским красноцветным формациям. Не стремясь повторять хорошо систематизированные и критически осмысленные А.И. Анатольевой питературные сведения о красноцветах, считаем необходимым остановиться на следующем.

В работах подавляющего большинства исследователей, занимавшихся изучением красноцветов, в явной или несколько завуалированной форме проводится одна основная мысль, что красноцветные отложения представляют собой все-таки одну большую группу родственных формаций. При описании всего разнообразия формационных и генетических типов красноцветных отложений, входящих в эту группу, для красноцветной седиментации в целом предполагается какая-то общая генетическая причина. Подтверждением сказанному может служить следующая фраза из заключительной главы монографии А.И. Анатольевой [1972, с. 303]: "Характеристике формаций предпослано общее изложение современных представлений о красноцветах как об отложениях, обладающих типичными для них окраской, составом, текстурными особенностями, условиями образования, распространения, содержащих характерную фауну, флору и т.д. Все эти данные позволяют более полно представить общие черты красноцветных формаций, сравнительное изучение которых приводит к выводам, затрагивающих проблему эволюции процессов красноцветной седиментации. . . " (курсив наш. – авт.). Итак, проблема эволющии красноцветной седиментации как общей причины появления всей совокупности красноцветных формаций. Отсюда и вытекает заключение, что появление на определенных стратиграфических уровнях земной коры того или иного типа крсноцветных формаций отражает собой этапность эволюции красноцветной седиментации в геологической истории. По этой причине А.И. Анатольева делит красноцветные формации на "отмирающие" и "зарождающиеся". Например, появление красноцветов, содержащих свободный глинозем, по ее мнению, произошло только в карбоне, и это явилось определенным этапом эволюции красноцветной седиментации. Однако имеющиеся теперь факты наличия свободного глинозема в континентальных красноцветных отложениях докембрия (КМА) опровергают данное заключение. Фактически не устанавливается и общих для всех красноцветов структурно-текстурных признаков пород и т.д. Все это убедительно говорит о том, что единой группы красноцветных формаций, равно как и единого процесса красноцветной седиментации, в природе не существует. Есть красноцветные формации, но нет их единого коллектива.

Объединение красноцветных отложений в группу родственных формаций произошло только потому, что в подавляющем большинстве случаев в основу подобного объединения положен единственный признак — цвет пород. В результате под одним названием "красноцветных формаций" часто описывают и охарактеризованные выше [Ерофеев, Цеховский, 1982] гумидные гематит-каолиновые пестроцветы и карбонатные красноцветы, соленосные толщи и приобретшие буро-коричневую окраску окисленные породы углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций. На подобных примерах наиболее наглядно показывает себя методика формальной классификации природных объектов по заранее намеченному признаку, в данном случае — по цвету пород. Цвет пород — признак су-

Таблица 1

Схема стратиграфической корреляции региональных разрезов континентальных отложений верхиего мела, палеогена и неогена Северо-Западной Азии

	5							Свита, серия, отложения					
Отлеп	Подотдел	Тип палео- флоры	Комплекс фауны позвоночных	Впадины оро	Западно-Сибирская								
ő	Под			Призайсанье		Гориый Алтай		Казахстанской Припертышье	Ют Западной Сибири				
Плиопен	Срединий Верхиний	Ксерофит-	Илийский Trogontherium, Mimomys gracilis и др.	Вторушкинская (карабулакс- кая)	\\\\\\	Буроцветная (башкаусская,		Кочковская		Кочка	ЭВСКАЯ	111111	
2	Нижний	ная неогеновая	Гиппарионовый Hipparion elegans W.Grom.и др.	Павлодарская (калмакпай- ская)	терекская, кубадринская)		.\.\\\\	Павлодар- ская		Павлодарская		//////	
Миоцен	Средний Верхимй	Обедненная тургайская	Anchitherium auralienensis			Ортолыкская (бе-		Аральская		Араль- жан- ская			
	Нижий		Mastadon atavus Boris.и др. Paraceratherium prochorovi, и др.	Аральская (акжарская)		кенские, туерык- ские, кызылгир- ские слои)		(калкаман- ская)		(Кал- каман- ская)	Боще- уль- ская		
	ій Верхний	Тургайская	,	Ашутасская		Кошагачская		Ашутас- ская Некра-		Некрасовская			
Олигоцен	Средний		Индрикотериевый Indricotherium и др.					совская	×				
Ю	Ниховій		Тузка- бакский Amy nodon tuscabakensis	Тузкабакская		Красногорская		Толща зеле- новато- коричневых глин	Чеганская —			)=	
	Верхиий	Полтавская		Турангинская	×	Талдыдюргунская		Турангин-					
Эоцен	Срединий	Гелиндено- полтавская	Обайлинский Eudinoceras obailiensis,	Зимунайская	* * * *		777	E	- Люлина	ворская			
_	Нижний		Hyracodontidae sp., и др.		1-1-		77	Т Северозай-				_	
Палеоцен		Гелинден- ская		Т Северозай- санская	1-1-1-1	Карачумская	してアモア	санская	7777	1	—Талиц Э	кая-	
Верхиній мен	Сенон-даний		Динозавры	† † † †	- (F) F	.,.	TTT		7 7				



NUMB 2	Казахский щит					Впадины	ороген	ной области Тянь-Шаня		
Тургай			Внутренние райо	Южное Прибалхашье		Джунгарск Алатау	ий	Северный Тянь-Шань		
Жунциликская Кустанайская							Хоргосская	•••	Шарпылдакская	000
			Битекейская		Илийская	.\\\\\	Илийская		Джуукинская	
Павлодарская (жиландинская)		ı	<b>Тав</b> лодарская		Павлодар- ская		Санташская	$(   \langle \cdot \rangle   $	Согутинская	
Аральская (турме)			Аральская		Аральская		Чульадыр- ская		Чульадырская Сера- фимовская	
Кайдогульская, индрикотерневая (песчано-алевритовые углистные слои)		acı Ha	дрикотериевая, казансорская урзумская, на-аркинская		Балкашская		Актаусская		Джетыогузская	
Сарынн Толща чаг- ская, челкар райских челкар нурин- ская, ин креминстых креминстых пестроцветов термевая (спои бурых глин)	KXX		?		Тасмурун ская		? Акбу- лак- ская		Толща зеленовато- коричневых алев- ритов	
Саксаульская		Lin	арцевые печники, ски, Туран- гинская		Колпаков - ская		(?) Колпаков- ская		Толща красных песчаников	
Тасаранская  — Пески, алевриты, глины		Акжарская Кенетайская Токтыгатская		<b>*</b> * * * * * * *	Тункуруз - ская	T/T/T/T/	Тункуруз- ская	* \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \ \	Толша	1/4/-4/-4/-
		Коскакольская, джартасская	Амангельдин- ская	TTTTT	Жамантин-	T \	Жамантин- ская	T   T   T   T   T	глино-типсов и окремненных мергелей	4/-4/-4/-4/-4/-4/-4/-4
		Š	Ашутская	777		1		1		4-4-4

Парагенетические ассоциация: I — углисто-сидерит-колчеданная, 2 — железисто-карбонатная, 3 — пестроцветная гематит-каолиновая, 4 — красноцветная карбонатная, 5 — сульфат-карбонатная, 6 — пестроцветная монтмориллонитовая кремимсто-сульфат-карбонатная, 7 — грубообномочная карбонатная; 8 — морские отложения

щественный, но взятый сам по себе, безотносительно к характеру и типу связей с другими литологическими показателями толщ, не может в полной мере служить классификационным параметром. В подобном случае геолог оказывается "обезоруженным" при встрече с явлениями конвергенции признака.

О подразделении красноцветов на две существенно разные в литологическом и генетическом отношении группы указал А.Л. Яншин [1953]. Он предложил различать аридные красноцветы с характерными для их состава карбонатными породами и гумидные красноцветы, лишенные заметной примеси карбонатных соединений. Последующий опыт изучения красноцветов в полной мере подтвердил правильность подобного разделения данных образований, чему свидетельством служит и упоминавшееся выше исследование А.И. Анатольевой. Пример гумидных красно-пестроцветных отложений, лишенных карбонатов и включающих залежи бокситов и каолиновых глин, рассмотрен нами ранее [Ерофеев, Цеховский, 1982].

В настоящем разделе описывается аридная красноцветная карбонатная асощиация континентальных отложений, не имеющая ни в литогенетическом, ни в историкогеологическом смысле ничего общего с гумидными 'красно-пестроцветными отложениями.

Анализ состава и строения данного типа парагенетической ассоциации ведется на примере красноцветной толщи среднего неогена Азии (поздний миоцен - ранний плиоцен). В разрезах континентальных глыб найдется немного примеров такого чрезвычайно широкого территориального распространения, каким обладает указанная толща. Начинаясь на юге Азиатского континента, у предгорий Гималаев, в составе сиваликской и иривадийской "систем" [Кришнан, 1954; Великовская, 1955; Бажанов, Костенко, 1964], данная толща прослеживается во впадинах и прогибах Юго-Восточной и Центральной Азии (свита Хиргис-Нур, толща гиппарионовых или красных глин), затем в передовых прогибах и межгорных впадинах Тянь-Шаня, Алтая, Саян и Прибайкалья [Шульц, 1968; Петрушевский, 1948; Ибрагимов, Турдукулов, 1961, 1965, 1966; Чумаков, 1965; Ерофеев, 1969; Мацуй и др., 1973; Девяткин, 1965; Розенберг, 1973; и др.]. Далее на север неогеновые красноцветы слагают огромные площади великих Зауральских равнин [Лавров, 1959; Зальцман, 1968; Адаменко, 1963; и др.], прослеживаются в древних долинах и тектонических депрессиях Казахского нагорья [Малиновский, 1967], Енисейского кряжа и юга Сибирской платформы [Боголепов, 1961]. На востоке Азиатского континента ареал распространения описываемой толщи ограничен в Приамурье и на Дальнем Востоке появлением угленосных отложений, а на западе континента — морских формаций. Однако, далее на запад, от Предкавказья, через Южную Украину, Молдавию, Румынию, Югославию и Грецию, неогеновая красноцветная толща со всеми присущими ей литологическими и палеонтологическими особенностями, прослеживается в прогибах и впадинах Южной Европы [Мищенко, 1971; и др.]. Это пример литогенетического процесса, колоссального по масштабу охвата территории и сложившегося по определенному типу.

Следует также отметить, что наряду с характерными литологическими особенностями толща неогеновых карбонатных красноцветов обладает почти повсеместно на территории Евразии вполне определенным набором палеонтологических остатков, широко известным под названием гиппарионового комплекса. В данный комплекс входят разнообразные обитатели открытых пространств степей, полупустынь, пустынь и сухой саванны (гиппарион, махайродус, гиена, газель, жирафа, мастодонт, страус, сухопутные черепахи, разнообразные грызуны и т.д.), обнаруживающие между собой тесные экологические связи. Разумеется, видовой и родовой состав биоценозов в разных участках континента не остается постоянным. Так, например, в разрезах Индии и Бирмы в данном фаунистическом комплексе появляются древние приматы и крокодилы, которых нет в разрезах северных районах Азии. Однако цельность комплекса и характерные для него внутренние экологические связи при этом не нарушаются.

Описывать особенности строения разрезов и состав красноцветной карбонатной ассоциации неогена на всей территории ее распространения нет ни возможности, ни







Р и с. 2. Обнажения пород красноцветной карбонатной ассоциации

a — выходы красно-бурых песчанистых глин калмакпайской свиты (темные) и подстилающих песчаников и влевритов сарыбулакской подсвиты (светлые) в обнажении у р. Калмакпай в Зайсанской впадине;  $\delta$  — угловое несогласие между красноцветными карбонатными толщами неогена (согутинская свита) и среднего-верхнего олигоцена (джетыогузская свита) у северного подножья хребта Терскей-Алатау в бассейне р. Кажисай (Иссык-Кульская впадина);  $\delta$  — обнажение красноцветных карбонатных песчаников джетыогузской свиты в бассейне р. Джеты-Огуз (Иссык-Кульская впадина)

необходимости. Это хорошо изложено в региональных геологических обзорах, некоторые из них мы указали выше. Авторы считают вполне достаточным ограничиться приведением обобщенных сведений по регионам Северо-Западной Азии, где данная толща прослежена и описана в различных геоструктурных областях — плитах, щитах и орогенных зонах. К тому же она здесь наиболее полно и детально изучена.

# Условия распространения и стратиграфические особенности

Ареал распространения неогеновой красноцветной карбонатной ассоциации охватывает почти всю территорию Северо-Западной Азии южнее широты  $58-60^{\circ}$ . В процессе геологического изучения разных регионов провинции подавляющее большинство исследователей неизменно выделяли неогеновую красноцветную карбонатную толщу в самостоятельную формацию или литолого-стратиграфическое подразделение (рис. 1, A, E, B, см. вкл.; рис. 2a, 6). Эте говорит о том, что данная породная ассоциация, прослеживаясь на тысячекилометровые расстояния и, переходя из одной геоструктурной области или зоны в другую, тем не менее сохраняет в своем облике наиболее характерные литологические черты, подчеркивающие ее индивидуальность в разрезах. Вместе с тем на фоне черт общности данной совокупности отложений картина их пространственного распространения, условий залегания и типа разреза подчеркивает и некоторые региональные различия.

В пределах Зауральских эпипалеозойских плит (Тургай, Западная Сибирь, восточная часть Туранской низменности) описываемая толща прослеживается почти на всей их территории в виде прерывистого осадочного чехла. И только на площадях крупных поднятий и валов или участках относительно глубокого врезания четвертичных речных долин данная толща выпадает из сводного разреза. В областях устойчивого погружения платформы, характеризующихся наибольшей полнотой разреза, красноцветная карбонатная ассоциация ложится с размывом (или резким контактом) на зеленоцветные глины раннего-среднего миоцена, известные под названием аральской, или таволжанской, свиты (см. табл. 1). Толща же карбонатных красноцветов в стратиграфической номенклатуре Зауралья получила название павлодарской свиты.

По периферии Казахского щита и в районах молодых поднятий эта свита часто залегает с размывом на более древних образованиях. Во многих пунктах аккумулятивных равнин Зауралья эти отложения включают крупные захоронения фауны гиппарионового комплекса. Мощность толщи варьирует в пределах нескольких десятков метров, редко достигая 120—150 м.

В пределах внутренних областей Казахского эпипалеозойского щита отложения одноименной свиты локализованы в древних долинах и различного рода эрозионных, эрозионно-тектонических и тектонических депрессиях разного размера и морфологии.

Они ложатся с размывом на подстилающие образования, в том числе и на гипсоносные глины аральской свиты раннего-среднего миоцена. Мощность павлодарской свиты варьирует в широких пределах: от нескольких десятков метров в мелких эрозионных депрессиях до первых сотен метров в крупных тектонических впадинах и прогибах.

В орогенной зоне Алтая, Саур-Тарбагатая, Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня неогеновая красноцветная карбонатная ассоциация широко распространена в разного рода тектонических депрессиях и крупных межторных прогибах: Зайсанском, Алакульском, Илийском, Восточно-Чуйском, Иссык-Кульском, Джунгарском и др. Повсеместно в пределах крупных прогибов данная толща, получившая разные местные наименования, с размывом залегает на палеонтологически охарактеризованных отложениях раннего-среднего миоцена и с размывом же перекрывается красноцветными от-

пожениями среднего-позднего плиоцена<sup>1</sup>. То есть, стратиграфическое положение ее в сводных разрезах прогибов орогенной зоны определяется весьма четко. В относительно мелких тектонических депрессиях (грабенах, приразломных прогибах и т.п.) и в прибортовых частях крупных прогибов описываемая толща ложится с размывом и часто угловым несогласием на отложения палеогена и более древние образования. Характерны резкие перепады мощностей от первых десятков до первых сотен метров. В центральных же частях крупных прогибов — впадин залегание толщи относительно спокойнее при мощности от многих сотен (Алтай) до 1,5—2 тыс. м (Тянь-Шань). Во многих разрезах впадин орогенной зоны данные отложения содержат остатки фауны гиппарионового комплекса.

Таким образом, на территории Северо-Западной Азии, в пределах всех слагающих ее геоструктурных областей и зон прослеживается литологически индивидуализированная и прекрасно палеонтологически охарактеризованная толща карбонатных красноцветов, занимающая в сводных региональных разрезах повсеместно и четко однотипное стратиграфическое положение.

#### Региональные типы разрезов ассоциации

# Зауральская эпипалеозойская платформа

В пределах Зауральских аккумулятивных равнин разрезы миоцен-нижнепалеоценовой красноцветной карбонатной ассоциации наиболее полно изучены в районах Прииртышья, где описан и стратотипический разрез павлодарской свиты [Лавров, 1959]. Данные отложения Прииртышья следует считать литотипом ассоциации всей Зауральской эпипалеозойской платформы, тем более что разрезы ассоциации других районов платформы не имеют принципиальных отличий (см. рис. 1).

Стратотипический разрез павлодарской свиты обнажен в правом борту долины р. Иртыша у г. Павлодара. Основание красноцветной толщи слагает пачка преимущественно средне- и мелкозернистых полимиктовых косослоистых песков с редкими линзами песчанистых алевритов, тяготеющих к верхам разреза. Мощность пачки 12—14 м. Она залегает с резким размывом на зеленоцветных глинах нижне-среднемиоценовой аральской свиты. В базальных слоях песков отмечаются катуны подстилающих глин и перемытые известковые конкреции. В строении самой песчаной пачки отмечаются косые срезания слоев и вложения. Общий цветовой фон серовато-желтый.

Выше пачки песков, постепенно сменяя их, залегают алеврито-глинистые слои мощностью 8-10 м. Глины и алевриты песчанистые, не выдержанные по простиранию, известковистые и окращены в желтовато- и зеленовато-бурые тона. Тональность окраски пород меняется по простиранию — то они более бурые, то зеленовато-желтые. В этих слоях заключена основная масса костных остатков гиппарионовой фауны. Это уникальное захоронение фауны под г. Павлодаром известно в палеонтологической литературе под названием "Гусиный перелет".

Кратко охарактеризованный выше стратотипический разрез павлодарской свиты фактически представляет собой только нижнюю часть разреза красноцветной толщи верхнего миоцена—нижнего плиоцена Прииртышья. Выше лежащие части ее разреза представлены во многих обнажениях долины р. Иртыша выше г. Павлодара вплоть до г. Семипалатинска (Ермак, Муралды, Красный Ключ и др.) и ниже до с. Таволжан.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Эти верхненеогеновые отложения (вторушкинская, карабулакская и другие свиты) относятся к самостоятельной, более молодой по возрасту красноцветно-карбонатной ассоциации. По литологическому и фациальному составу породы данной ассоциации во многом сходны с характеризуемыми средненеогеновыми и отличаются от них несколько более грубым составом, более светлыми оттенками красно-бурых окрасок. Поэтому средне-верхненеогеновые отложения часто выделялись ранее геологами в составе единой красноцветно-карбонатной формации. Однако, так как толща верхненеогеновых красноцветов имеет четкие границы и повсеместно контактирует со средненеогеновыми красноцветами через размыв (а местами между ними отмечается угловое несогласие), ее следует выделять в составе самостоятельной красноцветной карбонатной ассоциации.

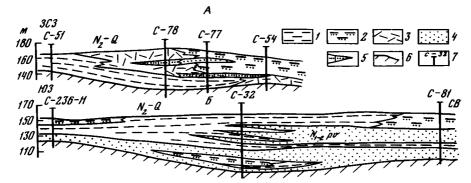
В настоящее время вдоль долины Иртыша разрезы описываемой толщи вскрыты многими профилями буровых скважин протяженностью в десятки и сотни километров в Кулундино-Барабинских и Североказахстанских степях. По обнажениям и буровым скважинам устанавливается, что вышележащие, значительно преобладающие по мощности части разреза описываемой толщи сложены красно-бурыми и коричневато-бурыми, в подавляющем большинстве известковистыми глинами с линзами и прослоями разнозернистых полимиктовых песков, алевритов, супесей и суглинков. Часто песчаники сцементированы известковым цементом разной степени плотности. Глины, главным образом песчанистые, плохо сортированные, иногда с включениями полувыветрелой щебенки. Очень часто в породах отмечаются стяжения и прожилки CaCO<sub>3</sub>, основная масса которого заключена в породах в виде пылевидной вкрапленности пелитоморфной извести. В красно-бурых глинах и алевритах отмечаются пятна слабого омарганцевания по микротрещинам в породе.

Среди преобладающей массы красноцветных пород (красно-бурых, коричневато-бурых, желтовато-бурых и палевых оттенков) в некоторых разрезах присутствуют линзы глин и алевритов зеленой и зеленовато-коричневой окраски. Они чаще всего тяготеют к низам толщи, но отмечаются и в вышележащих ее частях. В некоторых обнажениях устанавливаются линзы и слои загипсованных пород, что некоторыми геологами описывается как характерная черта состава павлодарской свиты. Однако изучение разрезов свиты на больших площадях показывает, что это не так. Интенсивное огипсование пород свиты как раз не характерный для нее процесс, ибо устанавливается довольно редко и только на локальных участках.

Двучленное строение красноцветной толщи, отмеченное ранее В.В. Лавровым [1959], характерно для всей территории Прииртышья. Однако песчаные отложения, тяготеющие к низам разреза толщи, распространены не повсеместно, а приурочены к депрессионным участкам погребенного палеорельефа или фациям более или менее крупных палеорек. На приподнятых участках палеорельефа эти слои или выклиниваются, или фациально замещаются красно-бурыми песчанистыми глинами с линзами плохо окатанных песков и щебенки (пролювиальные фации). Не устанавливается и какой-либо стратиграфической или четкой литологической границы, которая отделяла бы нижние, более песчанистые слои разреза от верхних. В качестве иллюстрации приводим два разреза описываемой толщи по буровым профилям (рис. 3), пройденным севернее с. Большая Владимировка (Семипалатинское Прииртышье).

В профиле А весь разрез красноцветной толщи сложен глинистыми разностями пород. Отмечаются только две линзы аплювиальных песков в средней части разреза. В профиле Б, в его юго-западной части, разрез толщи имеет двучленное строение: внизу залегает пачка базальных песков, вверху — красно-бурые глины. В центре профиля (скв. 32) мы фактически видим переслаивание песчаных и глинистых разностей пород, с некоторым преобладанием последних. На северо-восточном же окончании профиля (скв. 81) уже большая часть разреза толщи сложена буровато-серыми полимиктовыми песками.

По мере удаления от склонов Казахского щита к северу, в глубь территории Западно-Сибирской низменности, происходит постепенное выпадение из разреза песчаных разностей пород, которые большей частью фациально замещаются песчанистыми алевритами и алевролитами. Только русловые фации крупнейших палеорек (Иртыш, Ишим и др.) отмечаются лентовидными (в плане) полосами кососпоистого песчаного аллювия. Они и служат хорошими водоносными горизонтами. Таковы разрезы Омского Прииртышья и юга Тюменского Прииртышья. В северном направлении бледнеет и тональность окраски пород, появляется большое количество прослоев, линз и пятен зеленоцветных глин и алевритов. Красящий пигмент теплых тонов (коричневый, бурый и т.п.) иногда обособляется в виде пятен и полос с "размазанными" границами. Аналогичные изменения облика пород красноцветной толщи устанавливаются и в северной части Кулунды и Южной Барабы [Зальцман, 1968].



Р и с. 3. Разрезы павлодарской свиты у с. Большая Владимировка в Семипалатинском Прииртышье 1- глины красно-бурые известковистые; 2- алевриты и песчанистые глины коричнево-бурого цвета, известковистые; 3- суглинки и супеси бурого цвета, сильно известковистые; 4- пески полимиктовые; 5- песчаники полимиктовые с плотным известковистым цементом; 6- подстилающие отложения неогена и палеогена; 7- буровые скважины

Описанные выше изменения пород красноцветной карбонатной толщи в северном направлении, по-видимому, связаны не только с удалением от приподнятых областей сноса, но и с изменениями палеоклиматических условий седиментации в северных районах Западно-Сибирской низменности. В настоящее время на севере низменности, в бассейнах рек Надым, Ныда, Пур и Таз, установлено широкое распространение возрастных эквивалентов миоцен-нижнеплиоценовой красноцветной толщи, сложенных углистыми песчано-глинисто-алевритовыми отложениями [Данилов, Смирнова, 1976]. Они включают залежи погребенных торфяников, изобилуют углефицированными обломками аллохтонной древесины, линзами гумусированных и углистых глин. Заключенные в этих отложениях обильные палинологические остатки характеризуют собой ландшафты влажных хвойно-мелколиственных лесов и болот позднего миоцена—раннего плиоцена. Таким образом, на огромной равнине Западно-Сибирской низменности в северном направлении вполне определенно устанавливается латеральная смена аридных карбонатных красноцветов гумидными углистыми сероцветами. Сочленение их, по-видимому, происходит где-то на широте низовьев р. Иртыша.

Разрезы описываемой красноцветной карбонатной толщи других районов Зауральских аккумулятивных равнин (Тургай, восточная и юго-восточная части Туранской низменности) не имеют принципиальных отличий от припртышских. Подавляющая масса пород этих разрезов также представлена неслоистыми (или грубослоистыми красно-бурыми известковистыми, часто плохо сортированными и песчанистыми глинами с линзами и прослоями песчанистых алевритов и разнозернистых полимиктовых песков. Последние тяготеют к низам разреза и зачастую включают линзы и пласты песчаников с плотным карбонатным цементом серовато-бурого и серого цвета. Мощность красноцветной толщи как в Прииртышье, так и в других районах низменности 30—50 м иногда достигает 70—80 м и очень редко (на локальных участках) 100—120 м.

По периферии Казахского эпипалеозойского щита в разрезах красноцветной карбонатной ассоциации неогена увеличивается доля песчаных разностей пород, в них появляются линзы дресвяников, гравелитов и реже галечников и щебеночников. Песчанистые глины и алевриты зачастую содержат изолированные плохо окатанные обломки пород областей сноса, встречаются песчанистые гнезда и линзы щебеночников с неясно выраженными границами.

Во внутренних областях Казахского щита для разрезов ассоциации характерно большое литологическое разнообразие, зависящее от формы и размеров областей седиментации. В широко распространенных здесь пологих и плоских межсопочных и межгрядовых древних эрозионных депрессиях разрез описываемой толщи сложен преимущественно красно-бурыми песчанистыми глинами с редкими короткими лин-

зами зеленоцветных известковистых глин. В центральных частях таких депрессий присутствуют и пласты тонкодисперсных красных глинистых пород, представляющих собой осадки мелких пересыхающих озер и такыров. В основании разреза толщи обычно залегает слой щебеночника с линзами гравелитов и плохо окатанных галечников. По направлению к прибортовым частям депрессий в разрезах красноцветов появляется большое количество линз бурых щебеночников, иногда сцементированных плотным известковистым цементом.

В пределах всей территории Казахского щита очень широко распространены древние речные долины, заполненные карбонатными краснопветами неогена [Малиновский, 1967; Клюшкин, 1973]. Долгое время считалось, что эти крупные широкие долины сформированы в эпоху красноцветной седиментации неогена и в разрезах красноцветной толши этих долин должны присутствовать мощные галечно-конгломератовые отложения руслового аллювия. Однако детальным разбуриванием отложений древних долин в восточных районах Казахского щита это не подтвердилось [Ерофеев и др., 1969]. Оказалось, что древние долины как элементы рельефа были сформированы в основном в палеогене (и ранее), а во время образования карбонатных красноцветов неогена служили в большинстве случаев аккумуляторами аридного красноцветного делювия и пролювия. Поэтому в разрезах древних долин описываемая толща также представлена преимущественно плохо сортированными песчанистыми глинами с линзами плохо окатанных песков, дресвяников и щебеночников. Наиболее грубые отложения тяготеют к бортам древних долин. В составе обломков доминируют породы, слагающие борта долин и близлежащих водоразделов, что говорит о местных источниках сноса. В центральных частях наиболее широких участков долин иногда присутствуют тонкослоистые красные глины со створками раковин Bithynia [Клюшкин, 1973], представляющие собой осадки мелких, часто пересыхающих озер. Отмечаются также и линзы плохо окатанных галечников и гравелитов или песков, характеризующих собой русловые фации маломощных аллювиальных потоков.

Мощность отложений красноцветной толщи в межсопочных депрессиях и древних долинах очень непостоянна и колеблется от первых десятков до 60—70 м в наиболее переуглубленных участках долин.

В тектонических и эрозионно-тектонических впадинах в составе разрезов описываемой толщи заметно возрастает участие грубообломочных пород. В основании толщи, как правило, залегают бурые и серые пески, дресвяники с линзами галечников и щебеночников. Часто они сцементированы плотным карбонатным цементом и превращены в песчаники и конгломераты. Вышележащие части разреза в подавляющей массе сложены плохо сортированными песчанистыми красно-бурыми глинами с многочисленными линзами и прослоями разнозернистых песков серого и буровато-серого цвета, бурых щебеночников и гравелитов. Отмечаются короткие, но иногда мощные линзы зеленоцветных глин и алевритов. Породы всего разреза сильно известковисты. В грубообломочных разностях пород широко развита карбонатная цементация. В тектонических депрессиях мощность красноцветной толщи возрастает до 120—150 и даже до 200 м (Северное Причингизье).

Из приведенной выше характеристики строения разрезов неогеновой красноцветной толщи Зауральской платформы видно, что данная толща не отличается широким спектром фациально-генетических разновидностей отложений. Главные из них следующие.

Делювиально-пролювиальные отложения слагают основную массу пород описываемой ассоциации. Собственно делювиальные отложения широко развиты только в пределах депрессий Казахского щита и тяготеют к бортам древних долин и тектоническим уступам. В разрезах представлены щебенисто-глыбовыми образованиями, залегающими в виде линз с нечетко выраженными границами. Цвет пород красно-бурый, обломки совершенно не окатаны и наряду с обломками свежих пород присутствуют полувыветрелые глыбы и щебень. Часто такие линзы сцементированы плотным известковым цементом.

Основная масса отложений данной генетической группы представлена различными

фациями пролювия (пролювиальных конусов выноса и сезонно пересыхающих мелких небольших озер на их периферии, пролювия плоскостного смыва пологохолмистых или плоских наклонных равнин). Литологический состав данных отложений чрезвычайно разнообразен. У границ изолированных бассейнов седиментации (межсопочные депрессии, древние долины и эрозионно-тектонические впадины Казахского щита) пролювиальные осадки сложены монотонными, массивными, сильно песчанистыми и известковистыми красно-бурыми и бурыми глинами с рассеянной в их массе изолированной щебенкой свежих и частично выветрелых пород областей сноса. Слоистость практически отсутствует или проявляется лишь как грубое напластование за счет чередования различных по гранулометрии и цветовым оттенкам пород. Отмечаются многочисленные линзы частично окатанных щебеночников, дресвяников и чрезвычайно плохо сортированных полимиктовых песков и песчаников с плотным карбонатным цементом бурого и серовато-бурого цвета.

По мере удаления от областей сноса из разреза постепенно исчезают наиболее грубообломочные разности пород и подавляющая их масса уже сложена красно-бурыми песчанистыми глинами с редкими линзами неслоистых плохо сортированных песков и песчаников. Слоистость в породах отсутствует или плохо выражена, но напластование приобретает более четкое выражение.

В центральных частях изолированных бассейнов седиментации и на обширных пространствах аккумулятивных равнин Зауралья пролювиальные отложения представлены, в основной массе своей, глинистыми образованиями. Глины имеют красный, красно-бурый, желтовато-бурый и реже палевый цвета. Слоистость в них по-прежнему отсутствует, но напластование местами выражено довольно четко (и подчеркивается сменой тонов окраски). Характерной особенностью большинства пролювиальных глин является их песчанистость. Даже когда визуально в глинах как-будто и не видны песчаные зерна, при отмучивании остается много песка. При этом песчаные обломки не окатаны или окатаны плохо, плохо сортированы, имеют полимиктовый состав. Довольно часто песчанистые глины вкраплены в виде гнезд с нечеткими границами в массе более тонкоотмученных и относительно более сортированных глин, принадлежащих к озерно-пролювиальным фациям.

Очень часто в строении пролювиальных отложений можно видеть различные типы древних красноцветных аридных почв мощностью до 0,2—0,6 м. Визуально многие эти древние почвы проявляются за счет многочисленных выделений карбонатов, секущих первичную слоистость и имеющих субвертикальную ориентировку в форме пятен, конкреций, прожилков.

Почти постоянным компонентом пород служат так называемые карбонатные журавчики, располагающиеся в вертикальном и наклонном положении к напластованию. Иногда их в породе так много, что некоторые слойки и линзы приобретают белесый оттенок. При отмывке и изучении под лупой журавчики показывают себя как типичные фитоморфозы CaCO<sub>3</sub> по корневой системе травянистых растений. Как видно на фотографии (рис. 4,a), многие из журавчиков имеют продольные полости, оставшиеся от стержня корешка. Подобные фитоморфозы весьма характерны и для четвертичных лессов и лессовидных суглинков [Мацуй и др., 1973] и свидетельствуют о переработке осадков древними почвами. В характеризуемых почвах встречаются также единичные фитоморфозы более крупных растений, имеющие диаметр до 3–5 см (см. рис. 4,6).

Аллювиально-озерные отпожения имеют подчиненное значение в разрезах ассоциации, хотя местами они распространены в них довольно широко.

Аллювиальные отложения подразделяются на русловые и пойменные макрофации. Русловый аллювий представлен в разрезах линзами, слоями и пачками косослоистых в разной степени окатанных полимиктовых песков с линзами гравелитов и реже галечников. Цвет пород серый и буровато-серый. Слоистость и напластование выражены четко. В песках отмечаются разного размера линзы песчаников и конгломератов с плотным известковым цементом светло-серого и буровато-серого цвета.



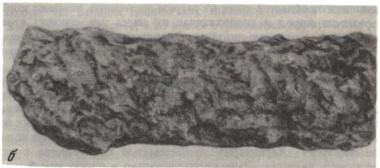


Рис. 4. Фитоморфозы кальцита

a — трубчатые выделения кальцита вокруг тонких корешков травянистых растений (карбонатные журавчики), павлодарская свита, Семипалатинское Прииртышье; увел. 3;  $\delta$  — псевдоморфоза кальцита по корневищу из павлодарской свиты, разрез Острая Сопка на левобережье Иртыша, у впадения р. Убы, 1/2 нат. вел.

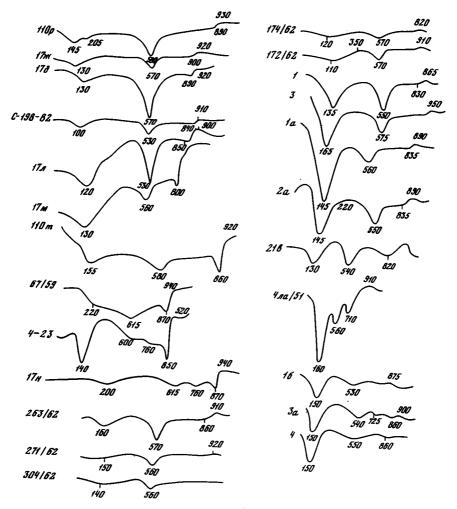
рактеризует собой в большинстве случаев маломощные речные потоки. Поэтому и сортировка, и окатанность обломочного материала в песках невысокая. Аллювиальные фации буквально "задавлены" массой глинистого пролювия и роль речных потоков, по-видимому, сводилась к некоторому перемыванию и пересортировке части пролювиального материала. Только отложения очень крупных речных артерий обладают всеми характерными чертами аллювия.

Пойменные фации речных долин представлены в разрезах красно-бурыми, желто-бурыми, палевыми алевритами и алевритистыми глинами, зачастую имеющими лессоподобный облик, и нередко переработаны древними аридными почвами. В них, так же как и в пролювиальных глинах, распылена вкрапленность пелитоморфной извести, встречаются многочисленные конкреции и журавчики калыцита.

Озерные фации представлены редкими линзами и прослоями глин и алевритов зеленого и зеленовато-желтого цвета, сильно известковистых. Иногда в них присутствуют линзы мергелей коричневого и коричневато-зеленого цвета, пронизанные ходами илоедов. Отложения мелких, периодически пересыхающих озер сложены слоистыми тонкоотмученными глинами красного и красно-бурого цвета с конкрециями и журавчиками CaCO<sub>3</sub>. В их строении часто встречаются горизонты погребенных аридных ископаемых почв, очень ярко представлены такырные фации — зеленовато-бурые или красно-бурые глины, пронизанные вертикальными жилами карбоната кальция.

Отложения солончаковых и такырно-солончаковых фаций встречаются редко в разрезах красноцветной толщи. Они представлены красно-бурыми песчанистыми глинами с прожилками и конкрециями гипса.

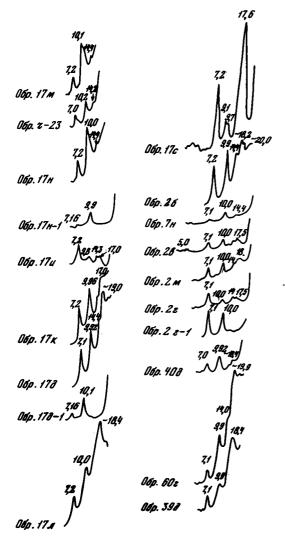
Кратко охарактеризованные выше фациально-генетические типы отложений образуют сложные взаимосочетания в разрезах красноцветной карбонатной ассоциации



Р и с. 5. Кривые нагревания глин красноцветной карбонатной ассоциации

Зайсанская впадина. Сарыбулакские слои, глины: 110р — темно-зеленые, разрез Калмакпай; 17ж — зеленые с коричневыми пятнами, разрез Кусто; 17д — светло-зеленые, там же; С-198-82 — песок серый, сильно глинистый, скв. 198 у мыса Бакланий, глубина 82 м; 17л — темно-зеленые с конкрециями карбонатов; разрез Кусто; 17м — зеленовато-коричневые с кристаллами гипса, там же; глины павлодарской свиты: 110т — красно-бурые, известковистые, разрез Калмакпай; 67/59 — красно-бурые, карбонатные, разрез Орта-Ласты; ч-23 — красно-бурые, карбонатные, разрез Бакланий; 17н — красно-бурые, известковистые с редкими кристаллами гипса, разрез Бакланий. Горный Алтай. Чуйская впадина [Лискун, 1975, с. 119—121] башкаусская свита, глины красно-бурые 263/62, 271/62, 304/62 — из аллювиальных галечников; 174/62, 172/62 — из пролювия. Рудный Алтай. Северо-западная часть [Чумаков, 1965]; павлодарской свиты: 1,3—глины (1 — красно-бурые, 3 — зеленые); 1а, 2а — глины вторушкинской свиты (1а — красно-бурые, 2а — зеленые). Семилальтинское Принртышке: 21в — глины из зеленых пятен в красно-бурые, 2а — зеленые). Семилальтинское Принртышке: 21в — глины красно-бурые, павлодарская свита, Карабутакский район [Лавров, 1954]. Южный Урал [Черняховский, 1963], жиландинская свита, глины красно-бурые: 16 — у пос. Роман-Куль, 3а — у пос. Супильсай, 4 — у пос. Танткен

неогена Зауральской платформы. В общем случае главенствующей группой отложений является пролювиальная. В частных же разрезах и разных районах взаимоотношения и роль перечисленных фациально-генетических групп могут меняться. Однако это мало что вносит в изменение общего литологического облика ассоциации, причиной чего является тесное единство вещественного состава слагающих ее пород. Рассмотрим вещественный состав пород ассоциации по основным слагающим их компонентам.



Р и с. 6. Диафрактограммы глин красноцветно-карбонатной ассоциации (все образцы насыщены глицерином, за исключением обр. 17 н-1, 17 д-1, 2 г-1, обработанных НС1)

Зайсанская впадина. Глины: 17 м - зеленовато-коричневые с кристаллами гипса, сарыбулакские слои, разрез Кусто; красно-бурые, павлодарская свита: ч-23 - карбонатные, мыс Бакланий, 17н - известковистые с редкими кристаллами гипса, разрез Кусто; сарыбулакские слои, разрез Кусто: 17и - алевриты светло-серые с лимонитовыми корочками, 17 к.д. л - глины: (17к - черные, марганцовистые, 17д - светло-зеленые, 17л - темно-зеленые с конкрециями карбонатов); 17с - светло-коричневые с мелкими вертикальными жилками гипса, павлодарская свита, там же. Горный Алтай. Башкаусская свита, глины: 26 - черные, гумусированные, песчанистые; 7н - красно-бурые со щебнем, разрез Кызыл-Чин; 2в, 2м, 2г - красно-бурые из цемента щебнистогалечных осадков, разрез Туерык. Семипалатинское Прииртышье. 40д - пески, сцементированные глинисто-гипсовым цементом, павлодарская свита, разрез у пос. Шакаман, левый берег р. Иртыш. Тургайский прогиб. 60г – глины красно-бурые, павлодарская свита, Восточный Тургай, разрез у сопок Жиланчик-Турме. Южный Урал. 39д - глины красно-бурые, известковистые, жиландинская свита, карьер Гайского месторождения

Обломочные компоненты пород почти повсеместно имеют полимиктовый состав. Исключение представляют только разрозненные линзы и прослои песчаных глин и алевритов, слагающиеся перемытыми породами палеогена или более древних осадков, обогащенных кварцем. Подобный состав имеют и аллювиально-пролювиальные пески в основании красноцветной толщи в разрезах Западной Сибири, удаленных на сотни километров от областей сноса. Это также связано с перемы-

вом подстилающих палеогеново-неогеновых отложений и мобилизацией из них обломочных зерен. Однако уже в вышележащих слоях этих разрезов часто доминирует полимиктовый материал.

Главной характерной чертой пород красноцветной карбонатной ассоциации относительно их обломочных компонентов, является то, что состав обломочного материала отражает усредненный состав разрушаемых эрозией пород ближайших к данному бассейну седиментации областей сноса. Особенно четко это устанавливается в депрессиях и древних долинах Казахского щита. На участках бассейнов седиментации, примыкающих к областям сноса с широким развитием гранитов, пески и песчаники красноцветной толщи имеют кварц-полевошпатовый состав. Вместе с тем обломочные зерна пород характеризуются разной степенью выветрелости, что хорошо видно при микроскопическом изучении шпифов. Наряду со свежнии зернами полевых шпатов, эпидота, слюд и обломков пород значительную долю составляют в разной степени пелитизированные обломки. Встречаются обломки, корродированные пелитоморфным СаСО3.

Глинистое вещество пород красноцветной карбонатной ассоциации сложено полиминеральными смесями [Лавров, 1959; Разумова, 1961; Никифорова, 1960; Черняховский, 1963; Зальцман, 1968; и др.], в которых преобладающим компонентом

Р и с. 7. Кривые нагревания аутигенных минералов красношветной карбонатной ассоциации

Зайсанская впадина. Известковистые конкреции, разрез Кусто: 462е - из красно-бурых глин павлодарской свиты, 462в - из зеленых глин сарыбулакских слоев; 110л - песчаник с известковистым цементом из сарыбулакских слоев, разрез Калмакпай; Л-56, Л-45 - глины красно-бурые сильно карбонатные, павлодарская свита, разрез Калмакпай, 462т - лимонитовые конкреции из сарыбулакских слоев, разрез Кусто; 57/5 - кости млекопитающих, павлодарская свита, разрез Бугаз; Ф-1, Ф-5 - кости млекопитающих, вторушкинская свита, разрез Калмакпай. Западная периферия Рудного Алтая, 402а - брекчия с карбонатным цементом, павлодарская свита, у поселка Красный Аул. Причингизье. Ф-4 - обломки костей млекопитающих, павлодарская свита, у поселка Жарма. Тургай: 60а-1/74 - известковистая конкреция, павлодарская свита, горы Жиланчик-Турме. Семипалатинское Прииртышье: 777 п/51 - карбонатная конкрепля у оз. Кала-Туз [Лавров, 1959]; 1007л/51 - мергельный прослой из костеносной толщи у оз. Павлодар [Лавров, 1959]; 40д - песчаник с гипсовым цементом, павлодарская свита, левобережье Иртыша у поселка Шака-

обычно является гидрослюда. На втором месте стоят монтмориплонитовые минералы (смектит), образующие самостоятельные выделения или входящие в состав смешанослойных смектит-гидрослюдистых пакетов. Значительно реже встречаются образцы, где смектитовый минерал преобладает над гидрослюдой, тогда как в большинстве случаев он подчинен последней. В качестве сопутствующих компонентов присутствуют каолинит, хлорит. На рис. 5 приведены термограммы (21в, 4ла/51, 16, 3а, 4), а на рис. 6 — дифрактограммы (40д, 60г, 39д) глин.

Неоднократно замечено, что состав и количество сопутствующих глинистых минералов в породах красноцветной карбонатной ассоциации зависят от состава пород, размываемых в ближайших областях сноса. Например, там, где поблизости размывались обогащенные каолинитом отложения палеогена, и в глинистом веществе пород красноцветной карбонатной ассоциации отмечалось повышенное содержание каолинита. Таким образом, гидрослюда и обычно подчиненный ей смектит (или смешанослойные смектит-гидрослюдистые образования) составляют основной минералогический фон глинистого вещества пород ассоциации, а сопут-

ствующие им каолинит, хлорит, встречаются в форме примеси. Иногда они вообще могут отсутствовать в составе глинистого вещества.

Аутигенные образования ассоциации четко подразделяются на главные и сопутствующие. Главными из них являются красные окислы Fe и карбонаты Ca и частично Mg.

Безводные или маловодные окислы Те в основном равномерно рассеяны в породе образуя тонкие пленки — "рубашки" на обломочных зернах различной размерности. Им и обязаны своим появлением красные, красно-бурые, палевые и коричневые цвета отложений ассоциации. Наиболее интенсивно окращены зерна пелитовой и алевритовой размерности. Они зачастую полностью заключены в "рубашку" окислов Ге. Песчаные и более грубые зерна имеют только разрозненные пятна окислов Ге на поверхности и по микротрещинам. Хорошю окатанные и отмытые галечники и пески русло-

Таблица 2 Химический состав пород красноцветной карбонатной ассоциации неогена Северо-Западной Азии, вес.%

№ пробы	Порода	SiO,	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO
	Cen	т иипалати	нское Пр	имртышь окиртышь	e	1
K6-2	Глина	47,21	13,97	5,76	0,59	6,52
K6-4	"	47,92	14,24	5,72	0,50	8,33
K6-5	"	48,63	15,00	6,20	0,44	7,20
		Зайсан	іская впа	дина		
Юз-74	**	48,56	14,26	5,46	0,95	7,77
Юз-76	**	48,37	13,51	5,01	0,63	9,59
Юз-77	**	51,28	14,23	5,79·		6,51
Юз-79	**	51,10	15,28	5,77	0,80	4,97
Юз-81	Алев рит	55,77	13,21	4,54	0,63	7,07
Юз-72	"	68,31	12,35	4,34	0,91	1,61
		Гор	ный Алт	ай		
Га-19	Глина	56,20	16,50	6,50	1,44	3,01
Га-20	Песок	59,66	16,75	7,50	0,86	2,67
Га-21	"	52,36	16,80	8,30	0,10	4,80
		Т	янь-Шань			
81/67	Глина	39,00	12.97	4,28	1,28	15,00
84/67 <sup>6</sup>	,,	48,30	14,29	5,79	_	7,71
85/67	**	51,17	12,65	3,50	1,60	9,67
2	Алеврит	54,83	17,75	7,14	0,80	1,12
9/68	Песок	45,67	11,89	5,10	0,31	11,07
6/68	**	46,14	12.94	4,38	0.95	10,09

Примечание. Анализ выполнен в химлаборатории Алтайского отдела ИГН им.К.И. Сатлаева АН КазСССР.

вой фации аллювия содержат очень мало красящего железистого пигмента и в разрезах ассоциации окрашены в серые тона. Однако таких пород очень мало, поскольку в большинстве случаев даже в грубом аллювии присутствует то или иное количество окрашенного пелитового материала. Пролювиальные же разности песков чаще всего имеют красно-бурую окраску.

В линзах глин окислы Fe нередко обособляются вместе с окислами Mg в виде мелких конкреций — "горошин" буровато-серого и черного цвета. Они неравномерно рассеяны в породе, то образуя местные скопления, то рассредоточиваясь в виде редких включений.

Как указывает В.Н. Разумова [1960], переход красных пород в зеленоцветные почти не улавливается валовым химическим анализом форм Fe в породах красноцветной ассоциации. Дело в том, что устанавливаемое химическим анализом окисное Fe в подавляющем количестве входит в решетку глинистых минералов, а Fe красного пигмента составляет небольшую долю, поэтому в химическом составе и красных, и зеленоцветных пород ассоциации, окисное Fe многократно преобладает над закисным (табл. 2).

Аутигенные карбонаты Са и частично Mg имеют разнообразные формы обособления. Основная масса карбонатов присутствует в породах в виде распыленной вкрапленности пелитоморфной извести. Поэтому почти все породы ассоциации бурно реагируют с HCl. Пылевидная вкрапленность CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> большей частью распределена равномерно, но иногда образует более интенсивные концентрации в виде пятен, гнезд и полос с неясными границами. Иногда карбонаты слагают волосовидные, ветвистые прожилки по микротрещинам в породе. При этом в шлифах видно, что обломочные зерна пород

MgO	п.я.п.	TiO <sub>2</sub>	MnO	P, O,	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Σ
		Семипа	латинск	ое Приир	тышье		1
4,11	15,86	0,57	0,07	0,18	3,29	1,37	99,50
3,48	14,59	0,62	0,08	0,22	3,42	1,00	100,12
3,20	14,11	0,62	0,08	0,14	3,50	1,07	100,19
		3 a	й санска:	я впадин:	1		
3,38	13,80	0,72	0,11	0,20	2,70	1,42	99,32
3,03	14,86	0,65	0,14	0,21	2,27	1,32	99,59
2,63	13,94	0,75	0,12	0,20	2,37	1,80	99,62
3,23	12,51	0,75	0,13	0,20	2,82	1,49	99,04
2,53	11,91	0,72	0,13	0,11	2,12	1,16	99,95
1,72	6,37	0,77	0,07	0,15	2,02	1,72	100,34
			Горный	Алтай			
2,01	9,14	0,80	0,06	0,11	1,77	1,38	98,92
0,80	6,58	0,80	0,18	0,11	1,01	2,42	99,34
1,93	11,10	0,70	0,06	0,10	1,62	1,66	99,53
			Тянь-	Шань			
3,24	18,85	0,68	0,23	0,16	2,48	0,65	98,82
3,67	13,61	0,67	0,09	0,19	3,08	1,91	99,31
3,24	11,61	0,78	0,10	0,16	2,65	1,96	99,09
3,33	8,27	0,90	0,17	0.13	3,82	1,36	99,65
3,35	17,03	0.73	0,10	0,10	2,09	1,91	99,35
3,56	16,77	0,72	0,10	0,15	2,24	1,01	99,05

корродируются и замещаются пелитоморфным карбонатом. Чрезвычайно широко распространены явления плотной цементации пелитоморфным карбонатом грубообломочных отложений — песчаников, гравелитов, конгломератов и брекчий. Отмечаются также линзы и прослои бурых и зеленых мергелей.

Весьма широко представлены и так называемые изолированные обособления карбонатов щелочных земель. Прежде всего это разнообразной формы (чаще неправильноокруглой) конкреции пелитоморфного кальцита и кальцит-доломита, затем — разнообразные фитоморфозы. Выше мы указывали, что чрезвычайно широко распространенные в породах ассоциации карбонатные журавчики являются мельчайшими фитоморфозами по корням трав и кутарников (см. рис. 4,а). Иногда встречаются и более крупные фитоморфозы по обломкам древесины и древесным или кустарниковым корням диаметром в несколько сантиметров (см. рис. 4,б). Все они сложены пелитоморфным кальцитом или смесью кальцита и доломита. Наконец, еще одной формой обособления пелитоморфного карбоната являются разной длины тонкие жилы, рассекающие толщу поперек или косо к напластованию. Это заполненные карбонатом древние трещины усыхания глинистых пород такыров и побережий мелких озер. Термограммы (рис. 7, обр. 60 a-1/74, 777л/51, 1007л/51) подтверждают существенно кальцитовый или доломит-кальцитовый состав карбонатов ассоциации. Обычно кальцит часто вместе с фосфатами слагает обломки костной фауны (см. рис. 7, обр. Ф-4).

Из сопутствующих аутигенных образований следует отметить окислы Mn и гипс (см. рис. 7, обр. 40д).

Окислы Мп образуют черные сажистые налеты по микротрещинам в красноцветных

и зеленоцветных породах, а в некоторых зеленоцветных глинах и алевритах обособляются и в виде мелких "горошин", часто в смеси с окислами Fe. Гипс образует разной формы и величины конкреции и секущие напластование жилы. Однако, как уже говорилось выше, загипсованность пород проявлена не широко и не может быть отнесена к характерным явлениям литогенеза данной толщи.

Описанные выше особенности состава обломочных компонентов, глинистого вещества и главных аутигенных новообразований пород красноцветной карбонатной ассоциации обусловили и однотипность их химического состава. Как явствует из табл. 2, для всех главных типов пород ассоциации из разных регионов характерно многократное преобладание окисного Fe над закисным и относительно высокое содержание окислов щелочноземельных оснований (в сумме). В группе щелочей для большинства пород характерно преобладание содержаний К над Na, что связано с преимущественно гидрослюдистым составом глинистого вещества. Только в некоторых песчаных разностях пород (Горный Алтай) наблюдаются или близкие их количества, или даже преобладание Na. Это уже связано с составом обломочного материала песчаников, мобилизованного из местных областей сноса (хлоритизированные сланцы силура).

# Орогенная зона Алтая и Тянь-Шаня

Как уже отмечалось, отложения красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена — раннего плиоцена в пределах орогенной зоны Алтая и Тянь-Шаня локализованы в разного рода депрессиях и крупных межгорных прогибах-впадинах.

В мелких эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях Алтая и по его периферии разрезы красноцветной толщи практически мало чем отличаются от разрезов депрессий Казахского щита, поэтому на их характеристике мы останавливаться не будем.

Некоторым своеобразием породного состава и строения разрезов описываемой толщи отличаются депрессии, приуроченные к долинам крупных водных артерий. Примером таковых может служить Новошульбинская эрозионно-тектоническая депрессия, расположенная на северо-западной окраине Алтайского сводового поднятия. Проведенные здесь большие объемы буровых работ позволили выяснить, что впадина представляет собой древнюю (начиная с раннего неогена) эрозионную долину р. Иртыша, осложненную молодыми поперечными и продольными разломами. Поэтому выполняющие впадину отложения неогена представляют собой в основном древний аллювий р. Иртыша. Они ложатся здесь с глубоким врезом на аллювий аральской свиты раннего-среднего миоцена и с угловым несогласием на песчано-сланцевые образования карбона (рис. 8). В основании вреза залегает горизонт валунно-галечников серого цвета с буроватым оттенком мощностью до 20—22 м. В нем отмечаются линзы конгломератов с плотным известковым цементом.

Вышележащая часть разреза мощностью от 20 до 45 м построена сложным взаимосочетанием линз и проиластков галечников, гравелитов и разнозернистых полимиктовых песков руслового аллювия и коричневато-бурых пойменных алевритов. Однако в красноцветных отложениях долины даже такой крупнейшей водной артерии, как р. Иртыш, значительную долю разреза слагают типично пролювиальные образования. В левой части демонстрируемого профиля хорошо видно, как крупные шлейфы пролювия, сложенные красно-бурыми песчанистыми глинами, бурыми песками и дресвяниками (гравелитами), спускаются в древнюю долину реки и взаимосочленяются с типичным аллювием. Все породы данного разреза, за исключением рыхлых валунногалечников, песков и гравелитов, насыщены пелитоморфным карбонатом, местами обособляющимся в виде мелких конкрещий. В красно-бурых глинах встречены остатки фауны гиппарионового комплекса.

Преимущественно грубообломочными красноцветными или буроцветными толщами аллювиально-делювиально-пролювиального генезиса представлены отложения Чуй-



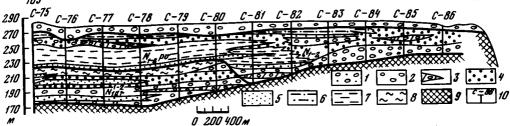


Рис. 8. Разрез неогеновых отложений долины р. Иртыш в Новошульбинской впадине

1- аплювиальные вапунно-галечники четвертичного возраста; отложения неогена: 2- аплювиальные валунно-галечники; 3- конгломераты с плотным известковистым цементом, 4- гравелиты полимиктового состава, 5- пески разнозернистые, полимиктовые, 6- алевриты коричневато-бурые, известковистые, 7-8- глины (7- красно-бурые песчанистые с карбонатными конкрециями, 8- зеленовато-серого цвета известковистые); 9- дислоцированные палеозойские отложения основания впадины; 10- скважины

ской и других впадин Горного Алтая, описываемые здесь под названием башкаусской, терекской, кубадринской свит среднего-верхнего неогена — нижнего антропогена [Девяткин, 1965; Розенберг, 1973, Лискун, 1963; и др.]. Можно согласиться с выводом Б.М. Богачкина [1981] о том, что все эти отложения входят в состав единой буроцветной серии верхнего миоцена — шиоцена и для ее подразделения на дробные свиты пока отсутствуют надежные палеонтологические и литологические критерии. Значительная часть вапунов и галек этих отложений сложена здесь полувыветрелыми породами палеозоя.

Литотипом разреза краснощеетной карбонатной ассоциации неогена крупных прогибов-впадин Алтая и прилегающей к нему территории Юго-Восточного Казахстана (Саур-Тарбагатай, Алакульская впадина, южное Прибалхашье) может служить разрез павлодарской (калмакпайской) свиты Зайсанской впадины [Ерофеев, 1969; Мацуй и др., 1973]. В большинстве частных разрезов описываемая толща здесь имеет двучленное строение. В основании ее залегает пачка песков, галечников и коричневато-зеленых глин и алевритов, выделяемая под названием сарыбулакских слоев мощностью от 25—30 до 80—90 м. Значительно преобладающая по мощности вышележащая часть разреза толщи сложена плохо сортированными песчанистыми красно-бурыми глинами с прослоями и разной величины линзами полимиктовых разнозернистых песков, реже галечников, щебеночников, алевритов и зеленоцветных глин. С сарыбулакскими слоями она связана постепенными переходами. Представление о составе и строении неогеновой красноцветной толщи дает опорный разрез на правобережье р. Калмакпай у северного подножья хребта Сайкан.

Дислоцированные здесь отложения палеоген-неогена моноклинально погружаются на север под углом от 25 до 80°. На темно-зеленых глинах верхов аральской свиты с ясно выраженным размывом лежат следующие слои (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Гравийно-галечник серого цвета, полимиктового состава, сцементирован карбонатно-глинистым цементом. Обломки хорошо окатаны	1,3
2. Песчаник кварц-полевошпатовый с известковистым цементом, мелкозернистый, с линзами и прослоями алевролитов желтого цвета с включением обломков	
3. Глинистые пески кварц-полевошпатовые светло-серого и светло-зеленого цвета, в верхней части известковистые уплотненные, в нижней части содержат мел-	5
кие кристаллики гипса	2
5. Алевритистые глины светло-серого цвета ожелезненные с включением мелко- го гравия, косточек рыб. В основании наблюдается прослой мергеля толщиной	0,5
2 см	0,35

	Мощность, м
6. Глины светло-зеленые, тонкослоистые, листоватые, известковистые	0,25
7. Алевриты и алевритистые пески кварц-полевошпатовые светло-серые, тонко-	0,20
и горизонтально-слоистые, слюдистые	7
8. Глины серовато-коричневые, пятнистые, плотные	1,5
9. Пески спюдистые, мелкозернистые, светло-серые, кварц-полевошпатовые,	-,-
в верхней части переходят в песчаники с известковистым цементом	3,5
10. Пески разнозернистые серовато-коричневые, квари-полевошпатовые, с вклю-	-,-
чением окатышей мергельных глин	1
11. Алевриты светло-серые и желтовато-серые, горизонтально-слоистые, в верх-	
ней части глинистые, с пятнами ожелезнения	2,5
12. Алевритистые пески кварц-полевошпатовые, серые	0.3
13. Глинистые алевриты светло-серые, в нижней части ожелезненные	0.8
14. Глины зеленовато-серого до черного цвета, омарганцованные	0,15
На этом заканчивается разрез сарыбулакских слоев.	•
15. Глины светло-зеленые постепенно переходят вверх по разрезу в темно-зеле-	
ные, с бурыми пятнами ожелезнения, а еще выше – в красно-бурые. Глины содер-	
жат известковистые конкреции	6,5
16. Глины темно-коричневые, плотные, вязкие, с мелкими кристалликами гипса,	ŕ
местами известковистые	20
17. Пачка переслаивания светло-коричневых сильно песчанистых и темно-корич-	
невых слабопесчанистых глин	17,6
18. Глины темно-коричневые с редкими кристалликами гипса, известковистые	38,5
19. Толща перестаивания темно-коричневых слабопесчанистых и светло-корич-	
невых песчанистых и алевритовых глин, известковистых с мелкими мергель-	
ными конкрециями	52,4
20. Гравийные пески полимиктовые, слабо сцементированные известковисто-	•
суглинистым цементом	0,2
21. Алевритистые глины желтовато-коричневые, известковистые	1,3
22. Песок серый, полимиктовый, с линзами гравия	0,05
23. Алевриты коричневые, заглинизированные известковистые, с линзами пес-	•
ков и гравийников	1,8
24. Глинистые алевриты, местами алевритистые пески светло-коричневого и	
серовато-желтого цвета, с тонкими простойками коричневых глин, известковис-	
тые	1,5
25. Пачка переслаивания темно-коричневых и светло-коричневых песчанистых	ŕ
и алевритистых глин, известковистых, с мергельными конкрециями	30,5
Общая мощность толии	200,35

Выше лежат бурые полимиктовые пески и глины вторушкинской свиты среднего-позднего плиоцена.

Следует отметить, что несколько индивидуализированный литологический состав базальной пачки красноцветной толщи выдержан не по всей впадине — в ряде разрезов предгорий Тарбагатая сарыбулакские слои фациально замещаются красно-бурыми щебнисто-песчано-глинистыми породами, практически неотличимыми от пород вышележащей части разреза.

По мере продвижения от предгорий к центральной части Зайсанского межторного прогиба увеличивается мощность красноцветной толици и одновременно уменьшается в ее составе количество линз и прослоев наиболее грубообломочных разностей пород (конгломератов, щебеночников). Так, например, в Зайсанской опорной скважине описываемая толща пройдена в интервале глубин 222—813 м, что составляет мощность 591 м. В основании залегает пачка, мощностью 97 м, разнозернистых кварц-полевошпатово-слюдистых песков с линзами зеленовато-серых и желто-бурых глинистых алевритов и алевритистых глин. В песках рассеяна мелкая галька полимиктового состава. Вышележащая часть разреза толщи, мощностью 494 м, сложена преимущественно песчанистыми красно-бурыми и желто-бурыми глинами с редкими прослоями разнозернистых песков и алевролитов. Вместо линз и прослоев галечников и конгломератов отмечаются только разобщенные в глинах включения мелкой гальки разной степени окатанности. Все породы интенсивно насыщены пелитоморфным CaCO<sub>3</sub>, который иногда обособляется в виде отдельных гнезд и пятен. Отмечаются редкие тонкие линзы желто-бурых песчанистых мергелей. В породах много буровато-черных налетов окислов

Fe и Mn. Слабая загипсованность пород устанавливается только в редких слоях нижней трети разреза толщи [Василенко, Левченко, 1962].

В отношении фациально-генетического состава отложений красноцветная карбонатная ассоциация крупных межгорных прогибов-впадин орогенной зоны также характеризуется резким преобладанием пролювия. Только специфические остбенности подобных бассейнов седиментации (сопряженность с многоамплитудными поднятиями хребтами, резкие подвижки по многочисленным разломам, перманентное опускание центральных районов прогибов и т.п.) накладывают и некоторое своеобразие на формирование пролювия. Так, например, в прибортовых частях прогибов очень широко представлены делювиально-пролювиальные шлейфы предгорий. В разрезах красноцветной толщи они слагают протяженные (вдоль тектонических уступов и подножий хребтов) пачки и горизонты песчанистых, иногда щебнистых, красно-бурых известковистых глин с линэовидными прослоями грубых щебней. Типичный пример подобного состава отложений можно наблюдать в разрезах неогеновых красноцветов северного борта Чуйской впадины Горного Алтая (так называемые терекские щебни). Они представляют собой слившийся шлейф красноцветных глыбово-щебнистых делювиальнопролювиальных отложений, сформированных вдоль южного, осложненного разломом склона Курайского хребта. Такие же по строению пачки и горизонты наблюдаются и вдоль южного борта Зайсанского прогиба.

Еще более крупное по масштабу явление представляют собой аллювиально-пролювиальные шлейфы слившихся континентальных дельт. В разрезах они стагают очень мощные (до 150–200 м) пачки и горизонты красно-бурых, в разной степени песчанистых глин и алевритов с многочисленными линзами и линзовидными прослоями разной мощности песков, галечников и слабо окатанных щебеночников. Грубообломочные осадки имеют полимиктовый состав. Пески и галечники с хорошо выраженной косой слоистостью, представляющие собой русловые фации горного аллювия, чаще имеют серый или серовато-коричневый цвета, относительно хорошую и среднюю окатанность обломков. Стрежневые фации горного пролювия слагаются бурыми и краснобурыми, плохо сортированными полимиктовыми песками и полуокатанными щебеночниками с неясно выраженной слоистостью. Весьма широко представлены процессы плотной цементации грубообломочных осадков пелитоморфным СаСО<sub>3</sub>.

Линэообразные залежи грубообломочного аллювия и пролювия заключены в подавляющей по мощности массе песчанистых красно-бурых глин и алевритов, весьма разнородных по фациально-генетической природе, — от пойменного мелкообломочного аллювия до глинистого пролювия периферических частей мощных пролювиальных потоков. В массе глинистых осадков часто отмечаются разрозненные включения одиночной мелкой гальки разной степени окатанности. В ряде разрезов северо-западной оконечности хребта Тарбагатая в составе описываемой красноцветной толици фиксируются отложения типичных селевых потоков. В периферических частях пролювиальных шлейфов часто отмечаются отложения такырных фаций.

В сарыбулакских слоях основания красноцветной толщи Зайсанской впадины довольно широким распространением пользуются аллювиально-озерные фациальные комплексы отложений, сложенные кососпоистыми горизонтально- и волнисто-горизонтальнослоистыми песками с линзами и прослоями зеленовато-серых, сероватобурых и желто-коричневых алевритов и алевритистых глин (фации пойм и мелководья). Хороший разрез типичных озерно-дельтовых отложений представлен в обнажении красноцветной толщи в обрывах западного основания мыса Бархот. Здесь толща базальных песков и гравелитов, мощностью порядка 40 м, состоит из переслаивающихся косослоистых серий типичного аллювия, а также горизонтальных и волнисто-горизонтально-слоистых серий озерных осадков. Широко отмечаются явления цементации песков пелитоморфным карбонатом кальция и окращивания гидроокислами Fe.

Во многих разрезах красноцветной карбонатной ассоциации, где развиты тонкие песчано-глинистые разности пород различного генезиса (пролювиальный, аплювиальный,

озерный), часто можно видеть горизонты древних аридных почв, сходных с охарактеризованными в пределах Зауральской эпипалеозойской платформы.

Вещественный состав пород красноцветной карбонатной ассоциации неогена как крупных прогибов-впадин, так и мелких депрессий Алтая и прилегающих к нему территорий практически ничем не отличается от состава этой толщи Зауральской эпипалеозойской платформы.

В частности, состав обломков повсеместно преимущественно полимиктовый. Лишь в отдельных участках в связи с перемывом кор выветривания или подстилающих пород палеогена они обогащаются кварцем. Например, для павлодарской и вторушкинской свит по сравнению с нижележащими отложениями в Зайсанской опорной скважине (рис. 9, вкл.) отмечены повышенные содержания полевых шпатов (среднее значение 21,4%), роговой обманки (5,5%), и напротив, фиксируется снижение содержаний таких устойчивых к выветриванию минералов, как кварца (64,6%), циркона (2,7%), анатаза (0,4%).

Глинистое вещество в породах ассоциации обычно имеет преимущественно гидрослюдистый, реже гидрослюдисто-смектитовый состав, часто содержит примесь хлоритов. На рис. 5 приведены термограммы (обр. 110р, 17ж, 17д, с-198-82, 17л, 263/62, 271/62, 304/62, 174/62, 172/62, 1, 3) различных генетических и литологических разностей глин для павлодарской свиты (включая сарыбулакские слои) из Зайсанской впадины и Рудного Алтая, башкаусской свиты Горного Алтая. На отдельных кривых (17м, 110т, 67/59, Ч-23, 17н) отмечаются дополнительные термические реакции (800— 870°, 760°С), связанные с примесью кальцита или доломита в глинах. Термограммы глинистого вещества из верхненеогеновой красноцветно-карбонатной ассоциации у (вторушкинской свиты Рудного Алтая, см. рис. 5, обр. 1а, 2а) сходны с вышеохарактеризованными. Дифрактограммы глин (см. рис. 6) для сарыбулакской и павлодарской свит Зайсанской впадины и башкаусской свиты Горного Алтая свидетельствуют о некотором колебании состава глинистого вещества. Существенно гидрослюдистые глины с значительной примесью хлоритов установлены в обр. 17м, Ч-23, 17н, 7н. Смешанные по составу хлорит-смектит-гидрослюдистые глины характерны для обр. 17к, 17д, 26, 2в, 2м, 2г. Существенно смектитовый состав глин с примесью каолинита установлен в обр. 17с, 17л, а в обр. 17и содержание хлоритов, возможно, преобладает над гидрослюдисто-смектитовым компонентом. Кроме того, во всех исследованных образцах, вероятно, имеется небольшая примесь каолинитов, что подтверждает рефлекс 7, 16Å в пробах 17н-1 и 17д-1, полученных после обработки НСІ обр. 17н и 17д. В обр. 2г примесь каолинита весьма значительна, что подтверждается дифрактограммой 2г-1, полученной после обработки НСІ. Таким образом, состав глин ассоциаций преимущественно гидрослюдистый с примесью монтмориллонитовых минералов или хлоритов.

Для пород ассоциации в пределах орогенной зоны Алтая также характерен преимущественно красноцветный красящий пигмент, обилие карбонатов Са, местами Мд в форме тонкорассеянных выделений, мелких конкреций, прожилков и пятен, цемента в песчаниках и алевролитах. Например, (см. рис. 9), среднее значение карбонатности пород в павлодарской и вторушкинской свитах в Зайсанской опорной скважине составляет 14,2%, а максимальное достигает значений 62%. Состав карбонатов ассоциации преимущественно калыцитовый (см. рис. 7, термограммы 462е, 462в, 110л, 402а), реже калыцит-доломитовый (термограммы Л-56, Л-45), что приводит к появлению двух термических реакций: 720–760° и 810°. Калыцит является главным минеральным компонентом, слагающим костную фауну, обломки которой нередко встречаются в разрезах неогеновых красноцветов (см. рис. 7. обр. 57/5). Кроме того, широким распространением пользуются костные обломки, сложенные фосфатом (см. рис. 7, обр. Ф-1, Ф-5) или фосфатом совместно с калыцитом.

Хотя преобладающая масса гидроокислов Fe тонко рассеяна в породе, они местами образуют пятна и сгустки в глине, железомарганцевые дробины, а местами (в зеленоцветных сарыбулакских слоях аллювиально-озерного генезиса) — редкие гётитовые

конкреции (см. рис. 7, обр. 462г). На примере анализа распределения аутигенных минералов Fe в Зайсанской опорной скважине (см. рис. 9) видно, что окислы и гидроокислы Fe являются в описываемой ассоциации одними из основных минералов (среднее содержание лимонита вместе с гематитом составляет 4,7%). Минералы закисного Fe для ассоциации не характерны. Органическое вещество в породах ассоциации, как правило, отсутствует; его содержание обычно не превосходит сотых долей процента. Например, в разрезе Зайсанской опорной скважины содержание  $C_{\rm opr}$  составляет 0—0.58%, в среднем — 0,05%.

Разрезы красноцветной карбонатиой толщи неогена Тянь-Шаня характеризуют собой процессы аридной красноцветной седиментации в зонах весьма интенсивной тектонической активизации. Области седиментации здесь представлены сравнительно узкими и протяженными глубокими прогибами-впадинами, ограниченными сводовыми и сводово-глыбовыми поднятиями с большой амплитудой вертикальных перемещений. Это накладывает некоторые специфические особенности на разрезы красноцветной толщи. Ниже кратко опишем строение разрезов ассоциации по ряду наиболее крупных прогибов-впадин.

В пределах Восточно-Чуйской впадины описываемая толща залегает с размывом на соленосно-гипсоносных глинах и алевритах раннего-среднего миоцена (серафимовская и нижняя подсвита джельдысуйской свиты) и известна под названием красноцветной, или сарыагачской, свиты. А.Х. Ибрагимов и А.Т. Турдукулов [1966] отнесли нижнюю часть разреза толщи, изобилующую мергелями, к верхней пачке подстилающей джельдысуйской свиты, что, по нашему мнению, несколько искусственно. Дело в том, что в основании этой пачки в полных разрезах по рекам Норус и Джельды-Су хорошо прослеживается горизонт гравелитов и галечников, мощностью 10—15 м, лежащий с ясно выраженным размывом на гипсоносных глинах собственно джельдысуйской свиты (нижней пачке свиты, по А.Х. Ибрагимову и А.Т. Турдукулову). Выше этого горизонта в породах полностью исчезает загипсованность и окраска их приобретает полосчатый бурый и зеленовато-желтый цвета.

Нижняя часть разреза мощностью порядка 150—180 м сложена переслаивающимися алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, на которых залегает пачка серых озерных мергелей мощностью 50—60 м. В отложениях этой части разреза толщи и найдены Р.Ф. Геккером и Ю.А. Орловым костные остатки фауны гиппарионового комплекса [Шульц, 1948]. Вышележащая часть разреза толщи мощностью до 500 м сложена переслаивающимися линзовидными пачками разнозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с подчиненными им прослоями алевролитов и алевритистых глин. Цвет пород красно-бурый и бурый за счет тонкорассеянного пигмента окислов Fe. Подавляющая часть пород плотно сцементирована пелитоморфным CaCO<sub>3</sub>.

Преобладающим типом пород разреза описываемой толщи в районе Серафимовской антиклинали являются песчаники. Они характеризуются поликлимиктовым составом и разной степенью окатанности обломочного материала, преимущественно плохой сортировкой по крупности зерна и плотным глинисто-карбонатным и карбонатным цементам красно-бурого и реже буровато-серого цвета.

У предгорий Киргизского хребта главенствующую роль в разрезах толщи уже играют грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты. Появляются мощные слои и пачки так называемых паттумов — делювиально-пролювиальных осадочных брекчий, состоящих из слабо окатанных или совсем не окатанных обломков пород области сноса, сцементированных бурым песчано-глинисто-карбонатным цементом. Размеры обломков варьируют в широких пределах — от 2—3 см до 0,3—0,4 м.

Согласно исследованиям А.Х. Ибрагимова и А.Т. Турдукулова [1966], глинистое вещество пород сарыагачской свиты имеет гидрослюдистый и монтмориллонит-гидрослюдистый состав. В качестве примесей отмечаются каолинит, смещанослойные образования и хлорит. Аутигенные карбонаты представлены в подавляющей массе пелитоморфным кальцитом, иногда перекристаллизованным, с примесью магнезиальных

карбонатов (доломит и в меньшем количестве магнезит). В мергелях содержание магнезиальных карбонатов достигает 20-25%.

В Иссык-Кульской впадине красноцветная карбонатная ассоциация позднего миоцена—раннего плиоцена выделена в разрезах под названием согутинской свиты [Карабалаев, 1966; Вертунов, 1969; Габрильян, Зхус, 1965]. Ее отложения прослеживаются почти непрерывной полосой на расстоянии 200 км вдоль северного подножья хребта Терскей-Алатау, а также и в центральной части впадины на крыльях брахиантиклинальных поднятий Бираш, Тасма, Сухой хребет и др. В Южном Прииссыккулье согутинская свита ложится с угловым несогласием на подстилающие образования палеогеннеогена, знаменуя тем самым проявление фазы тектогенеза. Особенно четко угловое несогласие выражено в разрезах бассейна рек Согуты и Кажи-Сая (см. рис. 2, б).

В большинстве обнажений описываемая толща начинается пачкой разногалечных конгломератов и паттумов с плотным карбонатным цементом, мощностью от 8–10 до 20–30 м. Выше залегает в принципе однообразно построенная толща плохо сортированных гравелитов и грубых песчаников, линзовидно переслаивающихся с паттумами и конгломератами. Им подчинены редкие линзы и прослои плотных известковистых алевролитов и еще реже — красно-бурых аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты также плохо сортированы, включают отдельные полимиктовые угловатые и полуокатанные обломки разной размерности. Общий цвет толщи коричневато-бурый и бурый с редкими линзами и тонкими прослоями зеленовато-серых и коричневато-серых алевролитов. Западнее долины р. Кажи-Сай в разрезах согутинской свиты присутствуют многочисленные слои зеленых озерных мергелей и известковистых алевролитов.

В составе отложений описываемой толщи южной прибортовой части Иссык-Кульской впадины очень большое место занимают делювиально-пролювиальные паттумы. Ими сложены мощные пачки линзовидно переслаивающихся щебнисто-глыбовых брекчий (с размером глыб до 0,3 м), дресвяников, плохо окатанных и сортированных гравелитов. По простиранию слои и линзы плохо выдержаны и на сравнительно коротких расстояниях фациально замещаются конгломератами и песчаниками. Подавляющая масса пород сцементирована глинисто-карбонатным и карбонатным цементом (разной степени плотности) коричневато-бурого цвета.

К востоку от долины р. Согуты разрез описываемой толщи приобретает все более выраженное ритмичное строение. Ритмы двух- и трехчленные: внизу конгломерат, выше гравийники или паттумы. Третьим членом являются алевролиты. Мощность ритмов разная — от нескольких до первых десятков метров. По подсчетам мощности слоев, произведенных Л.Т. Климовой [Габрильян, Зхус, 1965], в разрезе согутинской свиты правобережья р. Джеты-Огуз намечаются следующие соотношения основных типов пород: конгломераты — 20, гравийники — 21—27, песчаники и паттумы — 48—56%.

В обнажениях центральных частей Иссык-Кульской впадины в составе толщи падает доля участия грубообломочных разностей пород и основной литологический фон образуют разнозернистые бурые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Довольно часты прослои озерных мергелей зеленовато-коричневого цвета. Породы приобретают палевые и буровато-коричневые оттенки.

Мощность согутинской свиты на западе впадины 800 м, в центральной и восточной частях — до 1200—1500 м.

Вещественный состав пород красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена — раннего плиоцена Прииссыккулья практически такой же, как и в Восточно-Чуйской и других впадинах Тянь-Шаня. Обломочные компоненты пород имеют полимиктовый состав, который всецело характеризует спектр пород областей сноса хребтов Кунгей- и Терскей-Алатау. Минералогическую основу глинистого вещества образуют гидрослюда и монтмориллонит с примесью небольших количеств каолинита, хлорита и палыгорскита. Согласно данным И.Д. Зхуса [Габрильян, Зхус, 1965], в разрезе по р. Джеты-Огуз в породах описываемой толщи преобладает монтмориллонит над гидрослюдой. В других разрезах соотношение их меняется [Вертунов, 1969]. Необходимо отметить, что вдоль южного борта Иссык-Кульской впадины, в местах развития мезозойских гумидных отложений, изобилующих каолинитом, и в глинистом веществе красноцветных толщ палеогена и неогена наблюдается повышенное содержание каолинита. Ясно, что этот каолинит добыт эрозией мезозойских образований. Однако все равно он не затушевывает главной картины минералогического состава глинистого вещества красноцветной толщи и присутствует только как примесь к гидрослюде и монтмориллониту.

Резкое преобладание красных и бурых тонов окраски пород обязано тонкорассеянной пигментации их окислами Fe. Исследованиями пород Джеты-Огузского и Согутинского разрезов установлено [Габрильян, Зхус, 1965], что кроме тонкорассеянного пигмента, окислы Fe образуют и отдельные сгустки, налеты на поверхности галек и обломках пород, возникшие на стадии диагенеза.

Основная масса карбонатов, цементирующих все разновидности пород, представлена пелитоморфным и частично раскристаллизованным кальцитом с примесью магнезиальных карбонатов. Необходимо отметить, что, в отложениях красноцветной ассоциации неог на Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской и других впадин Тянь-Шаня совсем не отмечается явлений огипсования пород, несмотря на ярко выраженный аридный характер осадконакопления.

К востоку и к западу от Иссык-Кульской впадины отложения красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена — раннего плиоцена хорошо прослеживаются и в других прогибах-впадинах Тянь-Шаня — Текес-Каркаринской, Илийской, Джунгарской, Кочкорской, Джумгольской и т. д. По типу строения разрезов и породному составу они принципиально ничем не отличаются от своих аналогов в Иссык-Кульской и Восточно-Чуйской впадинах. Варьируют только показатели мощности от нескольких сот до 1,5—2 тыс. м.

Особенности морфологии и истории тектонического развития молодых прогибоввпадин Тянь-Шаня наложили свой отпечаток на пространственное размещение фациальных комплексов красноцветных отложений. В соответствии с этим у тянь-шаньских геологов давно сложилась практика подразделять молодые красноцветные отложения на два крупнейших фациально-генетических комплекса: подгорно-веерный и равниннологинный.

Подгорно-веерный комплекс пространственно приурочен к окраинным частям прогибов-впадин и фактически представляет собой слившиеся воедино шлейфы делювиально-пролювиальных и пролювиальных континентальных дельт. Эти отложения изобилуют грубообломочными осадками, среди которых большую роль играют разнообразные брекчии-паттумы (так называемые ланжероновые фации).

Отложения равнинно-долинного комплекса тяготеют к центральным частям прогибов и включают в себя осадки периферических частей континентальных дельт, аллювиальных потоков, озер и такыров. Основную долю разрезов данного комплекса слагают алеврито-песчаные отложения с линзовидными прослоями алеврито-глинистых и мергелистых осадков озер и такыров. Грубообломочные отложения, и в том числе грубые паттумы, играют подчиненную роль.

Вышеописанное подразделение красноцветных отложений на два фациально-генетических комплекса выдерживается для относительных крупных межгорных прогибовывадин. В узких же и глубоких впадинах (типа депрессии Кокджарсу и южного подножья Киргизского хребта) заполняющие их красноцветные отложения представлены только подгорно-веерным фациальным комплексом. Иначе говоря, делювиально-пролювиальные шлейфы осадков, спускающиеся от периферии сближенных хребтов, сливаются в единый осадочный чехол, перекрывающий всю площадь узкого прогиба.

## Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации

В процессе изучения древних карбонатных красноцветных толщ у геологов сложилось довольно устойчивое представление о сравнительно узком диапазоне фациальных обстановок красноцветообразования. Не вдаваясь в подробную характеристику высказываемых положений (что детально освещено в монографии А.И. Анатольевой, [1972]), укажем только на некоторые наиболее широко распространенные из них.

Подавляющее большинство геологов считает карбонатные красноцветы образованиями аридного типа литогенеза, что не противоречит имеющимся фактическим материалам. Однако некоторые исследователи (например, У.Х. Твенхофел) подчеркивают специфические климатические условия красноцветообразования, а именно — полусухой и умеренно-влажный климат. Высказывались также соображения о формировании красноцветных толщ только на периодически затопляемых морем дельтовых равнинах или в условиях дельтового осадконакопления крупных рек, или приуроченности подобных формаций исключительно к подножьям активизированных горных цепей и гряд. При этом сами красноцветные отложения часто трактовались как продукты эрозии и переотложения более древних латеритных покровов.

Такое разнообразие взглядов на генезис красноцветных карбонатных толщ имеет ту причину, что в течение долгого времени объектом изучения являлись только древние красноцветные формации, залегающие сейчас в изолированных бассейнах, часто удаленных друг от друга на большие расстояния. Тот или иной фациально-генетический показатель, наиболее ярко выраженный в разрезах данного бассейна, и принимался за определяющий.

Само территориальное распространение карбонатных красноцветов позднего миоцена — раннего плиоцена на континенте Евразии опровергает большинство указанных выше теоретических положений. Действительно, о каком узком диапазоне фациальных обстановок образования красноцветов может идти речь, если красноцветная карбонатная толща прослеживается и на платформенных аккумулятивных равнинах, и на щитах, и в тектонически активизированных орогенных зонах. Как показывают данные палеонтологии, в северных районах ареала распространения описываемых красноцветов осадконакопление осуществлялось в условиях теплого и умеренно-теплого аридного климата, а в южных — аридного субтропического и тропического. Бесспорно только одно — палеоклимат был аридным.

В разрезах бассейнов седиментации различных геоструктурных областей и зон индивидуальность красноцветной карбонатной толщи неогена подчеркивается следующими ее литологическими характеристиками.

- 1. Плохой сортировкой большинства слагающих ее пород по гранулометрическому составу. На фоне кажущегося однообразия породного состава разрезов красноцветной толщи платформ проявляется разнообразный набор петрографических типов пород (в различной степени песчанистые глины, алевролиты и алевритистые глины, глины с включением щебенки, плохо сортированные дресвяники, гравелиты, пески и т. д.). Они образуют между собой сложные взаимосочетания, переходы, включения и т. п.
- 2. Резким преобладанием в разрезах делювиально-пролювиальных и пролювиальных фациально-генетических типов отложений.
- 3. Полимиктовым составом обломочных компонентов пород. При этом состав обломочного материала характеризует собой спектр пород ближайших к данному бассейну седиментации областей сноса.
- 4. Повсеместно встречающимся монтмориллонит (смектит)-гидрослюдистым и гидрослюдистым составом глинистого вещества пород. На фоне главных минеральных компонентов в глинистом веществе присутствует в разном количестве примесь каолинита, хлорита, палыгорскита и других минералов. Неоднократно установлено, что состав второстепенных минеральных компонентов глинистого вещества определяется составом размываемых глинистых пород в областях денудации.

- 5. Полным или почти полным отсутствием в породах реакционноспособного органического вещества.
- Красными (бурыми, палевыми, коричневыми) тонами окраски подавляющего большинства пород.
- 7. Повсеместно распространенной ассоциацией аутигенных окислов Fe и карбонатов шелочноземельных оснований (преимущественно Ca).

Перечисленные выше характеристики составляют наиболее типичные черты литологического облика красноцветной карбонатной ассоциации. Все они в той или иной мере раскрывают связи и отношения элементарных составляющих в рамках парагенетической ассоциации. Вместе с тем значение каждой из перечисленных характеристик и их совокупностей в раскрытии наиболее существенных черт парагенеза далеко не одинаково.

Литологические показатели 1 и 2 определяют довольно характерную общую специфику породного состава ассоциации, но тем не менее не могут быть отнесены к разряду фоновых показателей, т. е. от разреза к разрезу и от района к району они могут испытывать довольно значительные изменения. Так, например, сортировка пород по гранулометрическому составу в разрезах платформы в целом во много крат выше, нежели в разрезах межгорных впадин. Сортировка отложений равнинно-долинного фациально-генетического комплекса межторных впадин значительно лучше, нежели отложений подгорно-веерного комплекса. То же самое можно сказать и о фациально-генетических типах отложений. Хотя в целом для ассоциации характерно преобладание делювиально-пролювиальных отложений, в частных разрезах этот показатель не всегда выдерживается. Подобную картину мы описывали уже на примере разрезов Новошульбинской впадины, приуроченной к долине р. Иртыша. Если в разрезах краноцветной толщи юго-западной части впадины резко преобладают пролювиальные отложения, то в северо-восточной ее части основную долю разрезов слагает типичный аллювий.

По близким к вышеизложенным причинам и показатель 3 не может рассматриваться как фоновой. Он тоже испытывает слишком широкие изменения в частных разрезах (особенно на платформе). Дело в том, что состав обломочного материала пород ассоциаций всецело определяется составом размываемых пород в ближайших к данному бассейну седиментации областях сноса. Поэтому на платформах, где зачастую подвергались эрозии обогащенные кварцем гумидные толщи палеогена, отложения красноцветной карбонатной ассоциации также обогащались кварцем. Подобные же явления мы наблюдаем и в разрезах основания красноцветной толщи центральных частей межгорных впадин, где обломочный материал добыт многократным перемывом подстилающих отложений.

Ядром всего множества характеристик парагенетической ассоциации является совокупность показателей 4, 5, 6 и 7. Данная совокупность и определяет характер парагенетической связи элементарных составляющих ассоциации, а также ее общие системные свойства. Разберем более подробно каждый их этих показателей.

В отличие от обломочных компонентов глинистое вещество пород ассоциации явилось более чутким индикатором особенностей эпохи красноцветообразования. Из предыдущего описания мы уже знаем, что глинистое вещество пород красноцветной толщи четко подразделяется по минеральному составу на главные и второстепенные компоненты. Подавляющая масса глинистого вещества всех без исключения пород ассоциации представлена гидрослюдами или смесью смектита и гидрослюды (обычно с преобладанием гидрослюды). Это типичный фоновый показатель, проходящий через все разрезы и фациально-генетические разновидности пород. Второстепенные же минералы глинистого вещества (каолинит, хлорит и др.) всецело зависят от состава размываемых пород в областях сноса и испытывают большие колебания в частных разрезах, разных районах и фациально-генетических комплексах отложений.

Характерной особенностью отложений красноцветной карбонатной ассоциации является полное или почти полное отсутствие органического вещества. Встречаемые

иногда одиночные тонкие линзочки углистых и гумусированных глин — явление чрезвычайно редкое. Химическими анализами пород ассоциации в Зайсанской [Василенко, Левченко, 1962] и в Иссык-Кульской впадинах [Габрильян, Зхус, 1965] ОВ устанавливается только в сотых и тысячных долях процента (и то не во всех пробах).

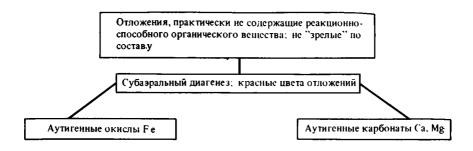
Отсутствие необходимого количества органического вещества и, как следствие, подавленность процессов восстановления Fe обусловливает красные тона окраски подавляющей массы отложений ассоциации. Красный цвет пород своим появлением обязан тонкорассеянной пигментации окислами Fe. Последние в большинстве случаев образуют налеты ("рубашки") на частицах пород пелитовой и алевролитовой размеренности, а также присутствуют и в виде отдельных мелких обломочков. Тональность окраски пород во многом зависит от их гранулометрического состава, степени уплотнения и, по-видимому, от минералогических форм окислов Fe. Как правило, более тонкие осадки имеют и более густую красную окраску, грубые — бурую, коричневую, палевую, желтую. Большое значение имеет степень уплотнения пород. В плотных разностях пород на единицу: объема приходится большее количество красящего пигмента, нежели в рыхлых, а потому и цвет плотных пород более густой (этим объясняется тот факт, что в древних красноцветных формациях цвет пород чаще всего более яркий и густой). Зеленоцветные породы имеют резко подчиненное значение в разрезах ассоциации, а иногда и совсем отсутствуют.

Наконец, характернейшим литологическим свойством красноцветной толщи в целом является повсеместно наблюдаемая тесная ассоциация главных аутигенных образований — окислов Fe и карбонатов Ca и Mg. Помимо обволакивающих глинистые и алевритовые частицы пленок окислов Fe, время формирования которых может быть разным, устанавливаются и типичные аутигенные выделения окислов Fe, сформированные в постседиментационную стадию. Они образуют тончайшие волосовидные прожилки в породах, пятна, "горошины" в зеленоцветных глинах, пропитывают карбонатный цемент, иногда с элементами замещения (в некоторых разностях мергелей). Формы выделения карбонатов подробно были описаны выше.

Таким образом, совокупность литологических характеристик 4, 5, 6 и 7 проходит через все частные разрезы и фациально-генетические комплексы красноцветной карбонатной ассоциации от региона к региону и от одной геоструктурной области к другой. Она и создает тот общий литологический (и литогенетический) фон, на который проецируются индивидуальные особенности разрезов. Данная совокупность характеристик (свойств) ассоциации рассматривается как ее идентификационный комплекс.

Следует подчеркнуть, что в процессе стратиграфических исследований, геологической съемки, межрегиональных сопоставлений геологи эмпирически уже давно пользуются именно данной совокупностью свойств парагенетической ассоциации при прослеживании ее в разрезах. Мы уже говорили о том, что во всех регионах Северо-Западной Азии красноцветную толщу позднего миоцена — раннего плиоцена геологи неизменно выделяли или в самостоятельную формацию или в стратиграфическое подразделение. Чем они руководствовались в процессе межрегиональных и межпровинциальных сопоставлений, кроме палеонтологических данных? Что, казалось бы, общего между существенно песчано-глинистыми отложениями павлодарской свиты Зауральской платформы и грубыми песчано-конгломератовыми отложениями санташской или согутинской свит Тянь-Шаня? Общими как раз и явились те свойства ассоциации, которые описаны выше в составе ее идентификационного комплекса. Иначе говоря, идентификационный комплекс — это совокупность свойств системы, а не ее элементарных составляющих. Поэтому, несмотря на различие породного состава региональных разрезов, фациальногенетической природы отложений, мощностей, гранулометрии и т. п., общие свойства данной системы проходят через все эти частности от разреза к разрезу и от региона к региону. Они-то, эти общие свойства системы, и позволили геологам проследить красноцветную толщу от платформы до активизированных орогенных зон.

Парагенетическая связь составляющих идентификационного комплекса красноцветной карбонатной ассоциации может быть выражена нижеследующей схемой:



Данной структурой связи системообразующих свойств красноцветной карбонатной ассоциации очерчивается весь круг присущих ей литогенетических явлений и процессов. Все, что выходит за этот круг, проявляет себя в разрезах ассоциации в виде резких аномалий, обязанных своим появлением кратковременным (или местным) нарушениям сложившейся структуры связи главных системообразующих свойств ассоциации. К подобным аномалиям можно отнести месторождения и рудопроявления медистых песчаников, приуроченные к красноцветным карбонатным ассоциациям. Кстати, мелкие рудопроявления медистых песчаников известны и в описанной нами красноцветной толще неогена некоторых впадин Тянь-Шаня. Появление сульфидных руд характеризует собой резкое нарушение литогенетической специфики ассоциации, в структуре которой одно из основных звеньев составляют окисные и карбонатные соединения. И поэтому эти месторождения и рудопроявления в принципе представляют собой аномалии, связь которых с красноцветами не прямая, а опосредованная. Не случайно существует и много точек зрения на генезис месторождений медистых песчаников.

Как бы ни было высоко практическое значение месторождений медистых песчаников, ставить их в основу выделения осадочной формации, как это, например, делает А.И. Анатольева [1972], по-видимому, нельзя. Во-первых, медные месторождения и рудопроявления при всей их значимости слагают ничтожную долю объема вмещающих их красноцветных формаций и, следовательно, представляют собой в сравнительном плане литологические явления очень малого порядка. Они в общем случае занимают локальные участки на площади распространения красноцветных формаций. Во-вторых, как показывают многочисленные фактические данные, медное оруденение носит наложенный характер и по времени не совпадает с формированием рудовмещающей толщи. Таким образом, если оно даже и связано с литолого-геохимической спецификой красноцветных формаций, то эта связь и по времени, и по структуре имеет совершенно иной характер, нежели связь главных системообразующих свойств красноцветных карбонатных формаций.

## Генетический анализ парагенеза

Палеогеографическая обстановка времени формирования красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена— раннего плиоцена изучена и описана достаточно подробно многими исследователями [Лавров, 1959; Ерофеев, 1969; Ибрагимов, Турдукулов, 1965; Вертунов, 1969; Великовская, 1955; Синицын, 1961; и др.], поэтому здесь остановимся только на наиболее характерных общих чертах физико-географической обстановки этого времени. Основные показатели физико-географических условий отражены на литолого-палеогеографической карте (рис. 10, вкл.).

В пределах ареала красноцветной седиментации на значительно преобладающей по площади части континента Евразии в позднем миоцене — плиоцене господствовал теплый аридный палеоклимат. Об этом свидетельствуют заключенные в красноцветах органические остатки. Известные к настоящему времени танатоценозы мио-плиоценовых позвоночных составлены исключительно представителями фауны открытых лесостепных, степных и пустынных ландшафтов. При этом в захоронениях северных 3.3ак. 2066

районов Евразии (Гусиный перелет, Карабастуз и др.) костные остатки позвоночных характеризуют преимущественно фауну умеренно теплого палеоклимата. Это разнообразные копытные и сопровождающие их хищники; много сухопутных черепах. Страусы и жирафы считаются сезонно мигрирующими формами [Лавров, 1959]. В захоронениях Южной Азии присутствует много представителей типичной субтропической и тропической фауны. Извлеченные из красноцветных отложений мио-плиоцена остатки споры и пыльцы также характеризуют преимущественно кустарниково-травянистые ассоциации растительности сухих степных и пустынных ландшафтов.

Повсеместное залегание мио-плиоценовых карбонатных красноцветов с размывом (или резким контактом) на подстилающих отложениях может рассматриваться как проявление фазы тектогенеза на очень большой площади Евразии. В горных сооружениях с контрастными подвижками (Тянь-Шань) в прибортовых частях межгорных прогибов отмечается угловое несогласие между мио-плиоценовыми красноцветными и подстилающими отложениями олигоцена—миоцена. В пределах орогенных зон Южной Сибири, Средней и Центральной Азии в конце миоцена—плиоцене происходит интенсивный рост горных сооружений [Синицын, 1961; Девяткин, 1965; Ерофеев, 1969].

Таким образом, геологическими документами вполне отчетливо фиксируется, что время формирования карбонатных красноцветов мио-плиоцена Евразии в пределах всего ареала их распространения характеризовалось господством вполне аридного климата и довольно напряженной тектонической активностью континента. В этих условиях преобладающими типами палеоландшафтов явились открытые степные, полупустынные и пустынные ландшафты, свидетельством чему являются не только упоминаемые выше ископаемые биоценозы красноцветной карбонатной толщи, но и фациально-литологический состав ее отложений (подавляющее преобладание делювиально-пролювиальных и пролювиальных фациально-генетических типов, насыщенность их карбонатами, сульфатами и т.п.).

В областях молодых поднятий, повсеместно на водораздельных пространствах происходило формирование глинисто-дресвяного красноцветного карбонатного элювия, реликты которого сохранились во многих пунктах Алтая, Казахского нагорья, Саур-Тарбагатая и юга Западной Сибири [Никифорова, 1960; Разумова, 1961; Ерофеев, 1969; и др.]. Наиболее обстоятельно состав мио-плиоценового элювия и сочленение его с отложениями красноцветной карбонатной толщи описаны И.С. Чумаковым [1965] для периферии Рудного Алтая и прилегающей части Западной Сибири. Согласно исследованиям этого геолога, плиоценовый красноцветный элювий на осадочных и метаморфических породах имеет мощность 1-3 м и по составу очень близок отложениям красноцветной карбонатной ассоциации мио-плиоцена. В основании его залегает горизонт дезинтегрированных материнских пород, выше сменяющийся желтоватобурыми глинисто-щебнистыми образованиями. Венчается разрез элювия горизонтом красно-бурых и бурых (иногда с желтыми пятнами) глин, содержащих полувыветрелые и выветрелые песчинки. Весь элювиальный профиль, начиная с глинисто-щебнистых образований, интенсивно насыщен карбонатами щелочноземельных оснований (преимущественно кальцит), обособляющихся в виде разнообразной формы желваков, прожилков, пятен и пылевидной вкрапленности в глинах. Красно-бурые тона окраски обусловлены тонкой пигментацией глинистых и алевритовых пород окислами Fe (преимущественно плохо раскристаллизованным гематитом). Глинистое вещество характеризуемого элювия еще плохо изучено. По данным термического анализа, можно предположить, что в составе глинистого вещества наиболее часто преобладают гидрослюды с примесью смектитов или хлоритов.

Принципиально однотипные строение и состав имеет элювиальный профиль, развитый по интрузивным породам. Только в этом случае значительное развитие получает горизонт глинисто-дресвяных образований, достигающий мощности 8—10 м (по гранитам).

Описанные выше почвенно-элювиальные образования, слабо защищенные растительным покровом степей и пустынь, и являлись основным поставщиком рыхлого материа-

ла в постоянные и временные водотоки. Нужно сказать, что рельеф областей поднятий был довольно густо расчленен сухими оврагами, балками и межсопочными эрозионными депрессиями. Об этом свидетельствует картина площадного распространения отложений красноцветной толщи мио-плиоцена в областях поднятий Казахского нагорья и орогенной зоны Алтая и Тянь-Шаня. Геологическим картированием многократно установлено залегание красноцветных отложений мио-плиоцена во врезах густой сети долин и оврагов; ими заполнены разной величины эрозионные межгрядовые депрессии рельефа (особенно в Казахском нагорье).

В условиях аридного климата основной формой мобилизации и переноса рыхлого материала являлись временные потоки. Плохо сортированный делювиально-пролювиальный материал слагает подавляющую массу красноцветной толщи, заполняет разного рода депрессии палеорельефа областей поднятий. Из-за небольших размеров существовавших рек их деятельность имела резко подчиненный характер в процессах переноса красноцветного материала в области седиментации. Более или менее заметное участие аллювия в разрезах красноцветной толщи мио-плиоцена устанавливается только в долинах крупных транзитных рек и в некоторых периферических частях межгорных прогибов орогенной зоны. Однако и в этих случаях, как показал описанный выше разрез долины Иртыша (см. рис. 8), в прибортовых частях депрессии аллювий буквально "подавлен" массой делювиально-пролювиального материала.

В периоды относительного увлажнения аридных ландшафтов большие массы красноцветного щебенисто-песчано-глинистого делювиально-пролювиального материала выносились как в депрессии рельефа самих областей поднятий, так и в крупные бассейны
седиментации. В орогенных зонах по периферии крупных прогибов формировались
мощные делювиально-пролювиальные глинисто-песчано-щебенистые шлейфы, сменявшиеся по направлению к центральным частям крупных прогибов плащом слившихся
аллювиально-пролювиальных песчано-глинистых континентальных дельт. Такая зональность в строении и составе красноцветной толщи крупных прогибов орогенной зоны
давно уже установлена на Алтае, Тянь-Шане и в других горных сооружениях. Данные
изучения фациально-литологического состава отложений говорят за то, что значительную роль в процессах накопления красноцветных отложений мио-плиоцена в прогибах
орогенных зон играли осадки селевых потоков.

В обширных областях седиментации эпипалеозойской платформы (Западная Сибирь, Тургай, Тургай, Туранская низменность) в процессе накопления красноцветных отложений первенствующее значение имели аллювиально-пролювиальные и пролювиальные осадки. В удаленных от областей сноса районах главную роль в транспортировке мелко-земистого материала, по-видимому, играли более или менее крупные транзитные реки. В периоды увлажнения аридных ландшафтов эти реки превращались в мощные мутьевые потоки, переносящие большую массу мелкоземистого красноцветного материала. Разливаясь на низменных плоских пространствах областей седиментации платформ, эти периодические мутьевые потоки формировали обширный плащ алеврито-глинистого красноцветного аллюво-пролювия, поэтому ландшафты областей седиментации приобретали облик красных глинистых степей, полупустынь и пустынь. В южных районах ареала красноцветной седиментации происходило формирование и эоловых песчаных накоплений (см. рис. 10). В разрезах описываемой толши Притяньшаньских прогибов этими образованиями сложены мощные линзы и пачки песчаников с эоловым типом слоистости и так называемые каменные лёссы.

Однотипность мобилизуемого эрозией материала в областях сноса (красноцветные карбонато-глинистые почвенно-элювиальные образования) явилась основной причиной однотипности минерального состава глинистого вещества отложений красноцветной карбонатной ассоциации. Выше уже писалось, что повсеместно, как в прогибах орогенной зоны, так и на платформе, главные компоненты глинистого вещества красноцветных отложений чаще представлены гидрослюдой с примесью того или иного количества монтмориллонитовых минералов, местами хлорита. Такой же минеральный состав имеет и глинистое вещество почвенно-элювиальных образований, синхронных красно-

цветной карбонатной толще. Таким образом, глинистое вещество красноцветной толщи в своей основе является продуктом эрозии и переотложения мелкозема синхронных почвенно-элювиальных образований областей поднятий. Этому же процессу обязаны своим появлением перемытые и переотложенные катуны и конкреции CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>, а также мелкие механически перемещенные обломки пелитоморфной извести, изобилующие в породах красноцветной толщи.

Несколько иную картину мы видим в распределении обломочного материала и второстепенных примесей в глинистом веществе пород красноцветной карбонатной ассоциации. Состав обломочного материала красноцветов, в целом полимиктовый, обнаруживает тесные связи с составом размываемых пород в ближайщих к данному бассейну седиментации областях сноса. Подобные же связи характерны и для второстепенных минеральных компонентов глинистого вещества. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что вертикальное расчленение областей поднятий было довольно значительным даже на платформах, не говоря уже о поднятиях орогенных зон. Поэтому наряду с массой постоянно эродируемого аридного красноцветного элювия частично в денудацию вовлекались и "свежие" продукты линейной эрозии горных пород областей поднятий. Этим и определялся состав обломочных компонентов красноцветной толщи и второстепенные минеральные примеси в глинистом веществе.

Таким образом, с точки зрения процессов мобилизации исходных компонентов породы красноцветной карбонатной ассоциации носят ярко выраженный интегративный характер. С одной стороны, в их облике отражен общий признак всего ареала красноцветной седиментации, а именно — прямая связь с синхронными почвенно-элювиальными образованиями областей сноса. Это главный признак, носящий характер фона и проходящий через все (или почти все) фациальные и генетические разновидности отложений и от региона к региону. С другой стороны, в составе пород красноцветов находят отражение и местные (региональные) особенности процессов мобилизации исходных компонентов, что определяет различие региональных разрезов толщи между собой.

Осадконакопление в условиях открытых аридных ландшафтов областей седиментации и резкого недостатка захороняемого органического вещества определило накопление большинства осадков ассоциации в обстановке высокого кислородного потенциала среды. Этому обязано подавляющее преобладание красных тонов окраски пород. Красящий железистый пигмент мио-плиоценовых карбонатных красноцветов также имеет неоднородное происхождение. Преобладающая его масса представляет собой тонкорассеянный гематитовый пигмент ("рубашку") на механически перемещенных из красноцветного элювия частичках (пелитовых, алевритовых, песчаных). Вместе с тем при изучении пород под микроскопом можно обнаружить другой вид пигментации окислами Fe. Последние образуют бурые пятна с неясными границами в породе, обособляются в виде волосовидных прожилков, секущих элементы слоистости, входят в состав цемента песчаников и алевролитов. Наконец, в ряде случаев отмечаются и такие явления, когда окатанные зерна аллювиальных песчаников покрыты сверху пленкой красных окислов Fe. Здесь красящая железистая "рубашка" сформирована после формирования осадка.

Механизм формирования красящего гематитового пигмента в элювии и в осадках современных и древних аридных ландшафтов описан Ф.В. Чухровым [1975; Чухров и др., 1975]. Из бикарбонатов Fe поверхностных или грунтовых вод в условиях высокого кислородного потенциала формируется минерал ферригидрит, который самопроизвольно трансформируется в гематит по истечении небольшого промежутка времени.

На частичное перемещение Fe и Mn указывают и линзы зеленоцветных озерных глин. В этих породах первоначальный красящий железистый пигмент исчезает, а перемещенное окисное Fe (обычно вместе с соединениями Mn) часто образует рассеянные в глинах "бобовины" или "горошины".

Осадконакопление красноцветов в условиях аридного климата определило широкую

и очень разнообразную по форме миграцию карбонатных соединений щелочноземельных оснований. Подобно красному железистому пигменту, подавляющая часть распыленной в породах пелитоморфной извести обязана механическому перемещению продуктов эрозии и денудации красноцветного аридного элювия.

В областях аккумуляции осадков формирование большей части пород красноцветной карбонатной ассоциации осуществлялось в обстановке субаэрального диагенеза. Рассмотрим сущность протекающих при этом процессов подробнее. Мы уже отмечали, что большая часть разрезов ассоциации сложена отложениями временных потоков (делювий, пролювий), периодически пересыхающих рек, озер. Накопленные осадки часто не успевали захороняться и попадали в субаэральную обстановку. При этом они подвергались осущению, уплотнению, окислению, растрескиванию, местами на их поверхности формировались такырные трещины. Очень часто на поверхности отложившихся илов формировались древние аридные почвы. Длительность воздействия почвенных процессов на отложившиеся осадки менялась в зависимости от продолжительности перерывов осадконакопления на разных участках области аккумуляции, что способствовало формированию различных по степени зрелости аридных почв (от малозрелых с относительно слабым преобразованием исходного материала до зрелых, в которых осуществлялось глубокое изменение материнских пород – почвенный литогенез). Специальному рассмотрению роли почвенного литогенеза при преобразовании древних осадков в породы посвящена статья П.П. Тимофеева, Ю.Г. Цеховского, А.П. Феофиловой [1977]. В этой статье показано, что процессы почвенного литогенеза часто во многом определяют сущность субаэральных превращений осадков в породысубаэральный диагенез.

В настоящее время различные типы ископаемых почв красноцветной карбонатной ассоциации изучены еще очень слабо, вместе с тем уже сейчас можно отметить некоторые минеральные преобразования, связанные с воздействием древних почвенных процессов на исходные породы. В частности, в этих почвах происходило частичное аридное довыветривание исходного силикатного материала (преимущественно слюд) и формирование аутигенных глин (в том числе с колломорфной микротекстурой) смектит-гидрослюдистого состава, интенсивное перераспределение карбонатов и формирование известковистых либо доломитовых конкреций, журавчиков, а местами, при сильном засолении (в солончаках), возникали гипсовые конкреции. В Средней Азии подобные типы ископаемых почв и аутигенных конкреций впервые описаны А.И. Перельманом [1959] в континентальных нижнеплиоценовых красноцветных отложениях, входящих в состав рассматриваемой нами красноцветной карбонатной ассоциации. Они отнесены к щелочным луговым либо лугово-солончаковым типам почв.

В большинстве случаев характеризуемые древние почвы, как и вмещающие их породы, имеют красно-бурые окраски. В то же время среди них нередко встречаются и пестроцветные разности, в которых на фоне красных тонов можно видеть вертикально ориентированные пятна, полосы осветления или озеленения, расположенные перпендикулярно к первичной слоистости пород.

Большинство характеризуемых древних почв ассоциации накапливалось в супераквальных, по Б.Б. Полынову [1956], М.А. Глазовской [1964] и А.И. Перельману [1959], ландшафтах, в которых осуществлялся подток ряда компонентов в почвы из грунтовых вод (в рассматриваемые нами почвы вносились преимущественно карбонаты Са и Мg, местами сульфаты). В то же время необходимо подчеркнуть, что для условий довольно активного тектонического режима, контрастных вертикальных перемещений рельефа и глубоких врезов эрозионно-речной сети были характерны достаточно низкий уровень грунтовых вод и их гидрокарбонатно-кальциевый состав. Это способствовало формированию преимущественно красноцветных карбонатных почв, и, напротив, процессы формирования сильно засоленных почв (солончаков) играли в ландшафтах той эпохи резко подчиненную роль. Поэтому в составе аутигенных минералов, в интенсивно преобразованных древними аридными почвами

осадках ассоциации, главенствуют карбонаты Са и Мg, а сульфаты (гипс) играют второстепенную роль.

Очень показательны в этом отношении разрезы мио-плиоценовой красноцветной толщи прогибов Тянь-Шаня. В мощных разрезах изобилующих литофациями такыров, мелких озер и эоловых песков, словом, при всех ярко выраженных атрибутах типичного пустынного характера осадконакопления все же не известно ни одного более или менее широко представленного явления засоления или огипсования красноцветов позднего миоцен-плиоцена. Указанные выше случаи огипсования красноцветов в областях седиментации платформ (Западная Сибирь, Тургай) также относятся к разряду сугубо второстепенных явлений и в этих районах.

Характеризуемые древние почвы ассоциации напоминают современные красноцветные и буроцветные карбонатные гидрослюдисто-монтмориллонитовые почвы, развитые во многих районах с жарким аридным климатом [Глазовская, 1972, 1973].

Необходимо также отметить, что почвенные воды ассоциации часто покидали элювиальный профиль, смешивались с грунтовыми водами и во многом определяли формирование химического состава последних: способствовали насыщению их CaCO<sub>3</sub>. В аридных ландшафтах эти воды, циркулируя по линзам и слоям грубообломочных отложений красноцветной карбонатной ассоциации, осуществляли громадную по масштабу геохимическую работу, превращая первоначально рыхлые обломочные породы в песчаники, алевролиты, конгломераты или брекчии с пелитоморфным карбонатным цементом разной степени плотности. Местами эти почвенно-грунтовые воды приводили к оглеению водопроницаемых (галечно-песчано-алевритовых пород) и возникновению пластов или линз, имеющих зеленые цвета окраски.

Все упомянутые процессы, способствующие преобразованию отложившихся осадков ассоциации в горные породы в субаэральных условиях, и определяли сущность субаэрального диагенеза.

Процессы субаквального диагенеза по сравнению с субаэральным диагенезом играли незначительную роль в формировании пород красноцветной карбонатной ассоциации. Они проявлялись обычно лишь в аллювиальных или в озерных фациях и в условиях дефицита органики способствовали пластовому или пятнисто-пластовому озеленению (оглеению) первично красноцветных пород, перераспределению в них CaCO<sub>3</sub> и формированию известковистых конкреций или известковистого цемента в грубообломочных породах, местами возникновению железомарганцевых бобовин и конкреций. Возможно также, что часть озелененных (оглеенных) горизонтов ассоциации возникла при постдиагенетических процессах (при циркуляции пластовых вод). Механизм процессов вторичного оглеения пород красноцветной формации при почвообразовании, диагенезе, катагенезе рассмотрен в работах А.И. Перельмана [1965] и Е.Н. Борисенко [1980].

Накопление хемогенно-биогенных карбонатных илов (мергелистых, известковистых) в древних озерах осуществлялось локально и сдерживалось обилием терригенного материала, непрерывно поступающего в водоемы и подавляющего своей массой садку хемогенно-биогенного материала.

Таким образом, аридная палеоклиматическая обстановка в сочетании с относительно активным тектоническим режимом континента Евразии в мио-плиоцене обусловили в областях седиментации красноцветов, как на платформах, так и в орогенных зонах подавляющее господство слабощелочной и нейтральной карбонатных окислительных геохимических обстановок, по А.И. Перельману [1968]. Все процессы континентального литогенеза в этот отрезок времени — от мобилизации исходных компонентов, до диагенеза включительно — всецело протекали под контролем указанных выше геохимических обстановок. Это наложило яркий отпечаток общности на все частные и региональные особенности разрезов красноцветной карбонатной ассоциации, придав ей черты системы со строго определенным типом литогенетической организации горных пород.

### Примеры древних аналогов ассоциации

Красноцветная карбонатная ассоциация является очень распространенным типом парагенеза континентальных отложений в разрезах различных возрастов и регионов. Данный тип парагенеза практически установлен и описан в разрезах всех систем фанерозоя, а его аналоги широко известны и в докембрии. Поэтому примеров древних аналогов мио-плиоценовой красноцветной карбонатной ассоциации можно привести великое множество. Это карбонатные красноцветы мела Ферганы, пермские красноцветные формации Казахстана и Русской платформы, протерозойские красноцветы Сибирской платформы и многие др. Вместе с тем следует отметить, что часто под наименованием красноцветных формаций геологи описывают эвапоритовые лагунные и морские формации, континентальные гипсоносные и соленосные толщи (типа тянь-шаньской галит-глауберитовой формации неогена), гумидные бескарбонатные пестроцветы и т. п. Все эти образования мало или совсем не связаны какой-либо общностью с описанными выше континентальными карбонатными красноцветами и представляют собой совершенно иные типы литогенетической организации горных пород. В связи с этим ниже мы кратко опищем в качестве примера типичных аналогов мио-плиоценовой красноцветной карбонатной ассоциации две разновозрастные красноцветные толщи, хорошо изученные литологически, континентальное происхождение которых не вызывает у геологов сомнений. Это - средне-верхнеолигоценовая красноцветная толща межгорных прогибов Тянь-Шаня и джезказганская свита среднего-верхнего карбона Центрального Казахстана.

# Средне-верхнеолигоценовая красноцветная толща Тянь-Шаня

В стратиграфической номенклатуре молодых прогибов Тянь-Шаня эта толіца имеет разные наименования. Ареал ее распространения показан нами ранее на одной из литолого-палеогеографических карт [Ерофеев, Цеховский, 1982, рис. 23]. В Илийской впадине она известна как актаусская свита и охарактеризована фауной индрикотериид среднего-вержнего олигоцена [Костенко, 1964]. В Иссык-Кульской впадине данную толщу описывают под названием джетыогузской свиты [Габрильян, Зхус, 1965], в Восточно-Чуйской впадине — сулутерекской (подсоленосной) свиты [Ибрагимов, Турдукулов, 1966] и т. д. Долгое время геологи считали, что эти красноцветные песчано-конгломератовые отложения прибортовых частей прогибов Тянь-Шаня в центральных, наиболее погруженных их частях латерально замещаются соленосно-гипсоносными существенно глинисто-алевритовыми отложениями. Бурение глубоких скважин, проведенное в 60-х годах во многих крупнейших прогибах — впадинах Тянь-Шаня (Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской, Нарынской, Илийской), показало, что это не так. Красноцветные отложения среднего-верхнего олигоцена имеют сквозное распространение через все части прогибов и при этом существенно не меняют своей литологической специфики. Повсеместно эти толщи сверху перекрыты палеонтологически оханижне-среднемиоценовыми соленосно-гипсоносными рактеризованными ниями.

В литологическом облике красноцветов олигоцена мы видим почти полное повторение неогеновой красноцветной карбонатной ассоциации. Только в отличие от последней олигоценовая толща имеет более густую красную окраску, что связано с более высокой плотностью пород.

В прибортовых частях прогибов основную по объему часть описываемой толщи слагают отложения подгорно-веерного фациального комплекса, представленные сложно сочленяющимися в разрезе линзовидными пачками, слоями и линзами крупнообломочных конгломерато-брекчий, разнозернистых песчаников и подчиненных им алевролитов. Выдержанность пачек и слоев по простиранию крайне плохая, окатанность обломочного материала пород в подавляющем большинстве низкая. Только фации руслового аллювия характеризуются хорошей окатанностью обломков.

В центральных частях крупных прогибов подгорно-веерный фациальный комплекс

. Таблица 3 Химический состав пород карбонатных красноцветов кайнозоя и палеозоя, вес. %

№ пробы	Породы	SiO,	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	П.,п.,п.	TiO <sub>2</sub>	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Σ
·	·		Олиг	оцено:	вые кр	асноц	веты	Тянь-Ш	аня		1	1		T
C = 3 = 27	Песчаник	52,84	13,35	2,95	1,15	10,64	1,45	11,04	0,50	0,09	0,10	3,07	2,29	99,47
C-3-32	**	57,72	15,20	3,88	1,58	5,32	2,30	7,34	0,64	0,09	0,09	3,07	2,71	100,00
C1=8	Алевролит	46,47	12,67	4,40	0,63	12,88	2,53	13,32	0,56	0,09	0,16	2,85	0,93	99,07
C-3-24	Аргиллит	54,80	15,60	4,87	1,29	5,68	3,60	9,34	0,87	0,12	0,22	2,40	1,62	100,40
C-1-5	**	54,51	14,04	4,95	1,11	6,30	3,33	8,33	0,75	0,14	0,19	2,85	1,63	99,52
				Джезк	азган	ская с	вита	(C <sub>2-3</sub> )*						
	Песчаник	68,15	12,34	2,07	2,14	3,76	1,12	3,39	0,35	0,09	0,07	1,24	4,90	99,94
	"	57,48	10,38	2,59	0,84	11,22	1,97	10,00	0,49	0,47	0,11	1,20	3,35	100,21
	**	67,92	9,38	0,30	0,58	8,96	0,59	7,43	0,30	0,31	0,08	1,26	2,95	100,18
	**	65,08	12,00	2,12	1,78	6,56	1,08	6,35	0,29	0,23	0,09	1,30	3,50	100,55
	**	72,76	11,43	1,25	1,99	2,47	1,24	3,20	0,30	0,09	0,08	1,11	4,00	99,98
	Алевролит	49,12	9,69	2,05	1,76	15,82	1,31	13,41	0,35	0,37	0,09	1,00	4,20	99,53
	"	66,47	11,08	2,12	1,69	5,95	1,20	5,24	0,44	0,09	0,08	0,91	3,87	99,49
	**	64,24	14,06	3,29	1,44	4,07	1,69	4,28	0,55	0,09	0,08	2,07	4,00	100,27
	**	63,52	16,59	5,62	0,46	0,62	1,95	3,40	0,60	0,04	0,11	3,67	2,25	100,42
	**	61,38	16,59	1,18	5,34	1,42	2,85	4,42	0,60	0,10	0,12	2,85	2,55	99,90
	Аргиллит	58,00	17,37	4,72	2,55	1,73	3,23	4,87	0,60	0,10	0,12	4,00	1,85	99,57
	,,	55,64	15,26	4,63	0,81	6,17	2,66	7,83	0,70	0,18	0,17	3,50	1,80	99,70
	**	53,96	17,11	4,45	1,84	5,05	2,35	6,58	0,60	0,10	.0,12	4,50	2,69	99,96
	**	56,36	18,61	3,64	2,48	3,33	2,04	5,09	0,70	0,09	0,18	4,00	3,50	100,54
	**	61,46	15,59	1,14	4,41	3,02	2,52	2,56	0,54	0,12	0,12	2,50	2,56	99,82

<sup>\*</sup>Данные А.А. Арустамова, Ш.Е. Есенова, Г.Б. Паршина и В.И. Штифонова (1969 г.)

замещается равнинно-долинным, в составе которого доминирующую роль приобретают разнозернистые песчаники и гравелиты с подчиненными слоями и линзами песчанистых алевролитов и аргиллитов. Появляются слои и линзы бурых и зеленоватосерых сильно "замусоренных" мергелей и мергелистых аргиллитов. Породы приобретают более бледные буро-коричневые и палево-бурые тона. Пачки становятся лучше выдержаны по простиранию.

Породы подавляющего большинства фациально-литологических разновидностей красноцветной толщи олигоцена Тянь-Шаня насыщены пелитоморфным карбонатом щелочноземельных оснований и красным железистым "пигментом". Последний присутствует в породах в виде механически распыленной вкрапленности обломочков окислов Fe, а также образует налеты — "рубашки" на глинистых, алевролитовых и песчаных зернах. Наряду с этим выделяются более поздние обособления окислов Fe в виде бесформенных пятен с неясными очертаниями и разнообразных секущих волосовидных прожилков.

Основная масса карбонатов щелочноземельных оснований образует пылевидную вкрапленность в породах, цементируя их до состояния "спекания". Наряду с этим почти все породы описываемой толщи изобилуют разной величины конкрециями (обычно геометрически неправильной формы) и разнообразными прожилками и пятнами пелитоморфного карбоната. Некоторые линзы и слои бывают настолько интенсивно насыщены конкрециями карбонатов, что описываются как конкреционный известняк. Подавляющее большинство грубообломочных разностей пород плотно сцементировано пелитоморфным карбонатом.

Обломочный материал олигоценовых красноцветов повсеместно имеет полимиктовый состав, отражающий собой спектр пород ближайших областей сноса (поднятий-хребтов). Основным компонентом глинистого вещества пород является гидрослюда с примесью монтмориллонита. В составе второстепенных минералов отмечаются каолинит, палыгорскит и др. Мощность толщи в разных прогибах колеблется от 300 до 1200 м.

Таким образом, по вещественному составу и типу парагенетических связей горных пород средне-верхнеолигоценовая красноцветная толща Тянь-Шаня является прямым аналогом описанной выше неогеновой красноцветной карбонатной ассоциации Северо-Западной Азии. Близость вещественного состава пород обеих толщ выразилась и в однотипности их химизма (сравните табл. 2 и 3). Для большей части пород характерно преобладание окисного железа над закисным, относительно высокое содержание щелочноземельных оснований и преобладание калия над натрием. Последнее связано с существенно гидрослюдистым составом глинистого вещества.

# Джезказганская свита

Джезказганская свита среднего-верхнего карбона распространена в Джезказганской и Тенгизской впадинах Центрального Казахстана. Ареал ее распространения им еет форму дуги, вытянутой от северной окраины Тенгизской впадины до юго-восточных предгорий хребта Каратау на расстояние около 1200 км, при ширине 250–300 км. Континентальные красноцветные терригенные карбонатные отложения описываемой свиты залегают с размывом на морских отложениях нижнего карбона и имеют мощность 250–1500 м. С вышележащими соленосно-гипсоносными отложениями нижней перми связаны постепенными переходами [Дитмар, Тихомиров, 1967].

В Джезказганском районе красноцветные отложения описываемой свиты несут значительное медное оруденение. Менее крупные рудопроявления отмечаются в Тенгизской впадине, в бассейне р. Сарысу и на ряде других участков. Данный факт и послужил А.И. Анатольевой [1972] основанием для отнесения джезказганской толщи к разряду так называемых меденосных красноцветных формаций. Выше мы уже отмечали некоторую искусственность подобного выделения формаций.

Наиболее полно литологическая характеристика джезказганской толщи приведена

в монографии П.Т. Тажибаевой [1964]. Не ставя целью переизлагать монографически описанные данные, приведем здесь только некоторые литологические параметры толщи.

В пределах Джезказганского рудного поля, где описываемая толща первоначально изучалась наиболее детально, она сложена бурыми и красно-бурыми мелко- и среднезернистыми песчаниками и сланцами, переслаивающимися с сероцветными песчаносланцевыми породами, часто несущими медное оруденение. Примерное отношение сероцветов к красноцветам составляет 1:1,1. В толще песчаников и сланцев включены слои и пропластки разногалечных конгломератов. По удалении от Джезказганского рудного поля довольно резко уменьшается в разрезе доля сероцветных пород, которые все более и более замещаются красноцветами. Так, на Саркудукском рудном поле отношение сероцветов к красноцветам составляет 1:2,8, а в Джартасском — 1:3,2. За пределами рудных полей джезказганская свита практически целиком сложена красноцветами. Сероцветные породы встречаются в виде редких слоев, прослоев, линз и пачек.

Основную долю разреза джезказганской свиты в целом слагают мелко-, среднеи грубозернистые песчаники. Им подченены конгломераты, алевролиты и аргиллиты (сланцы). Песчаники и конгломераты имеют косую слоистость аллювиального и пролювиального типов и разную степень окатанности обломочных зерен. Некоторые крупные линзы глыбовых конгломератов рассматриваются как осадки мощных селевых потоков. Хорошо выраженная субгоризонтальная и горизонтальная слоистость озерного и такырного типа более характерна для мелкообломочных пород (тонкозернистые песчаники, алевролиты) и аргиллитов. Такырные фации зачастую отличаются полигональными трещинами усыхания, выполненными пелитоморфным кальцитом и кальцитдоломитом. Для пород джезказганской свиты характерно отсутствие каких либо признаков засоленности. Отмечаемые иногда в такырных фациях линзы гипса представляют собой весьма и весьма редкое явление.

Обломочный материал пород красноцветной толщи имеет полимиктовый состав и отражает спектр пород ближайщих к бассейну седиментации областей сноса. При этом наряду с относительно свежими обломками пород довольно часты и их полувыветрелые разности. Глинистое вещество пород сложено гидрослюдами, иногда с примесью минералов монтмориллонитовой группы.

Окрашивание пород в красный и красно-бурый цвета обязано тонкой пигментации их окислами Fe. Последние участвуют в составе цемента, обволакивают в виде пленок и корочек частицы породы. Разная степень насыщенности цемента окислами Fe определяет оттенки окрашивания породы.

Подавляющее большинство пород джезказганской свиты содержит в цементе пелитоморфные карбонаты — кальцит, кальцит-доломит, доломит. Карбонаты часто обособляются в виде конкреций разнообразной формы, прожилков и мелких линзочек. Отмечаются редкие слои и линзы мергелей и известняков. Глинистые разности карбонатных обособлений окрашены в розовато-бурые или коричневатые тона за счет пигментации их окислами Fe.

Для химического состава пород джезказганской свиты характерны в целом те же особенности, что и для пород более молодых красноцветных карбонатных ассоциаций (см. табл. 3), хотя есть и некоторые региональные отличия. Так, преобладание в составе щелочей Nа над K отмечается в песчаниках и алевролитах, что, по-видимому, связано с породным составом обломочного материала, принесенного из питающих провинций. В аргиллитах же, где основная масса сложена глинистым веществом гидрослюдистого состава, мы видим характерное для карбонатных красноцветов преобладание содержаний K над Na. Некоторое преобладание FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или их равные количества отмечаются только в сероцветных разностях пород, что, скорее всего, связано с наложением рудного процесса. Для подавляющего же большинства пород джезказганской свиты характерны обратные указанным соотношения форм Fe.

Таким образом, по всем основным литологическим и литогенетическим показателям джезказганская свита являет собой пример единого сообщества континенталь-

ных отложений, сформированного по типу красноцветной карбонатной ассоциации. Ее системные качественные характеристики ярко и однозначно обнаруживают себя по всему ареалу распространения толщи, что и позволяет геологам безошибочно определять ее в разрезах палеозоя Центрального Казахстана.

#### СУЛЬФАТ-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данный тип парагенеза континентальных отложений отмечается во всех системах фанерозоя и тесно связан в своем распространении с красноцветными карбонатными ассоциациями, поэтому в подавляющем большинстве региональных обзоров данную ассоциацию описывали вместе с карбонатными красноцветами как единый парагенез. С другой стороны, сульфат-карбонатную ассоциацию, включающую в некоторых регионах большие залежи разнообразных солей, по этой только причине относили к лагунно-морским или морским образованиям. Считалось, что соленакопление таких масштабов для континентальных отложений не характерно. Поэтому, когда в Тянь-Шане был бесспорно доказан сугубо континетальный генезис миоценовой галит-глауберитовой свиты [Щербина, 1951], то многие геологи на этот факт смотрели как на редчайший феномен. Однако с течением времени и накоплением новых фактов взгляды постепенно менялись. Было доказано континентальное происхождение гипсоносных апширской и агааральской меловых свит Ферганы [Сочава, 1965], а затем выявлена мощная континентальная галогенная толща в разрезе перми Чу-Сарысуйской депрессии [Дитмар, Тихомиров, 1967]. В настоящее время в разрезах палеогена впадин Северного Тянь-Шаня глубоким бурением прослежен литологический аналог миоценовой соленосной толши. Все это свидетельствует о том, что данный тип парагенеза не только не является редкостью, а скорее всего представляет собой одно из типичных проявлений континентального литогенеза в областях аридного палеоклиматического режима.

Лучшим примером сульфат-карбонатной ассоциации является нижне-среднемиоценовая толща Северо-Западной Азии, известная в стратиграфической номенклатуре Зауралья под наименованием *аральского* межрегионального горизонта [Лавров, Мадерни, 1972]. Она охватывает огромную территорию платформы и прослеживается в орогенные зоны (рис. 11, A-B, вкл.). Это обстоятельство позволяет проследить изменение ее литологического состава в разных геоструктурных областях континента и в условиях различных вариаций аридного в целом палеоклимата.

# Условия распространения и стратиграфические особенности

Сульфат-карбонатная ассоциация как самостоятельный тип парагенеза континентальных отложений была впервые описана В.В. Лавровым [1959] на примере разрезов нижне-среднемиоценовой аральской свиты Тургая. Эту же толщу (или ее часть) геологи выделяют под наименованием свиты "соленосных глин" или свиты "турме".

Пояс аральского осадконакопления Тургая, окружающий с запада Казахский эпипалезозойский щит, имеет ширину от 300 до 400 км и вытянут с севера на юг на 1000 км. Повсеместно на этой площади аральская свита согласно (с постепенным переходом) ложится на палеонтологически охарактеризованные углистые отложения верхнего олигоцена и с резким размывом перекрывается также палеонтологически охарактеризованными отложениями красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена — раннего плиоцена, известными под наименованием павлодарского межрегионального горизонта (см. табл. 1). Сама аральская свита в Тургае также хорошо охарактеризована палеонтологически. Ее отложения включают костные остатки представителей парацератериевого (в низах разреза), гомфотериевого и мунтжакового

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возраст парацератериевой фауны долгое время оставался спорным. В ряде работ она датировалась поздним олигоценом (например[Зоогеография . . ., 1974]), что и было условно принято нами [Ерофеев, Цеховский, 1982]. Однако в настоящее время привязка фауны к основанию аральской свиты и датировка низами миоцена не вызывает сомнений у большинства геологов и палеонтологов.

в монографии П.Т. Тажибаевой [1964]. Не ставя целью переизлагать монографически описанные данные, приведем здесь только некоторые литологические параметры толщи.

В пределах Джезказганского рудного поля, где описываемая толща первоначально изучалась наиболее детально, она сложена бурыми и красно-бурыми мелко- и среднезернистыми песчаниками и сланцами, переслаивающимися с сероцветными песчаносланцевыми породами, часто несущими медное оруденение. Примерное отношение сероцветов к красноцветам составляет 1 : 1,1. В толще песчаников и сланцев включены слои и пропластки разногалечных конгломератов. По удалении от Джезказганского рудного поля довольно резко уменьшается в разрезе доля сероцветных пород, которые все более и более замещаются красноцветами. Так, на Саркудукском рудном поле отношение сероцветов к красноцветам составляет 1 : 2,8, а в Джартасском — 1:3,2. За пределами рудных полей джезказганская свита практически целиком сложена красноцветами. Сероцветные породы встречаются в виде редких слоев, прослоев, линз и пачек.

Основную долю разреза джезказганской свиты в целом слагают мелко-, среднеи грубозернистые песчаники. Им подченены конгломераты, алевролиты и аргиллиты (сланцы). Песчаники и конгломераты имеют косую слоистость аллювиального и пролювиального типов и разную степень окатанности обломочных зерен. Некоторые крупные линзы глыбовых конгломератов рассматриваются как осадки мощных селевых потоков. Хорошо выраженная субгоризонтальная и горизонтальная слоистость озерного и такырного типа более характерна для мелкообломочных пород (тонкозернистые песчаники, алевролиты) и аргиллитов. Такырные фации зачастую отличаются полигональными трещинами усыхания, выполненными пелитоморфным кальцитом и кальцитдоломитом. Для пород джезказганской свиты характерно отсутствие каких либо признаков засоленности. Отмечаемые иногда в такырных фациях линзы гипса представляют собой весьма и весьма редкое явление.

Обломочный материал пород красноцветной толщи имеет полимиктовый состав и отражает спектр пород ближайщих к бассейну седиментации областей сноса. При этом наряду с относительно свежими обломками пород довольно часты и их полувыветрелые разности. Глинистое вещество пород сложено гидрослюдами, иногда с примесью минералов монтмориллонитовой группы.

Окрашивание пород в красный и красно-бурый цвета обязано тонкой пигментации их окислами Fe. Последние участвуют в составе цемента, обволакивают в виде пленок и корочек частицы породы. Разная степень насыщенности цемента окислами Fe определяет оттенки окрашивания породы.

Подавляющее большинство пород джезказганской свиты содержит в цементе пелитоморфные карбонаты — кальцит, кальцит-доломит, доломит. Карбонаты часто обособляются в виде конкреций разнообразной формы, прожилков и мелких линзочек. Отмечаются редкие слои и линзы мергелей и известняков. Глинистые разности карбонатных обособлений окрашены в розовато-бурые или коричневатые тона за счет пигментации их окислами Fe.

Для химического состава пород джезказганской свиты характерны в целом те же особенности, что и для пород более молодых красноцветных карбонатных ассоциаций (см. табл. 3), хотя есть и некоторые региональные отличия. Так, преобладание в составе щелочей Na над K отмечается в песчаниках и алевролитах, что, по-видимому, связано с породным составом обломочного материала, принесенного из питающих провинций. В аргиллитах же, где основная масса сложена глинистым веществом гидрослюдистого состава, мы видим характерное для карбонатных красноцветов преобладание содержаний K над Na. Некоторое преобладание E0 над E0 или их равные количества отмечаются только в сероцветных разностях пород, что, скорее всего, связано с наложением рудного процесса. Для подавляющего же большинства пород джезказганской свиты характерны обратные указанным соотношения форм E0.

Таким образом, по всем основным литологическим и литогенетическим показателям джезказганская свита являет собой пример единого сообщества континенталь-

ных отложений, сформированного по типу красноцветной карбонатной ассоциации. Ее системные качественные характеристики ярко и однозначно обнаруживают себя по всему ареалу распространения толщи, что и позволяет геологам безошибочно определять ее в разрезах палеозоя Центрального Казахстана.

### СУЛЬФАТ-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данный тип парагенеза континентальных отложений отмечается во всех системах фанерозоя и тесно связан в своем распространении с красноцветными карбонатными ассоциациями, поэтому в подавляющем большинстве региональных обзоров данную ассопиацию описывали вместе с карбонатными красноцветами как единый парагенез. С другой стороны, сульфат-карбонатную ассоциацию, включающую в некоторых регионах большие залежи разнообразных солей, по этой только причине относили к лагунно-морским или морским образованиям. Считалось, что соленакопление таких масштабов для континентальных отложений не характерно. Поэтому, когда в Тянь-Шане был бесспорно доказан сугубо континетальный генезис миоценовой галит-глауберитовой свиты [Щербина, 1951], то многие геологи на этот факт смотрели как на редчайший феномен. Однако с течением времени и накоплением новых фактов взгляды постепенно менялись. Было доказано континентальное происхождение гипсоносных апширской и агааральской меловых свит Ферганы [Сочава, 1965], а затем выявлена мощная континентальная галогенная толща в разрезе перми Чу-Сарысуйской депрессии [Дитмар, Тихомиров, 1967]. В настоящее время в разрезах палеогена впадин Северного Тянь-Шаня глубоким бурением прослежен литологический аналог миоценовой соленосной толши. Все это свидетельствует о том, что данный тип парагенеза не только не является редкостью, а скорее всего представляет собой одно из типичных проявлений континентального литогенеза в областях аридного палеоклиматического режима.

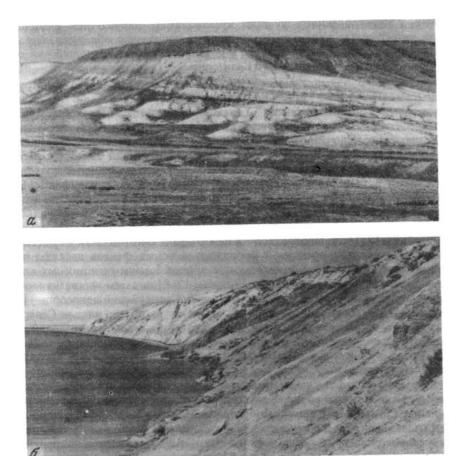
Лучшим примером сульфат-карбонатной ассоциации является нижне-среднемиоценовая толща Северо-Западной Азии, известная в стратиграфической номенклатуре Зауралья под наименованием *аральского* межрегионального горизонта [Лавров, Мадерни, 1972]. Она охватывает огромную территорию платформы и прослеживается в орогенные зоны (рис. 11, A-B, вкл.). Это обстоятельство позволяет проследить изменение ее литологического состава в разных геоструктурных областях континента и в условиях различных вариаций аридного в целом палеоклимата.

# Условия распространения и стратиграфические особенности

Сульфат-карбонатная ассоциация как самостоятельный тип парагенеза континентальных отложений была впервые описана В.В. Лавровым [1959] на примере разрезов нижне-среднемиоценовой аральской свиты Тургая. Эту же толщу (или ее часть) геологи выделяют под наименованием свиты "соленосных глин" или свиты "турме".

Пояс аральского осадконакопления Тургая, окружающий с запада Казахский эпипалезозойский щит, имеет ширину от 300 до 400 км и вытянут с севера на юг на 1000 км. Повсеместно на этой площади аральская свита согласно (с постепенным переходом) ложится на палеонтологически охарактеризованные углистые отложения верхнего олигоцена и с резким размывом перекрывается также палеонтологически охарактеризованными отложениями красноцветной карбонатной ассоциации позднего миоцена — раннего плиоцена, известными под наименованием павлодарского межрегионального горизонта (см. табл. 1). Сама аральская свита в Тургае также хорошо охарактеризована палеонтологически. Ее отложения включают костные остатки представителей парацератериевого (в низах разреза), гомфотериевого и мунтжакового

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Возраст парацератериевой фауны долгое время оставался спорным. В ряде работ она датировалась поздним олигоценом (например[Зоогеография . . ., 1974]), что и было условнопринятонами [Ерофеев, Цеховский, 1982]. Однако в настоящее время привязка фауны к основанию аральской свиты и датировка низами миоцена не вызывает сомнений у большинства геологов и палеонтологов.





Р и с. 12. Обнажения аральской (акжарской) свиты в Зайсанской впадине

a — выходы глинисто-мергелистых пород, Южное Призайсанье, разрез Конур-Кура;  $\delta$  — переслаивание зеленоцветных и гумусированных глин аральской свиты (темных в основании обнажения) и фациальное замещение их вверх по разрезу песчано-алевритовыми породами (светлые) в разрезе мыса Бакланий (крайняя оконечность мыса сложена песчаными и глинистыми породами павлодарской свиты) Северное Призайсанье;  $\delta$  — постепенный переход слоистых глинисто-алевритовых пород ашутасской свиты (низы обнажения) в монотонную толщу зеленоцветных глин и мергелей (аральская свита) — верхняя половина обнажения, разрез Тайжузген. Южное Призайсанье

(в средней и верхней частях разреза) фаунистических комплексов позвоночных [Лавров и др., 1978], а также моллюсков и остракод. Спорово-пыльцевые комплексы из данных отложений характеризуют степную и десостепную растительность раннегосреднего миоцена.

Далее пояс развития отложений нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации прослеживается в виде сплошного чехла шириной в 300—500 км вдоль всего южного обрамления Западно-Сибирской низменности на расстоянии около 1500 км от восточных склонов Урала до Присалаирья. Она занимает аналогичное тургайскому положение в сводном разрезе и охарактеризована однотипными палеонтологическими остатками. Фауна позвоночных известна из целого ряда месторождений Прииртышья, а фауна моллюсков и спорово-пыльцевые комплексы изучены почти во всех районах низменности. В южной и юго-восточной частях низменности описываемая толща известна под наименованием аральской свиты, а в северной и северо-западной части — таволжанской. В унифицированной схеме стратиграфии Западной Сибири, принятой в 1967 г., сочли возможным в составе данного стратиграфического диапазона выделить (в основном по палеонтологическим данным) два горизонта — бощеульский и таволжанский. Однако подобное разделение не является бесспорным.

В направлениях к югу, в пределах приподнятых денудационных холмогорий Казахского щита отложения нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации прослеживаются в различного рода эрозионных и эрозионно-тектонических депрессиях и древних долинах. Во всех регионах Казахского щита ее описывают под наименованием аральской свиты [Малиновский, Михайлова, 1964; Малиновский, 1967; Клюшкин, 1973; и др.]. В наиболее полных разрезах древних долин и впадин она также залегает на палеонтологически охарактеризованных углистых отложениях среднего-верхнего олигоцена и перекрывается красноцветами павлодарской свиты верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Во многих районах отложения аральской свиты содержат костные остатки позвоночных, а также споры и пыльцу степной и лесостепной растительности раннего-среднего миоцена.

По системе древних долин отложения описываемой толщи непосредственно прослеживаются вплоть до краевых прогибов-впадин орогенной зоны Алтая и Тянь-Шаня. В пределах этой зоны распространение сульфат-карбонатной ассоциации локализовано в тектонических впадинах. Она прекрасно обособлена (рис. 12, а, б, в) в разрезах и занимает четкое стратиграфическое положение. Повсеместно в крупных молодых прогибах Алтая и прилегающих к нему районах описываемая толща связана постепенным переходом с подстилающими утлистыми осадками среднего-верхнего олигоцена и перекрывается с четким размывом карбонатными красноцветами верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Аналогичное положение она занимает и в прогибах Тянь-Шаня, только здесь ее подстилают карбонатные красноцветы среднего-верхнего олигоцена.

В пределах всей орогенной зоны отложения ассоциации, описываемые под разными наименованиями (см. табл. 1), охарактеризованы принципиально однотипными спорово-пыльцевыми комплексами нижнего-среднего миоцена [Ржаникова, 1968; Костенко, 1964; Абузярова, 1966; Абузярова и др., 1971; Фортуна, 1971; Тарасов, 1968].

Таким образом, на всей территории Северо-Западной Азии данная толща занимает одинаковое положение в региональных разрезах и отличается принципиальным единством литологического состава и палеонтологической характеристикой отложений. Обобщавшие литолого-стратиграфические данные по аральскому межрегиональному горизонту В.В. Лавров и У.Н. Мадерни [1972, с. 129] пишут: ". . . выделяемая в Казахстане, Средней Азии и Сибири нижне-среднемиоценовая толща повсюду обладает совокупностью генетически однозначных литолого-фациальных и палеогеографических признаков".

### Региональные типы разрезов ассоциации

Зауральская эпипалеозойская платформа

В Тургайском прогибе, где впервые был выделен литотип сульфат-карбонатной ассоциации, последняя нередко имеет двучленное строение. В ее основании иногда встречаются пачки переслаивания светло-зеленых, иногда белых алевритов и глин часто с выделениями гидроокислов Fe и Mn, образующих пятна или конкреции. Данные отложения имеют преимущественно аллювиально-озерный генезис и выделяются в кушукские слои. Они обнажаются в обрыве правого берега р. Улужиланчик и содержат многочисленные обломки фауны млекопитающих (рис. 13, а, б, в). Среди алевритов и глин здесь также наблюдаются прослои пород, обогащенные углистым растительным детритом. Присутствуют линзы бобовников, состоящие из перемытых железомарганцовистых, известковистых конкреций и глинистых окатышей (балочный аллювий, пролювий). Мощность характеризуемых осадков около 10 м.

В основании разреза ассоциации довольно часто появляются слои и линзы пестроцветных красно-зеленых пород (горизонты ископаемых почв), иногда придающие ее разрезам в обнажениях общие бурые цвета окраски. Подобные пестроцветные пачки можно наблюдать в обнажениях вдоль восточного борта Тургая, они пересечены здесь также многими скважинами в долине р. Сарытургай. Слагающие их породы представлены серовато-белыми, неслоистыми комковатыми, вязкими, пластичными, часто сильно загипсованными глинами с вишнево-красными пятнами неправильной формы размером 1—3 см. В отличие от гумидных пестроцветов в характеризуемых пятнах не встречаются конкреции гетит-гематита, гидроокислы Fe образуют здесь тонкорассеянный пигмент, придающий глинам пятнистую окраску. Мощность пестроцветов 2—15 м.

Средняя и верхняя части разреза сульфат-карбонатной ассоциации обычно слагаются однообразной монотонной толщей светло-зеленых и серовато-зеленых монтмориллонит-гидрослюдистых глин — жирных, вязких, пластичных, неслоистых, комковатых, загипсованных, известковистых, изредка с линзами алевритистых или песчанистых глин. Породы в большинстве случаев изобилуют белыми и светло-серыми карбонатными конкрециями неправильной формы. Загипсованность проявляется в форме конкреций очень разнообразной формы, шестоватых друз, мелкой вкрапленности в глинах, прожилков и линз глиногипса. Для глинистых и алевритистых пород характерны также мелкие железомарганцевые горошины и бобовины черного и буровато-черного цвета.

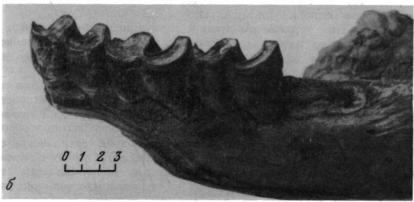
Отложения данного типа обычно слагают основную часть разрезов ассоциации (в некоторых разрезах включая и нижнюю часть) и непосредственно подстилаются углистыми толщами позднеолигоценового возраста. В отдельных разрезах Тургайского прогиба среди зеленоцветных пород аральской свиты встречаются линзы и пласты краснобурых глин [Лавров, 1959; Удрис, 1971].

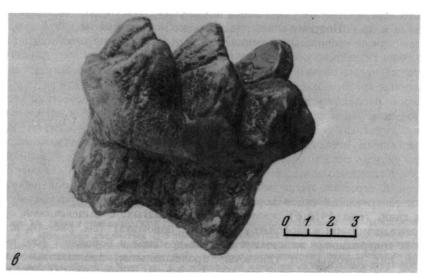
Мощность ассоциации в Тургайском прогибе в среднем 20 м, максимальная — 40 м. В пределах Западно-Сибирской низменности сульфат-карбонатная ассоциация характеризуется двумя подтипами разрезов — аральским и таволжанским.

Аральский подтип разреза развит на юге Западно-Сибирской низменности и во многом сходен с разрезами Тургая. Это плотные, вязкие, преимущественно смектитовые либо смектит-гидрослюдистые глины зеленого, зеленовато-серого, желтовато-зеленого цвета, местами пестроцветные (с красными пятнами), неслоистые, комковатые, с выделениями конкреций гипса, карбонатов, железисто-марганцовистых бобовиндробин, местами с линзами и прослоями мергелистых глин и мергелей. В генетическом отношении они представляют собой преимущественно тонкие глинистые пролювиальные, пролювиально-озерные отложения с наложенными почвами различного типа (главным образом солончаковыми, а также щелочными луговыми, лугово-солончаковыми и др.), реже отмечаются озерные отложения, представленные переслаиванием мергелей и глин (также нередко преобразованные почвами).

Как и в Тургайском прогибе, в основании аральских зеленоцветов появляются горизонты пестро-красных пород. Однако они не имеют здесь четкого стратиграфи-







Р и с. 13. Фауна крупных млекопитающих из кушукских слоев аральской свиты Тургая a — развалы ископаемых костей;  $\delta$  — челюсть ископаемого носорога;  $\delta$  — зуб ископаемого мастодонта

ческого положения [Зальцман, 1968; Адаменко, 1974]. В некоторых скважинах их мощность в основании аральской свиты достигает 12—15 м, в других возрастает до 20—30 м, причем пестроцветы могут составлять здесь уже половину объема разреза ассоциации. Наконец, известны участки, где пестроцветные горизонты в основании описываемой толщи полностью отсутствуют или приурочены к средней и верхней частям ее разрезов и, таким образом, здесь имеет место фациальное замещение пестроцветных глин зеленоцветными. По данным И.С. Чумакова [1965], горизонты пестроцветных глин мощностью 10—15 м образуют сравнительно неширокую полосу в основании аральской свиты близ предгорий Алтая и постепенно фациально замещаются зеленоцветными толщами в центральных районах Кулунды.

Мы уже отмечали, что для большинства разрезов ассоциации Западно-Сибирской низменности характерен тонкий, существенно глинистый состав. Вместе с тем в ряде ее разрезов отмечаются линзы и прослои грубообломочных пород. В частности, линзы глинистых песков, песчанистых или алевритистых глин плохо сортированных, иногда с включением гравия или щебня, нередко наблюдаются в периферийных районах низменности, где толща часто с размывом залегает на палеогеновых породах или породах палеозойского фундамента. Песчаные, гравийные или щебнистые обломки палеозойских пород присутствуют также и в пестроцветных горизонтах в основании аральской свиты, в районах, прилегающих к Рудному Алтаю.

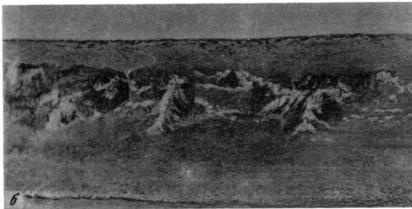
В участках низменности, окружающих древние горные поднятия (например, район Кулундинской впадины), по данным О.М. Адаменко [1974], в нижне-среднемиоценовых отложениях встречаются линзы кварц-полевошпатовых песков и гравия (аллювиальные фации).

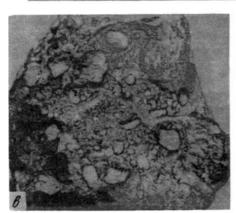
В северных частях юга Западно-Сибирской низменности аральский подтип разреза фациально переходит в таволжанский. Последний наиболее широко распространен в пределах Барабинско-Кулундинского и Тобол-Иртышского междуречья. В юго-восточной части этого района граница между аральским и таволжанским подтипами проходит примерно по широте г. Павлодар — устье р. Алей. Отложения тавложанской свиты, как и аральской, имеют существенно глинистый состав. Однако наряду с зеленоцветными толщами в ней часто встречаются породы, окрашенные в темно-серые, темно-коричневые, пестрые (зеленовато-бурые) цвета. В генетическом отношении они, повидимому, представляют собой тонкие пролювиальные и пролювиально-озерные отложения, часто переработанные различными почвами (карбонатными, солончаковыми, пестроцветными и др.). Поэтому глины таволжанской свиты, так же как и аральской, в большинстве случаев неслоистые, комковатые, нередко содержат вертикально ориентированные пятна гидроокислов Fe и выделения известковистых и мергелистых конкреций. В то же время значительно сокращается их гипсоносность. Преобладающее значение в породах преобретают здесь выделения карбонатов Са и Мд.

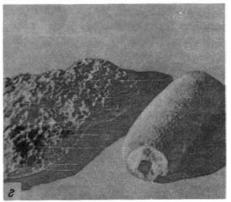
Для разрезов рассматриваемого подтипа характерно также присутствие песчаных или алевритовых пачек средней мощностью  $1-10\,\mathrm{m}$  (аллювиально-озерные фации). В целом роль аллювиально-озерных фаций в составе таволжанских разрезов по сравнению с аральскими несколько возрастает. Общая мощность таволжанской свиты  $20-100\,\mathrm{m}$  (в Кулундинской впадине).

В пределах Казахского щита, несмотря на большое разнообразие седиментационных депрессий, в строении ассоциации принимает участие ограниченный набор литологических и генетических типов пород. Это однородные толши серо-зеленых, плотных вязких глин, (рис. 14, a,  $\delta$ ), неслоистых, комковатых, с выделениями сульфатов (гипса, реже целестина) и карбонатов (кальцита, доломита) (см. рис. 14, a, c, a-c), местами содержащими железомарганцевые дробины и бобовины (см. рис. 15, c,  $\delta$ ). Среди них преобладают глинистые пролювиальные, пролювиально-озерные отложения, обычно преобразованные почвами. Горизонты пестро-красных глин в большинстве случаев тяготеют к основанию разрезов ассоциации и представляют собой преобразованные пестроцветными почвами пролювиальные либо пролювиально-озерные отложения. Они широко встречаются во многих районах Казахского щита, но

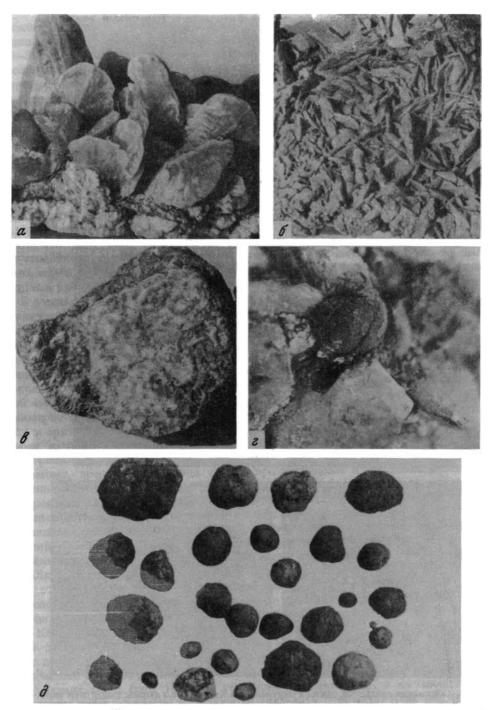








P и с. 14. Обнажения аральской свиты в Центральном Казахстане и формы выделения карбонатов a — обнажение глинистых (темных) и мергелистых (светлых) пород аральской свиты у оз. Калкаман (в 100 км юго-западнее г. Павлодара). Поверхность глин покрыта толстой растрескавшейся элювиальной глинистой коркой;  $\delta$  — выходы зеленоцветных глин с жилами карбонатов в районе р. Карагандыайрык, в Чингизе;  $\delta$  — конкреция кальцита из обнажения Муралды (в 60 км ниже по течению р. Иртыш от г. Семипалатинска), нат. вел.;  $\delta$  — замещенные кальцитом обломки костной фауны и корешок растения из обнажения Муралды, нат. вел.



Р и с. 15. Выделения аутигенных минералов из отложений аральской свиты юга Западной Сибири и Центрального Казахстана

Друзы гипса из обнажения у пос. Подпуск, обрыв правого берега р. Иртыш, выше г. Павлодара: a-1/5 нат. вел.; b-1/2 нат. вел.

наиболее полно описаны В.Н. Разумовой [1961] для Тенгизской впадины в составе пестроцветной монтмориллонитовой формации. Реже в строении разрезов ассоциации отмечаются озерные отложения (переслаивание мергелистых глин, алевритов, мергелей), делювиально-пролювиальные отложения (глинистые пески, песчанистые глины с гравием и щебенкой). Иногда встречаются небольшие линзы песчано-алевритовых пород (Улутауский район, Сарысу-Тенгизский водораздел), приуроченные к эрозионным ложбинам, — реликты отложений древних рек. Мощность ассоциации в пределах Казахского щита обычно 10—30 м, в крупных впадинах — 40—80 м. В единичных разрезах среди зеленоцветных пород появляются горизонты красно-бурых известковистых глин мощностью в несколько метров (пролювиальные, пролювиально-озерные фации).

Фациальный состав осадков ассоциации на всей территории Зауральской платформы достаточно однообразен, поэтому обычно геологи выделяют в ее разрезах небольшое количество литологических и генетических единиц. В то же время необходимо отметить, что вопросы генезиса основной литологической составляющей ассоциации — толщи зеленоцветных гипсоносных карбонатных глин — до настоящего времени остаются дискуссионными. Большинство геологов считают, что данные отложения сформировались в озерах аридной зоны [Лавров, 1959; Лавров и др., 1975, 1978; Разумова, 1961; Никифорова, 1960; Малиновский, 1967; и др.], причем В.Ю. Малиновский [1967] предполагает, что это были громадные озерные бассейны и изолированные озерные водоемы, соединявшиеся друг с другом и первоначально располагавшиеся на одном гипсометрическом уровне. По сути дела, это было солоноватое озероморе, которое с севера, запада и юга окружало Казахский щит и глубоко внедрялось в его центральные части по многочисленным заливам, проливам, опущенным речным долинам.

В.В. Лавров с соавторами [1976, 1979; Лавров и др., 1972, 1978] также выделяют в ранне-среднемиоценовой истории характеризуемого района "великий аридный озерный этап", однако считают, что толща аральских глин отложилась не в крупных озерных бассейнах и тем более не в озере-море. Это — накопления низменной озерной равнины, где неглубокие озера с различной минерализацией вод чередовались с плоскими водоразделами. Об этом свидетельствует повсеместная мозаичность литофаций и особенности распределения палеонтологических остатков. Такой взгляд, по нашему мнению, более точно отражает картину фациально-генетического состава отложений сульфат-карбонатной ассоциации Зауральской платформы. Более того, как показывают полученные нами данные, большая часть отложений ассоциации в разрезах платформенных равнин вообще не озерные образования. В них отсутствуют типичные озерные текстуры, разрезы монотонны.

Тонкие глинистые и глинисто-алевритовые породы ассоциации, как правило, лишены слоистости, обладают комковатой текстурой, нередко содержат включения песчаных или алевритовых зерен, угловатых, не сортированных, беспорядочно расположенных в породах (типичный пролювий). Линзы обломочного материала, местами встречающиеся в разрезах, обычно представлены глинистыми песками или песчанистыми глинами с остроугольными или плохо окатанными обломочными зернами, беспорядочно ориентированными в породе. В основании разрезов ассоциации нередко появляются включения дресвы, щебня, иногда отмечаются небольшие линзы щебнисто-дресвяных сильно глинистых отложений (делювий). Следует также подчеркнуть, что в тонких озерных отложениях аридной зоны часто встречаются пласты хемогенных пород (пласты мергелей, известняков, доломитов, иногда гипсов, солей). В то же время, как было показано выше, пластовые выделения хемогенных пород для рассматриваемых разрезов не характерны, а гипс и карбонаты в большинстве случаев образуют беспорядочно рассеянные конкреции или стяжения. Их формирование, вероятно, связано с солончаковыми процессами и осуществлялось в гипсовых, гипсово-карбонатных и карбонатных солончаках. Эти процессы и привели к окончательному оформлению облика исходных существенно глинистых пролювиальных, пролювиально-озерных осадков ассоциации. Они озеленялись, в них формировались гипсовые или карбонатные конкреции, исчезала первичная слоистость, появлялись комковатые текстуры.

Преобразование глинистых пород в солончаковых почвах способствовало их насыщению легкорастворимыми солями. По данным В.В. Лаврова [1959], водные вытяжки глин аральской свиты из районов Тургая отличаются высоким содержанием легкорастворимых солей преимущественно сульфатного, реже хлоридного калиевонатрового состава, что подтверждает их формирование в засоленных почвах. Почти все вышеизложенные признаки характерны и для современных солончаков [Ковда, 1946, 1947; Качинский, 1975; Роде, Смирнов, 1972].

Конечно, весь приведенный материал не отрицает существования здесь миоценовых озер вообще. В пределах солончаковой равнины во влажные сезоны они появились во множестве. Однако в большинстве случаев это были мелкие сезонно пересыхающие озера, солончаковые озера, в которых не проявлялись в полной мере типичные черты озерной седиментации.

Подтверждением изложенных представлений о характере обстановок осадкона-копления на платформенных равнинах ранне-среднемиоценовой эпохи могут служить и данные экологии собранной здесь фауны и флоры. В составе фауны преобладают обломки костей наземных млекопитающих (бобров, зайцеобразных, роющих и мышевидных грызунов, носорогов, мастодонов, оленей, сухопутных черепах). Лишь в пластовых мергелистых и карбонатно-глинистых осадках ассоциации часто присутствует типично озерная фауна (остракоды, моллюски, иногда водные черепахи). Характер флоры и спорово-пыльцевые спектры из пород ассоциации свидетельствуют, что во время их накопления в областях аккумуляции господствовали степные (травянистые) либо лесостепные сообщества растений.

В целом же в разрезах сульфат карбонатной ассоциации миоцена Зауральских равнин представлены отложения следующих главных фациально-генетических комплексов.

- 1. Пролювиально-солончаковые и пролювиальные фации пользуются наиболее широким распространением. Они представлены фациями: глинистого, песчано-глинистого равнинного пролювия плоскостного смыва; равнинного аллюво-пролювия; сезонно пересыхающих озер, осадки которых подвергались интенсивному преобразованию в зеленоцветных солончаковых и щелочных луговых почвах. Красно-пестроцветные разности глин ассоциации также представляют собой пролювиальные, пролювиально-озерные или делювиально-пролювиальные отложения, но они дополнительно испытали преобразования в своеобразных пестроцветных почвах, вероятно формировавшихся в условиях аридного климата с периодами увлажнений.
- 2. Озерные фации имеют подчиненное значение. Представлены пачками чередующихся пластов мергелистых глин, глин, мергелей.
- 3. Аллювиально-озерные фации преимущественно небольших равнинных рек и пойменных озер представлены горизонтально-волнистыми и косослоистыми пачками песков, алевролитов, глин. В разрезах ассоциации отложения данного генезиса обычно имеют подчиненное значение. Своеобразный облик и состав имеют фации балочного аллювия бобовники, состоящие из перемытых железомарганцевых и известковистых конкреций, глинистых окатышей (например, линзы бобовников, участвующие в строении кушукских слоев в Тургае).
- 4. Делювиально-пролювиальные отложения представлены глинистыми песками с гравием и щебнем. Обломочный материал не окатан или плохо окатан, не сортирован, беспорядочно расположен в породе. Встречаются локально, преимущественно в базальных горизонтах ассоциации.

Вещественный состав пород сульфат-карбонатной ассоциации в равнинных областях Северо-Западной Азии рассматривается в работах многих исследователей [Лавров, 1959; Разумова, 1961; Адаменко, 1974; Удрис, 1971; Зальцман. 1968; Шумилова, 1963; Чумаков, 1965; и др.], поэтому ниже ограничимся общей минералогической характеристикой слагающих ее пород.

Обломочные минералы в существенно глинистых породах ассоциации известны в виде незначительной примеси. Прослои и линзы обломочных пород (песчаных, алевритовых, гравийных, щебенистых) встречаются редко. Их состав не постоянен и меняется в зависимости от источников сноса. Однако в подавляющем большинстве случаев в обломочных зернах присутствуют кварц и полевые шпаты.

Кварц-полевошпатовые олигомиктовые пески ассоциации характерны для большинства рассмотренных выше районов. По данным О.М. Адаменко [1974], в песках ассоциации Кулундинской впадины кварц составляет более 50% обломочных минералов легкой фракции, полевые шпаты — до 38%, слюды — до 1%.

В районах, где в период формирования осадков описываемой толщи размывались обогащенные кварцем палеогеновые отложения, количество кварцевых зерен в составе песчаных пород возрастало, а полевых шпатов снижалось до 10–15%. Подобные обогащенные кварцем пески известны в разрезах Тургая и Западно-Сибирской низменности. И, напротив, там, где базальные горизонты сульфат-карбонатной ассоциации с размывом налегают на породы палеозойского фундамента (районы Казахского щита, отдельные участки юга Западно-Сибирской низменности), состав обломков иногда становится мезомиктовым или мезомиктово-полимиктовым.

В западной части Казахского щита и на Южном Урале базальные горизонты толщи иногда содержат перемытые из палеогеновых пород железистые конкреции, местами обломки бокситов.

Глинистое вещество различных литологических и генетических типов ассоциации имеет достаточно однородный состав. В.В. Лавров [1959], В.Н. Разумова [1961], А.Г. Черняховский [1963], И.С. Чумаков [1965] и другие исследователи отмечают, преимущественно на основании термических анализов и петрографических исследований, что оно слагается главным образом минералами монтмориллонитовой группы (ферримонтмориллонитом, бейделлитом, нонтронитом) и содержит примесь гидрослюд. Действительно, термограммы глин аральской свиты (рис. 16) из различных равнинных районов Северо-Западной Азии имеют типично смектитовый облик (Западная периферия Алтая, обр. 1, 4, данные И.С. Чумакова [1965]; Причингизье, обр. С—131—2; Тенгизская впадина, обр. Р—1, Р—2; Джезказганская впадина, обр. Р—3, Р—4 по В.Н. Разумовой [1961]; Тургай, обр. 308, 36, по В.В. Лаврову [1959]; Южный Урал, обр. Ч—3, Ч—5, по А.Г. Черняховскому [1963].

Эти выводы о составе глинистого вещества в целом подтверждаются результатами рентгеноструктурного анализа. Из приведенных рентгенограмм (рис. 17) видно, что монтмориллонитовые (смектитовые) или смешанослойные гидрослюдисто-смектитовые минералы доминируют в большинстве исследуемых образцов из Тургайского прогиба (глины гипсоносные зеленые: обр. С-405-14, С-2-8; глины зеленые загипсованные с красными пятнами: обр. С-405-29, С-13a-12, С-2-16, С-405-20).

Каолинит и гидрослюды присутствуют в этих пробах лишь в форме небольшой примеси. Количество примесей гидрослюды возрастает в обр. С—405—14, а в одном из исследованных образцов (С—405—18 — глина зеленая гипсоносная) гидрослюда становится главным глинистым минералом, а смектит, хлорит и каолинит присутствуют в форме небольшой примеси. Наиболее мономинеральный смектитовый состав имеет обр. 396 гипсоносных глин из Гайского карьера на Южном Урале. При перемыве подстилающих каолиновых глин палеогена базальные горизонты толщи иногда сильно обогащаются каолинитом.

Таким образом, глинистое вещество аральской свиты имеет преимущественно гидрослюдисто-смектитовый состав. Оно иногда содержит примесь каолинита, хлорита, реже встречаются чисто гидрослюдистые разности глин.

Аутигенные минералы сульфат-карбонатной ассоциации платформенных равнин не отличаются разнообразием. Главными из них являются карбонаты и сульфаты щелочноземельных оснований.

Карбонаты (кальцит, доломит) наиболее широко распространены в отложениях

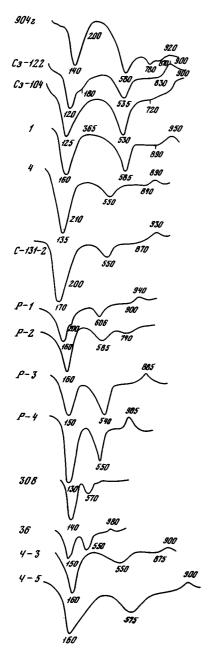


Рис. 16. Кривые нагревания зеленых и пестрых глин из отложений аральской свиты

Образцы 904г, Сз-122, Сз-104 — Зайсанская впадина; обр. 1,4 — Рудный Алтай; обр. С-131-2 — Причингизье; обр. Р-1, Р-2 — Тенгизская впадина; обр. Р-3, Р-4 — Джезказганская впадина; обр. 308, 36 — Тургай; обр. Ч-3, Ч-5 — Южный Урал

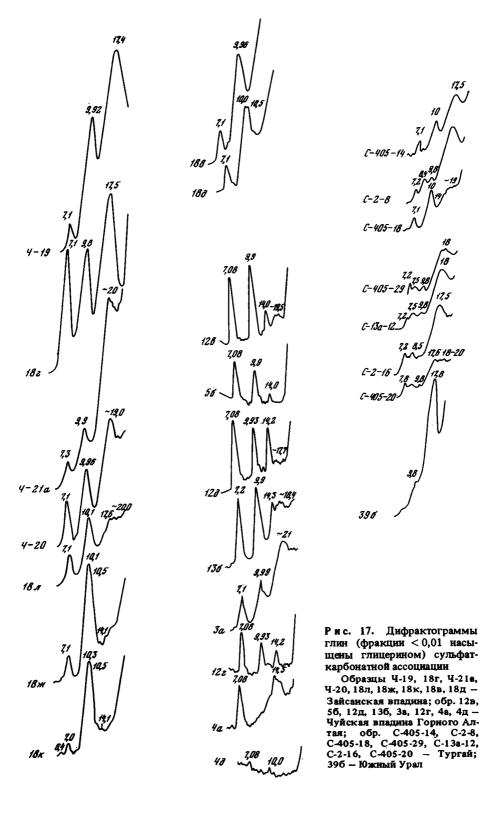
ассоциации и слагают различные морфологические типы обособлений. Значительные массы карбонатов присутствуют в породах в виде тонкой пылевидной вкрапленности кальцита, а также обособляются в форме пластовых тел мергелей, глинистых известняков и известковистых глин различной мощности. Не меньшая (если не большая) масса карбонатных минералов обособляется в породах в форме разнообразных конкреций, тонких прожилков, журавчиков и пятен, сложенных пелитоморфным кальщитом и кальцит-доломитом.

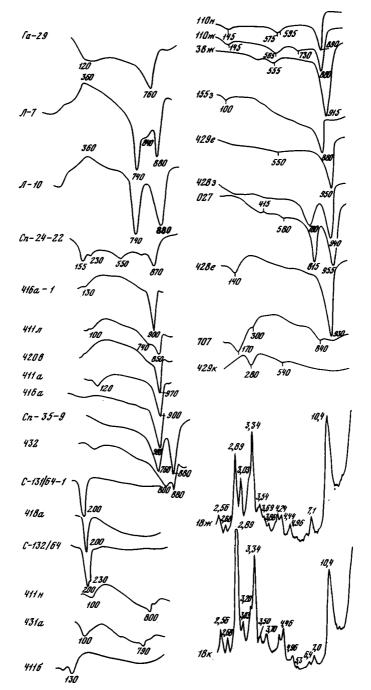
По данным термического анализа (рис. 18), среди исследованных образцов карбонатов наиболее часто встречаются кальцит (обр. Сп-24-22, 416а-1, 411л, 420в, 411а, и др.) и доломит (обр. Сп-35-9, 432), часто образующие различные по процентным соотношениям смеси. Результаты силикатного анализа мергелистой породы из аральской свиты Семипалатинского Прииртышья (скв. 35) свидетельствуют, что среди карбонатов преобладающее значение получает доломит (CaO-29,9%, MgO -14,6%). В.В. Лавров [1959] отмечает, что в составе карбонатных конкреций из различных районов Тургая устанавливаются следующие колебания значений главных компонентов: CaO = 29,1-38,17%; MgO = = 2,06-20,14%; т.е. конкреции слагаются кальцитом, доломитом и смесью этих минералов.

Сульфаты в породах ассоциации платформенных равнин Северо-Западной Азии в подавляющем большинстве представлены гипсом. Они встречаются почти повсеместно в разрезах аральской свиты. Наиболее часто образуют сростки кристаллов — друзы или "розы" (см. рис. 15, а, б; рис. 18, обр. С—131/64) размером до 20 см, иногда до 40—50 см. Местами гипс заполняет вертикальные прожилки на глубину до 2 м (в солончаково-такырных фациях). В единичных случаях отмечаются небольшие линзы, сложенные скрытокристаллическим гипсом. Однако

такая форма выделения гипса для данного типа разрезов ассоциации не характерна.

В отдельных разрезах ассоциации содержание конкреций и друз гипса резко возрастает и может достигать 50—80% всего объема пород. Сливаясь между собой, отдельные конкреции при этом могут образовывать пластообразные глинисто-гипсовые тела (гипсовые коры). Они широко развиты на территории Южного Урала (например, в стенках карьера Гайского месторождения), в обрывах р. Иртыша у пос. Подпуск, у западного борта Кулундинской впадины в районе пос. Красный Аул (месторождение гипса Мурамбай и др.). Термограммы гипса приведены на рис. 18 (обр. С—131/64, 418a, С—132/64).





Р и с. 18. Термограммы и дифрактограммы хемогенных пород и аутигенных минералов сульфат-карбонатной ассоциации

Термограммы. Чуйская впадина Горного Алтая: Га-29 — мергель белый, разрез Туерык; Л-7, Л-10 — доломит серый, разрез Бекен. Семипалатинское Прииртышье: Сп-24-22 — глина мергелистая, скв. 24; 411л — белые известково-доломитовые пятна в глине, разрез Муралды; 411а — известковистая конкреция, там же; 411н — целестиновая конкреция с примесью кальцита, там же, 411б — железо-марганцовистые бобовины-дробовины, там же; Сп-35-9 — доломит белый, пластовый, скв. 35, у пос. Мостик; 418а — гипс белый скрытокристаллический, разрез Ямышево. Павлодарское Прииртышие: 420в — мергель белый, разрез Подпуск; Чингиз: 432 — стяжения доломита из жил, разрез

В редких случаях среди аутигенных сульфатов встречаются целестиновые конкреции. Таковые отмечаются в обнажении у с. Муралды в Семипалатинском Прииртышье, в обрывах верховья р. Ащи-Су (см. рис. 15, в), в Причингизье и в других участках.

Это тяжелые белые породы или сростки мелких кристаллов, вероятно сформировавшиеся в солончаковых фациях. Рентгеноструктурный анализ одной из подобных конкреций (обр. 411н из обнажений Муралды) свидетельствует о ее целестиновом составе (базальные рефлексы 3,25; 2,96; 2,03;1,98; 1,75Å). Наличие в образце большого количества Ва и отсутствие Sr подтверждено результатами спектрального анализа. Термограммы подобных конкреций в интервале изменения температур 0–1000° из местонахождений Муралды (обр. 411н) и Ащи-Су (обр. 431а) имеют (см. рис. 18) эндотермическую реакцию в интервале 790–800°, вероятно связанную с присутствием примеси кальцита.

Главные аутигенные образования сульфат-карбонатной ассоциации в разных районах и обнажениях образуют разные соотношения; то преобладают карбонаты, то сульфаты. Но чаще преобладают карбонаты. Особенностью же таволжанского подтипа разрезов Западно-Сибирской низменности вообще является резкое падение роли сульфатов, вплоть до их полного исчезновения.

Среди второстепенных аутигенных образований ведущая роль принадлежит железомарганцевым бобовинам и "дробинам" черного и буровато-черного цвета, размером от 1—3 до 5—8 мм (см. рис. 15, г, д). Они обычно образуют единичные включения, беспорядочно рассеянные в глинах, иногда цементированы гипсом. Реже наблюдаются линзы перемытых железомарганцевых бобовников, карбонатных конкреций и глинистых окатышей (фации балочного аллювия). По данным В.В. Лаврова [1959], в железомарганцевых бобовинах аральской свиты Тургая содержание Fe—9,52—12,36%, Mn—3,53—15%; в них также повсеместно установлено заметное количество Со (до 0,20—0,56%).

На рис. 18 приведена термограмма железистомарганцовистой бобовины из обнажения Муралды в Семипалатинском Прииртышье (обр. 411б), свидетельствующая о том, что она (бобовина) слагается преимущественно аморфными соединениями гидроокислов Мп и Fe.

# Орогенная зона Алтая и Тянь-Шаня

Мы уже отмечали, что в пределах орогенной зоны отложения сульфат-карбонатной ассоциации нижнего-среднего миоцена локализованы в разного рода тектонических впадинах и крупных прогибах, таких, как Зайсанский, Алакульский, Южно-Балхашский, Илийский, Иссык-Кульский, Восточно-Чуйский и др. Отличительными чертами описываемого типа разрезов ассоциации являются: а) резкое возрастание роли бассейновых осадков; б) заметное участие в составе относительно грубообломочных осадков — песков, песчаников, гравелитов, иногда галечников и щебеночников (в мелких прогибах); в) значительные изменения показателей мощности разрезов ас-

Окончание подписи к рис. 18

Карагандыайрык; С-132/64 — гипс конкреционный кристаллический, скв. 132; 431а — целестиновая конкреция с примесью кальцита, разрез Ащи-Су. 416а-1 — мергель белый, разрез Калкаман, Центральный Казахстан. 416а — известковистые конкреции, там же; С-131/64 — гипс конкреционный, скв. 131, междуречье рек Сарыозек-Даганделы, к востоку от горы Кусмурун, Причингизье. Зайсанская впадина: 110н — глины светло-эеленые известковистые, разрез Калмакпай; 110ж — мергель белый, там же; 38ж — мергель белый, разрез Тайжузген; 1553 — мергельная конкреция, разрез Бакланий; 429е — песчаник с известковистым цементом, там же; 428з — карбонатные конкреции, разрез Конур-Кура; 027 — карбонатные конкреции, разрез Чакельмес; 428е — обломки костной фауны, разрез Конур-Кура; 707 — обломки костной фауны, разрез Акжал; 429к — песчаник с лимонитовым цементом, разрез Бакланий

социации, колеблющиеся от многих десятков метров в мелких впадинах до 1,5-2 тыс. м — в крупных прогибах-впадинах.

Тип разреза сульфат-карбонатной ассоциации орогенной зоны подразделяется на два подтипа — алтайский и тянь-шаньский. Основанием для подобного подразделения служат некоторые различия в мощностях и составе отложений ассоциации.

Алтайский подтип разреза ассоциации характерен для прогибов и впадин Алтая и прилегающих к нему районов Западного Саяна и Саур-Тарбагатая. В пределах всей этой орогенной области сульфат-карбонатная ассоциация нижнего-среднего миоцена связана постепенными переходами с подстилающими ее гумидными углистыми отложениями среднего-верхнего олигоцена. Иначе говоря, только с началом формирования сульфат-карбонатной ассоциации здесь наступает аридный этап развития палеоландшафтов, тогда как в предшествующее палеогеновое время здесь господствовали гумидные палеоклиматические условия и формировались ассоциации сидерофильного семейства.

В пределах всех впадин Алтая нижне-среднемиоценовая сульфат-карбонатная ассоциация четко индивидуализирована в разрезах. Это толща преимущественно зеленоцветных известковистых глин и алевритов, переслаивающихся с пластами светлосерых и зеленовато-серых мергелей, мергелистых глин. Иногда отмечаются линзы и прослои темных гумусированных глин, преимущественно мелко- и тонкозернистых песчаников и песков. Породы изобилуют белыми карбонатными конкрециями, иногда друзами, конкрециями и мелкими кристалликами гипса. В южных районах провинции глины и алевриты часто покрыты выцветами сульфатных солей.

Строение разрезов ассоциации несколько различается в крупных межгорных прогибах и в мелких тектонических впадинах. Чтобы охарактеризовать их, опишем состав и строение разреза сульфат-карбонатной ассоциации Зайсанского прогиба и Чуйской впадины Горного Алтая.

В стратиграфической номенклатуре Призайсанья нижне-среднемиоценовая сульфат-карбонатная ассоциация известна под наименованием аральской (акжарской) свиты [Ерофеев, 1969]. Ее мощность колеблется от 40—50 м в прибортовых частях Зайсанского прогиба до 350—400 м — в его центральной части.

В составе отложений ассоциации выделяются два крупных фациальных комплекса: а) центрального озерного бассейна, территориально приуроченного к южным и центральным районам прогиба-впадины; б) озерно-солончаковых и пролювиально-солончаковых аккумулятивных равнин, территориально приуроченных к периферийным частям прогиба.

В разрезах фациального комплекса центрального озерного бассейна выделяются следующие подкомплексы.

- 1. Подкомплекс глинисто-мергелистых осадков центральных частей озерного водоема (бассейна) с гидродинамически спокойным режимом осадконакопления. Представлен пачками переслаивания зеленоцветных глин, белых мергелей, иногда с прослоями известняков, доломитов, алевритов. Породы хорошо сортированы, их пласты прослеживаются на многие километры (иногда на десятки километров), в них часто встречаются обломки костей озерных рыб. Отложения данного генезиса слагают большую часть разрезов аральской свиты Южного Призайсанья. Они прекрасно обнажены (см. рис. 12) у южного борта впадины (вдоль северных отрогов хребтов Манрак и Сайкан).
- 2. Подкомплекс песчано-алевритовых осадков побережий озер с гидродинамически подвижным режимом осадконакопления. Слагается пачками переслаивания песков (крупно-, средне- или мелкозернистых), алевритов, хорошо сортированных, с окатанными обломочными зернами, с волнистой или горизонтальной слоистостью. Иногда включает линзы косослоистых песков отложения подводных озерных дельт. Эти отложения прекрасно представлены в разрезах аральской свиты, обнажающихся в береговых обрывах северо-восточного побережья оз. Зайсан у мысов Бакланий, Бархот, Кок-Жар. Эти ее отложения встречены скважинами у поселка Белая Могила.

3. Подкомплекс углисто-глинистых осадков заболачивающихся побережий озер, заливов. Слагается пачками переслаивания углистых глин, алевритов, светло-зеленых карбонатных глин. Породы имеют горизонтальную слоистость либо неслоисты, комковаты, местами содержат отпечатки прибрежно-водной растительности. Развит в тех же участках, что и подкомплекс 2.

Комплекс озерно-солончаковых и пролювиально-солончаковых осадков представлен комковатыми глинами зеленого, пятнистого, редко красно-бурого цвета с конкрециями гипса и карбонатов, часто с выцветами солей на поверхности обнажений. Характеризуемые отложения слагают верхние части отдельных прибрежно-озерных циклов. Слагающие их породы интенсивно преобразованы солончаковыми либо щелочными луговыми почвами. Данные типы разрезов широко распространены в прибортовых разрезах аральской свиты в северных, западных и юго-западных частях впадины (обнажения Ащудасты, Ащутас, Бакланий, Жаксы-Арганакты и др.). Вещественный состав пород ассоциации характеризуется следующими показате-

лями.

Обломочные компоненты пород (обломочные зерна) — преимущественно полевошпатово-кварцевого или слюдисто-полевошпатово-кварцевого состава. Иллюстрацией сказанному могут служить данные по Зайсанской опорной скважине (рис. 19). Среди минералов обломочной части преобладает кварц (среднее содержание 75,9%), присутствует много полевых шпатов (13,1%), мусковита (8,9%), зеленой слюды (4,1%). Содержание кварца колеблется от 90 до 40%. Наиболее высокие содержания этого минерала связаны с перемывом зрелых по составу палеогеновых отложений. По данным силикатного анализа, содержание SiO<sub>2</sub> в белых озерных песках у мыса Бакланьего — 81,44—83,52%, т.е. это преимущественно олигомиктовые или мезомиктово-олигомиктовые пески. В некоторых прибортовых разрезах, где описываемая толща с размывом налегает на породы палеозойского фундамента, в ее базальных горизонтах появляются полимиктовые по составу обломки пород.

Глинистое вещество пород ассоциации изучалось с помощью термического и рентгеноструктурного анализа. На дифрактометре были исследованы различные по литологическому составу и генезису образцы (см. рис. 17): Ч-19 — глины черные гумусированные (отложения заболачивающихся побережий озер, разрез Бакланий); 18г — алеврит зеленовато-серый горизонтально-слоистый (прибрежно-озерные отложения, разрез Кызылкаин); Ч-20 — алевриты серые горизонтально-слоистые (прибрежно-озерные отложения, разрез Бакланий); Ч-21а — глины зеленые с розовыми пятнами (отложения заболачивающихся и зарастающих побережий озер, разрез Бакланий); 18ж, 18к — глины мергелистые белые (из фаций центральных частей озер, разрез Кызылкаин); 18в — алевриты глинистые черные (отложения заболачивающихся побережий озер, разрез Кызылкаин); 18д, 18л — глины зеленовато-серые с белыми карбонатными конкрециями (осадки центральных частей озер, разрез Кызылкаин).

Анализ дифрактограмм данных образцов свидетельствует, что в составе глинистого вещества доминируют смектиты в смеси с гидрослюдой либо пакеты смешанослойного гидрослюдисто-смектитового минерала (обр. Ч–19, Ч–20, 18г, Ч–21а). Во многих пробах основным глинистым компонентом становится гидрослюда (обр. 18л, 18в) или смесь гидрослюды и палыгорскита (обр. 18ж, 18к, 18д). Во всех исследованных образцах, вероятно, фиксируется примесь каолинита, количество которого возрастает в обр. 18г; часто наблюдаются хлориты или смешанослойные хлоритово-смектитовые минералы (обр. 18ж, 18к).

Термограммы глин однообразны. В качестве примера приведены три из них (см. рис. 16, обр. 904г, Сз-122, Сз-104). Все они свидетельствуют о гидрослюдисто-смектитовом составе исследованных глинистых минералов, которые иногда содержат примеси кальцита.

Таким образом, состав глинистого вещества сульфат-карбонатной ассоциации Зайсанс-

Р м с. 19. Диаграммы распределения обломочных и аутигенных минералов в аральской свите Зайсанской впалины

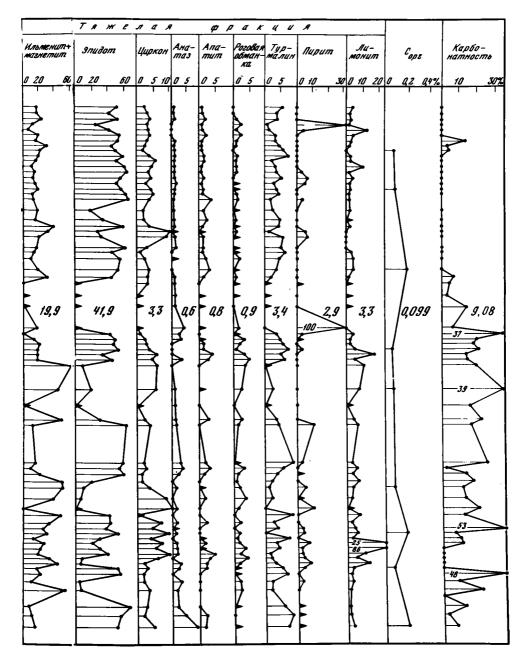
Условные обозначения см. рис. 9 кой впадины преимущественно гидрослюдисто-смектитовый, иногда палыгорскит-гидрослюдистый.

Аутигенные минералы ассоциации в рассматриваемом районе в основном представлены карбонатами (кальцитом и додомитом). Они входят в состав мергелей, известняков, доломитов в озерных фациях, часто встречаются в форме конкреций в глинах (озерные, солончаковые фации), образуют цемент в песчаниках или тонко распылены в глинистых породах. В Зайсанской опорной скважине среднее значение карбонатности пород аральской свиты составляет 9,08% всего объема пород (см. рис. 19), в мергелях эти значения возрастают до 34-53%.

Конкреции карбонатов и их пластовыетела (рис.20а) обычно слагаются пелитоморфным веществом, часто в них видны прожилки раскристаллизованного кальцита или доломита. Встречаются пласты мергелистых пород, состоящие из микрообломков ракушек (см. рис. 20,6). Наряду с мелкими стяжениями карбонатов (размером до 1-3 см) в разрезе Конур-Кура встречены крупные шаровидные и эллипсовидные конкреции обрастания (см. рис. 20, 8), представляющие собой колонии онколитов и строматолитов.

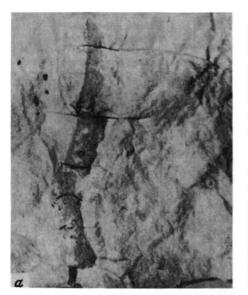
*		pdi	Легкая фракция						
Интервал,	Колонка	Mecmo ambapu npos	Кварц	Полевые шпаты	Мус - Зеле- ковит ная слюда				
×		Me	0 20 60	0 10 30	0 20 0 10				
860-	~ = ~	67		L.,					
	12222	65 62		量					
880-	2112	55 56							
<i>900</i> -		53 50			PE				
920-	2	48 45		$\leq$					
940-	2 2 2 1 2	43 41 39							
	~ <del>- +</del> ~	37	75,9	13,1	8,9 4,1				
960-	2 1 1 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	36 33 31 29							
980-	// // // ~ = + ~	28			7				
1000-	~ - + ~	27 26	1 1	H	<b> </b>				
1020-	//•//•// ~===== ~=======================	24 21							
1040 -	~ - + ~	19 17 15			K F				
1060-	~ ~	12 g							
1080-	~ + ~	6 4 3							
1100 -	~-+~	1			<u>μ</u>				

Изучение карбонатов аральской свиты с помощью термического (см. рис. 18) и рентгеноструктурного анализа свидетельствует об их существенно кальцитовом (обр. 110н, 38ж, 1553, 429е), доломитовом (обр. 4283, 027) или смешанном кальцит-доломитовом (обр. 110ж, 18к, 18ж) составе. Этот вывод подтвержден данными силикатного анализа. В кальцитовых конкрециях содержание CaO сотавляет 50–55%, MgO–1–1,5%, в кальцит-доломитовой конкреции (обр. 4283, разрез Конур-Кура) содержится: CaO—23,84%, MgO—13,19%. В пластах мергелей аральской свиты наряду с кальцитом также может присутствовать значительная примесь доломита (в обр. С—13, содержание CaO—32,16%, MgO—7,15%).

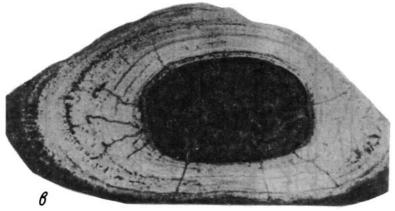


Существенно кальцитовый состав имеют и биогенные породы: строматолитовые, онколитовые, микроракушняковые известняки, некоторые обломки костной фауны (см. рис. 18, термограмма 428е). Однако большая часть фоссилизированных костей сложена фосфатом (см. рис. 18, обр. 707). Кальцит образует также псевдоморфозы по корням растений (рис.  $21, a, \delta$ ).

В составе сульфатных минералов преобладает гипс, выделяющийся в форме кристаллов, друз (см. рис. 21, в, г), прожилков. Этот минерал приурочен к верхним частям озерных циклов осадконакопления (стадиям обмеления и регрессии озера и формирования солончаковых, такырно-солончаковых фаций). Особенно много глин





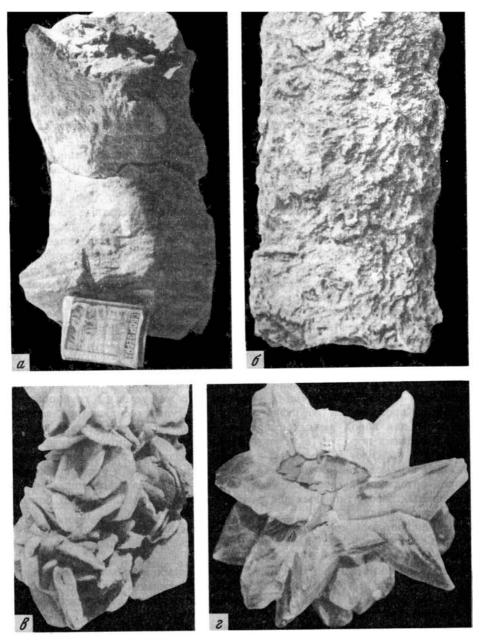


Р и с. 20. Формы выделения кальцита в аральской свите Зайсанской впадины a — пелитоморфный пластовый мергель с псевдоморфозой лимонита и гипса по корешку, разрез Бакланий, нат. вел.;  $\delta$  — мергель органогенный, разрез Конур-Кура, шлиф, увел. 10;  $\epsilon$  — кальцитовая конкреция, в ядре галька эффузивов, разрез Конур-Кура, пришлифовка, нат. вел.

с конкрециями гипса появляется в разрезах западной части Зайсанской впадины. Солончаковые фации с гипсом слагают здесь основную часть разрезов ассоциации.

Появление пластов кальцит-доломитового состава в отложениях озерных фациальных комплексов Зайсанской впадины указывает на периодическое засоление отдельных заливов озерного водоема. Однако сильное осолонение вод в заливах миоценового озера и хемогенная садка солей и гипса, как правило, не происходили. Исключение составляют лишь юго-западные районы впадины, где в одной из буровых скважин среди мергелей, глин и доломитов встречен пласт хемогенного гипса мощностью 0,4 м.

Восстановленные и тонкорассеянные в глинах соединения Fe в форме хлоритов, сидерита, местами пирита придают породам ассоциации зеленые цвета окраски. Лишь местами в разрезах аральской свиты появляются линзы и прослои красно-бурых или пестроцветных пород, где в составе глинистого пигмента доминируют окислы и гидроокислы Fe. В бортовых разрезах впадины среди зеленоцветных солончаковых и ще-



Р и с. 21. Формы выделения карбонатов и гипса из обнажений аральской свиты Зайсанской впадины Псевдоморфозы кальцита по корням деревьев, разрез Жаман-Арганакты: a=1/2 нат. вел.; b=1/2 нат. вел.; разрезы: b=1/2 нат. вел

лочных луговых почв появляются и пестроцветные почвенные горизонты с мелкими красными пятнами гетит-гематита.

Среди озерных зеленоцветных отложений аральской свиты среднее содержание тонко рассеянного в породе аутигенного пирита составляет в Зайсанской опорной скважине 2,9%, лимонита — 3,3%. Количество пирита возрастает лишь в углистых и

гумусированных породах. Здесь встречаются окисленные макроконкреции сульфидов Fe, замещенные ярозитом, лимонитом, гипсом. Вторичный лимонит образует при этом псевдоморфозы по корням растений (см. рис. 20, а), иногда входит в состав цемента песчаников (см. рис. 18, термограмма 429к), ярозит отмечается в форме пятен и примазок. Однако подобные макроконкреции встречаются в породах крайне редко.

Органическое вещество содержится в зеленоцветных породах сульфат-карбонатной ассоциации в небольшом количестве (0,05—0,2%). В Зайсанской опорной скважине (см. рис. 19) его среднее содержание составляет 0,099%. Однако в углистых и гумусированных породах его количество возрастает и может достигать десятков процентов.

В Чуйской впадине Горного Алтая сульфат-карбонатная ассоциация выделяется в составе ортолыкской серии [Богачкин и др., 1974]. Эта серия объединяет в себе осадки трех местных свит: туерыкской, кызылгирской, бекенской.

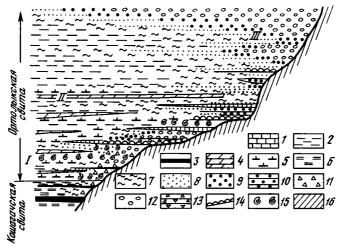
В разрезах рассматриваемой ассоциации во впадинах Горного Алтая, как и в Зайсанской впадине, большое распространение получают карбонатные зеленоцветные толщи, состоящие из глин, алевритов, мергелистых глин, мергелей, доломитов. Отличительной чертой разрезов ассоциации в горных районах Алтая является резкое увеличение в них грубообломочного (песчаного, гравийного, местами галечного, щебнистого) материала. В результате проведенных исследований [Богачкин и др., 1974] установлено, что грубообломочные слои ассоциации, выделяемые здесь в составе кызылгирской и бекенской свит (рис. 22), не являются самостоятельными стратиграфическими подразделениями, а представляют собой грубообломочные фации в прибортовых частях впадины, которые постепенно сменяются в центре более тонкими глинисто-мергелистыми отложениями (туерыкская свита).

Появление грубообломочных песчано-галечных пород (кызылгирские и бекенские слои) — явление локальное, связанное с накоплением этих осадков в прибрежной зоне крупного озерного бассейна, осложненным привносом руслового алловия рек и делювия в прибортовых частях впадины. В то же время и в грубообломочных фациях ярко проявляются специфические черты сульфат-карбонатной ассоциации. Прежде всего для пород данных фаций характерно частое присутствие карбонатов в грубообломочных породах (в цементе песчаников, алевролитов, брекчий, конгломератов). Они образуют и пластовые выделения различных биогенных пород (строматолитовые и онколитовые известняки ракушняки), причем и среди грубообломочных пород ортолыкской серии встречаются линзы зеленоцветных глинистых, глинисто-мергелистых пород, типичных для разрезов ассоциации удаленных от бортов равнинных участков впадины.

Общая мощность осадков ортолыкской серии достигает в Чуйской впадине 300 м. В составе отложений ассоциации выделяются следующие главные фациально-генетические комплексы.

- 1. Комплекс тонких глинистых, глинисто-мергелистых, местами доломитовых осадков участков озера с застойным гидродинамическим режимом вод (центральные части водоема либо отдельные заливы, часто изолированные и осолоняющиеся). Характерен для туерыкской свиты.
- 2. Комплекс известковистых галечно-песчаных осадков прибрежных участков озера с гидродинамически подвижным режимом вод. Широко развит в кызылгирской и реже в бекенской свитах.
- 3. Комплекс известковистых песчано-галечных осадков озерных дельт руслового аллювия. Характерен для бекенской свиты.
- 4. Комплекс щебнистых и глинисто-щебнистых осадков делювия в прибортовых частях впадины. Установлен в основании кызылгирской свиты.

Рассмотрев генетические составляющие пород ассоциации, ниже охарактеризуем вещественный состав слагающих ее пород по основным породообразующим компонентам.



Р и с. 22. Схема соотношений фаций ортолыкской свиты в Чуйской впадине, по Б.М. Багачкину, Л.И. Розенбергу и Ю.Г. Цеховскому [1974]

I — известняки; 2 — глины; 3 — бурый уголь и лигниты; 4 — мергели и доломиты; глины: 5— известковистые, 6 — углистые; 7 — алевриты; 8 — пески; 9 — гравий; 10 — гравелиты; 11 — дресва и щебень; 12— галечники; 13 — конгломераты и брекчии; 14 — строматолиты; 15 — раковины моллюсков; 16 — палеозойские породы. Свиты (фации): 1 — кызылгирская, 11 — туерыкская, 111 — бекен-

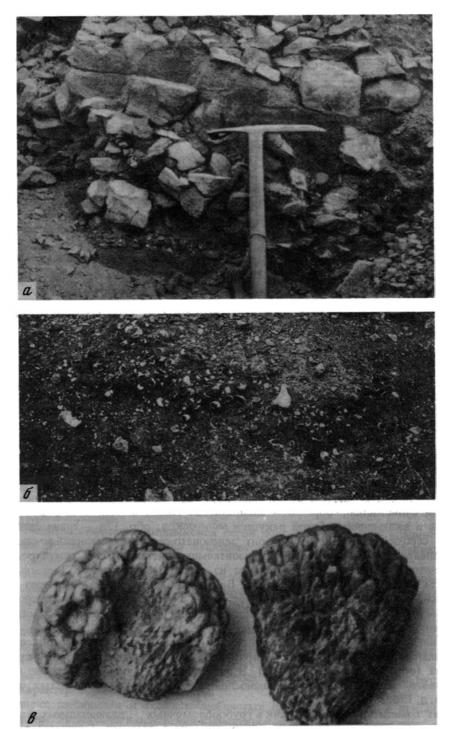
Обломочные минералы. Состав обломочных зерен в отложениях ортолыкской серии не остается постоянным. Прослои мелкозернистых и алевритистых песков, иногда встречающиеся среди глинисто-мергелистых пород ассоциации, слагаются кварцем, полевыми шпатами, слюдами (т.е. мезомиктовые по составу). Для грубообломочных пород прибортовых разрезов характерен полимиктовый состав обломков. Следует подчеркнуть, что многие обломочные зерна и крупные обломки пород (щебень, галька) часто сильно выветрены и имеют характерную бурую окраску.

Глинистое вещество. С помощью рентгеноструктурного анализа мы исследовали глины из различных по литологическому и фациальному составу пород ассоциации. Ниже приведем их краткую характеристику (см. рис. 17).

Туерыкская свита, озерные отложения: обр. 12в — пески желтые с волнисто-горизонтальной слоистостью; обр. 5б — алевритистые глины желтые с колониями строматолитов и включениями битой ракушки моллюсков; обр. 12д — глина слабо алевритистая серо-зеленая; 12г — алеврит зеленовато-серый, горизонтально-слоистый; 13б — алеврит зеленовато-серый, горизонтально-слоистый, слабо гумусированный. Все отмеченные выше образцы отобраны из разреза правобережья Туерык, за исключением обр. 13б, взятого из разреза Бекен. Кызылгирские слои, разрез у Красной Горки, делювиальные отложения: обр. 4а — щебень желтый, сцементированный суглинком: обр. 4а — линза песка в щебне; озерно-болотные отложения: обр. 3а — линза черных углистых глин среди щебней.

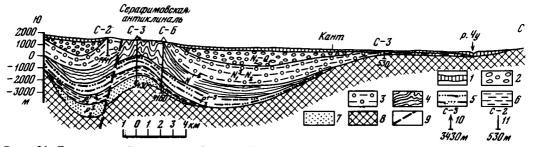
Из приведенных дифрактограмм видно, что состав глин ортолыкской серии полиминеральный. Чаще всего в глинах присутствуют гидрослюды и хлорит с примесью каолинита (обр. 56, 12в—д, 136, 14а). В ряде образцов фиксируется также примесь смектитового минерала либо смешанослойных смектит-гидрослюдистых пакетов (обр. 12в, д, 136, 3а).

Следует отметить, что состав глин в грубообломочных делювиальных отложениях испытывает более значительные колебания, чем в озерных. Глинистое вещество пород бекенской свиты сходно с охарактеризованным выше. По данным И.Г. Лискун [1975], в составе глинистого вещества пород бекенской свиты также обычно доминирует гидрослюда, присутствуют хлорит, каолинит, монтмориллонит.



Р и с. 23. Выходы пород кызылгирской свиты и образцы строматолитовых известняков в Чуйской впадине Горного Алтая, разрез Красная Горка

a — брекчия с известковистым цементом;  $\delta$  — пласт песков с включениями фауны моллюсков, 1/2 нат. вел.;  $\theta$  — образец строматолитового известняка, 1/2 нат. вел.



Р и с. 24. Геологический разрез через Восточно-Чуйскую впадину (по меридиану г. Канта)

1 — четвертичные отложения; свиты: 2 — шарпылдакская (грубообломочная карбонатная ассоциация), 3 — чуйская и сарыагачская (красноцветная карбонатная ассоциация), 4 — серафимовская (сульфат-карбонатная ассоциация), 5 — сулутерекская (джетыогуэская) (красноцветная карбонатная ка

ная ассоциация); 6 - зеленоцветных засоленных глин (сульфат-карбонатная ассоциация), 7 - красных песчаников и алевролитов (красноцветная карбонатная ассоциация); 8 - породы палеозойского основания впадины; 9 - разлом; скважины: 10 - опорные, 11 - прочие

го основания впадины; 9 – разлом; скважины: 10 – опорные, 11 – прочие

Аутигенные образования. Набор давных минералов в породах ортолыкской серии однообразен. В них часто присутствуют карбонаты (преобладает кальцит, см. рис. 18,  $\Gamma a-29$ ), местами доломит. Кальцит слагает пластовые тела (мергели, известняки), присутствует в форме цемента в песчаниках, алевролитах, брекчиях, конгломератах (рис. 23a), входит в состав многочисленных обломков ракушек (см. рис. 23,  $\delta$ ), колоний онколитов или строматолитов (см. рис. 23,  $\delta$ ), а также часто встречается в форме конкреций или тонкорассеянных выделений в глине. По данным И.Г. Лискун [1975] и нашим исследованиям, в органогенно-обломочном, онколитовом и строматолитовом известняках кызылгирской свиты содержания CaO соответственно составляют: 36,72; 50,76 и 48,29% MgO -1,07,0,78 и 3,97%; в цементе песчаников и конгломератов бекенской свиты CaO составляет 7,7-23,14%; MgO -0,39-3,10%.

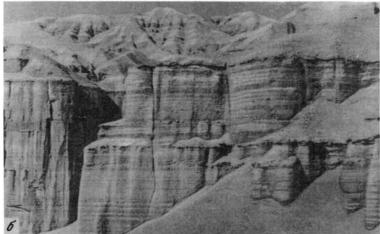
Доломит имеет в составе карбонатов подчиненное значение и образует в отдельных прибортовых частях Чуйской впадины пластообразные тела в туерыкской свите. Его описанию посвящена статья И.Г. Лискун и Е.В. Девяткина [1964]. На рис. 18 приведены термограммы доломитов (обр.  $\Pi$ –7 и  $\Pi$ –10) туерыкской свиты из упомянутой работы.

Сульфатные минералы, представленные здесь исключительно гипсом, значительно подчинены карбонатам. Гипс обособляется в виде мелких кристалликов и их сростков в глинах и алевритах.

Органическое вещество в осадках ортолыкской серии обычно не образует крупных скоплений. Лишь изредка встречаются маломощные линзы, обогащенные обрывками растительного детрита.

Тянь-шаньский подтип разреза сульфат-карбонатной ассоциации нижнего-среднего миоцена характерен для впадин Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и прилегающих к ним районов (рис. 24; 25, а, б, в). Особенностями разреза ассоциации данной провинции являются большие мощности отложений, от сотен до первых тысяч метров, а также обилие и разнообразие сульфатных солей. Если в северных провинциях Северо-Западной Азии сульфаты представлены почти исключительно гипсом, то здесь они образуют целый набор солей — гипс, ангидрит, глауберит, тенардит, астраханит. Большие мощности отложений и некоторая изменчивость солевой минерализации послужили причиной тому, что в разных прогибах-впадинах геологи расчленили эту толщу на сугубо местные свиты и пачки. Поэтому описываемая толща в разных районах именуется по-разному (см. табл. 1). Такому положению в значительной мере способствовало и то обстоятельство, что некоторое время геологи считали соленосные и гипсоносные отложения только лишь фациальной разновидностью карбонатных красноцветов, обнажающихся в прибортовых частях впадин и не несущих солевой минерализации [Шульц, 1948; Петрушевский, 1948]. Следовательно, о более или ме-







Р и с. 25. Обнажения пород сульфат-карбонатной ассоциации нижнего-среднего миоцена во впадинах Тянь-Шаня

a — обнажения соленосной толщи в горах Супестау (Ферганская впадина);  $\delta$  — горизонтальнослоистые озерные отложения в низах разреза чульадырской свиты гор Актау (Илийская впадина);  $\epsilon$  — штокверкообразная система гипсовых жил в отложениях пролювиально-солончаковых фаций (низы разреза чульадырской свиты в обнажениях правобережья Каркары у пос. Салыпром) нее четком стратиграфическом положении соленосных отложений говорили не очень уверенно. Однако проведенное за последнее десятилетие глубокое бурение во многих больших впадинах Тянь-Шаня не оставило сомнений в том, что соленосно-гипсоносная толща неогена в данной провинции занимает вполне четкое стратиграфическое положение — подстилающие и перекрывающие ее карбонатные красноцветы и в центральных частях прогибов остаются красноцветами, а залегающая между ними толща соленосно-гипсоносных пород сохраняет свои индивидуальные характеристики. Как пример высказанного положения мы приводим разрез через Восточно-Чуйскую впадину, составленный нами по данным глубокого бурения (см. рис. 24).

Аналогичная картина предстает по материалам глубокого бурения в Илийской [Костенко, 1964], Иссык-Кульской [Вертунов, и др., 1965], Нарынской (данные В.П. Макеева, 1969г.), Южно-Балхашской (данные В.П. Потаскуева, 1975г.) впадинах. В Ферганской впадине уже давно определено положение сульфат-карбонатной толщи в разрезе [Несмеянов, Федоренко, 1964]. Здесь она также залегает на карбонатных красноцветах верхнего олигоцена (вскрытых скважиной под соленосными отложениями на антиклинали Кызыл-Джар) и перекрывается палеонтологически охарактеризованными буроцветами верхнего неогена (поздний миоцен — плиоцен).

Таким образом, теперь вполне твердо установлено, что в пределах всей провинции соленосно-гипсоносные отложения занимают четкое стратиграфическое положение в разрезах и, следовательно, характеризуют собой определенный этап в историко-геологическом развитии провинции в целом. Это же подтверждают принципиальная одновозрастность и однотипность спорово-пыльцевых комплексов, извлеченных из пород описываемой толщи в Илийской [Костенко, 1964], Текес-Каркаринской [Барбашинова, Пигулевский, 1953], Ферганской и Кочкорской [Абузярова, 1966; Абузярова и др., 1971] впадинах.

Описанию строения разреза нижне-среднемиоценовой толщи Тянь-Шаня посвящено много работ [Шульц, 1948; Бергман, Щербина, 1950; Щербина, 1951; Петрушевский, 1948; Страхов, 1962; Несмеянов, Федоренко, 1964; Костенко, 1964; Ибрагимов, Турдукулов, 1965; Вертунов и др., 1965; Иванов, Левицкий, 1960; Ивкин, Котельников, 1970; и др.]. Вместе с тем в подавляющем большинстве их описаны преимущественно соленосные фации, тогда как другие фациальные комплексы описаны более схематично. Поэтому в процессе знакомства с литературой по нижне-среднемиоценовой толще Тянь-Шаня может сложится впечатление, что ее отложения почти повсюду включают залежи разнообразных солей. Но это далеко не так, ибо собственно соленосные фациальные комплексы слагают только отдельные участки в составе отложений сульфат-карбонатной ассоциации. Кроме того, долгое время считалось, что залежи сульфатных и хлоридных солей приурочены к низам разреза толщи. Результаты глубокого бурения и здесь вносят поправки — в некоторых впадинах залежи солей отмечаются в средней и верхней частях толщи. Таким образом, солевая минерализация не является достоянием какого-то определенного стратиграфического этажа сульфат-карбонатной ассоциации, а встречается на разных ее стратиграфических уровнях.

В тех разрезах, где можно видеть налегание нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации на подстилающие карбонатные красноцветы среднего-верхнего олигоцена, устанавливается, что эти две толщи связаны постепенными переходами. Это хорошо видно в обнажениях по левобережью р. Биже в Кочкорской впадине, в обнажениях гор Актау в Илийской впадине, в разрезах южных склонов гор Басулытау в Текесской впадине и ряде других мест. Постепенный переход осуществляется чередованием красноцветных, коричневых и зеленых слоев с прогрессирующим исчезновением красноцветов вверх по разрезу. Лежащая выше толща сульфат-карбонатной ассоциации имеет бледную зеленую, зеленовато-коричневую и палевую окраску. Однако это не исключает появления в ее составе слоев и пачек (особенно в предгорных разрезах), окрашенных в бурые и даже красные тона. В керне глубоких скважин породы ассоциации окрашены в зеленовато-серые и коричневые тона.

Независимо от того, что между подстилающими олигоценовыми красноцветами и нижне-среднемиоценовой толщей существует постепенный переход, последняя в прибортовых частях прогибов может непосредственно залегать на породах палеозойского фундамента. Это, например, хорошо видно в обнажениях по р. Кичитуз у южного борта Кочкорской впадины. В большинстве же впадин Тянь-Шаня, наоборот, в самых их прибортовых участках отложения нижне-среднемиоценовой сульфат-кар-бонатной ассоциации выпадают из разрезов и буроцветы верхнего неогена непосредственно ложатся на олигоценовые красноцветы. Особенно это хорошо видно в южном обрамлении Иссык-Кульской впадины, где отложения мио-плиоценовой согутинской свиты с угловым несогласием ложатся на олигоценовые красноцветы джетыогузской свиты (см. рис. 2, б).

В составе отложений сульфат-карбонатной ассоциации в целом доминируют мелко- и тонкообломочные породы — глины, алевритистые глины, алевриты, песчанистые глины, мелко- и тонкозернистые пески и песчаники. Отдельные линзы и слои слагаются и относительно грубообломочными породами — паттумами, гравелитами и реже галечниками и конгломератами. Количество таких пород в разрезах возрастает по мере приближения к прибортовым частям прогибов. Однако в целом данная ассоциация резко отличается от подстилающих и перекрывающих ее красноцветов более тонким составом слагающих пород.

В строении разрезов ассоциации участвуют три главных фациально-генетических комплекса отложений: 1) аллювиально-пролювиальный; 2) бассейновый; 3) пролювиально-солончаковый.

Аллювиально-пролювиальный комплекс отложений большей частью распространен в разрезах ассоциации периферических частей прогибов, хотя зачастую прослеживается и далеко в их центральные части, слагая отдельные пачки и слои между бассейновыми осадками. Наиболее полно отложения описываемого комплекса можно наблюдать в обнажениях долины р. Кичитуз при выходе ее из гор южного обрамления Кочкорской впадины. Здесь непосредственно на палеозойский фундамент ложатся низы разреза сульфат-карбонатной ассоциации, представленные толщей зеленовато-коричневых сильно известковистых алевритов с пластами и линзами бурых разнозернистых песчаников, гравелитов и паттумов. В основании разреза часты линзы полимиктовых галечников. Песчаники полимиктовые слюдистые с известковым цементом разной степени плотности. Обломочный материал часто сильно выветрелый. Линзы галечников и гравелитов представляют собой русловые фации аллювия, сочетающиеся в разрезе с пойменными известковистыми алевритами, включающими тонкие пропластки и линзы алевритистых мергелей (осадки пойменных озер). Слои и линзы буроцветных песчаников, гравелитов и паттумов характеризуют типичный пролювий обрамления впадины. Обломочный материал в них сортирован плохо, в разной степени окатан и сцементирован алеврито-глинистым материалом в смеси с пелитоморфным карбонатом. По простиранию эти гравелиты и песчаники постепенно замещаются песчаными алевритами, алевритами и алевритистыми глинами, представляющими собой осадки периферических частей пролювиальных конусов выноса. В породах заметно увеличивается при этом содержание тонко рассеянных кристаллов гипса, часто появляется засоленность.

Бассейновый фациально-генетический комплекс отложений представляет собой основную часть объема нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации прогибов Тянь-Шаня. Он подразделяется на два подкомплекса.

Подкомплекс отложений слабо минерализованных озерных бассейнов (см. рис. 25, б) представлен в разрезах ассоциации мощными пачками и толщами переслаивающихся микрослоистых глин, алевритов и мергелей с подчиненными им пропластками мелко- и тонкозернистых преимущественно кварц-полевошпатовых песчаников с плотным карбонатным цементом. Глины и алевриты в подавляющем большинстве случаев насыщены пелитоморфным карбонатом, хорошо сортированы, часто обнаруживают тонкую микрослойность, иногда включают тонко рассеянный углефици-

рованный растительный детрит. В Текес-Каркаринской впадине, где описываемый подкомплекс отложений очень широко развит в разрезах ассоциации, насыщенные растительным детритом глины в ряде случаев образуют линзовидные залежи горючих сланцев. В породах (особенно в песчаниках) зачастую встречаются обломки раковин пресноводных моллюсков. Они же иногда присутствуют в массовом количестве в мергелях. Гипс иногда присутствует в виде мелких редких друз и кристаллов в глинах и алевритах, но зачастую совсем отсутствует. Эти отложения характеризуют осадки очень слабо минерализованных, почти пресных озерных водоемов. Именно в этих водоемах довольно часто и отмечаются обломки костей и позвонки озерных рыб.

Отложения несколько более минерализованных озер слагаются аналогичными же породами, но, кроме них, в разрезе появляются тонкие пропластки и линзы гипса и слои гипсоносных глин.

Подкомплекс отложений сильно минерализованных озер и заливов (типа лагун) представлен целой гаммой соленосных пород. Они слагают мощные горизонты, пачки и толщи в разрезах сульфат-карбонатной ассоциации. В настоящее время залежи солей и соленосных пород установлены во всех впадинах Тянь-Шаня.

Основную часть разреза описываемого подкомплекса составляют зеленовато-серые, коричневые и реже красные глины с подчиненными прослоями алевритистых глин и алевритов. Эти глины и алевриты чередуются в разрезе и по простиранию с пластами мергелей, известняков, доломитов и магнезитов. Очень часто соленосные фации включают пачки микрослоистых озерных отложений (см. рис. 25, а). Для всех пород подкомплекса характерна высокая карбонатность (25–70%).

Мергелисто-алеврито-глинистым отложениям подчинены пластообразные и линзовидные (в ненарушенном залегании) залежи собственно соленосных пород, начиная от разнообразных засоленных и загипсованных глин через глинистые соли до залежей более или менее чистых солей. Для подавляющего большинства залежей солей характерна высокая примесь терригенного материала. Основная масса солей, если даже исключить гипс и ангидрит, принадлежат сульфатам, среди которых установлены: глауберит, тенардит, астраханит, сингенит, кизерит, эпсомит [Физико-химическая..., 1970; Ивкин и др., 1969; Ивкин, Котельников, 1970]. Из них основным минералом, часто выступающим в качестве породообразующего, является глауберит. Хлоридные соли резко подчинены и только на отдельных месторождениях (в Ферганской, Кокомеренской и некоторых других впадинах) преобладают в составе водно-растворимых солей.

По минеральному составу залежи соленосных пород и солей характеризуются крайней пестротой. Среди них выделяются ангидрито-гипсо-глауберитовые, глинисто-глауберитовые, и глауберито-глинистые, глауберит-галитовые, гипс-ангидрит-галитовые породы и т.д. Наиболее чистые залежи сульфатных солей установлены в Кочкорской, Восточно-Чуйской, Нарынской и Джумгольской впадинах. Пластообразные и линзообразные залежи солей прослеживаются на сотни и первые тысячи метров и имеют самую различную мощность от 0,2—0,3 до 6—8 м. Встречаются и очень мощные залежи. Так, на месторождении Кичик-Куль залежь глауберита имеет мощность 85 м, переходя в восточном направлении в два пласта, мощность одного из которых 23,5 м, а другого — 15,5 м.

Выше мы уже указывали, что данные глубокого бурения опровергли точку зрения о приуроченности соленосных фаций только к низам разреза нижне-среднемиоценовой толщи. Зачастую такое мнение складывалось на основе того, что во многих естественных разрезах не вскрыта вся мощность толщи. Так, залежи солей в нижне-среднемиоценовых отложениях Серафимовской антиклинали установлены в низах видимого разреза. Однако глубоким бурением в ядре антиклинали доказано, что ниже видимого разреза с солями мощность толщи составляет еще порядка 1000 м, и, следовательно, соленосные пласты в обнажениях относятся к средней и верхней частям разреза толщи в целом. В Иссык-Кульской впадине [Вертунов и др., 1965] интенсивная солевая минерализация отмечена в верхней и средней частях разреза ассоциации. Таким образом, отложения сильно минерализованных озер и заливов практически встречаются в составе нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации на любом стратиграфическом уровне.

Комплекс пролювиально-солончаковых отложений представлен в разрезах ассоциации так же широко, как и комплекс бассейновых, но большинство исследователей описывали его совместно с подкомплексом соленосных отложений. Этому есть объективная причина — близость состава солевой минерализации пород. Описываемый комплекс слагается алевритистыми и песчанистыми глинами с линзами и пластами алевритов, разнозернистых песчаников и паттумов. Для пород характерна плохая сортировка обломочного материала (слабо выраженная микрослоистость и грубое напластование), что отличает их от бассейновых осадков. Пласты и линзы более или менее чистых солей, как и гипса, здесь отсутствуют, зато очень широко развиты спорадическая засоленность и загипсованность пород. Чаще всего отмечается в породах неравномерная вкрапленность кристаллов ангидрита и глауберита. Гипс в подавляющем большинстве случаев образует систему по-разному ориентированных жил и прожилков, часто пересекающих плоскости напластования (см. рис. 25, в). Все породы, как правило, сильно карбонатны. Цвет пород зеленовато-серый, темно-серый, коричневатый до красного.

Отложения описанных главных фациально-генетических комплексов и подкомплексов образуют разнообразные взаимосочетания и взаимопереходы как по разрезу, так и по простиранию сульфат-карбонатной ассоциации. Эта особенность соленосной толщи Тянь-Шаня отмечалась всеми изучавшими ее исследователями. Следует отметить и еще одну особенность строения разреза, ранее не подчеркнутую, — это широко проявленное наложение солончаковых процессов в ходе формирования толщи на осадки других фациально-генетических типов. Оно выражается в появлении в разрезах штокверкообразных систем жил гипса, иногда вместе с карбонатами, прорывающих сразу несколько пластов поперек напластования. Жилы гипса и карбонатов (чаще карбонаты представлены в виде конкреций) ассоциируют с горизонтально и наклонно ориентированными линзами глиногипса типа "гажи" на современных солончаках. В плане жилы гипса часто образуют полигональную систему, напоминающую систему трещин усыхания глинистых грунтов.

Описанные выше штокверкообразные системы гипсово-карбонатных и гипсовых жил развиваются в разных фациально-генетических комплексах отложений. Так, например, у западных обрывов гор Актау в Илийской впадине хорошо видно в разрезе низов соленосной толщи, как полигональная система гипсовых жил рассекает целую пачку горизонтально-микрослоистых отложений минерализованных озер. Эти жилы сформированы здесь после полного осущения соленого озера и рассечения отложенных осадков полигональной системой трещин усыхания. Дальнейшее преобразование этих отложений осуществлялось уже в среде формирующегося карбонатногипсового солончака.

Вещественный состав пород нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации Тянь-Шаня изучен достаточно хорошо многими исследователями [Вертунов и др., 1965, 1968; Вахрушев, 1952; Бок и др., 1970; Щербина, 1951; Толмачев и др., 1967; Физико-химическая..., 1970; Ибрагимов, Турдукулов, 1965; Ивкин и др., 1969; Ивкин, Котельников, 1970; и др.]. Ниже кратко охарактеризуем главные составные компоненты пород по данным указанных выше авторов.

Обломочные компоненты пород подавляющего большинства разрезов ассоциации представлены кварцем, полевыми шпатами с заметной примесью разнообразных слюд. Обломки иного петрографического состава образуют второстепенную примесь.

В разрезах прибортовых частей впадин увеличивается доля обломков полимиктового состава и грубообломочные породы уже могут быть охарактеризованы как полимиктовые.

Глинистое вещество пород ассоциации в основе своей имеет монтмориллонит (смектит)-гидрослюдистый состав. При этом в наиболее чистых разностях глин из соленос-

ных фаций часто преобладающим минералом является монтмориллонит [Вахрушев, 1952], а в аллювиально-пролювиальных разностях пород резко преобладает гидроспюда. Почти постоянной примесью в глинистом веществе бассейновых отложений является хлорит и часто — палыгорскит [Ивкин и др., 1969; Ивкин, Котельников, 1970].

Аутигенные образования во многом уже описаны выше при характеристике фациально-генетических типов отложений. Главными из них являются карбонаты и сульфаты щелочных и щелочно-земельных оснований.

Подавляющая масса карбонатов представлена в породах кальцитом, кальцит-доломитом, доломитом и магнезитом. Они слагают разнообразной формы конкреции, линзы, жилы и пласты. В бассейновых фациях преобладают пласты кальцит-доломитов и доломитов. Магнезит в виде пластовых залежей и конкреций тяготеет к соленосным фациям. Кроме того, огромная масса карбонатов присутствует в породах в виде пелитоморфной вкрапленности.

Среди сульфатов главными минералами являются гипс и ангидрит. В соленосных фациях в массовом количестве отмечаются глауберит и реже тенардит. Значительно более редок астраханит, образующий как вкрапленники в породах, так и самостоятельные линзовые залежи. И только как примеси отмечаются сингенит, целестин, кизерит, эпсомит и барит.

Из сопутствующих аутигенных образований прежде всего следует отметить каменную соль, образующую в ряде месторождений самостоятельные залежи, однако всегда с примесью сульфатных солей. В разрезе Актау Илийской впадины в засоленных породах (галопелитах) отмечаются кристаллы КСІ — сильвина [Ивкин, Котельников, 1970].

#### Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации

Приведенная краткая характеристика региональных типов разрезов нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации показывает, что на огромной территории своего распространения, переходя из одной геоструктурной области в другую, данная парагенетическая ассоциация сохраняет присущие ей индивидуальные черты, отличающие ее от других парагенезов континентальных отложений. Индивидуальность облика ассоциации подчеркивают следующие ее литологические характеристики.

- 1. Преимущественно тонкий глинисто-алевритовый состав отложений. Относительно грубообломочные разности пород (пески, песчаники, гравелиты и т.д.) в большой мере подчинены первым или совсем отсутствуют в разрезах.
- 2. Преобладание в разрезах ассоциации пролювиально-солончаковых и бассейновых фациально-генетических типов отложений.
- 3. Относительное обилие в разрезах хемогенно-осадочных пород линз и пластов мергелей, известняков, доломитов, магнезитов, гипса, легкорастворимых и хлоридных солей.
- 4. Относительно высокая степень "зрелости" обломочных компонентов пород (на уровне мезомиктовых и олигомиктовых). Полимиктовые разности обломочных пород имеют второстепенное значение.
- 5. Монтмориллонит (смектит) гидрослюдистый состав глинистого вещества. При этом отмечаются колебания в сторону увеличения доли то монтмориллонита (смектита), то гидрослюды. Наиболее распространенными минералами-примесями являются хлорит и палыгорскит.
- 6. Слабое насыщение пород органическим веществом; зеленые, зеленовато-серые, местами бледно-коричневые и бледно-бурые цвета пород.
- 7. Повсеместно распространенная ассоциация аутигенных карбонатов и сульфатов щелочноземельных и реже щелочных оснований.

Перечисленные характеристики в комплексе и формируют облик сульфат-карбонатной ассоциации. Они перечислены в том порядке, в каком уменьшается их сте-

пень изменчивости от разреза к разрезу и от региона к региону. Характеристики 1—4 испытывают довольно значительные изменения при переходе от одного типа (или подтипа) разрезов к другому. Они-то и являются показателями различных вариаций литологического состава и облика разрезов ассоциации.

Наиболее устойчивы характеристики 5—7, проходящие от разреза к разрезу и от региона к региону (идентификационный комплекс). Они-то и обусловливают основные системные свойства сульфат-карбонатной ассоциации, создают тот общий литологичеческий фон, на который проецируются все остальные ее характеристики.

Парагенетическая связь составляющих идентификационного комплекса сульфат-карбонатной ассоциации может быть выражена нижеследующей схемой:



Генетический анализ парагенеза

В раннем-среднем миоцене на территории Северо-Западной Азии господствовал теплый и сухой (аридный) палеоклимат. Об этом свидетельствуют ископаемые биоценозы и минеральный состав аутигенных образований сульфат-карбонатной ассоциации.

Как показывают данные палинологии, в составе растительных сообществ раннегосреднего миоцена доминировали травянистые и травянисто-кустарниковые ассоциации, что характерно для палинологических спектров аридных ландшафтов вообще. Наряду с указанными ассоциациями подчиненное значение в спектрах имеют древесные породы — обедненные в видовом отношении представители тургайской хвойношироколиственной флоры олигоцена. Эта флора в раннем-среднем миоцене испытала довольно значительный ксероморфизм, выразившийся в массовом появлении мелколистных форм. Наконец, в качестве примеси в палинологических спектрах отмечаются и типичные представители прибрежно-водной растительности, таких, как разнообразные водоросли, камыш и т.п.

Состав палинологических спектров сульфат-карбонатной ассоциации отражает сочетание основных типов аридных ландшафтов раннего-среднего миоцена Северо-Западной Азии. Доминирующими были открытые степные ландшафты. Вдоль побережий водоемов, водотоков в несколько более увлажненных (периодически затопляемых) понижениях рельефа вкраплены были лесостепные и лесные ландшафты. С озерными водоемами связана обильная прибрежно-водная растительность.

Подобную же ландшафтно-климатическую картину характеризуют и ископаемые биоценозы. Фауна нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации включает представителей нескольких экологических групп. Прежде всего это обитатели открытых степных пространств — олень-мунтжак, мелкие хищники-фиссипедии, зайцеобразные, роющие мышевидные грызуны, сухопутные черепахи. Кроме них, в танатоценозах позвоночных встречены обитатели тугайных лесов — лесная лошадь-анхитерий, мастодонт, бобры. Фауна водоемов представлена разнообразными беспо-

звоночными (моллюсками, остракодами, десятиногими раками и т.п.) и позвоночными — водной черепахой и многими обитателями степных озерных водоемов — карповые, язи, плотва, сазан, судак, карась, щука и др.

Как показывают данные по минеральному составу аутигенных образований сульфат-карбонатной ассоциации, в пределах Северо-Западной Азии в раннем-среднем миоцене выделяются две подзоны аридного палеоклимата — северная и южная (рис. 26, вкл.). Граница их проходит в пределах 44 – 46° с.ш.

В северную подзону входят южная часть Западно-Сибирской низменности, Тургай, Южный Урал, Алтай и большая часть Казахского нагорья. В пределах всей этой подзоны в разрезах ассоциании аутигенные образования практически не имеют в своем составе легкорастворимых сульфатных солей (а если и имеют таковые, то в очень небольших количествах, улавливаемых только водными вытяжками). При переходе же к таволжанскому типу разреза (самая северная часть подзоны) значительно уменьшается даже гипсоносность. Последнее связано с переходом в северном направлении к более влажному климатическому поясу.

К южной палеоклиматической подзоне относится Тянь-Шань, Джунгарский Алатау и прилегающие к ним районы Южного Казахстана. Здесь господствовал экстрааридный палеоклимат, с чем и связано появление в аутигенном комплексе легкорастворимых сульфатных и реже хлоридных солей.

Формирование сульфат-карбонатной ассоциации нижнего-среднего миоцена совпадает с эпохой относительного затухания интенсивности тектонических движений как на платформах, так и в орогенных зонах. На это указывает преобладание в разрезах ассоциации тонкообломочных отложений, что является, в свою очередь, следствием вялости эрозионно-денудационных процессов в областях поднятий. Появление грубообломочных отложений в разрезах ассоциации орогенных зон (Алтай, Тяньшань) говорит о несколько более повышенной тектонической активности этих участков континента, однако и здесь в составе ассоциации преобладают тонкообломочные отложения. Так что для всего континентального блока Северо-Западной Азии в целом формирование сульфат-карбонатной ассоциации совпало с эпохой относительного тектонического покоя.

В условиях аридного климата в областях денудации формируется аридный глинистый элювий. Реликты этого элювия, отвечающего эпохе аридного монтмориллонитового выветривания в конце палеогена — начале неогена, отмечены И.С. Чумаковы:м [1965], Н.Н. Разумовой [1961], К.В. Никифоровой [1960] и др. Субстратом элювия служили как породы палеозоя фундамента, так и более древние каолиновые коры выветривания и существенно каолиновые осадочные тоящи палеогена. В последнем случае, по данным В.Н. Разумовой [1961], в условиях аридного выветривания происходила диспергация и монтмориплонитизация каолинита.

И.С. Чумаков приводит краткую характеристику нижнемиоценового элювия в восточной части Кулундинской впадины на границе с Рудным Алтаем, где выветриванию подвергались различные то составу породы палеозойского фундамента (метаморфические сланцы, кислые эффузивы). Верхняя зона элювия сложена здесь ярко-красными, бурыми, зелеными пятнистыми гямнами (иногда очень сходными с пестроцветными глинами аральской свиты), содержащими конкреции карбонатов. Состав глин верхней зоны элювия существенно смектитовый, иногда с примесью гидрослюды и каолинита. Мощность элювия 4-8 м. Существенно смектитовый или гидрослюдисто-смектитовый по составу глинистый миоценовый элювий служил главным поставщиком глинистого вещества в области аккумуляции Северо-Западной Азии. Вероятно, мощность миоценовых глинистых элювиальных покровов обычно не превосходила 3-5 м. В большинстве случаев это были аридные почвы, которые местами начинали преобразовываться в аридные коры выветривания. Накопление в современных почвах смектитов или гидрослюды -- явление широко распространенное и характерно для элювия аридной зоны (от районов сухих степей до жарких сухих тропических памп, саванн, полупустынь и пустынь).

В раннем-среднем миоцене в обстановке затухания тектонических движений и относительного выравнивания рельефа областей поднятий в процессе денудации гранспортировались в основном продукты аридного химического выветривания: смектитовые или гидрослюдистые глины, обломки кварца и других минералов, устойчивых в верхних зонах аридного элювия. Одновременно из нижних зон элювия в значительно меньшем объеме поступали полувыветрелые или свежие зерна полимиктовых по составу палеозойских пород. В форме химически растворенных соединений в водотоках мигрировали главным образом соединения щелочных и щелочноземельных оснований, обильно высвобождающихся из силикатных пород на первой (гидрослюдисто-смектитовой) стадии их выветривания.

Транспортировка хемогенного и обломочного материала в бассейны аккумуляции и его осаждение осуществлялись различными способами. Однако главными агентами денудации в условиях аридного климата были временные потоки, поэтому в составе накапливающихся осадков аккумулятивных платформенных равнин преобладающее распространение получали фации глинистого пролювия плоскостного смыва и пересыхающих озер внешней зоны пролювиальных конусов выноса или фации равнинного глинистого аллюво-пролювия.

В обстановке затухания тектонической активности и, как следствие, слабо выраженной контрастности рельефа в областях аккумуляции устанавливался высокий уровень стояния грунтовых вод. В результате создавались благоприятные условия для образования в различного рода западинах рельефа областей седиментации многочисленных мелких озер. В сухие сезоны многие из них высыхали или сильно уменьшались в размерах. И только в наиболее крупных котловинах озерный режим сохранялся более продолжительное время. Этим, по-видимому, только и можно объяснить тот факт, что при явных признаках аридности палеоклимата раннего—среднего миоцена Северо-Западной Азии мы нередко наблюдаем в разрезах сульфат-карбонатной ассоциации присутствие озерных фациальных комплексов.

Однако высокий уровень стояния грунтовых вод обусловил и другое, не менее грандиозное по масштабу палеогеографическое явление. Вследствие близкого к поверхности залегания зеркала грунтовых вод в сочетании с обилием алевролитоглинистых осадков (пород-водоупоров) в условиях аридного климата широко проявились капиллярный подъем и испарение подземных вод. Это привело к массовому развитию солончаковых процессов различных классов минерализации. Ландшафты областей седиментации этого времени можно охарактеризовать как пролювиально-озерно-солончаковые аккумулятивные равнины.

Таким образом, преобразование значительной части осадков ассоциации в породы осуществлять в обстановке субаэрального диагенеза при активном участии различных типов аридных засоленных почв: солончаков (преимущественно гипсовых, карбонатных, реже хлоридных), щелочных (карбонатных) солончаково-луговых или луговых почв, такыров. С этими процессами связано образование в породах гипсовых, известковистых, доломитовых, целестиновых конкреций, железомарганцевых бобовин, прожилков карбонатов, сульфатов, смектитизация исходных полиминеральных по составу пород, формирование зеленых цветовых окрасок, возникновение комковатых текстур, засоление пород и др. Все описанные признаки древних почв широко развиты и в современных засоленных или карбонатных элювиальных профилях аридной зоны (главным образом в солончаковых и щелочных луговых почвах) и описаны в работах многих почвоведов [Ковда, 1946, 1947; Глазовская, 1972, 1973; Роде, Смирнов, 1972; Дюшофур, 1970; Качинский, 1975; Петров, 1973; и др.].

Для большинства районов Северо-Западной Азии в нижне-среднемиоценовых отложениях представлены две основных группы засоленных почв: гипсовые и карбонатные. В южных разрезах (впадины Тянь-Шаня) в условиях экстрааридного климата дополнительно возникала сульфат-хлоридная группа солончаковых почв. Аридная травянисто-камышовая растительность, разраставшаяся на поверхности солончаковых равнин, захоронялась вместе с отлагавшимися здесь осадками и способствовала

востановлению в них окисных соединений Fe, появлению преимущественно зеленоцветных окрасок пород.

В равнинных участках континента горизонты солончаковых почв часто слагаются в мощные пачки, преобразованные солончаковыми процессами. Эти породы обычно доминируют здесь в разрезах ассоциации или нередко слагают их целиком. В существенно озерных разрезах ассоциации межгорных впадин солончаковые почвы чаще всего тяготеют к их периферийным частям, но в ряде случаев они фиксируются и в центре впадин. Они возникли здесь в периоды сокращения площади озерных бассейнов и осушения осадков, располагаясь среди прибрежно-озерных фаций. Например, в центральной части Зайсанской впадины обогащенные карбонатом или гипсом горизонты солончаковых и щелочных луговых почв (в разрезах у мысов Бакланий и Бархот) приурочены к самым верхним частям прибрежно-озерных циклов седиментации, сложенных слоистыми песками, алевритами, глинами.

В ранне-среднемиоценовую эпоху озерные обстановки осадконакопления господствовали в пределах многих крупных впадин орогенной зоны Алтая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау. В данных обстановках седиментации проявлялись процессы механической дифференциации транспортируемого материала. Поэтому в разрезах ассоциации данных впадин встречаются толщи хорошо сортированных глин, алевритов, местами песков; иногда гравийников и галечников с хорошо окатанным обломочным материалом.

В условиях замедленной механической эрозии сравнительно выровненных водораздельных пространств в конечных озерных водоемах стока механическая садка обломочного материала не подавляла процессов химического осаждения. Поэтому здесь часто происходило накопление пластовых хемогенных или органогенно-хемогенных пород: мергелей, известняков, доломитов, а на юге района, в условиях экстрааридного климата, - формирование залежей гипса, солей и магнезита. Накоплению хемогенных карбонатно-сульфатно-хлоридных солей в озерах способствовало также глубокое аридное химическое выветривание силикатных пород, протекавщее на окружающих водораздельных пространствах и обусловившее поступление в бассейны седиментации огромных масс легкорастворимых соединений щелочных и щелочноземельных металлов. Высокая насыщенность вод озер солями Са способствовала бурному развитию в них организмов, использующих карбонат для своей жизнедеятельности. Причем пласты органогенных известняков и мергелей часто формировались как на участках озер с гидродинамически застойным режимом вод, так и в местах с подвижным режимом (у побережий), где среди относительно грубых отложений ассоциации встречаются насыщенные ракушняком пески и алевриты, многочисленные колонии строматолитов и онколитов.

Отмеченные особенности обстановок осадконакопления способствовали различным литогенетическим преобразованиям формирующихся осадков. Осадки, накопившиеся в водоемах, обычно испытывали воздействие процессов аквального диагенеза, типичного для отложений аридной зоны, протекавших, как правило, в щелочной обстановке при участии органического вещества, способствовавшего восстановлению тонко рассеянных окисных форм Fe и формированию зеленоцветных окрасок пород. С процессами диагенеза характеризуемой эпохи связано формирование в озерных отложениях известковистых или доломитовых конкреций, широкое участие карбонатов в составе цемента песчаников, появление в засоленных озерных осадках палыгорскита.

Следует подчеркнуть, что в целом для аридной зеленоцветной сульфат-карбонатной ассоциации присутствие обогащенных органическим веществом пород не характерно. Последние местами встречаются лишь в разрезах аллювиально-озерных фаций. В условиях аридного климата побережья рек и озер характеризуемой эпохи были покрыты зарослями травянисто-кустарниковой или древесной растительности, а в прибрежно-озерных обстановках нередко произрастала обильная водная растительность, что и способствовало локальному захоронению в осадках ассоциации органического вещества, формированию тонко рассеянного в породе пирита. Подобные

углистые и гумусированные пачки глин и алевритов установлены, например, в прибрежно-озерных осадках описываемой толщи у северного побережья оз. Зайсан. Однако в условиях аридного климата, даже в пределах увлажненных участков побережий рек и озер, накопления более или менее мощных пластов углей не происходило. Правда, в отдельных озерных водоемах межгорных впадин Тянь-Шаня возникали пласты горючих сланцев.

В заключение считаем необходимым кратко рассмотреть красно-пестроцветные пачки и горизонты, встречающиеся в разрезах сульфат-карбонатной ассоциации платформенных равнин. Они чаще всего приурочены к основанию разрезов ассоциации. По облику и составу слагающие их красно-пестроцветные монтмориллонитовые глины во многом сходны с образованиями верхней зоны нижнемиоценовой монтмориллонитовой коры выветривания, поэтому уже давно данные образования относят к элювию. В.Н. Разумова [1961] выделяет на Северо-Западе Центрального Казахстана пестроцветную монтмориплонитовую пачку в составе самостоятельной формации и считает ее продуктом щелочного типа выветривания подстилающих гумидных существенно каолинит-бокситовых толщ. И.С. Чумаков [1965] считает, что характеризуемые пестроцветы представляют собой продукт ближнего переотложения миоценовой коры выветривания или ее верхний аккумулятивный горизонт, развитый как по породам палеозойского фундамента, так и по подстилающим отложениям палеогена.

Проведенные нами исследования позволяют считать характеризуемые пестроцветы реликтами древних миоценовых почв, сформировавшихся в условиях аридного климата, но с периодами увлажнений. В отличие от типично аридных почв, в характеризуемых пестроцветах в периоды гумидизации осуществлялись локальное перераспределение и концентрация гидроокислов Fe в форме мелких вертикальных пятен. Однако по сравнению с типично гумидными палеогеновыми пестроцветными почвами эти пятна в характеризуемом типе элювия мелкие, причем гидроокислы Fe не образуют в них стяжений или конкреций, а лишь пигментируют глинистое вещество. В периоды аридизации климата в этих почвах формировались выделения карбонатов или гипса. В разрезах ассоциации мы часто наблюдаем не единичные почвенные горизонты, а их серии, слившиеся в пачки пестроцветов мощностью до 5-10 м. Наиболее благоприятные обстановки для формирования данного типа почв возникали в раннем миоцене на границе с олигоценом, когда начинается постепенная аридизация палеогенового гумидного климата. С течением времени происходит все большее и большее сокращение длительности влажных сезонов и пестроцветные почвы сменяются типично аридными засоленными зеленошветными - солончаковыми и щелочными луговыми. Лищь местами, в небольших по площади участках с относительно более увлажненным микроклиматом продолжают формироваться пестроцветные почвы, встречающиеся в форме линз в средней и верхней частях характеризуемой ассошиании.

Таким образом, в литогенетических превращениях осадков зеленоцветной сульфаткарбонатной ассоциации в равной мере участвовали процессы как аквального, так и субазрального диагенеза. Нередко эти процессы тесно переплетались (например, когда осадки, испытывающие диагенетические превращения, осущались и на их поверхности формировались аридные почвы). В целом процессы аквального диагенеза были характерны преимущественно для бассейновых отложений, наиболее широко распространенных во впадинах орогенной зоны, а процессы субаэрального диагенеза — для солончаково-пролювиальных фаций платформенных равнин.

Из рассмотренного материала видно, что все звенья процессов седименто- и литогенеза сульфат-карбонатной ассоциации отличались большим своеобразием, что и обусловило формирование в областях аккумуляции парагенеза пород с определенными литологическими и генетическими параметрами.

#### Примеры древних аналогов ассоциации

В вводной части описания сульфат-карбонатной ассоциации мы уже указали, что данный тип парагенеза континентальных отложений в настоящее время известен во всех системах фанерозоя. В качестве примера приведем краткое описание двух ассоциаций, континентальное происхождение которых не вызывает у геологов сомнений. Это олигоценовая сульфат-карбонатная толща межгорных впадин Тянь-Шаня и так называемая галогенная формация нижней перми Южного Казахстана.

Опигоценовая сульфат-карбонатная толща межгорных впадин Тянь-Шаня была установлена только в конце 60-х годов с помощью глубокого бурения. Ареал распространения толщи показан нами ранее на одной из литолого-палеогеографических карт [Ерофеев, Цеховский, 1982, рис. 38]. Возможно, что выходы этой толщи на дневную поверхность есть где-либо и в прибортовых частях впадин, но их могли посчитать за выходы миоценовой соленосной толщи. Во всяком случае, в пределах советского Тянь-Шаня разрезы олигоценовой сульфат-карбонатной ассоциации известны только по скважинам.

Наиболее мощный и полный разрез описываемой толщи был вскрыт в Восточно-Чуйской впадине глубокой скв. 3, пройденной в ядерной части Серафимовской антиклинали. Затем она была подсечена и другими скважинами. В скв. 3 данная толща пройдена в интервале 2200—2800 м и залегает непосредственно под красноцветными отложениями средне-верхнего олигоцена. Подстилающими являются также красноцветные карбонатные отложения предположительно позднезоценового возраста.

Описываемая ассоциация здесь имеет мощность 600 м и представлена преимущественно плотными алевролитами зеленовато-серого, темно-серого и серого цвета с подчиненными им пластами глин и аргиллитов зеленовато-серого и бледно-коричневого цвета. Породы насыщены пелитоморфным карбонатом и бурно векипают под действием соляной кислоты. В разрезе отмечаются редкие тонкие (0,3—0,8 м) пласты алевритистых известняков и мергелей, линзы и пропластки разнозернистых кварцево-полевошпатово-слюдистых песчаников с глинисто-карбонатным цементом. Почти по всему разрезу породы насыщены разной густоты вкрапленностью сульфатных солей—ангидрита и глауберита. Доминирует ангидрит. Вкрапленники образуют разной величины кристаллы (размером до 0,3 см), гнезда, пятна, прожилки и линзы. Густота насыщения вкрапленностью солей разная— встречаются слои и пачки, интенсивно насыщенные и слабо насыщенные. Они прерываются в разрезе пачками и слоями, вообще лишенными солевой минерализации. Породы с вкрапленностью ангидрита и глауберита составляют около 70% объема всего разреза ассоциации по мощности.

Судя по данным термического анализа, глинистое вещество пород олигоценовой сульфат-карбонатной ассоциации имеет монтмориллонит (смектит)-гидрослюдистый состав. Карбонаты представлены кальцитом и доломитом.

В Иссык-Кульской впадине отложения описываемой ассоциации вскрыты глубокой скважиной в Сухом хребте (интервал глубин 3710—3990 м) и на антиклинали Тасма (3954—4185 м). Таким образом, мощность толщи в центральной и восточной частях прогиба 230—280 м. Толща, так же как и в Восточно-Чуйской впадине, непосредственно подстилает красноцветные карбонатные отложения среднего-верхнего олигоцена (джетыогузская свита). Ассоциация представлена здесь зеленовато-серыми и бледно-коричневыми сильно известковистыми аргиллитами с пропластками алевролитов. Породы большей части разреза (70—80%) насыщены вкрапленниками ангидрита. Последний образует и редкие тонкие пропластки мощностью 0,1—0,2 м.

Далее к северу отложения олигоценовой сульфат-карбонатной ассоциации получают большое площадное развитие во впадине Южного Прибалхашья. Здесь описываемая толща занимает аналогичное положение в разрезе, но возраст ее определен более точно. Разрез ассоциации вскрыт многими скважинами, и везде представляется такая картина (В.П. Потаскуев, 1975 г.): подстилающими отложениями в полных разрезах являются красноцветные и сероцветные (углистые) образования палеонтологически

охарактеризованной колпаковской свиты средне-верхнего эоцена. Перекрывающей толщей служат преимущественно красноцветные песчано-глинистые отложения балхашской свиты среднего-верхнего олигоцена, охарактеризованные здесь отпечат-ками флоры. Между средневерхнеэоценовой колпаковской и средневерхнеолигоценовой балхашской свитами залегает толща полосчато окрашенных буроцветных и сероцветных сильно загипсованных глин, часто карбонатных, с редкими линзами и прослоями разнозернистых песков преимущественно кварцевого состава. Огипсование неравномерное, вплоть до сплошных гипсов. Из отложений ассоциации извлечены палинологические остатки, характерные для нижнего олигоцена (опред ления Р.Б. Байбулатовой). Мощность толщи до 150 м. В региональной стратиграфической номенклатуре она получила название тасмурунской свиты. Далее на восток эти отложения вскрыты скважинами в Алакульской впадине.

Таким образом, установленный к настоящему времени ареал распространения нижнеолигоценовой сульфат-карбонатной ассоциации охватывает значительную территорию (около 600 х 600 км). В северных районах ареала сульфатная минерализация представлена только гипсом. В южных районах ареала (впадины Тянь-Шаня) появляются ангидрит и глауберит, т.е. устанавливается почти такая же картина изменения характера сульфатной минерализации, что и для нижне-среднемиоценовой толщи. Это говорит в пользу того, что уже в палеогене Тянь-Шань располагался в подзоне экстрааридного климата.

Пермская континентальная галогенная формация Южного Казахстана развита в крупной отрицательной структуре — Чу-Сарысуйской впадине. Ареал ее распространения простирается в северо-западном направлении от г. Фрунзе до г. Джезказгана на расстояние 800 км при ширине от 60 до 200 км.

Формация детально описана В.И. Дитмаром и В.И. Тихомировым [1967], которые доказали континентальный генезис ее осадков. Отсылая интересующихся детальными сведениями к названной работе, здесь приведем лишь краткую характеристику этой толщи.

Пермская галогенная формация в Чу-Сарысуйской впадине согласно залегает на терригенных карбонатных красноцветах среднего-верхнего карбона, известных здесь под названием джезказганской и кызылканатской свит. Переход постепенный, поэтому нижняя граница галогенной формации проводится в значительной мере условно. Верхняя граница выражена более четко и сопровождается в юго-восточной и центральной частях впадины размывом, выше которого залегает красноцветная терригенная толща ранне-позднепермского возраста. В северо-западной части впадины на галогенной формации лежат известняки и мергели кингирской свиты верхней перми. Итак, описываемая формация в пределах всей впадины занимает строго определенное положение в разрезе. Ее отложения содержат споры и пыльцу нижней перми.

Галогенная формация мощностью от многих сот до 1200 -1500 м довольно-таки условно делится на три толщи (снизу вверх): подсоленосную, соленосную и надсоленосную.

Подсоленосная толща фактически охватывает переходные слои от подстилающих красноцветов джезказганской (кызылканатской) свиты к собственно соленосным отложениям. Она представлена переслаивающимися красно-бурьми, серыми и темносерыми алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками с пластами темно-серых глинистых известняков. Преобладают бурые тона окраски. В терригенных породах часты конкреции и пропластки ангидрита и гипса. К верхам разреза толщи увеличивается доля сероцветных пород и одновременно появляется обилие разнообразных включений и пропластков сульфатных пород — гипса, ангидрита и подчиненного им глауберита.

Соленосная толща слагается коричневыми, бурыми и шоколадного цвета переслаивающимися аргиллитами и алевролитами, в различной степени засоленными, содержащими включения и прослои каменной соли. Мощности слоев чистой соли не превышают 1—1,5 м. В составе солевой минерализации кроме галита устанавливается

примесь сульфатных солей. В районах, примыкающих к хребту Малый Каратау, соленосная толща фациально замещается по простиранию гипсоносными пестроцветными отложениями.

Надсоленосная толща в северо-западной части Чу-Сарысуйской впадины сложена ритмично переслаивающимися красноцветными и сероцветными аргиллитами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, темно-серыми мергелями и известковистыми аргиллитами. В породах многочисленны включения гипса, глауберита и тенардита. В центральной и юго-восточной частях прогиба эти отложения фациально замещаются преимущственно красноцветными породами. В нижних слоях в породах отмечаются кристаллы галита и ангидрита. Породы средних и верхних частей толщи загипсованы.

Как указывают В.И. Дитмар и В.И. Тихомиров [1967, с. 73], "подсоленосные и надсоленосные сульфатизированные отложения, вмещающие соленосную толщу, образуют вместе с ней мощный комплекс тесно связанных общими условиями формирования красноцветных и местами сероцветных терригенных, красноцветно-галогенных и галогенных отложений обширной межгорной впадины, в разрезе которого наблюдается завершенный трехстадийный цикл галогенеза". И далее [с. 74]: "если сравнить строение и состав пород пермской соленосной формации Чу-Сарысуйской впадины с миоценовыми соленосными отложениями впадин Тянь-Шаня, то наблюдаются многие черты сходства тех и других, несмотря на большие различия в природе, условиях и времени формирования этих структур". По заключению цитируемых авторов, сходство сравниваемых толщ заключается в близости состава сульфатных минералов и общего литологического облика толщ, а также в обилии территенных компонентов в солях и плохой выдержанности залежей солей по простиранию. Необходимо отметить, что, независимо от данных В.И. Литмара и В.И. Тихомирова, казахстанские геологи И.И. Толмачев, А.А. Ли и М.М. Майлибаев [1967] на основе изучения геохимии терригенно-галогенных отложений тоже пришли к заключению о принципиальном сходстве состава нижнепермской соленосной толщи Чу-Сарысуйской впадины и нижнесреднемиоценовой соленосной толщи Тянь-Шаня. Таким образом, описанный пример прекрасно демонстрирует повторяемость в геологической истории принципиально одного и того же парагенеза континентальных отложений - сульфат-карбонатной ассошиашии.

#### ПЕСТРОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ КРЕМНИСТО-СУЛЬФАТ-КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Описываемый ниже парагенез аридных континентальных отложений выявился сравнительно недавно, благодаря изучению литологии пограничных слоев мела и палеогена впадин Юго-Восточного Казахстана и Тянь-Шаня. Тому, что он ранее не был известен, есть ряд объективных причин. Прежде всего данный парагенез складывается в геологической истории континентов сравнительно редко, ибо характерен для эпох крайней степени затухания тектонических движений и пенепленизации рельефа. В силу этих обстоятельств данные отложения имеют сравнительно малые мощности и фрагментарное распространение по латерали. Из-за преобладания в разрезах пестро-красных тонов окраски они описывались геологами в составе красноцветных карбонатных ассоциаций.

Сравнительно широкое распространение палеоген-неогеновых аридных толщ на территории юго-востока Казахстана и позволило подметить в разрезах и проследить на площади этот весьма своеобразный парагенез континентальных отложений, для которого авторы предлагают наименование пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации. В последующем изложении данную ассоциацию условимся для краткости называть монтмориллонитовыми пестроцветами. Примером выделяемого типа ассоциации (и пока что единственным примером) является красно-пестроцветная глинистая толща, лежащая в основании разреза кайнозоя большинства крупных впадин юго-востока Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Форми-

рование ее охватывает значительный отрезок геологической истории — от конца позднего мела до среднего эоцена включительно.

Данная толща включает ряд крупных месторождений адсорбентов, чем и привлекла к себе внимание геологов. И тем не менее своеобразие ее литологического состава, парагенетические и генетические особенности были раскрыты не сразу, а на протяжении долгих лет довольно кропотливого изучения. История этого изучения и порядок решения частных проблем отражены в ряде публикаций [Бок, 1944; Бубличенко, 1944; Ерофеев, 1964, 1969; Диденко-Кислицына и др., 1971; Диденко-Кислицына, 1965; Цеховский, 1973; Цеховский и др., 1973, 1974].

## Условия распространения и стратиграфические особенности

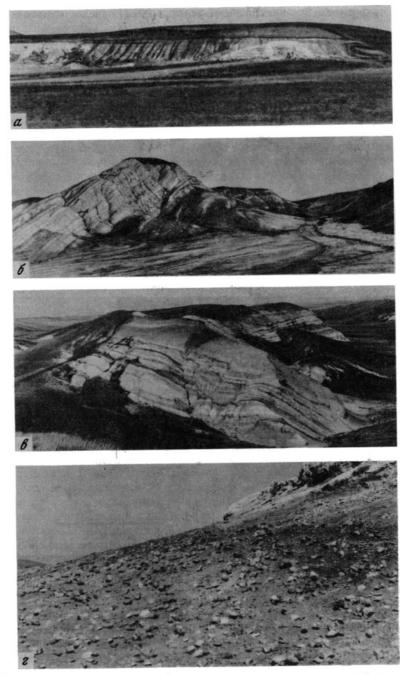
Толща континентальных монтмориплонитовых пестроцветов распространена на территории Северо-Западной Азии только южнее  $48^{\circ}$  с.ш. Практически ареал распространения этих отложений устанавливается (рис. 27, A-B, вкл.) от Южного Призайсанья до впадин Центрального Тянь-Шаня включительно, ибо к западу и юго-западу они сменяются морскими эквивалентами. На восток данные отложения прослеживаются во впадины Центральной Азии и их граница пока остается неизвестной. Ареал распространения данной ассоциации показан нами ранее на одной из литолого-палеогеографических карт [Ерофеев, Цеховский, 1982, рис. 62].

Наиболее показательны разрезы описываемой ассоциации в Зайсанском прогибе. Именно здесь мы видим одно из редко наблюдаемых явлений непосредственного латерального сочленения аридных и гумидных пестроцветов. Обе разновидности пестроцветов залегают в основании кайнозойского разреза прогиба со слабо выраженным размывом на верхнемеловой коре выветривания. Перекрываются палеонтологически охарактеризованными отложениями турангинской свиты среднего-верхнего эоцена (углисто-сидерит-колчеданная ассоциация). Толща пестроцветов мощностью до 200 м подразделяется на северозайсанскую и зимунайскую свиты (см. табл. 1).

В северной части прогиба северозайсанская свита представлена гумидными кремнисто-каолиновыми пестроцветами. Их мы уже подробно описывали в разделе, посвященном гематит-каолиновой ассоциации. В южной части прогиба гумидные пестроцветы на сравнительно коротком расстоянии сменяются аридными монтмориллонитовыми пестроцветами (см. рис. 27, A, 28, a). Эта смена происходит путем постепенного исчезновения в разрезах каолиновых пестроцветов, их выклинивания и замещения по простиранию монтмориллонитовыми пестроцветами. Гумидные кремнисто-каолиновые пестроцветы в разрезах у северных склонов хребтов Сайкан Манрак и Тарбагатай присутствуют только как аллофильные члены, "вкрапленные" в подавляющей массе монтмориллонитовых пестроцветов.

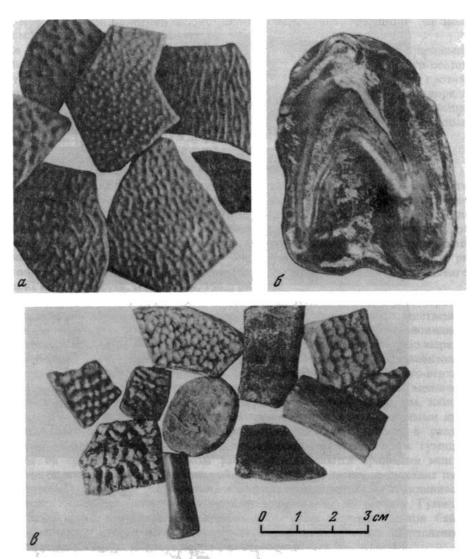
Перекрывающая зимунайская свита в пределах всего Зайсанского прогиба сложена (см. рис. 27, E; 28, E-г) аридными монтмориллонитовыми пестроцветами. В прибортовых частях прогиба она ложится со слабым размывом на подстилающие образования, но по удалении к центральным его районам этот размыв становится все менее и менее заметным и, наконец, приктически исчезает в разрезах.

О палеонтологических остатках и обосновании возраста всей пестроцветной толщи Зайсанской впадины мы подробно писали при характеристике гематит-каолиновой ассоциации. Поэтому здесь только напомним, что в основании разрезов северозайсанской свиты Южного Призайсанья найдена скордупа яиц верхнемеловых динозавров (рис. 29, а) и из этих же слоев извлечена спора и пыльца маастрихт-датского возраста. В более высоких частях разреза свиты присутствует датско-палеоценовая флора. В перекрывающих отложениях зимунайской свиты заключены обильные костные остатки фауны позвоночных (см. рис. 29, б,в) так называемого обайлинского комплекса и отпечатки флоры нижнего-среднего зоцена. Таким образом, возраст всей толщи монтмориллонитовых пестроцветов датируется в пределах от маастрихта-дания до среднего зоцена включительно.



Р и с. 28. Обнажения пестроцветной монтмериллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации. Зайсанская впалина

a — обнажения белых пойменных алевритов северозайсанской свиты и перекрывающих их красных пролювиальных глин у р. Тайжузген;  $\delta$  — выходы алевритово-глинистых пород зимунайской свиты (темные на фото в основании сопки) в разрезах Калмакпай, верхняя часть сопки сложена белыми горизонтально-слоистыми алевритами, глинами, песками турантинской и тузкабакской свит;  $\theta$  — переслаивание озерных алевритов и глин зимунайской свиты у родника Чайбулак;  $\epsilon$  — выходы озерно-пролювиальных глин зимунайской свиты с развалами вторичного гипса в обнажении Ашудасты. Самые верхи сопки сложены белыми алевритами анутасской свиты



Р и с. 29. Палеонтологические остатки из отложений пестроцветной монтмориллонитовой кремнистосульфат-карбонатной ассоциации в Южном Призайсанье, нат. вел.

a — обломки скорлупы яиц динозавров, разрез у р. Саргамыс; остатки обайлинской фауны из местонахождения у р. Калмакпай:  $\delta$  — зуб млекопитающего,  $\delta$  — остатки крокодилов, черепах и рыб

К югу от Призайсанья толща монтмориллонитовых пестроцветов позднемеловогораннепалеогенового возраста прослеживается в разрезах межгорных впадин-грабенов Джунгарского Алатау. Она занимает здесь аналогичное вышеописанному положение в разрезе — залегает со слабым размывом на верхнемеловой коре выветривания и перекрывается палеонтологически охарактеризованными карбонатными красноцветами колпаковской свиты среднего-верхнего эоцена (см. табл. 1).

Толща монтмориллонитовых пестроцветов Л.К. Диденко-Кислицыной с соавторами [1971] разделена на две свиты — джамантинскую и тункурузскую. Джамантинская свита датируется палеоценом по спорово-пыльцевым характеристикам отложений и положению их в разрезе. Для базальных ее слоев допускается позднемеловой возраст (маастрихт-даний). Вышележащие отложения тункурузской свиты содержат споры

и пыльцу нижнего эоцена [Байбулатова, 1968; Диденко-Кислицына и др., 1971]. Подобное деление толщи, как показали исследования авторов монографии в 70-х годах, не всегда бесспорно, как и не всегда бесспорна датировка выделенных подразделений. Однако в данном случае это касается частных вопросов внутреннего стратиграфического членения толщи. В целом же положение в разрезе и возрастной диапазон, занимаемые толщей монтмориллонитовых пестроцветов, определены весьма четко. Мощность ее здесь колеблется от 25 до 100 м.

В примыкающих к Джунгарскому Алатау впадинах Южного Прибалхашья и Ала-Куля толща монтмориллонитовых пестроцветов в виде прерывистого чехла прослеживается бурением в основании разреза кайнозоя. По аналогии с разрезами Джунгарского Алатау она здесь подразделена на джамантинскую (мощностью до 70 м) и тункурузскую (мощностью до 35 м) свиты. Сверху они перекрываются красноцветными отложениями колпаковской свиты, содержащими, по данным В.П. Потаскуева (1975 г.), споры и пыльцу среднего-верхнего зоцена.

В межгорных впадинах Тянь-Шаня отложения верхов позднего мела — начала палеогена условно выделялись С.С. Шульцем [1948]. Это подтверждалось находкой костных остатков верхнемеловых динозавров в красноцветных отложениях Боомского ущелья у с. Кок-Мойнок. Однако изучавший захоронение этой фауны И.А. Ефремов [1944] по ряду косвенных соображений посчитал костные остатки динозавров переотложенными и не характеризующими возраст вмещающих их пород. В основу данного заключения вошли такие факты, как наличие на некоторых обломках костей следов окатанности и воздействия химического выветривания.

На заключение М.А. Ефремова и опирался Б.А. Петрушевский [1948] при доказательстве олигоценового возраста основания кайнозойского разреза впадин Северного и Центрального Тянь-Шаня. С этого момента среди тянь-шаньских геологов стало принятым считать возраст низов разреза кайнозоя межгорных впадин олигоценовым, а фауну динозавров Боомского ущелья — переотложенной.

В середине 60-х годов в северо-западной части Иссык-Кульской впадины в обнажениях долины Тору-Айгыр в основании разреза красноцветов С.А. Тарасовым [1968] была найдена фауна позвоночных эоценового возраста. В 1968 г. на местонахождении фауны вел раскопки В.И. Жегалло (Палеонтологический институт АН СССР). Частично сборы фауны здесь ранее были проведены В.С. Ерофеевым. Согласно определению костных остатков в Палеонтологическом институте АН СССР возраст вмещающих отложений устанавливается как среднеэоценовый. Таким образом, находка фауны Тору-Айгыра показала возможность значительного понижения возраста основания разреза континентальной толщи кайнозоя Тянь-Шаня. В основании разреза, вмещающего фауну Тору-Айгыра, Л.Н. Ржаниковой (устное сообщение) из пород извлечены споры и пыльца раннекайнозойского облика.

В процессе работ по сопоставлению разрезов континентального палеоген-неогена Тянь-Шаня в 1968 г. В.С. Ерофеевым описана маломощная (50—60 м) толща красноцветных загипсованных глин, залегающая в основании кайнозойского разреза южной части Нарынской впадины. У места выхода р. Акбулак из хребта Каратау эта толща лежит на пестроцветной коре выветривания по известнякам карбона (?). Из пласта загипсованных коричневых глин в 30 м выше по разрезу коры выветривания Л.Н. Ржаниковой извлечены карбонато-гипсовые псевдоморфозы по спорам и пыльце следующего состава: Duplosporis Pfl. (aff. D. planiformis Pfl.), Expressipollis Chl. (aff. E. ambagiosus Chl.), Normapolles Pfl. (aff. Oculopollis concentus Pfl.), Normapolles Pfl., Triatriopollenites Pfl. (aff. Triatriopollenites pseudorurensis Pfl.), Tricolporites Pfl. (aff. Tricolporites erdtmanii Zakl.), Betulaceae-Myricaceae, Momipites Wodehouse (aff. M. coryloides Wodehouse), Comptonia sp., Myrica sp.1, sp.2, Proteacidites Cooks., Monocolpopollenites Pfl. (aff. Palmae), Polycolpites Couper — aff. Divisisporites Thomson.

Согласно заключению Л.Н. Ржаниковой, основными в составе палинологического комплекса являются формы "бетулоидного" типа с примесью форм стеммы Normapol-

les и Triprojectacites и единичных форм Proteacidites, Monocolpopollenites и др. Возраст вмещающих отложений датируется в пределах конца позднего мела—палеоцена (дат—палеоцен). Таким образом, после находки костных остатков динозавров приведенные выше данные определения спор и пыльцы являются вторым подтверждением позднемелового—раннепалеогенового возраста основания разреза кайнозоя межгорных впадин Тянь-Шаня.

Последующие работы авторов в 70-х годах показали, что верхнемеловые—нижнепалеогеновые отложения достаточно широко прослеживаются в Боомском ущелье, в обнажениях северных склонов Киргизского Алатау, во впадине Кокджарсу и ряде других мест. Везде они залегают непосредственно на размытой поверхности коры выветривания и имеют малую мощность — до первых десятков метров. В большинстве же обнажений основания кайнозойского разреза впадин эти образования полностью размыты или сохранились фрагментарно.

## Региональный обзор состава и строения ассоциации

В пределах установленного к настоящему времени ареала распространения толща монтмориллонитовых пестроцветов изучена еще далеко недостаточно. Имеющиеся фактические данные раскрывают только самые общие стороны стратиграфии и вещественного состава этих образований. На таком фоне относительно лучше изученными являются разрезы толщи монтмориллонитовых пестроцветов южной части Зайсанской впадины. Они здесь лучше обнажены и наиболее охарактеризованы палеонтологически. Разрезы этого района в совокупности и будем рассматривать как литотип пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации и опишем более подробно. Состав и строение разрезов ассоциации в других районах охарактеризуем кратко, преимущественно в сравнительном плане.

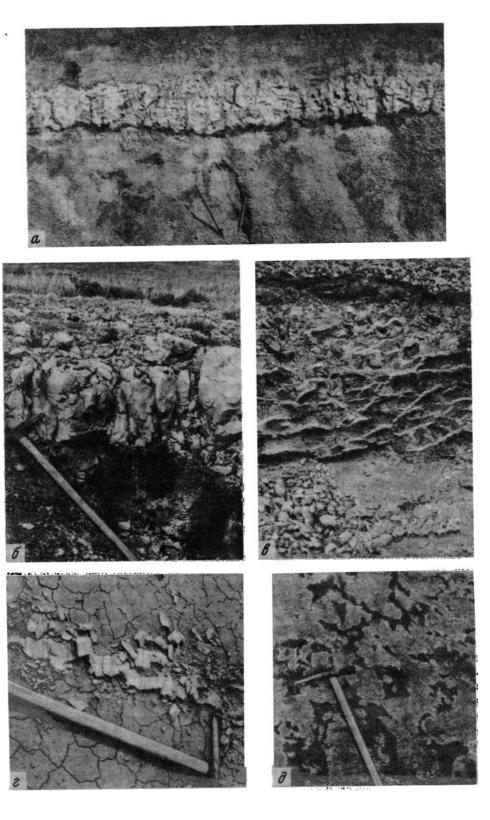
### Зайсанский межгорный прогиб

Отложения северозайсанской и зимунайской свит образуют единую пестроцветную монтмориллонитовую кремнисто-сульфат-карбонатную ассоциацию. В разрезах кайнозоя южной части прогиба они выделяются тонким, существенно глинистым составом, пестрыми (красными, коричневыми, зелеными) окрасками, зрелым, существенно кварцевым обломочным материалом, большим распространением среди глин мі фралов монтмориллонитовой группы, присутствием аутигенных выделений гипса, опала, халцедона, доломита или калвцита. Вместе с тем обе характеризуемые свиты имеют некоторые отличительные черты. Для аридных отложений северозайсанской свиты характерны общие вишнево-красные и малиновые цвета пород, в зимунайской преобладают коричневые и зеленые тона. Окраска пород служит наиболее важным внешним отличием обеих свит. Кроме того, окремнение пород, присутствие пластов алюминиевых монтмориллонитов (бентонитов) характерны главным образом для отложений, слагающих северозайсанскую свиту.

Главной особенностью разреза толщи монтмориллонитовых пестроцветов является чередование в вертикальном и горизонтальном направлениях отложений, испытавших разную степень воздействия на них субсинхронных процессов почвообразования и выветривания (рис. 30, a-d). В результате мы видим в разрезах, с одной стороны,

Р и с. 30. Горизонты почвообразования и выветривания пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации

Кремнисто-карбонатная корка в верхней части горизонта выветривания северозайсанской свиты у сопок: a — Улькен-Тектурмас;  $\delta$  — Жак-Тологой;  $\theta$  — глинисто-гипсовая корка в верхней части горизонта выветривания зимунайской свиты в верховьях р. Эспе;  $\epsilon$  — такырная жила гипса (план) в пойменных алевритах северозайсанской свиты у р. Тайжузген;  $\delta$  — вертикальные пятна гетит-гематита в разрезе железисто-каолинового горизонта выветривания у р. Тайжузген



слои и пачки с прекрасно сохранившимися первичными седиментационными признаками и, с другой — горизонты интенсивно преобразованных субсинхронным выветриванием пород с полной или почти полной потерей первичных седиментационных признаков. Подобное строение разрезов мы уже описывали при характеристике гематит-каолиновой ассоциации, непосредственно сменяющей монтмориллонитовые пестроцветы в северной части Зайсанского прогиба.

# Фациальный и вещественный состав отложений, не измененных субсинхронными процессами почвообразования и выветривания

Отложения, не измененные или относительно мало измененные процессами почвообразования и выветривания, слагают в разрезах до 50% общего объема пород ассоциации. Главенствующая роль в составе ассоциации принадлежит отложениям пролювиального и аллювиального фациально-генетических комплексов. Им в большой мере подчинены делювиальные и озерные отложения.

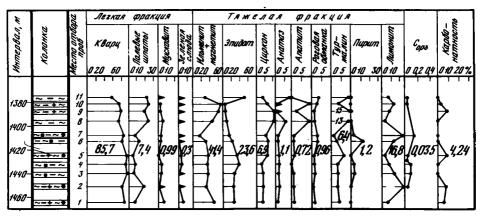
Отложения пролювиального комплекса характеризуются красными, коричневыми или зелеными цветами окраски, глинистым и песчано-глинистым составом, плохо выраженной слоистостью, плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала, неравномерным его распределением в породах.

В составе комплекса выделяется несколько литолого-фациальных типов:

- 1. Песчаные осадки пролювиальных потоков холмистой низменной равнины. Они распространены локально и слагаются глинистыми песками, преимущественно кварцевыми, пестрой окраски.
- 2. Песчано-глинистые и глинистые осадки пролювиальных и аплювиально-пролювиальных потоков. Отложения данного генезиса часто встречаются в разрезах ассоциации. Они представлены неслоистыми глинами, местами песчанистыми, окращенными в красный, коричневый, зеленый или пестрый цвета.
- 3. Песчано-глинистые и глинистые осадки пролювиальных потоков, преобразованные такырными или солончаковыми процессами. Первые способствовали формированию в характеризуемых породах вертикальных полигональных трещин, часто заполненных гипсом, вторые засолению пород и формированию гипсовых конкреций. Осадки данного генезиса доминируют в разрезах ассоциации. Преобладающий гипсовый состав солей позволяет предположить (по аналогии с современными солончаками [Ковда, 1946, 1947]), что они формировались в условиях перемежаемости засоления и рассоления. Отложения аллювиального комплекса имеют песчаный и глинисто-алевролитовый состав, косую и волнисто-горизонтальную слоистость. Обломочный материал сортирован, относительно хорошо окатан.

В составе аллювиальной группы выделяется несколько литолого-фациальных типов пород:

- 1. Русловые гравийно-песчаные осадки равнинных рек, сложенные косослоистыми песками, гравийниками, местами мелкими галечниками. Обломочный материал имеет преимущественно кварцевый состав, сортирован, иногда сцементирован глинистым цементом, в разной степени окатан. Цвет пород белый, серый, иногда с пятнами ожелезнения. Наиболее полные разрезы руслового аллювия в отложениях северозайсанской свиты можно наблюдать в районе месторождения бентонитовых глин Динозавровое и восточнее г. Зайсан, а в зимунайской свите в обнажении на правобережье р. Калмакпай.
- 2. Пойменные алевритовые, алеврито-глинистые отложения имеют тонкую горизонтальную и волнисто-горизонтальную слоистость, вишнево-красные, белые, серые, либо пестрые цвета окраски и широко развиты в тех же обнажениях, что и осадки руслового генезиса.
- 3. Пойменные алевритовые и алеврито-глинистые отложения с наложенными такырами и солончаками. Отличаются от вышеохарактеризованных наличием вертикальных полигональных трещин, заполненных гипсом (см. рис. 30, г), или появлением гипсовых конкреций. Встречаются там же, что и предыдущие.



Р и с. 31. Диаграммы распределения терригенных и аутигенных минералов в зимунайской свите, по Зайсанской опорной скважине. Составлены по материалам В.К. Василенко (1959 г.)
Условные обозначения см. на рис. 9

Отложения озерных фаций присутствуют в разрезах ассоциации редко. В северозайсанской свите они представлены пачками переслаивания мергелей, мергелистых глин и глин (в районе месторождения бентонитовых глин Динозавровое), а в отложениях зимунайской свиты — переслаиванием глинистых и алевритовых пород (см. рис. 28, в, разрез у родника Чайбулак). Озерные осадки ассоциации обычно окрашены в зеленый или белый цвет, они накапливались в небольших по размеру озерах. Среди озерных глинисто-алевритовых отложений в разрезе Конур-Кура установлены такырные фации, вертикальные трещины в которых заполнены опал-халцедоновыми прожилками.

Отложения делювиальных фаций встречаются очень редко и лишь в основании разрезов ассоциации. Это — красноцветные щебни, галечники, обычно сильно глинистые. В разрезах по р. Кусто эти фации представлены округлыми обломками сильно выветрелых эффузивов.

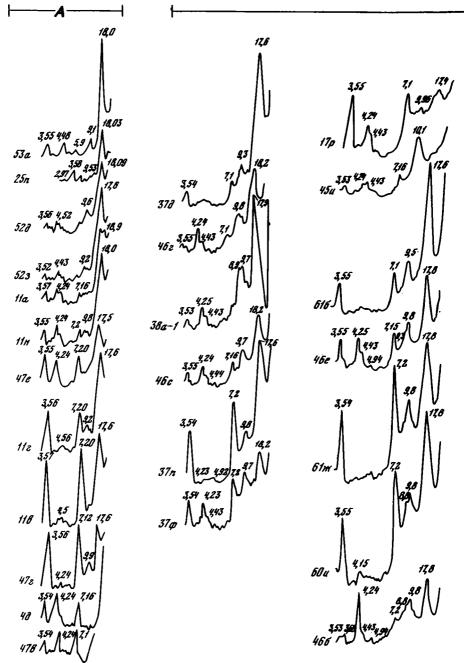
Вещественный состав пород характеризуемой ассоциации испытывает колебания в строго определенных пределах. Рассмотрим состав их основных компонентов.

Обломочный материал. Отложения ассоциации имеют зрелый, преимущественно кварцевый состав. В пользу этого свидетельствуют результаты петрографических исследований пород северозайсанской свиты Южного Призайсанья [Цеховский, 1973]. Содержание кварца обычно составляет в них 85—95% всех обломочных зерен, полевых шпатов — 3—10%, обломков пород 2—3%.

Подобный зрелый состав обломочных компонентов характерен также и для отложений зимунайской свиты. В зайсанской опорной скважине (рис. 31) среднее содержание кварца составляет 85,7%, полевых шпатов — 7,4%, мусковита — 0,99%. Для тяжелой фракции также характерны высокие средние содержания устойчивых к выветриванию минералов: циркона — 6,9%, турмалина — 6,4%, ильменита + магнетита — 41,4%. Иногда в отдельных линзах из базальных грубообломочных русловых отложений содержание кварца снижается до 60—80% за счет присутствия зерен полевых шпатов, обломков эффузивов, гранитов, сланцев.

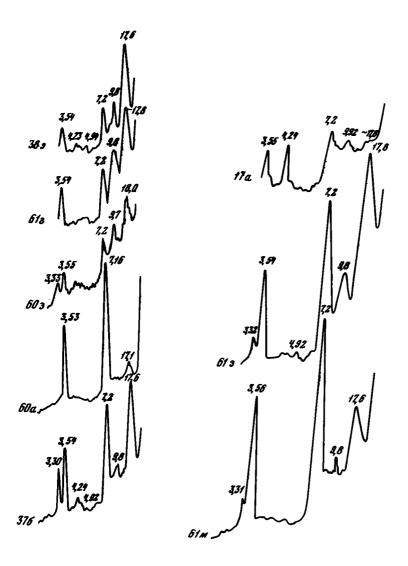
Глинистое вещество. По данным дифрактометрического анализа (рис. 32), минералогический состав глинистого вещества непостоянен. Выделяются три его основные группы: 1 — существенно смектитовая; 2 — существенно каолинитовая; 3 — смешанная каолинит-смектитовая.

В составе смектитовой группы минералов мы объединяем различные минералы монтмориллонитовой группы (с базальными рефлексами 17,6—17,8 Å), а также смешанослойные слюда-смектитовые образования с преобладанием в пакетах смектита



Р и с. 32. Дифрактограммы глин (фракции < 0,01 и 0,001) из отложений пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации Зайсанской впадины

A— северозайсанская свита Южного Призайсанья. Глины: 53а— светло-коричневые, разрез Саргамыс, 25п— зеленые с красновато-коричневыми пятнами, разрез Улькен-Тектурмас; пески: 52д— сильно глинистые мелкозернистые, светло-серые, разрез Динозавровый, 52а— сильно глинистые коричневые, гам же; глины: 11a— красновато-коричневые, разрез Тайжузген, 11a— красные с зелеными пятнами, там же, 47е— коричиевые, разрез Арасан-Талды; алевриты: 11r— песчанистые, разрез Тайжузген, 11b— темно-серые с обугленным растительным детритом, разрез Тайжузген; 47г— пески белые мелкозернистые, разрез Арасан-Талды; 4q— глины красно-коричневые, разрез Кусто; 47в— пески желтовато-белые крупнозернистые, разрез Арасан-Талды. b— зимунайская свита Южного и Северного Призайсанья. Глины: 37д— черные марганцовистые с мелкими железо-мар-



ганцовистыми конкрециями, разрез Калмакпай, 46г — зеленые, разрез Конур-Кура, 38а-1 — светлозеленые, разрез Калмакпай, 46с — зеленые, разрез Конур-Кура, 37п — коричневые с зелеными пятнами и доломитовыми коррепяциями, разрез Калмакпай, 37ф — зеленовато-коричневые с пятнами омарганцевания, там же, 17р — грязко-зеленые с гипсом, разрез Ашудасты, 45и — коричневые с корешками
гипса, разрез Конур-Кура; 61б — песок белый с пятнами ожелезнения, разрез Калмакпай; алевриты:
46е — белые с прожилками халцедона, разрез Конур-Кура, 61ж — коричневые с серыми пятнами,
разрез Калмакпай, 60и — коричневые, там же, 46б — ярко-белые, разрез Конур-Кура; пески: 38э —
белые, горизонтальнослоистые, разрез Калмакпай, 61г — алевритистые кварцевые, серые с коричневыми пятнами, там же, 60з — коричневые, там же, 60а — кварцевые, гравийные, белые, косослоистые, там же, 17а — серые с коричневыми пятнами, разрез Ашудасты, 61з — кварцевые с линзами
флороносных алевритов, разрез Калмакпай, 61м — кварцевые белые, там же; 37б — галечники кварцевые с линзами глин, там же

(базальные рефлексы 17,8—19,0 Å). В качестве примеси присутствуют каолинит или гидрослюды. Минералы преимущественно смектитовой группы с примесью каолинита или гидрослюд чаще всего встречаются в составе всех фациальных разновидностей отложений ассоциации. В частности, они широко развиты среди пролювиальных и пролювиально-озерных отложений (дифрактограммы 53а, 25п, 37д, 38а—1, 46г), русловых песчаных отложений (52д, 52з, 61б), пойменных алевритово-глинистых отложений (11а, 11н, 61ж, 60и, 46е, 46б).

Перемыв унаследованных каолинитовых кор выветривания или обогащенных каолинитом гумидных отложений северозайсанской свиты, местами подстилающих аридные пестроцветы зимунайской свиты (например, в северном Призайсанье), способствовал накоплению в некоторых слоях каолиновых глинистых минералов.

Кроме того, в эпоху формирования аридных отложений как северозайсанской, так и зимунайской свит на отдельных участках территории Южного Призайсанья фиксировались сравнительно кратковременные периоды гумидизации аридного климата, что способствовало формированию здесь железисто-каолиновых почв [Цеховский, 1973; Цеховский и др., 1974], а также обогащенных каолинитом продуктов их перемыва (маломощных пачек песков, алевритов, глин).

В результате во многих слоях песчаных, алевритовых или глинистых пород состав глинистого вещества становится смещанным смектит-каолиновым (см. рис. 32; зимунайская свита — обр. 46с, 37п, 37ф, 17р, 61з, 37б; северозайсанская свита — обр. 47е, 47г, 11г, 11в) либо преимущественно каолинитовым (зимунайская свита — обр. 60а, 61м, 61з, 37б, 17а; северозайсанская — обр. 47в, 4д). В отдельных образцах из тонких алевритистых песков, алевритов либо алевритистых глин (обр. 38э, 61г, 60з, 61б, 46е; 61ж, 60и, 46б, 47г) в составе глинистого вещества наряду со смектитом и каолинитом присутствует гидрослюда. В одном из исследованных образцов (45и) гидрослюда доминирует в составе глинистого вещества.

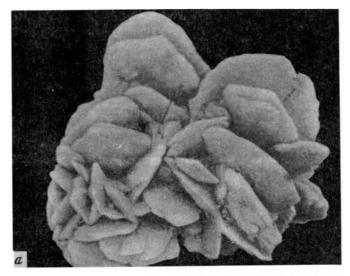
Аутигенные образования. В породах ассоциации эти образования весьма многочисленны и подразделяются на главные и второстепенные. К главным относятся карбонаты и сульфаты (рис. 33, a-e; 34, a-d) щелочноземельных оснований и минералы окиси кремния — опал, халцедон. К второстепенным могут быть отнесены окислы Fe и Mn.

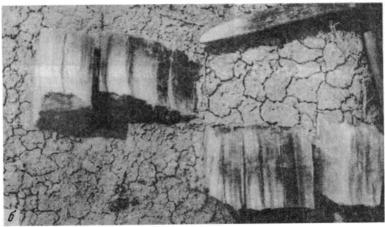
Карбонаты встречаются в разрезах ассоциации в форме кальцита и доломита. Кальцит образует в породах ассоциации разнообразной формы стяжения-конкреции, слагает пласты озерных мергелей, иногда входит в состав цемента песчаников, обломков фауны или тонко рассеян в глинистом веществе. На кривых нагревания выделяется по эндотермической реакции в интервале  $800-920^{\circ}$ C (рис. 35 обр. C-307-50, K-1, A-1, 45n-2). Примесь тонко рассеянного в глинистом веществе кальцита способствует снижению температуры эндотермических реакций до  $800^{\circ}$ C (обр. C-307-50, 975a).

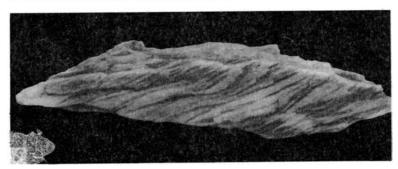
Доломит часто встречается в составе карбонатов зимунайской свиты. Образует в конкрециях примесь к кальциту (см. рис. 35, обр. С-342-127, 42ж) либо слагает их основную часть (обр. 34и-2, 37т, 38г). По данным химического анализа, в конкреции образца 38г содержатся: MgO -14,06%; CaO -25,13%. В породах зимунайской свиты по Зайсанской опорной скважине содержание карбонатов достигает 8%, составляя в среднем 4,24% (см. рис. 31).

Сульфаты представлены исключительно гипсом. В солончаковых фациях гипс встречается повсеместно и обычно образует сростки кристаллов в форме лепестков роз (см. рис. 33, a) или разнообразных конкреций размером до 10–20–50 см.

В такырных фациях гипс заполняет в глинах или алевритах вертикальные трещинкижилы, имеющие в плане полигональную форму. В северозайсанской свите прекрасные обнажения такырных фаций с гипсом можно наблюдать в разрезах правобережья р. Тайжузген (см. рис. 30,  $\epsilon$ ), в зимунайской свите в районе междуречья Кусто-Кызылкаин, верховьев р. Эспе (см. рис. 30,  $\epsilon$ ) и др. Толща жил гипса — 30 см; глубина — 0,5—1 м, а в единичных случаях — до 4—8 м.

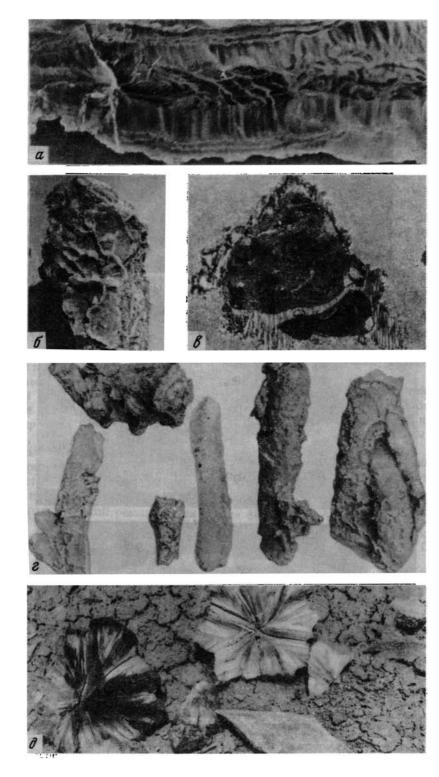


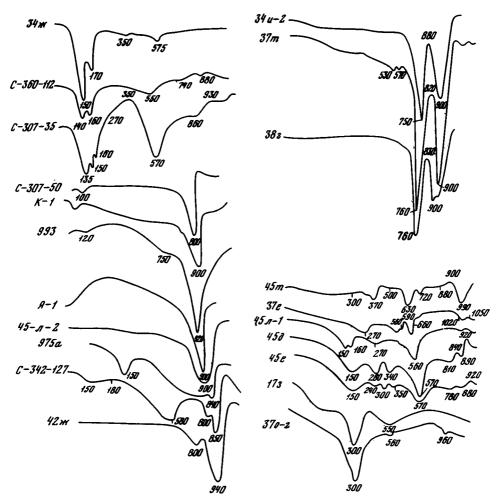




 ${\bf P}$  и с. 33. Формы выделения гипса в солончаковых и такырных фациях северозайсанской и зимунайской свит Южного Призайсанья

a— роза гипса, зимунайская свита, разрез Калмакпай, нат. вел.; жильно-волокнистый гипс:  $\delta$ — северозайсанская свита, разрез Тайжуэген;  $\delta$ — зимунайская свита, разрез Кусто-Кызылкаин





Р и с. 35. Термограммы аутигенных минералов пестроцветной монтмориллонитовой кремнистосульфат-карбонатной ассоциации Зайсанской впадины

Зимунайская свита: 34ж — песчаник кварцевый с гипсовым цементом, разрез Кусто-Кызылкаин: С-360-112 — глина коричневато-зеленая гипсоносная, скв. 360, глубина 112 м; С-307-35 — глина серозеленая с конкрециями гипса, скв. 307, глубина 35 м; С-307-50 — известковистые конкреции из глин, скв. 307, глубина 50 м; К-1 — песчаник с гипсово-известковистым цементом, разрез Тологай. 45л-2 — известковистая конкреция, разрез Конур-Кура; С-342-127 — глины с известковисто-доломитовыми конкрециями, скв. 342, глубина 27 м; 42ж — доломит-кальщитовая конкреция, разрез Жак-Тологай; 34 и-2, 37т — доломитовые конкреции, разрез Кусто-Кызылкаин: 38г — доломитовая конкреция, разрез Калмакпай; 45т, 45л-1, 45д, 45е — железисто-марганцовистые конкреции, черные, разрез Конур-Кура; железисто-марганцовистые бобовины черные, разрезы: 37е — Калмакпай, 17з — Ашудасты); 370-2 — гетитовая конкреция, разрез Калмакнай; Северозайсанская свита: 993 — кремнисто-карбонатная корка, разрез Улькен-Тектурмас; Я-1 — скорлупа яиц динозавров, разрез Саргамыс; 975а — глины пестроцветные с известковистыми конкрециями, разрез Жаман-Арганакты

Р и с. 34. Формы выделения гипса в солончаковых и такырных фациях зимунайской и северозайсанской свит  $(a, \delta, \varepsilon)$  — нат. вел.; s — шлиф, увел. 10;  $\delta$  — 1/5 нат. вел.

a — пластинчатый тип, северозайсанская свита, разрез Арасан-Талды;  $\delta$  — жильно-ячеистый тип, зимунайская свита, разрез Эспе; a — волокнистый тип цементирует обломок в песчанике c известковисто-гипсовым цементом, зимунайская свита, разрез Тологай: c — псевероморфозы типса по корешкам, зимунайская свита, разрез Конур-Кура; d — друзы вторичного гипса изверхов зимунайской свиты, разрез Ашудасты

Жильный гипс из такырных фаций обычно имеет волокнистое сложение (см. рис. 33, б, в). Помимо этого, встречаются пластинчатые (см. рис. 34, а) или жильно-ячеистые (см. рис. 34,б) выделения данного минерала. Иногда гипс образует цемент в песчаниках и алевролитах и в ряде случаев вместе с калыцитом (см. рис. 34, в). Выходы подобных песчаников с гипсовым цементом известны, например, в разрезе зимунайской свиты междуречья Кусто-Кызылкаин. В древних аридных почвах зимунайской свиты гипс часто образует псевдоморфозы по мелким корешкам растений (см. рис. 34, г). Подобные псевдоморфозы гипса (аккырши) по корням саксаула и других кустарников широко развиты в почвах современных полупустынь [Петров, 1973]. На кривых нагревания (см. рис. 35, обр. 34ж) гипс проявляется по двум эндотермическим реакциям (150° и 160–170°С), его небольшая примесь часто фиксируется и в образцах глин (обр. С-360-112, С-307-35).

Минералы аутигенного кремнезема часто встречаются в разрезах ассоциации и приурочены главным образом к отложениям северозайсанской свиты, а в зимунайской свите они распространены локально (разрезы Питомник, Чайбулак, Конур-Кура). Наиболее часто встречаются стяжения или конкреции опал-халцедона неправильной формы, иногда эти минералы локализуются в вертикальных трещинках, прожилках. Отмечаются и псевдоморфозы по древесине (рис. 36а). В ряде разрезов ассоциации встречаются черные железомарганцевые конкреции либо бобовины (см. рис. 35, обр. 45т, 37е, 45л–1, 45д, 45е, 17з), вероятно сложенные главным образом псиломеланом, вадом и гётитом. Последний доминирует в обр. 17з. Соединения Fе предствлены в породах ассоциации преимущественно окислами и гидроокислами (гематит, гётит), тонко рассеянными в породе. Очень редко встречаются конкреции гётита (см. рис. 35, обр. 37о—2).

Гидроокислы Fe придают породам пятнисто-красную или коричневую окраску, иногда равномерно окрашивают в красный и коричневый цвет целые пачки пород. Лишь в единичных случаях среди пойменных отложений северозайсанской и зимунайской свит появляются маломощные линзы гумусированных либо углистых пород (например, в разрезах Тайжузген, Калмакпай, в скв. 187 и др.). В этих разрезах закисные формы легкорастворимого Fe преобладают над окисными. В обнажениях линзы данных пород имеют темно-серую либо шоколадную окраску. Однако роль данных пород в разрезах ассоциации мала.

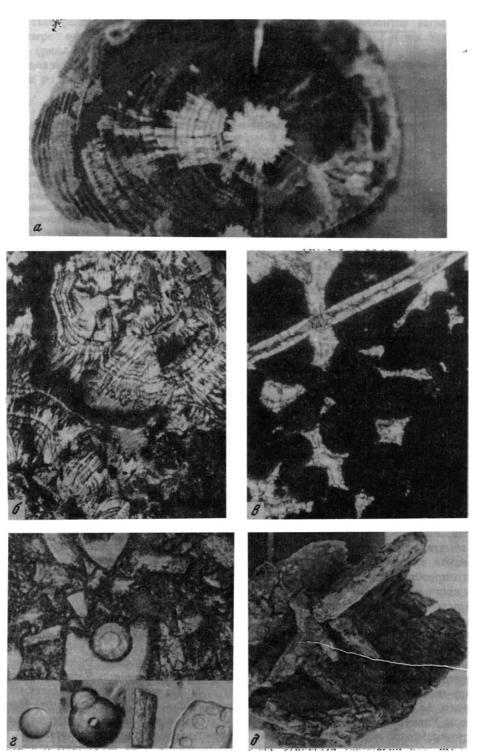
Заканчивая на этом характеристику не измененных (либо слабо измененных) процессами аридного субсинхронного почвообразования и выветривания пород ассоциации, необходимо отметить следующее.

В области осадконакопления характеризуемой эпохи отлагались относительно однородные по составу осадки — существенно смектитовые глины, кварцевые алевриты и пески. В процессе седиментации осадки часто подвергались воздействию аридного выветривания, длительное развитие которого приводило к глубокому изменению состава исходного минерального субстрата и формированию аридных горизонтов выветривания. Ниже остановимся на характеристике этих образований.

# Вещественный состав отложений, измененных процессами субсинхронного почвообразования и выветривания

Как было отмечено раньше, породы, преобразованные интенсивным химическим выветриванием, слагают в разрезах описываемой ассоциации до 50% всего ее объема. Они образуют зонально построенные профили выветривания, чередующиеся в раз-

Р и с. 36. Формы выделения кремнистых минералов в северозайсанской свите Южного Призайсанья a — окремненная древесина, разрез Жак-Тологай, увел. 2;  $\delta$  — халцедоновая конкреция, разрез Динозавровый, шлиф. увел. 70; a — опализированные копролиты (темные), сцементированные халцедоновым цементом, и халцедоновый прожилок, разрез Жак-Тологай, шлиф. увел. 70; a — кремнистые фитолиты, окремненные споры грибков, разрезы Улькен-Текурмас, Саргамыс, увел. 180—200; a — псевдоморфоза халцедона по друзе гипса, разрез Тайжузген, нат. вел.



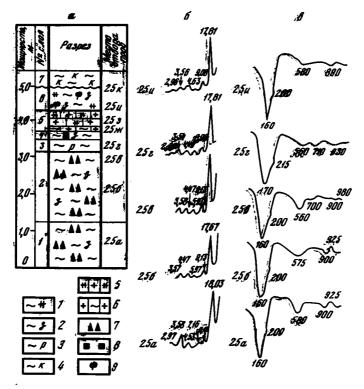


Рис. 37. Строение и состав известковисто-кремнисто-монтморидлонитового горизонта выветривания, разрез Улькен-Тектурмас

a — литологическая колонка;  $\delta$  — дифрактограммы глин, насыщенных эмилен-гликолем (фракция < 0,001) термограммы глин (< 0,001);  $\delta$  — термограммы; глины:

резе ассопиации с нормальными осадочными породами, и сменяются ими по простиранию. Такие профили получили в литературе название горизонтов выветривания [Цеховский, Ерофеев, 1969; Ерофеев, 1964], они описаны нами выше, при характеристике гемалит-каолиновой ассоциации. Только в отличие от последней горизонты выветривания толици монтмориллонитовых пестроцветов несут на себе признаки химического преобразования в условиях аридного климата, что обусловило специфические особенности их состава и строения. Среди них выделяется несколько типов горизонтов выветривания или элювиальных профилей.

1. Известково-креминето-монтмориллонитовый тип горизонтов выветривания. Это один из основных типов горизонтов, он тяготеет к нижней части разреза голици монтмориллонитовых пестроцветов (северозайсанская свита).

Данный тип горизонтов выветривания морфологически выражен очень ярко. В его верхней части постоянно присутствует известковисто-кремиистый или кремнистый панцирь мощностью до 0.5-1.2 м (см. рис. 30, a,  $\delta$ ). Полное строение профиля можно наблюдать во многих выходах северозайсанской свиты вдоль отрогов хребта Манрак (разрезы Улькен-Тектурмас, Саргамыс, Жак-Тологай и др.). Детали строения известковисто-кремнисто-монтмориллонитовых горизонтов выветривания не остаются одинаковыми, что позволяет выделить здесь ряд подтипов. Они несколько отличаются друг от друга составом панциря (известковисто-кремнистый либо кремнистый), составом подстилающих панцирь глинистых зон.

<sup>1</sup> — окремненные, 2 — зеленые, 3 — розовые, 4 — красные; корки: 5 — кремнисто-известковистая, 6 — глинисто-известковистая; пятыа: 7 — вертикальные красные гидроокислов  $\mathbb{F}_{6}$ , 8 — черные гидроокислов  $\mathbb{M}_{6}$ ; 9 — скопления обычнованных фитолитов

Коротко рассмотрим строение и состав данного типа горизонтов выветривания на примере одного из них, представленного в разрезе у подножия сопок Улькен-Тектурмас (рис. 37). Для иллюстрации особенностей минерального состава слагающих его элювиальных зон будем также привлекать некоторые фактические данные из других сходных по типу профилей. В строении характеризуемого профиля отмечается (снизу вверх):

1. Материнские породы профиля — глины светло-зеленые, неслоистые, комковатые, чещуйчатой микроструктуры с красными и коричневыми пяднами гипроокислов — Е 2. Нижняя зона эльвиального профиля — глины светпо-зеленые, восковидные, веслоистые, комковатые, чещуйчатой и колломорфной микроструктуры, с большим количеством красных пяктея гипроокислов железа . Средняя зона элювиального профиля — глины светло-розовые, неслоистые, комковатые, колломорфной микроструктуры . Тивны темно-зелемые, неслоистые, комковатые, колломорфной микроструктуры . С глины темно-зелемые, неслоистые, комковатые, с пятнами омарганцевания, колломорфной микроструктуры. Участками в них встречаются известковистые стяжения. Во многих шламфах наряду с обломочными зернами кварца наблюдаются выделения биогенного овла, напоминающие споры грибков		mouplous m
за. Средняя зона элювиального профиля — глины светло-розовые, неслоистые, комковатые, колломорфиюй микроструктуры	чешуйчатой микроструктуры с красными и коричневыми пятнами гидроокислов Fe 2. Нижняя зона элювиального профиля — глины светле зеленые, восковидные,	3
4. Глины темно-зелемые, неслоястые, комковатые, с пятнами омаргандевания, копломорфной микроструктуры. Участками в них встречаются известковистые стяжения. Во многих шламфах наряду с обломочными зернами кварца наблюдаются выделемия биогенного овала, напоминающие споры грибков  5. Верхняя зова элювиального профиля — кремнисто-карбенатная порода белого и серовато-белого цвета. В нижней части она сложена мелкозеринстой глинисто-калыцитовой массой (см. рис. 35, термограмма, обр. 993) с выделениями аутигенного глинистого вещества в опализированных физопитов. Местами в породе фиксируются темные округлые комочки кальцита, напоминающие копролиты червей. В средней в верхней частях кремнисто-карбонатной корки содержание аутигенных минералов кремнезема возрастает. Последние представлены здесь в основном тонко распыленным опалом, образующим пятна, стустки и стяжения в карбонатной массе, размером до 5—10 см. Характерными признаками опализированных вород являются их комковатая текстура, отсутствие слоистости. В шпифах часто выдны многочисленные скопления опализированных копрогенных выделений (см. рис. 36, 6), обусловливающие главные текстурные особенности породы. Из других биогенных образований наблюдаются фитопиты, иногда замещенные хальедоном. Последний заполняет также трещинки и пустотки, образует конкреции (см. рис. 36, 6), цементирует копролиты (см. рас. 36, 6). Встречаются также аутигенные колломорфиме глинитистые выделения.  6. Вверх по разрезу содержание кальцита и кремнезема в корке сокращается, и она постепенно сменяется плотной окремненной глиной зелемевато-сорого ввета, с кремнистыми конкрециями. Основная масса породы в шпифах представлена глинистым веществом с большем количеством опализированных фитопитов — от 15—25 до 30—40% всей породы (см. рис. 36, г). Здесь очень часто также встречаются биогенные формы, напоминающие споры грибков, замещенные опалому, иногда они образуют скопления или развиваются непосредственном на фитопитах. Хемогенные выделения, опала встречаются в форме пятей или прожилков, конкреций, за	количеством красных пятем гидроокислов железа	2
колломорфной микроструктуры. Участками в них встречаются известковистые стяжения. Во многих швыфах наряду с обломочными зернами кварца наблюдаются выделения биогенного овала, напоминающие споры грибков	комковатые, колломорфной микроструктуры	0,4
серовато-белого цвета. В нижней части она сложена мелкозернистой глинисто- кальщитовой массой (см. рис. 35, термограмма, обр. 993) с выделениями аутиген- ного глинистого вещества в опализированных фитолитов. Местами в породе фик- сируются темные округлые комочки кальщита, напоминающие копролиты червей. В средней и верхней частях кремнисто-карбонатной корки содержание аутигенных минералов кремнезема возрастает. Последние представлены здесь в основном тонко распыленным опалом, образующим пятна, стустки и стяжения в карбонатной массе, размером до 5—10-см. Характерными признаками опализированизм вород являются их комковатая текстура, отсутствие слоистости. В шпифах часто выдны многочислен- ные скопления опализированных копрогенных выделений (см. рис. 36, в), обуслов- ливающие главные текстурные особенности породы. Из других биогенных образо- ваний наблюдаются фитолиты, иногда замещенные халыедоном. Последний запол- няет также трещинки и пустотки, образует конкреции (см. рис. 36, б), цементирует копролиты (см. рас. 36, в). Встречаются также аутигенные колломорфные гли- нистые выделения.  6. Вверх по разрезу содержание кальцита и кремнезема в корке сокращается, и она постепенно сменяется плотной окремненной глиной зелемовато-серого прета, с кремнистыми конкрециями. Основная масса породы в шелифах представлена гли- нистым веществом с большим количеством опализированных фитолитов — от 15— 25 до 30—40% всей породы (см. рис. 36, г). Здесь очень часто также встречаются биогенные формы, напоминающие споры грибков, замещенные опалом; иногда они образуют скопления или развиваются непосредственно на фитолитах. Хемоген- ные выделения- опала встречаются в форме пятен или прожилков, конкреций, за- полняют пустоты в породах, местами, раскристаллизовываясь, замещаются хаще- полняют пустоты в породах, местами, раскристаллизовываясь, замещаются хаще- полняют пустоты в породах, местами, раскристаллизовывают глины коричневого щвета,	колломорфной микроструктуры. Участками в них встречаются известковистые стяжения. Во многих цивифах наряду с обломочными зернами кварца наблюдаются вы-	0,1
6. Вверх по разрезу содержание кальцита и кремнезема в корке сокращается, и она постепенно сменяется плотной окремненной глиной зелешевато-серого цвета, с кремнистыми конкрециями. Основная масса породы в цымфах представлена глинистым веществом с больным количеством опализированных фитолитов — от 15—25 до 30—40% всей породы (см. рис. 36, г). Здесь очень часто также встречаются биогенные формы, напоминающие споры грибков, замещенные опалом; иногда они образуют скопления или развиваются непосредственно на фитолитах. Хемогенные выделения опала встречаются в форме пятем или прожилков, конкреций, заполняют пустоты в породах, местами, раскристаллизовываясь, замещаются хащедоном	5. Верхняя зона элювиального профиля — кремнисто-карбонатная порода белого и серовато-белого цвета. В нижней части она сложена мелкозернистой глинисто-кальцитовой массой (см. рис. 35, термограмма, обр. 993) с выделениями аутигенного глинистоко вещества в опализированных фитолитов. Местами в породе фиксируются темные округлые комочки кальцита, напоминающие копролиты червей. В средней и верхней частях кремнисто-карбонатной корки содержание аутигенных минералов кремнезема возрастает. Последние представлены здесь в основном тонко распыленным опалом, образующим пятна, стустки и стяжения в карбонатной массе, размером до 5—10 см. Жарактерными признаками опализированных верод являются их комковатая текстура, отсутствие слоистости. В шимфах часто выдны многочисленные скопления опализированных копрогенных выделений (см. рис. 36, в), обусловнивающие главные текстурные особенности породы. Из других биогенных образований наблюдаются фитолиты, иногда замещенные изапедоном. Последний заполняет также трещинки и пустотки, образует конкреции (см. рис. 36, в), вементирует копролиты (см. рис. 36, в). Встречаются также аутигенные колломорфные гли-	
доном	нистые выделения	. 0,6
and minimum and and are a constitution that the state of	доном	0,6 2

Из приведенного разреза видно, что мы имеем дело с типичным профилем выветривания, венчающимся почвой. Материнские породы — это слой 1. Вверх по разрезу (слои 2, 3, 4) интенсивность изменения осадков возрастает. Наиболее сильно гипергенные преобразования выражены в кремнисто-карбонатной корке (слой 5), пронизанной ходами червей и содержащей фитолиты. Самый же верхний горизонт профиля (слой 6) представляет собой зону перегноя опавших листьев, органическая часть которых полностью разрушилась, а опализированные клетки образовали скопления фитолитов, сцементированных глинистой массой. Гниение и разрушение органики в почве привели к появлению спор грибков и колоний бактерий, замещенных позднее опалом. Картина минеральных преобразований иллюстрируется некоторыми результатами силикатного (табл. 4), дифрактометрического и термического (рис. 37, 6, 8) анализов образцов пород и их глинистых фракций.

Данные силикатного анализа свидетельствуют, что в корке верхней зоны профиля резко возрастает содержание SiO<sub>2</sub> (в обр. 253 — 93,27%) и карбонатов Ca (в обр. 25ж —

Таблица 4 Химический состав пород и глинистых фракций из аридных горизонтов выветривания северозайсанской свиты Южного Призайсанья, вес. %

№ обр. ——	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO
1-25a	57,83	0,89	14,57	9,15	0,01	0,08	1,60
25a*	48,62	0,85	20,05	7,01	0,15	0,09	1,14
1-256	49,11	0,94	14,26	18,91	Не обн.	0,28	1,61
256*	50,15	0,85	17,95	4,20	0,35	0.07	0,92
1-25в	53,18	0,26	22,47	2,63	0,01	0.10	1,49
25в*	51,19	0,34	19,72	4,15	0,14	0,11	1,26
1-25r	54,49	0,13	20,89	1,69	0,01	0,10	1,50
25г*	51,21	Не обн.	21,89	1,48	0,07	0,11	1,82
1-25ж	4,97	То же	0,92	0,17	0,07	0.05	51.05
l –253	93,27	0,04	1,00	Не обн.	0,19	0,01	2,27
l —25и	66,59	0,42	11,72	3,24	Не обн.	0,16	1,46
25и*	57,00	0,43	16,97	2,94	То же	0.10	1,21
l –E–1	93,43	0,75	0,96	1,05	1,00	0,02	0,22

<sup>\*</sup>Глинистые фракции < 0,001

Примечание. Разрез Улькен-Тектурмас. Глины: 1-25а — красная с зелеными пятнами, 1-25б — зеленая с красными пятнами, 1-25в — зеленая, 1-25г — розовая, 1-25и — зеленая окремненная; участки корки: 1-25ж — известковистый; 1-25з — кремнистый. Разрез Жак-Тологай: 1-E-1 — кремнистая корка. Не обн. — не обнаружено.

CaO = 51,05%;  $CO_2 = 39,55\%$ ). Существенные преобразования испытывает глинистое вещество. Уже в шлифах хорошо видно, что исходные глины преимущественно чешуйчатой микроструктуры в средней и верхней частях профиля все больше и больше преобразуются в колломорфные.

Данные дифрактометрического, термического и силикатного анализов глинистых фракций свидетельствуют, что глинистое вещество материнских пород и пород нижней зоны (обр. 25а, 25б) слагается смесью монтмориллонита и нонтронит-бейделлита и содержит небольшую примесь гидрослюды и каолинита. В средней и верхней частях профиля глины становятся более мономинеральными, существенно монтмориллонитовыми (обр. 25в, 25г, 25и), причем наиболее высококачественные монтмориллониты приурочены к средней части профиля (обр. 25в и 25г). Следовательно, в характеризуемом профиле происходит разрушение гидрослюд и каолинитов, небольшая примесь которых присутствует в исходной породе. Кроме того, существенному преобразованию подвергается и само смектитовое вещество, железисто-монтмориллонитовая составляющая которого преобразуется в алюминиевый монтмориллонит, а высвобождающееся при этом Fe выносится из профиля вместе с Fe глинистого пигмента. В верхних зонах профиля фиксируется также некоторое увеличение MgO (2—4%), которое, вероятно, входит в состав новообразованных глин.

Процессы минералообразования в других типах известковисто-кремнисто-монт-мориллонитовых горизонтов выветривания (разрезы Саргамыс, Жак-Тологай и др.) в своей основе остаются сходными с охарактеризованными и отличаются лишь отдельными деталями. Например, в профилях у сопок Жак-Тологай в составе корки совершенно отсутствует калыцит; вся она слагается опалом и халцедоном.

Более детально вопросы строения, состава и минеральных преобразований в элювиальных профилях характеризуемого типа рассмотрены в специальных публикациях [Цеховский, 1973; Цеховский и др., 1973].

В зимунайской свите известковисто-кремнисто-монтмориллонитовый тип горизонта выветривания с кремнистой коркой мощностью 0,2 м, переполненной скоплениями опализированных фитолитов или грибков, наблюдался в разрезе западнее пос. Питомник.

MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H₂O⁺	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	CO <sub>2</sub>	С	Σ
1,99	1,63	0,22	0,05	4,88	6,71	Не обн.	Не обн.	99 56
2,13	0,36	0,29	0,05	7,84	11,40	,,	,,	99,98
2,53	1,42	0,07	0,01	4,22	7,17	**	**	100,61
2,69	0,08	0,03	0,12	7,14	15,64	**	**	100,19
2,62	1,70	0,05	Не обн.	6,76	8,37	**	**	99,64
2,84	0,35	0,14	0,03	7,18	13,03	**	**	100,48
3,48	1,85	0,05	Не обн.	5,80	9,60	**	**	99,59
2,57	0,98	0,08	0,06	6,04	14,32	**	**	100,63
Не обн.	0,64	0,14	0,01	1,32	1,00	39,55	**	99,89
То же	0,25	0,18	0,05	1,37	0,56	0,88	**	100,07
2,35	1,63	0,10	0,005	4,27	7,57	Не обн.	,,	99,51
2,39	0,07	0,10	0,10	6,10	13,03	,,	0,14	100,58
0,13	0,10	0,10	0,01	1,0	Не обн.	2,16	Не обн.	99,63

Присутствие в характеризуемых профилях огромного количества скоплений фитолитов, многие из которых напоминают современные фитолиты злаковых растений, позволяет предположить, что их формирование происходило в ландшафтах, сходим с современными сухими травянисто-злаковыми саваннами. В современную эпоху в сухих саваннах и тропических пустынях Африки и Австралии широко развиты процессы почвенного окремнения. Интересно, что в составе современных элювиальных покровов сухих савани и тропической пустыни равнины Гезира в Центральной Африке в составе глинистого вещества доминируют смектиты, которые, как и в охарактеризованных выше почвах, состоят из нонтронит-бейделлитовых и монтмориллонитовых пакетов [Цеховский и др., 1973, с. 65].

- 2. Группа загипсованных аридных горизонтов выветривания. Эта группа объединяет в себе большой ряд аридных элювиальных образований, в которых выветривание исходных пород сопровождалось гипсонакоплением (в различных типах солончаковых почв). Многие разновидности данных горизонтов выветривания резко различаются по литологическому составу слагающих их пород. Однако большинство из них изучено еще недостаточно. Среди данных горизонтов выветривания мы выделили следующие типы:
- а) пестропветный доломит-гипсово-монтмориллонитовый; б) гипсово-монтмориллонитовый; в) гипсово-кремнисто -монтмориллонитовый.

Ниже приводим их краткую характеристику.

Пестроцветный доломит-гипсово-монтмориллонитовый тип горизонтов выветривания. Данная разновидность элювиальных профилей, детально охарактеризованных Ю.Г. Цеховским и др. [1974], широко развита в коричневых пачках пород зимунайской свиты и хорошо представлена, например, в разрезах Калмакпай, Уйдене, Кусто-Кызылкаин и многих др. Наиболее ярким внешним признаком данных выветрелых пород служат многочисленные корневидные каналы озеленения в красноцветных породах, сформировавшиеся вокруг разложившихся корней растений или такырных трещин. Кроме того, эти породы обычно содержат выделения гипса или доломита.

В качестве примера приведем краткое описание двух профилей (рис. 38) из разрезов Кусто- Кызылкаин (проф. 35) и из разреза Калмакпай (проф. 38).

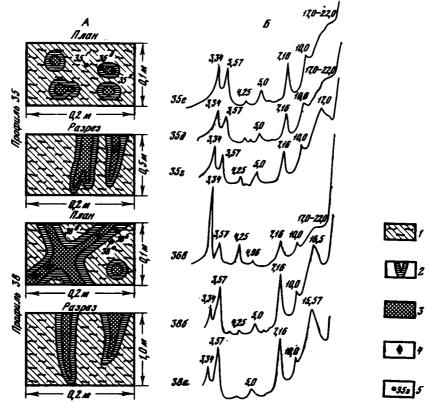


Рис. 38. Строение и состав пестроцветного поломит-гипсово-монтмориллонитового горизонта выветривания

A— зарисовки проф. 35 (из обнажений Кусто-Кызылкани) и проф. 38 (из обнажений Калмакпай); B— рентгендифрактограммы фракции < 0,001 мм (воздушно-сухие препараты); I— глины коричневые; 2— ярко-красная оторочка; 3— глина озелененная; 4— койкреции доломита; 5 точки отбора проб, их номер

Материнскими породами обоих профилей служат коричневые пролювиально-солончаковые глины, слабо загипсованные, существенно монтмориллонитовые с примесью каолинита и гидрослюды. В строении горизонта выветривания фиксируется одна пестроцветная зона. В проф. 35 в ней выделяются каналы озеленения, имеющие округлую форму в плане диаметром 1—5 см. В разрезе длина корневидных каналов — пятен прослеживается на глубину до 30—50 см. К подошве зоны диаметр каналов сокращается, иногда они разветвляются на более мелкие каналы, повторяя очертания корневой системы древних растений. На контакте пятен озеленения с коричневой вмещающей породой повсеместно появляется колыцеобразная ярко-красная оторочка ожелезненной глины толщиной 3—20 мм. В глинистых породах характеризуемой зоны встречаются конкреции гипса, иногда приуроченные к пятнам озеленения и представляющие собой псевдоморфозы по корешкам растений.

В проф. 38 разреза Калмакпай пятна озеленения и оконтуривающие их ярко-красные оторочки развиты вдоль системы вертикальных трещин, напоминающих такырные. В плане они прослеживаются на длину до 1,5—2 м, в разрезе — на глубину 0,3—1 м. Конкреции гипса в небольшом количестве встречаются как в озелененных, так и в коричневых участках породы, конкреции доломита приурочены преимущественно к пятнам озеленения. Оба характеризуемых профиля перекрываются толщей зелено-

вато-коричневых или коричневато-зеленых глин, не слоистых комковатых, содержащих гипсовые жонкреции.

Анализ дифрактограмм (см. рис. 38, E) свидетельствует о направленном изменении минералогического состава исследованных образцов. В составе исходных пород (обр. 35г, 38а) доминирует монтмориллонит с примесью каолинита и гидрослюд. В образцах из ярко-красной оторочки (35д и 38б) и особенно в образцах из озелененных участков (35е и 38в) интенсивность монтмориллонитового рефлекса резко сокращается, причем первый базальный рефлекс приобретает в воздушно-сухих препаратах все более аномально высокие значения ( $d_{001}^{\prime}$ , от 17 до 22 Å).

Монтмориллониты с близкими структурными особенностями обнаружены в современных лугово-черноземных, солончаковых, солонцовых и осолоделых почвах Барабы [Чижикова и др., 1973], а также в черных тропических почвах Восточной Африки, в условиях содового засоления и были предварительно названы структурносупердисперсными. Присутствие в характеризуемых элювиальных профилях зимунайской свиты выделений гипса и доломита, наличие супердисперсных монтмориллонитов — все это также позволяет считать, что они формировались в древних засоленных солончаковых почвах при участии содовых растворов. С течением времени характер процессов минералообразования в солончаках часто изменялся, что способствовало выпадению из растворов доломита или гипса.

Гипсово-монтмориллонитовый тип горизонтов выветривания. В ряде разрезов зимунайской свиты встречаются пласты глинисто-гипсовых пород (см. рис. 30, в), напоминающие современные гипсовые панцири или коры пустынь или полупустынь [Петров, 1973; Глазовская, 1973]. Они содержат свыше 40—60% гипса, который образует мелкопрожилковые формы выделения или скопления конкреционного гипса (разрез Жак-Тологай). Вмещающие гипс глины обычно имеют зеленые, пестрые, зеленовато-коричневые цвета окраски, преимущественно монтмориллонитовый состав. В целом характеризуемые образования ассоциации данного района изучены еще недостаточно.

Гипсово-кремнисто-монтмориллонитовый тип горизонтов выветривания. Элювиальные профили данного типа встречены в разрезах северозайсанской свиты в районе рек Тайжузген и Кара-Адыр. Особенностью их строения является присутствие в верхней части элювиальных профилей псевдоморфоз опала по конкрециям гипса (см. рис. 36, д). Материнскими породами служат существенно монтмориллонитовые глины озерно-пролювиально-солончаковых фаций, содержащие конкреции гипса. На дальнейшей стадии развития элювиальных процессов началось замещение гипса опалом, а затем и раскристаллизация последнего и образование халцедона.

По данным А.И. Перельмана [1968], в современных почвах замещение гипса опалом характерно для содовых солончаков.

3. Группа железисто-каолиновых горизонтов выветривания. Наряду с рассмотренными выше типично аридными элювиальными профилями в разрезах как северозайсанской, так и зимунайской свит встречаются единичные, типично гумидные горизонты выветривания, формирование которых отражает наличие сравнительно кратковременных периодов гумидизации климата, проявлявшихся в позднем мелу — раннем палеогене на территории Южного Призайсанья. Данные образования являются аллофильными членами ассоциации монтмориллонитовых пестроцветов и своим появлением обязаны непосредственной близости границы латерального сочленения с гумидными кремнисто-каолиновыми пестроцветами. В направлении к югу и юго-западу от Призайсанья железисто-каолиновые горизонты выветривания полностью исчезают из разрезов монтмориллонитовых пестроцветов.

В северозайсанской свите характеризуемые профили развиты в разрезах Тайжузген (см. рис. 30, д), Арасан-Талды; в зимунайской свите — в разрезах Калмакпай, Уйдене. Все эти горизонты выветривания представлены пачками пестроцветных каолиновых алевритов или глин с вертикальными красными пятнами, прожилками либо стяжениями гематита. Строение, состав и процессы минералообразования в данных горизонтах выветривания аналогичны ранее рассмотренным железисто-каолиновым элювиальным профилям пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации. В них, в частности, отчетливо выражена каолинизация монтмориллонита вверх по профилю [Цеховский и др., 1974].

## Впадины Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня

К юго-западу от территории Призайсанья толща монтмориллонитовых пестроцветов конца позднего мела-раннего палеогена прослеживается буровыми скважинами на значительных площадях под покровом кайнозойских осадков Алакульской и Южнобалхашской впадин. В большинстве разрезов мощность толщи не превышает нескольких десятков метров и только иногда достигает 100-110 м. К низам толщи тяготеют песчаные разности пород — существенно кварцевые и полевошпатово-кварцевые разнозернистые пески и алевриты с линзами и прослоями песчанистых ярко-красных и пестро-красных глин. К средней и верхней частям разреза резко увеличивается доля глинистых пород. Среди последних иногда преобладают глины серой и темной окраски, переходящие по простиранию в пестроцветные, коричневые, бурые и красные. Характерным для глинистых пород является наличие прожилков халцедона, конкреций и кристалликов гипса, кальцита, доломита (рис. 39,а). Встречаются также прослои и линзы глинисто-гипсовых пород (см. рис. 39, б). Во многих разрезах базальные пески отсутствуют, и вся толща сложена переслаивающимися и взаимосочленяющимися красно-пестроцветными, коричневыми и серыми глинами. Как и в обнажениях Южного Призайсанья, здесь наиболее яркие красные тона окраски пород тяготеют к нижней половине разреза толщи, тогда как в верхней его половине преобладают коричневые, серые и зеленовато-серые тона.

Далее на юг описываемая толща монтмориллонитовых пестроцветов прослеживается во впадинах Джунгарского Алатау: Колпаковской, Тункурузской, Константиновской и др. Во многих участках упомянутых впадин описываемые отложения верхнего мела—нижнего палеогена выходят на дневную поверхность и доступны непосредственному наблюдению.

Строение и состав толщи монтмориллонитовых пестроцветов здесь принципиально остается таким же, как и в прилегающих с севера и запада крупных прогибах Приалакулья и Прибалхашья. Нижняя часть разреза этой толщи также содержит повышенное количество песчаных разностей пород. Среди последних выделяются прослои и линзы кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаников с плотным кремнистым цементом светло-серого цвета. Пески и песчаники переслаиваются в разрезе с вишнево-красными, пестро-красными, серыми и черными, преимущественно монтмориллонитовыми глинами и реже алевритами и мергелями. Эту часть толщи мощностью до 40–50 м, содержащую споры и пыльцу палеоцена, Л.К. Диденко-Кислицына и соавторы [1971] выделяют в джамантинскую свиту. Для песчаников ее базальных слоев допускается позднемеловой возраст.

Следует, однако, заметить, что здесь, как и в Прибалхашье, преобладание песчаных разностей пород в основании толши монтмориллонитовых пестроцветов характерно не для всех разрезов, и поэтому выделение джамантинской свиты проводится довольно условно (ибо сама эта свита в таком случае литологически ничем не отличается от согласно перекрывающей ее тункурузской свиты). Примером этого может служить разрез на правобережье р.Тентек у с. Герасимовка, где обнажаются снизу вверх, по Диденко-Кислицыной и соавторам [1971, с. 142]:

Общая мощность тункурузской свиты здесь составляет 115,4 м. Слои падают на северо-запад под углом  $80^{\circ}$ .

в верхней части преобладают плотные мергели зеленовато-серой и белой окраски . . . .

Мощность верхней части свиты 88,9 м.

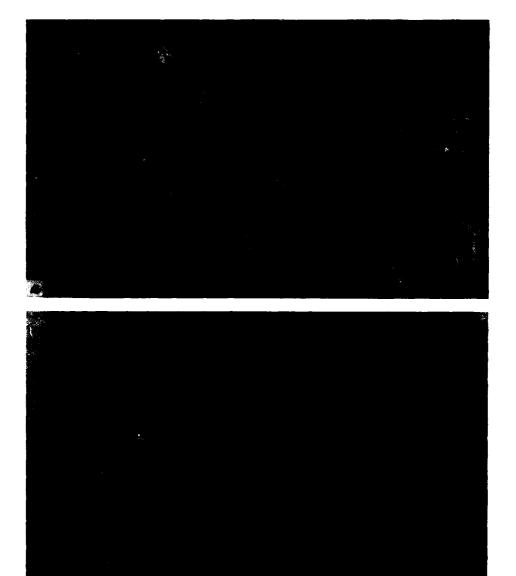
Описанный разрез у с. Герасимовка является наиболее представительным и характеризует собой состав и строение толщи монтмориллонитовых пестроцветов Джунгар-

2,4

10

25

8



Р и с. 39. Фотографии обнажений пестроцветной монтмориплонитовой кремнисто-сульфат-карбонат-ной ассоциации

a — зеленоцветные глины с конкрециями доломита (хребет Алатау);  $\delta$  — глино-гипсы, район Сулу-Терек (Киргизский хребет)

ского Алатау. Вместе с тем описанные выше слои и пачки, за малым исключением, плохо выдержаны по простиранию. Особенно резкому изменению подвержен характер окраски пород: яркие красные тона по простиранию и по мощности слоев и пачек довольно резко сменяются коричневыми, серыми, черными, пестроцветными и опять красными. Все это создает чрезвычайную пестроту окраски пород толщи, непрерывно меняющуюся от разреза к разрезу и от слоя к слою. Это связано, как и в Южном Призайсанье, с тем, что для разрезов толщи монтмориллонитовых пестроцветов Джун-

гарского Алатау также характерно чередование и взаимосочленение неизмененных и в разной степени измененных субсинхронным аридным выветриванием отложений.

Неизмененные выветриванием отложения слагают в разрезах слои и линзы более или менее ровной красной, коричневой или серой окраски, хорошо сохраняющие первичные седиментационные текстурно-структурные признаки. В описанном выше разрезе у с. Герасимовка таковыми являются в джамантинской свите слои 2, 6; в тункурузской свите — слои 1, 4, 6, 9, 11, 13, 19, 20. Завершающая разрез тункурузской свиты пачка мергелей (слой 20) хорошо выдержана в Колцаковской впадине и прослеживается на значительной площади в бассейнах рек Шет-Тентек, Орта-Тентек и Тентек, представляя собой осадки довольно крупного озерного бассейна. Отложения других фациально-генетических разновидностей (пролювиальных, адлювиально-пролювиальных, мелких озер и болот), как правило, выдержаны значительно хуже.

Измененные процессами субсинхронного аридного выветривания и почвообразования отложения теряют первичные седиментационные текстурно-структурные признаки, приобретают пестроцветно-пятнистые тона окраски, среди которых преобладают темносерые, с бурыми пятнами, и красно-пестроцветные. В них появляется гамма хемогенных новообразований, состав которых зависит от фациальной природы субсинхронного выветривания и почвообразования.

Весьма широко в разрезах монтмориллонитовых пестроцветов Джунгарского Алатау представлены горизонты выветривания, образованные содовыми солончаками. В описанном выше разрезе у с. Герасимовка этм образования наиболее ярко представлены слоями 12 и 17. Это зеленовато-серые, пецельно-серые и темно-серые монтмориллонитовые глины, полностью утратившие имевшиеся первичные седиментационные текстурные признаки, рассеченные в разных направлениях штокверкообразной системой гипс-кальцит-халиедоновых жил. Большая часть этих жил ориентирована перпендикулярно или наклонно к плоскостям напластования. Часто жилы ветвятся, расщепляются на несколько более мелких жил мощностью от 3—5 до 25 см, они прослеживаются на глубину до 1,5 м. Между ними располагается сеть более тонких жил и жилочек, вплоть до волосовидных.

В шпифах очень хорошо видна стадийность формирования минерального вещества этих жил. Первая стадия — выпадение из раствора и кристаллизация гипса в виде мелкокристаллического минерального агрегата, выполняющего тело жилы. На второй стадии происходит процесс замещения гипса пелитоморфным кальцитом. Гипс остается только в виде реликтовых пятен и изолированных кристаллов в массе пелитоморфной извести. Наконец, на завершающей третьей стадии и кальцит и гипс замещаются окисью кремния — опалом, халцедоном. Здесь иногда и образуются псевдоморфозы халцедона по гипсу. И в зависимости от того, насколько полно прошел процесс подобного замещения, находятся минеральный и химический составы той или иной жилы — от гипс-карбонат-кремнистого до чисто кремнистого (табл. 5, обр. 207/69д, 207/69г). Подобный порядок минералообразования, по А.И. Перельману [1968], является характернейшей чертой содового процесса эпигенеза.

В отложениях, подвергавшихся преобразованию в содовых солончаках, происходили восстановление окисных соединений Fe и частичная миграция его за пределы профиля выветривания. С этим связано появление зеленовато-серых, вплоть до черных, окрасок. Однако довольно часто Fe, не покидая профиля, тут же концентрировалось в виде отдельных пятен и полос бурого и красного цвета.

Не менее широко распространены и горизонты выветривания, профиль которых венчается плотной кремнисто-карбонатной и карбонатной кирасой типа "каличе". Подобный тип профиля выветривания был подробно описан выше, при характеристике разрезов толщи Южного Призайсанья (известково-кремнисто-монтмориллонитовый тип). В Джунгарском Алатау его можно наблюдать в разрезе левого борта долины р. Тентек при выходе ее из гор в урочище Верхний Кызылтагой.

В основании видимого разреза толщи монтмориллонитовых пестроцветов эдесь залегает слой кварцевого песчаника мощностью 0,5 м с плотным кремнистым цемен-

Таблица 5 Химический состав хемогенных образований пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации Джунгарского Алатау, вес. %

Окислы	Обр. 207/69 <sup>Д</sup> , кремнистая корка	Обр. 207/69 <sup>Г</sup> , кремнисто- карбонатная корка	Обр. 207/69 <sup>е</sup> , карбонатная конкреция	Обр. Дж-4, кар- бонатная кира- са типа "каличе"	Обр. Дж-10, кремнисто-карбо- натная кираса типа "каличе"
SiO <sub>2</sub>	93,28	62,21	3,53	12,76	50,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,42	2,81	2,05	3,65	2,19
TiO <sub>2</sub>	Не опр.	0,03	0,06	0,17	0,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,17	0,50	0,41	1,89	0,90
FeO	0,14	0,28	0,14	0,10	0,11
CaO	2,24	17,32	49,92	44,35	22,62
MgO	0,27	0,97	1,07	Не обн.	Не обн.
MnO	0,03	0,34	0,11	0,10	0,06
$P_2O_5$	0,01	0,02	0,09	0,05	0,03
K <sub>2</sub> O	0,02	0,08	0,08	1,01	0,86
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,24	0,18	0,34	Не обн.
П.п.п.	2,87	16,17	41,74	36,02	21,86
Σ	99,53	100,97	99,38	100,03	99,58

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории Алтайского отдела ИГН им. К.И.Сатпаева. Не опр. – не определено.

том. На нем залегает слой серых и темно-серых монтмориллонитовых глин, утративших первичные седиментационные текстурные признаки, мощностью 6 м. В глинах часто отмечаются прожилки и огромные  $(0,5 \times 1 \text{ м})$  караваеобразные выделения карбоната Са. К верхнему контакту известковистость глин резко увеличивается, и они постепенно сменяются плотной кремнисто-известковистой кирасой мощностью до 1 м. Основная масса пород кирасы сложена пелитоморфным кальцитом, в котором в виде пятен и тонких прожилок обособляется опал-халцедон. Горизонт выветривания перекрывается пятиметровым слоем малиново-красных глин, не измененных субсинхронными процессами выветривания и почвообразования. В вышележащих частях этого разреза неоднократно встречаются профили выветривания, подобные выше описанному, но менее мощные (1,5-2м) и завершающиеся карбонатными и гипсово-карбонатными кирасами (см. табл. 5).

В разрезах толщи монтмориллонитовых пестроцветов Джунгарского Алатау представлены и другие типы профилей выветривания, аналогичные уже описанным в Южном Призайсанье. Поэтому на характеристике их мы останавливаться не будем во избежание повторений. Укажем только, что глинистые отложения ассоциации, прошедшие через субсинхронное выветривание и почвообразование, приобрели наиболее чистый монтмориллонитовый состав (рис. 40, обр. Дж—7, Дж—18), чему мы и обязаны появлением в Джунгарском Алатау (как и в Южном Призайсанье) крупных месторождений адсорбентов. Эти породы часто содержат здесь выделения гипса, кальцита либо доломита (см. рис. 40, обр. Дж—4).

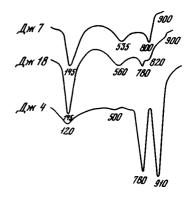
Близость вещественного состава пород толщи монтмориллонитовых пестроцветов Южного Призайсанья и Джунгарского Алатау подчеркивается близостью их валового химического состава (табл. 6). Обращает на себя внимание тот факт, что для глинистых пород ассоциации характерно сравнительно низкое (менее 2%) содержание  $K_2$  О, что выделяет их из близких по природе аридных образований (сравните с табл. 2, 3). Это связано с тем, что основная масса глинистого вещества пород представлена монтмориллонитом. Наиболее чистые монтмориллонитовые породы (бентонитовые глины) содержат  $K_2$  О только в десятых долях процента. И, наоборот, некоторые редкие слои

Р и с. 40. Термограммы образцов пород из Джунгарского Алатач

Дж-7, Дж-16 - глины зеленоцветные; Дж-4 - доломитовые конкреции

и линзы песчанистых глин, не подвергшихся воздействию процессов субсинхронного выветривания, глинистое вещество которых сложено полиминеральными смесями, отличаются содержанием  $K_2 \, O > 2\%$  (табл. 6, проба 103-91).

Во впадинах Тянь-Шаня отложения монтмориллонитовых пестроцветов позднего мела—раннего палеогена распространены фрагментарно и выделяются пока в большой мере условно. К



этим образованиям отнесена маломощная (первые десятки метров) толща красных и пятнисто-красных глиногипсов и интенсивно загипсованных глин, распространенных на некоторых участках прогибов в основании разреза кайнозоя. Она обнажается фрагментарно вдоль южного и юго-западного борта Боомского ущелья в районе с. Кок-Мойнок. В основании разреза толщи в этом районе залегает пласт буро-красных пластинчатых глин мощностью 1,5—3 м, рассеченных в разных направлениях сеткой тонких карбонатных прожилков. Выше по разрезу глины постепенно сменяются пластом конкреционного глинистого известняка мощностью 3—3,5 м. Данная порода представляет собой агрегат округлых карбонатных конкреций коричневато-серого цвета размером от 2 до 15 см, плотно сцементированных бурой известковистой гипсоносной глиной. В верхней части пласта отмечаются жилы и пятна (до 0,5 м в диаметре) тонкокристаллического гипса. В направлении к верхнему контакту загипсованность увеличивается.

Выше по разрезу залегает пачка ярко-красных и пятнисто-красных плотных глиногипсов мощностью от 4,5 до 20 м (см. рис. 39, а). По простиранию окраска глиногипсов иногда приобретает зеленовато-серые и серые тона и в них появляются тонкие прожилки и пятна гипс-кальцит-халцедонового и халцедонового состава (например, в обнажениях юго-западного борта Боомского ущелья в районе пересечения ЛЭП). Довольно часто эти жилы и пятна присутствуют и в верхах пласта конкреционного известняка. Для жил характерен тот же порядок кристаллизации и замещения минералов, что и для подобных же образований Джунгарского Алатау: первым кристаллизуется гипс, замещаемый затем кальцитом, который, в свою очередь, замещается опал-халцедоном. Иначе говоря, мы здесь видим то же самое проявление содового процесса.

Пачкой глиногипсов заканчивается разрез пестроцветов и на него с размывом обычно ложатся полимиктовые пески красноцветов кайнозоя (чаще всего олигоценовой джетыогузской свиты).

Подобный вышеописанному тип разреза пестроцветов характерен для прогибов, примыкающих к Киргизскому хребту (впадины Кокджарсу и Сулутерек, Боомское ущелье, северный склон хребта в районе рек Шамси, Буурду и др.). Во всех пунктах, где установлены выходы данных отложений, они подстилаются глинисто-щебнистыми образованиями аридной коры выветривания и зачастую (особенно когда в разрезе отсутствует пласт известняка) границу между глинами коры выветривания и гипсоносными глинами пестроцветной толщи провести весьма затруднительно. Однако в большинстве естественных разрезов пестроцветной кремнисто-сульфат-карбонатной толщи между ней и корой выветривания внедрены силловые залежи долеритов, которые ранее описывали как покровы базальтов [Петрушевский, 1948; Шульц, 1948; и др.]. Проведенное нами в 70-х годах изучение взаимоотношений базальтов с вмещающими отложениями в районах Тору-Айгыра, Боомского ущелья, впадины Кокджарсу, Южного Прииссыккулья и ряда других районов однозначно показало, что

Таблица б Химический состав пород пестроцветной кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации Южного Призайсанья и Джунгарского Алатау, вес. %

№ пробы	Порода	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	F6O	CaO	MgO
1		Юж	ное При	зайсань	e		
Юз-52	Песок	66,13	13,64	3,24	Не обн.	0,84	1,72
Юз-54	Глина	53,97	17,15	5,03	,,	1,68	2,22
Юз-55	**	62,46	12,82	4,69	**	1,68	2,12
0з-59	**	53,01	14,01	10,77	0,28	2,03	1,82
Юз-34	11	59,73	15,14	6,02	0,08	1,12	1,52
Юз-91	**	54,85	14,70	5,56	Не обн.	1,82	3,24
Юз-92	**	71,69	9,89	4,34	0,11	0,42	1,30
Юз-93	**	48,98	11,63	4,25	0,08	11,50	0,97
Юз-95	Алеврит	75,98	7,52	1,56	0,22	2,24	0,65
Юз-99	Глина	64,00	15,45	4,79	Не обн.	0,28	1,19
		Джу	унгарски	и Алат	a y		
206/69 <sup>a</sup>	Глина	51,44	15,83	5,73	0,14	2,60	3,52
206/69 <sup>6</sup>	**	51,07	19,83	7,13	0,14	1,57	2,24
206/69 <sup>B</sup>	**	47,90	17,86	6,50	0,09	4,93	1,55
Дж-3	11	51,12	15,44	6,11	0,10	7,28	0,16
Дж-11	**	42,06	7,15	2,60	0,14	22,42	Не обн
Дж-18	**	50,10	17,89	6,58	0,15	3,69	1,69
Дж-13	Песчаник кремнистый	90,78	Не обн.	2,06	0,12	1,33	0,32

Примечание. Не обн. — не обнаружено. Не опр. — не определялся. Анализы выполнены в химпаборатории Алтайского отдела ИГН им. К.И. Сатпаева.

мы имеем дело с типичными силловыми залежами долеритов. На это указывают обожжение вмещающих пород как нижнего, так и верхнего контактов, ксенолиты перекрывающих пород в долеритах, часто секущее положение тела долеритов по отношению к напластованию и т.п.

Описанный выше тип разреза пестроцветной толщи характеризует собой преимущественно пролювиально-солончаковые образования. Об этом свидетельствуют плохая в целом сортировка глинистых пород (в них часто присутствуют плохо окатанные песчинки разного размера), грубое напластование и интенсивная карбонатизация и загипсованность по солончаковому типу (система разнообразных жил и пятен, глинисто-гипсовые агрегаты типа "гажи").

Близкие по составу образования представлены и в обнажениях правобережья р. Акбулак при выходе ущелья из гор Каратау (южный борт Нарынской впадины). Описывамая толща здесь представлена коричнево-красными глинами, пронизанными сеткой разнонаправленных прожилков гипса. Встречаются мелкие конкреции карбоната Са. Глины лежат на слабо размытой поверхности коры выветривания по известнякам карбона. Именно из этого разреза и были извлечены псевдоморфозы по верхемеловым нижнепалеогеновым спорам и пыльце, списочный состав которых приводился выше.

Иной по фациально-генетическому составу отложений разрез описываемой толщи представлен в долине р. Тору-Айгыр у северо-западного борта Иссык-Кульской впадины. Здесь, в левом борту долины (у выхода крутопадающего тела долеритов) обнажаются крупнозернистые сильно выветрелые (до состояния глинистой дресвы) граниты бурого цвета, покрытые сверху карбонатной коркой типа "каличе". На ней залегают следующие слои (снизу вверх):

Мощность, м

<sup>1.</sup> Песчаник крупнозернистый существенно кварцевого состава с включением редких щебенок кварца: к верхнему контакту крупность зерна уменьшается . . . . . .

<sup>2.</sup> Гравелит полевошпатово-кварцевого состава с плотным известковым цементом .

п.п.п.	TiO,	Mho	P203	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	so,	Σ
т	, <u> </u>	Ю	жное Пр	изайсан	P Gr.		
5,52	0,61	0,04	0,09	2,46	3,23	0,10	99,97
10,50	0,61	0,07	0,16	0,31	1,44	0,28	99,47
6,76	0,68	0,07	0,13	0,55	1,41	0,11	99.14
7.94	1,02	0,03	0,15	0,19	0,88	2,96	100,56
6 <sub>2</sub> 25	0,93	0,06	0,10	1,92	1,95	1,02	99,84
8,60	0,85	0,10	0,09	2,32	1,51	1,60	100,40
5,10	0,98	0,06	0,044	1,35	0,41	1,87	100,28
10,57	0,71	0,08	0,04	1,03	0,26	0,85	99,23
3,86	0,95	0,04	0,04	1,32	0,42	3,22	99,68
6,21	1,30	0,04	0,05	1,81	1,43	0,85	100,07
			Джунгар	ский: Ал	гата у		
17,20	1,200	0,04	0,08	0,72	1,83	0,16	100,22
15,28	1,19	0,03	0,09	0,43	1,40	0,19	100,41
15,90	0,90	0,06	0,18	1,53	1.72	0,20	99,10
115,06	0,73	0,03	0,07	1,89	1,88?	Не опр.	100,03
23,50	0,35	0,10	0,06	0,10	0,34	"	99,82
15,40	0,90	0,08	0,22	1,10	1,69	11	99,39
1,90	0.10	0,01	_	1,58 <sup>6</sup>	0,64	99 "	98,84

	Мощность, м
3. Глина пестре кранцого паста с редкими кристаллами гипса. 4. Граванит существение комриский с примеско обломков полевого шпата,	
линуайн посчаников; с тлинусший фементом красного цеста .  5. Посчание мериозеринеский мезомиктобого состава с тлинистым цементом бу	. 1,5
ровато коричневого противнию менью сериновах песчаников с плотным глинистым	. 4 4
цементом, окраплания в буровате ворической тона, с линзами крупно- и грубозер нистых песчаников с тлинесто наробнатизім цементом.  7. Домерат (сипловат занежь), у верхнего и нижиего контактов вмещающие по	. 10
роды обожженые  8. Мергель бурьение чиним светно серой окраски спетка обожженый	
9. Глина бентоничена буро-крабного цвета прадпельноспоистая с редкими пробиму при	. 1 И
репкие обломочки костой позвоночных.  11. Глини песчаниетая (зерке представлены капрцем) розовато коричневого цвет с редкими менямим крастарликами гипса; в слое часты линбы зеленых глин с	. 0,7
облонивани костой нозвоночных и корочками хамиедона!	. 5
12 Песок тийнистыя разночернистый, существенно кайристого состава 13. Глина красночурка с большим количеством компрочий и прожилиов гипса по простиранию глина часто первходит в песчанистый глинотипе (таготеющий к кров	. 1
пе разреза)	

Выше на этот разрез пожатся полимиктовые базальные песчаники джетыогузской свиты олигоцена!

В описанном разреже преоблациот отложения руслового (пески) и пойменного (песчанистые глины) алиювин присутствуют озерно-солончановые (мергели, гипсоносные монтмориилониювые глины) и пролювиятьно-солончановые (глиногипс)

образования. Во всех фациально-генетических разновидностях отложений в составе обломочного материала резко преобладает кварц. Глинистое вещество пород, согласно исследованиям Л.Н. Вертунова [1969], сложено монтмориллонитом. Среди аутигенных образований главными являются пелитоморфные карбонаты Са и Мg (конкреции, пятна, цемент), гипс и опал-халцедон.

Следует отметить, что разрез по р. Тору-Айгыр является пока что единственным разрезом самых низов кайнозойской толщи прогибов Тянь-Шаня, охарактеризованным фаунистически. Возраст собранной в данном захоронении фауны [Беляева и др., 1974] сейчас определяется средним эоценом. Однако необходимо учитывать, что фауна собрана из верхней части разреза, тогда как отложения его нижней части, безусловно, имеют более древний возраст. На это указывают и имеющиеся определения абсолютного возраста внедрившихся долеритов — 55 и 43 млн. лет.

# Парагенетические связи и отношения элементарных составляющих ассоциации

Литологическую индивидуальность пестроцветной монтмориллонитовой кремнистосульфат-карбонатной ассоциации как самостоятельного типа парагенеза подчеркивают следующие ее специфические характеристики.

- 1. Преимущественно тонкий алеврито-глинистый и глинистый состав отложений. Песчаные разности пород имеют подчиненное значение, а грубообломочные практически отсутствуют (за весьма и весьма редким исключением).
- 2. Преобладающее большинство отложений представлено пролювиальными фациально-генетическими типами.
- 3. Относительно высокая (в сравнении с другими аридными ассоциациями) степень эрелости обломочных компонентов пород.
- 4. Почти повсеместное резкое доминирование в составе глинистого вещества пород минералов монтмориллонитовой группы.
- 5. Преобладающая по массе часть отложений преобразована процессами субсинхронного аридного выветривания и почвообразования.
- 6. Отсутствие в подавляющей массе пород реакционно-способного органического вещества. Присутствующие в некоторых разрезах несколько обогащенные органикой линзы темно-серых и черных глин и алевритов составляют ничтожную долю массы отложений.
- 7. Пестроцветный тип окраски пород, образованный сочетанием красных, коричневых и зеленовато-серых тонов; характерна невыдержанность окраски пород по простиранию и по разрезу.
- 8. Широко распространенная ассоциация аутигенных образований монтмориллонита, карбонатов и сульфатов щелочноземельных оснований, свободной окиси кремния (опал, халцедон).

Ядром перечисленного множества являются характеристики 4-8. Они обнаруживают между собой довольно тесную связь, которую можно представить в следующем порядке.

Почти повсеместное доминирование в составе глинистого вещества минералов монтмориллонитовой группы связано, с одной стороны, с поступлением в области седиментации глинистых продуктов аридной монтмориллонитовой коры выветривания и, с другой — с наложением щелочного субсинхронного выветривания на накопленные осадки непосредственно в областях аккумуляции. Если в процессе денудации продуктов разрушения аридной коры выветривания и происходило смещение в осадке разных глинистых минералов, то при наложении процессов субсинхронного выветривания опять-таки происходило выравнивание минерального состава глинистого вещества благодаря массовой монтмориллонитизации глинистых минералов.

Субаквальный диагенез и субсинхронное вывстривание осадков привели к уничтожению в подавляющей массе отложений реакционно-способного органического ве-

щества, и только в некоторых озерно-солончаковых фациях обнаруживается заметное его количество. Вместе с тем в осадочно-элювиальных образованиях ассоциации довольно часто можно встретить разнообразные псевдоморфозы по органическим остаткам, сложенные опал-халцедоном, карбонатами, гипсом, глинистым веществом. Все это свидетельствует о преобладании процессов уничтожения органического вещества, попавшего в осадок, а не его консервации. С этим связан и тип окраски пород — преобладание красных и коричневых тонов в сочетании с зеленовато-серыми и темно-серыми. С преобразованием осадков в условиях щелочной среды связано появление комплекса специфических аутигенных образований: карбонатов и сульфатов щелочноземельных оснований, монтмориллонита, минералов свободной кремнекислоты — опала и халцедона.

Связь между собой перечисленных характеристик пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации можно выразить в нижеследующей схеме.



### Генетический анализ парагенеза

Палеогеографическая обстановка конца позднего мела—раннего палеогена на территории Северо-Западной Азии отражена на литолого-палеогеографической карте, приложенной к описанию гематит-каолиновой ассоциации [Ерофеев, Цеховский, 1982, рис. 62]. Согласно фактическому материалу, послужившему основой палеогеографических реконструкций, севернее широты 47—48° на территории Северо-Западной Азии господствовали гумидные ландшафты и в областях континентальной седиментации шло формирование гематит-каолиновых пестроцветов.

Южнее указанной границы простиралась общирная провинция, в пределах которой в это время господствовал вполне аридный палеоклимат и формировались соответствующие ему палеоландпафты. На это указывают многочисленные палеонтологические и литологические данные.

Согласно палинологическим исследованиям [Пономаренко, 1971; Ржаникова, 1973; Бляхова и др., 1971], на территории провинции произрастала ксерофильная травянистая и древесная растительность, характеризующая собой ландшафты сухих савани и полупустынь. Наряду с этим отмечается примесь влаголюбивой древесной растительности (в Южном Призайсанье имеются и захоронения листовой флоры — Тайжузген, Калмакпаи), которая произрастала у побережий редких водоемов и транзитных рек, образуя тугайные лесные массивы и оазисы. Именно в последних и обитали в позднем мелу динозавры, откладывавшие яйца на прогреваемых песках речных пляжей, а позже их экологическую нишу заняли представители фауны позвоночных обайлинского

комплекса:— диноцераты, пантодонны, кондиляртрак, примитивные брежтотерии, танироиды и т.п. В водоемах обитали водные черенахи, крокодилы, рыбы. Таков составо обиталелей тугайных лесов позднего мела—раннего палеогена: представлен в захоронениях фауны Южного Призайсанья.

Аридная: суща вога Северо-Западной Азии в позднем: мелу-раннем павсотене занимала всю центральную и восточную части провинции и лишь на западе и вого-западе сменялась Туранским морем: В строении сущи принимали участие два основиных типаландшафтов: возвышенные денудационные равнины и низменные равнины — денудационные и аккумулятивные.

Аридные возвышенные депутационные равнийы (возвышенные пенепиены) слагали южную часть Казахского щита, проезирались на месте современных годинях поднятий Саур-Тарбагатая, Джунгарского Альгау, Тянь-Намя. Аридные низменные депудационные и аккумулятивные равнины окружали побережье Туранского мори на западе провинции, занимали большие площади на месте Зайсанской, Прибанхашской, Алакульской, Илийской, Фрунценской и других владин.

В условиях аридного климата в ландшафках денудационных равнин эдесь повсиместно формированся элювиальный глимистый чехол, в составе глинистого вещества которого деминировани смектиты. Данные глинистые минераны представляли собою конечную стадию выветривания силикатного субстрата в условник аридного климата: это были преимущественно красмощестные аридные коры выветривания. Они широко развиты в основании монтмориплонитовой пеогроцветной толим; оказако изучены все сывстрабо.

Эти аридные коры выветривания по составу, по-видимому, бый близки бурвім карбонатным почвам современных засушнивых тропических районов [Глазовская, 1972, 1973; Дюшофур, 1970] и др.], в составе тлинистого вещества моторых также доминируют смектиты:

В условиях неглубоких врезов эрозионно-речкой сети происходим ввиюс обломочного и глинислого вещества преимущественно из верхных горизонтов аридных коревывато поступлению на пути транспортировки существенно смектитового по составу глинистото материалачи квазила. Одновременно в форме растворов из аридных коревываторивания выносилию перочные металин; активно высобоживающиеся при монтморилислитизации ибходимо силикатилого субствата.

В равничных областях аккумуняции большая часть осацков отнагалась прошениальными потомами плоскостного смыш и в мейких аливовильно-произовившений конусах вынось развинных рек. Алибомильные и озерные обстановки осажоников пения имели периненное значение. Это были небольшие пё размеру водотоки и подовны, силано менение шин пересыхавище в засунійные сезоны. В поробных обстановках седиментации отсутствовини укловия пли полного проявления процесов 
механической и химической дифференциний транспортирующого метериала. Постому 
отложения тайнистого пролювия плохо сертированы и часто обрежей мелкие беспорядочно расселиные в породе зерни кварцы. Лишь в аллювишьно-озерный разрезах 
ассоциний появляются прослом относительно хорошо сертированных песков; алевритов; глин, местами маломощные пласты мереспен.

Спедует отменные учто большая часть обломочного глинистота и хемогейного выщества ассециации поступала в области акичнулящим в кратковременные периодом
увлажнений. В засущиные сезоны активноство эрознонных происсов падана, многие мелкие водотоки и водосмы полностью пересыхали, осадки осущались и ик преобразование в породы осуществлялось в условиям субаэрального правтенеза. Эти произование в различных ланинафтах области аккумуняции проявлялием неодинаково.

В пределах возвышенный участков аккумулятивных равнин происходило усыхание осадков, их окисление, растроживание, формирование такырных треплин; разрастание на их поверхности аридных почв. При длительных перерывах в осаджовими начиналось субсинкронное вывотривание осаджови и формировались известновнего-кремнисто-монтмориллонитовые горызонты выветривания [Цеховский и др., 1973].

Для их образования, вероятно, требовалось чередование длительных засушливых сезонов и кратковременных сезонов увлажнения. В засушливые сезоны вследствие испарения и капиллярного подпитывания происходили карбонатизация и окремнение верхов профиля. Во влажные сезоны почвенные воды становились более кислыми, в них возрастала роль органических кислот. Это способствовало разрушению ферримонтмориллонитов, формированию Al-монтмориллонитов и выносу соединений Fe в нижние зоны профиля. Поэтому, вероятно, именно с переменно-влажным аридным климатом связано формирование пластов мономинеральных бентонитовых глин в характеризуемых горизонтах выветривания.

В целом для отложений, формирующихся в пределах возвышенных участков аккумулятивных равнин, типичны красные или пестрые красно-зеленые цвета окраски, окремнение и карбонатизация пород, относительно слабая их гипсоносность.

В пределах пониженных участков аккумулятивных равнин процессы субаэрального диагенеза складывались по-иному. В условиях слабо расчлененного рельефа, высокого уровня стояния грунтовых вод и существенно глинистого состава пород огромные пространства областей аккумуляции занимали солончаковые равнины с небольшими пересыхающими солеными озерцами. В солончаковых почвах и осуществлялась регулярная переработка осадков, приносимых сюда пролювиальными, аллювиально-пролювиальными и аллювиальными потоками. Здесь шло формирование неслоистых глинистых, алеврито-глинистых, песчано-глинистых пород, содержащих разнообразные по форме и размерам выделения гипса, местами конкреции доломита. Относительно большая обводненность солончаковых равнин по сравнению с приподнятыми участками способствовала произрастанию здесь камышово-травянистой растительности и более обильному ее захоронению в осадках и солончаковых почвах. В результате роль окислительных процессов часто несколько снижалась, а восстановительных — возрастала, что приводило к формированию зеленоцветных окрасок пород. Поэтому в данных разрезах ассоциации зеленоцветные и пестроцветные (зеленовато-коричневые) окраски пород наиболее распространены, а осадки, окращенные в красные и коричневые цвета, имеют подчиненное значение.

Горизонты выветривания ландшафтов пролювиально-солончаковых равнин представлены двумя литологическими разностями.

- 1. Пестроцветные доломит-гипсово-монтмориллонитовые (наиболее часто формирующиеся горизонты). Процессы минералообразования способствовали озеленению пород вокруг корней растений и формированию ярко-красных кольцевидных оторочек, возникновению структурно-супердисперсных монтмориллонитов. Мощность элювиальных профилей обычно 0,3—1 м.
- 2. Гипсовые и гипсово-монтмориллонитовые коры. Их мощность обычно не превосходит 0,5—1,5 м. Возникновение кор связано с испарением и подтоком минерализованных вод.

В существенно глинистых по составу породах ассоциации роль процессов перераспределения вещества грунтовыми водами была невелика. Этому препятствовали также и крайне малые глубины зоны активного водообмена, характерные для выровненного, слабо расчлененного рельефа. И только в линзах грубообломочных песчано-алевритовых пород почвенно-грунтовые воды способствовали формированию гипсового, кремнистого и карбонатного цемента.

Породы, испытавшие воздействие субаквального диагенеза, не играют заметной роли в составе ассоциации. Они появлялись очень редко в пойменно-озерных обстановках осадконакопления, где иногда накапливались небольшие линзы углистых глин и алевритов.

На западе провинции низменная равнинная суща сменялась морскими ландшафтами. В течение позднего мела—раннего палеогена положение береговой линии значительно менялось. В самом конце мела произошла регрессия моря на всей западной части исследуемого района, за исключением Ферганского залива. Выровненный характер суши, ее глубокое химическое выветривание, наличие жаркого аридного климата — все это во многом предопределяло характер аккумулятивных морских ландшафтов. В их строении наибольшее развитие получила зона развития хемогенных мергелистых, глинисто-мергелистых, местами глинистых осадков с гидродинамически спокойным режимом осадконакопления. На юго-западе района большие площади занимала зона развития мергелисто-доломитово-гипсоносных осадков осолоняющихся заливов или лагун, а на северо-западе, вдоль побережья Туранского моря, появлялись узкие шлейфы терригенных песчаных осадков зоны мелководья с гидродинамически подвижным режимом вод. Суммарная мощность морских осадков маастрихта, дания, палеоцена— от нескольких десятков до 200—300 м.

#### ГРУБООБЛОМОЧНАЯ КАРБОНАТНАЯ АССОЦИАЦИЯ

Данный тип ассоциации характеризует собой своего рода примитивный парагенез, складывающийся в моменты максимального господства грубого механического выветривания в аридных областях денудации. Поэтому грубообломочная карбонатная ассоциация территориально приурочена в основном к прогибам орогенных зон, где она характеризует этапы максимальной активизации тектонических подвижек.

Считаем необходимым особо подчеркнуть, что данный тип ассоциации не следует отождествлять с разного рода горизонтами и пачками конгломератов и грубых песчаников, часто появляющихся в разрезах других парагенезов в прогибах орогенных зон. Речь идет о вполне самостоятельных, обычно мощных толщах грубообломочных отложений, в облике которых отражен единственный главенствующий процесс — грубая механическая интеграция обломочного материала.

В качестве литотипа грубообломочной карбонатной ассоциации можно рассматривать плиоцен-четвертичную шарпылдакскую свиту Тянь-Шаня. Она широко распространена в пределах всех крупных прогибов-впадин Тянь-Шаня — Иссык-Кульской, Восточно-Чуйской, Джумгольской, Кочкорской, Нарынской, Ферганской и др. [Ибрагимов, Талипов, 1965; Ибрагимов, Турдукулов, 1965, 1966; Несмеянов, Федоренко, 1964; Тарасов, 1968]. Долгое время отложения шарпылдакской (конгломератовой) свиты не были охарактеризованы палеонтологически. Возрастная датировка придавалась условно как конец позднего плиоцена—начало квартера. Однако в 1961 г. в Ферганской впадине в отложениях конгломератовой толщи обнаружены костные остатки южного слона Archidiscodon meridionalis (Nesti.), подтверждающие принятую датировку [Несмеянов, Федоренко, 1964]. В Илийской впадине аналогичные по составу образования выделяются под наименованием хоргосской свиты [Костенко, 1964], охарактеризованной фауной позвоночных илийского фаунистического комплекса конца позднего плиоцена.

Шарпылдакская свита межгорных впадин Тянь-Шаня в большинстве разрезов ложится с резким размывом на подстилающие образования, а в пределах крупных антиклинальных поднятий — с угловым несогласием. Мощность толщи сильно варьирует даже на сравнительно небольших расстояниях от 100 до 800—1000 м.

В разрезах прибортовых частей прогибов основную массу отложений шарпылдакской свиты представляют валунные конгломераты и щебеночники с линзами галечников и гравелитов. Мелкообломочные отложения — пески, песчаные алевриты и алевриты составляют ничтожную долю объема отложений. В конгломератах и галечниках обломочный материал, как правило, плохо окатан и сортирован по размерности. Это преимущественно осадки пролювиальных шлейфов предгорий. Среди них выделяются отдельные линзовидные залежи аллювиальных и пролювиально-аллювиальных галечников и конгломератов, обломочный материал которых относительно хорошо окатан.

В центральных частях прогибов, в удалении от горного обрамления, постепенно исчезают из разреза валунные конгломераты и крупноглыбовые брекчии (где размер глыб достигает 30—40 см) и основную долю разреза слагают разногалечные конгло-

мераты с подчиненными им линзами гравелитов и реже песков. Несколько возрастает роль песчаных и алевритовых пород, появляются даже редкие линзы лёссовидных суглинков. Однако общая доля их в составе разрезов продолжает оставаться по-прежнему ничтожной, и главенствующая роль принадлежит галечникам и конгломератам.

Преобладающие цвета пород темно-серый и серый с оттенками палевых тонов. Главенствующей фациально-генетической разновидностью отложений является грубо-обломочный пролювий.

Состав обломочного материала пород полимиктовый. Петрографический состав обломочного материала характеризует спектр пород ближайших к данному бассейну седиментации областей поднятий. Глинистое вещество отложений представлено главным образом гидрослюдами, местами хлоритом.

Нетрудно заметить, что по всем перечисленным показателям вещественного состава отложений описываемая ассоциация мало чем отличается от гумидной сероцветной грубообломочной ассоциации. Однако есть у нее одна резкая: отличительная черта почти повсеместная довольно интенсивная цементация обломочного материала пелитоморфными карбонатами Са и Mg. Содержание карбонатов в составе цемента грубообломочных пород непостоянно. Выделяются слои и линзы конгломератов с плотным песчано-карбонатным цементом светло-серого цвета, где на долю пелитоморфного карбоната приходится более половины массы цемента. В других слоях и линзах грубообломочных пород в составе цемента доминирует песчано-глинистый материал и в результате — цементация пород менее плотная. Встречаются и промежуточные разности. В мелкообломочных разностях пород (алевриты, суглинки) пелитоморфный карбонат чаще всего присутствует в виде пылевидной вкрапленности, довольно плотно цементирующей породу и придающей ей вид каменных лёссов. На поверхности же отдельных галек, валунов, глыб и щебенки постоянно присутствуют налеты пелитоморфного карбоната. Именно этот факт и свидетельствует о том, что карбонатная цементация грубообломочного материала осуществляется в основном уже после их отложения. Данный процесс всецело связан с деятельностью грунтовых вод, циркулирующих в пористых грубообломочных осадках. Грунтовые воды аридных областей, насыщенные бикарбонатами Са и Мg, свободно циркулирующие в высокопористой среде отложений, осуществляли в широчайших масштабах выщелачивание, перенос и отложение пелитоморфного карбоната. Однако это положение не следует понимать так, что сначала прошло формирование всей толщи грубых осадков шарпылдакской свиты, а затем уже — цементация этих осадков. Процесс карбонатной цементации шел параллельно с осадконакоплением, но в каждом конкретном случае слой грубых осадков был сформирован несколько раньше, нежели цементирующее его карбонатное вещество.

Надо полагать, что литологические аналоги шарпылдакской свиты Тянь-Шаня широко распространены и в разрезах аридных континентальных бассейнов седиментации древних геологических периодов и эпох. Но недостаточная изученность этих разрезов не позволяет пока допускать прямых аналогий.

# некоторые выводы

Кратко охарактеризованная нами выше грубообломочная карбонатная ассоциация завершает описание семейства аридных континентальных парагенезов горных пород. В этом семействе в зависимости от активности тектонического режима возникают четыре различных по строению, составу и условиям образования парагенетических ассоциации (табл. 7, 8).

Грубообломочная карбонатная ассоциация повсеместно формируется в эпохи резкой активизации тектонических движений. Она локализуется в орогенных зонах суши либо в прилегающих к ним участках платформ. В это время происходит расчленение рельефа областей денудации, в которых физическая денудация пород резко доминирует над химической. В области аккумуляции поступает и накапливается грубый, преимущественно щебенисто-галечно-песчаный материал, не зрелый, полимиктовый аллювиально-пролювиального, делювиального и реже озерного генезиса. Химическая садка вещества в бассейнах седиментации полностью подавлена обилием грубообломочного материала. Формирование осадочных пород осуществляется в обстановке как субаквального, так и субаэрального диагенеза.

Красноцветная карбонатная ассоциация возникает в эпохи активизации тектонических движений и общего поднятия суши над уровнем моря. Она локализуется в различных тектонических структурах континента: в орогенных зонах, в пределах щитов и плит. В это время в областях денудации (в ландшафтах низких и высоких гор, расчлененных возвышенных денудационных равнин) формируется маломощный аридный, красноцветный смектит-гидрослюдистый местами хлоритовый элювий. В областях аккумуляции накапливаются преимущественно красноцветные терригенные осадки (песчано-глинистые с линзами щебней, галечников делювиально-пролювиального, аллювиально-пролювиального реже озерного генезиса) незрелые либо мало зрелые, существенно полимиктовые. Химическая садка пород в бассейнах седиментации подавлена обилием терригенного материала. Формирование осадочных пород осуществлялось главным образом в обстановке субаэрального диагенеза.

Сульфат-карбонатная ассоциация повсеместно формируется в эпохи затухания тектонических движений и в начальные стадии выравнивания рельефа. Она прослеживается в различных тектонических структурах древней суши (плитах, щитах, орогенных зонах). В это время происходит значительная нивелировка областей денудации, здесь доминируют ландшафты слабо расчлененных возвышенных равнин, низких сглаженных гор. В связи с этим здесь ослабляется скорость эрозионных процессов, усиливается аридное химическое выветривание горных пород (разрастается площадь аридного красноцветного гидрослюдисто-смектитового элювия, увеличивается его мощность). В области аккумуляции поступает и накапливается преимущественно тонкий алевритисто-глинистый материал, полузрелый, мезомиктовый по составу. В аридных озерных водоемах наряду с накоплением терригенного материала часто осуществлялась хемогенная садка карбонатов, местами гипсов, солей. Восстановление первично красноцветных окрасок пород в зеленоцветные было связано в древних

Таблица 7 Семейство аридных ассоциаций

Ассопиация	Преоблацающий состав пород	Преобладающий цвет	Преобладающий состав обломков	Главные глинис- тые минералы
Пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто- сульфат-карбонат-	Глины, редко алевриты, пески	Пестрый, крас- ный, коричневый, зеленый	Мономиктовый, олигомиктовый	Смектит (часто монтмориллонит)
Сульфат-кар- бонатная	Глины, алев- риты, редко пески. Местами мергели, известняки, доло- миты, соли	Зеленый, бе- лый, серый, мес- тами пестрый или бурый	Олигомиктовый мезомиктовый, редко полимиктовый вый	Смешанный; смектит, гидро- слюда, иногда па- лыгорскит, при- месь хлорита
Красноцвет- ная карбонатная	Глины, песчанистые глины, местами пески, галечники, щебни	Красный, ред- ко зеленый, серый	Ме <b>э</b> омиктовый, полимиктовый	Гидрослюда, смектит, реже хлорит
Грубообломочная карбонатная	Галечники, щебни, пески, гра- вийники, дресвя- ники	Серый	Полимиктовый	Гидрослюда, местами хлорит

озерных водоемах с процессами субаквального диагенеза. Кроме того, озеленение и литификация большей части осадков ассоциации (пролювия, делювия, отложений пересыхающих рек и озер) осуществлялись также в обстановке субаэрального диагенеза при активном участии аридных почв (преимущественно солончаковых, щелочных луговых). Небольшие глубины врезов эрозионно-речной сети; широкое развитие глинистых толщ (пород водоулоров) — все это способствовало высокому уровню стояния грунтовых вод и связанному с этим широкому развитию солончаковых процессов в аккумулятивных ландшафтах характеризуемой эпохи. В этих древних аридных почвах ассоциации и осуществлялась переработка первично красноциетного материала (продуктов перемыва аридного элювия) в зеленоцветные и зеленоцветно-пестроцветные, происходило их огипсование или карбонатизация. Таким образом, формирование пород ассоциации осуществлялось при участии как субаэрального, так и субаквального диагенеза.

Пестропветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная ассоциация формируется в эпохи крайней степени затухания активности тектонических движений, максимального выравнивания рельефа сущи, ее понижения над уровнем моря. В это время в пределах суши происходит нивелировка горных сооружений, большая ее часть превращается в возвышенный слабо холмистый денудавнонный пенеплен. В условиях ослабления скорости эрозионно-денудационных процессов резко усили. вается аридное химическое выветривание слагающих сушу пород, образуется относительно мощный красноцветный гидрослюдисто-смектитовый элювий, почти сплошным чехлом покрывающий области денудации. При этом в области аккумуляции поступает и накапливается главным образом в виде пролювиальных, пролювиально-озерных отложений преимуществении тонкий, зрелый, кварцево-смектитовый материал (продукт перемыва главным образом верхних зон аридных кор выветривания). Формирующиеся здесь осадки часто интенсивно преобразовывались в древних аридных почвах, способствующих образованию пестрых окрасок порож, выделению калышта, доломита, гипса. При формировании осадочных пород ассоциании доминировали процессы субаэрального диагенеза и древнего аридного субсинхроиного выветривания? Роль аплювиальных, озерных осадков, в которых протекали процессы аквального диагенеза, в строении разрезов ассоциации невелика:

Главные аутигенные и хемогенные минералы	Главные поле <b>зные</b> ископаемые	Основные фации
Кальцит, гипс, овал, халцедон, доломит, мес- тами галит, мирабилит, тенардит	Бентонитовые глины, глины, местами соли	Равнинные: пролювиальные, пролювиально- озерные, часто с солончаками и такырами, редко аплювиальные (малых рек). Большое развитие получают аридные такырно-солончако- вые почвы и горизонты выветривания
Кальцит, гипс, доло- мит, местами ангидрит, глауберит, тенардит, га- лит	Цементное сырье, гипсы, соли, редко го- рючие сланцы	Раввинные: проповнавыю-солончаковые, озерно-солончаковые, озерные (пресноводные и солоноводные), редко алліфвиальные, местами торный аллювий и озерные дельты. Большое развитие получают аридные солончаковые почваю:
Кальцит, доломит, реже гипо	Строительные материалы, россыпи метал- лов, редко гипсы, прес- ные воды	Равининые и горные, пролювиальные, про- пювиально-озерные, делювиальные, алыви- альные, ретко озерные. Часто встречаются аридые краснопастные почем, такыры, места- ми соябичами
Кальцит	Строительные материалы, россыпи метал- лов, пресвые воды	порных дожи и предгорных впадин: апто- виальные, промовнальные, делювиальные, редко озерно-дельювые, озерные

Таблица 8 Процессы седименто- и литогенеза (для семейства аридных ассоциаций)

	процессы седимен	ito n intolenesa	(для семенства аридных ассоциациі	···
Ассоциация	Мобилизация	Транспорти- ровка	Седиментация	Диагенез
Пестро- цветная монт- мориллонито- вая кремнис- то-сульфат- карбонатная	Интенсивное аридное хими-ческое выветривание и формирование аридных элювиальных покровов (смектитовых кор выветривания)	по составу материала (кварц- смектитового). Крайне высокие	Отложения солончаковых ал- лювиально-пролювиальных рав- нин и широкое развитие аридных такырно-солончаковых почв и го- ризонтов выветривания. Накоп- ление преимущественно тонких осадков. Относительно слабая ме- ханическая и химическая диффе- ренциация транспортируемого материала. Полное разрушение органического вещества	Преобладает субаэральный диагенез и арид- ное субсинхрон- ное выветрива- ние
Сульфат- карбонатная	Ослабленное аридное химическое и физическое выветривание. Широкое развитие аридных почв (гидрослюдистосмектитовых)	Перенос пре- имущественно тонкого поли- минерального по составу об- ломочного ма- териала. Высо- кие объемы ве- ществ, мигри- рующих в растворах	Отложения озерно-пролюви- ально-солончаковых равнин, реч- ных долин, горных и предгорных впадин (с солончаково-аллювиаль но-озерными осадками). Широкое развитие засоленных пестроцветни и зеленоцветных почв. Накоплени преимущественно тонких осадков Нередко хорошо выраженная фи- зическая и химическая дифферен- циация транспортируемого мате- риала (хемогенная садка в озерах карбонатных, сульфатных, хло- ридных осадков). Разрушение ор- ганического вещества, местами накопление линз, обогащенных органическим веществом (в при- брежно-озерных фациях)	: MX e
Красно- цветная карбо- натная	Преимущественно физическое и ослабленное химическое выветривание. Формирование маломощных красноцветных почв (преимущественно гидрослюдистых, реже гидрослюдистых, устанурослюдистых, или ухлоритовых)	Перенос гру- бого и тонкого обломочного и глинистого ве- щества (преи- мущественно полимиктового и гидрослюдис- того по соста- ву). Относи- тельно низкие объемы ве- ществ, мигри- рующих в рас- творах	Отложения аллювиально-про- лювиальных равнин, речных долин, горных и предгорных впадин (с делювиально-аллю- виально-пролювиальными осац- ками). Широкое развитие аридны красноцветных почв. Ослаблен- ная механическая дифференци- ация транспортируемого матери- ала, его химическая садка подав- лена обилием обломков. Органи- ческое вещество полностью разру- шается	
Грубообло- мочная карбо- натная	Преимущественно физическое выветривание с маломощными аридными почвами (преимущественно гидростводистыми или хлоритовыми)	вого по составу обломочного	Отложения горных и предгорных впадин, горных речных долин (делювиально-аллювиально-пролк виальные осадки). Развитие аридных не эрелых, сероцветных почв Ослабленная механическая дифференциация транспортируемого материала, его химическая садка подавлена обилием обломков. Органическое вещество разрушается или разубоживается обломочным материалом	<b>.</b>

Следовательно, смена интенсивности тектонических движений в аридных ландшафтах, так же как и в гумидных [Ерофеев, Цеховский, 1982], вызывала полную перестройку всех звеньев цепи процессов седименто- и литогенеза и приводила к формированию четырех различных парагенетических ассоциаций.

Характеризуемые парагенетические ассоциации занимали тысячекилометровые пространства древней аридной суши, прослеживались в различных тектонических структурах (орогенных зонах, щитах, плитах) и в различных климатических подзонах (аридной, семиаридной, экстрааридной). Площади распространения данных ассоциаций обычно ограничивались областями распространения литохимически иных парагенезов пород: морских толщ либо ассоциаций гумидной климатической зоны литогенеза. Исключение составляет лишь сероцветная грубообломочная карбонатная ассоциация, которая тяготеет к орогенным зонам древней суши и прилегающим к ним равнинным участкам платформы и часто сменяется по латерали красноцветной карбонатной ассоциацией.

## ГЛАВА ВТОРАЯ

# ЭВОЛЮЦИОННАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Установить повторение сходных событий в различные времена и в различных местах равносильно доказательству закономерностей..., что в других отраслях науки достигается экспериментальным путем.

С.Н. Бубнов [1960, с. 24]

## ЯВЛЕНИЯ ПОВТОРЯЕМОСТИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ В РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗРЕЗАХ КАК ПРИЗНАК ДЕЙСТВИЯ ЗАКОНА

Одной из наиболее характерных особенностей бассейнов седиментации континентальных отложений является повторяемость однотипных парагенетических ассоциаций на разных стратиграфических уровнях. Эта особенность подмечена геологами уже давно и неоднократно доказана во многих регионах. Так, например, в разрезе континентальных отложений палеогена Зайсанского межгорного прогиба углисто-сидеритколчеданные ассоциации занимают два основных уровня — средне-верхнеэоценовый и средне-верхнеолигоценовый [Ерофеев, 1969; Ерофеев, Цеховский, 1982]. В разрезе континентальных отложений карбона Карагандинского бассейна угленосные толщи появляются, как минимум, на трех стратиграфических уровнях [Кушев, 1963]. Как будет показано ниже, красноцветные карбонатные ассоциации палеоген-неогена Тянь-Шаня занимают четыре стратиграфических уровня. Подобных примеров, как и примеров повторяемости однотипных парагенетических ассоциаций в различных бассейнах седиментации, можно привести очень много.

Важно отметить и следующее обстоятельство: облик повторяющихся в региональных разрезах однотипных ассоциаций часто бывает настолько близким, что иногда геологи принимают их за одну толщу. Например, Г.Л. Кушев [1963] упоминает, что угленосную долинскую свиту Карагандинского бассейна геологи первоначально принимали за отложения карагандинской свиты, занимающей значительно более низкий стратиграфический этаж, — так близок их литологический облик. И только последующие более детальные литологические и палеонтологические исследования выявили индивидуальные отличия долинской свиты от карагандинской. Аналогичная ситуация возникла и при картировании турангинской и ашутасской свит в Зайсанском прогибе: в обнажениях, где недостаточно хорошо видны взаимоотношения с перекрывающими и

подстипающими толщами, эти две разновозрастные свиты часто описывали как одно стратиграфическое подразделение. Подобные затруднения вожникали при картировании континентальных красноцветов меда Ферганы и палеогена Джунгарского Адатау. Все это свидетельствует о том, что системные литологические свойства однодилных паратенетических ассоциаций, находящихся на разных стратиграфических уровнях регионального разрева, зачастую проявляются настолько ярко и одножначно, что только последующие детальные исследования могут выявить индивидуальные отличия этих ассоциаций друг от друга. Иначе говоря, повторяются не индивидуальные характеристики, а системные свойства однотипных ассоциаций.

Таким образом, можно утверждать, что в истории континентального осадконакопления отмечается неоднократное повторение во времени и пространстве однотипных питогенедических явлений и процессов, результатом чего служит неодножратная повторяемость однотипных парагенезов. Факт же строгой повторяемости явлений и процессов принимается в естествознании критерием объективной закономерности, свидетельствует о поднинении этих явлений и процессов определенному закону природы. Значит появление и чередование в региональных разрезах тех или иных парагенетических ассоциаций также вызывается не случайными причинами, а управляется строго определенной природной закономерностью. Эта закономерность имеет более общий, более широкий характер, нежели закономерности индивидуального развития размого рода тектонических эон, отдельных бассейнов седиментации и т.п., что подтверждается фактом повторяемости однотипных парагенезов в различных зонах, бассейнах, прогибах и во времени. Индивидуальные различия геологической истории тех или иных бассейнов седиментации и тектонических зон только так или иначе преломляют характер действия этой общей закономерности, но не снимают ее определенного влияния.

Идея существования закона, управляющего процессами формирования парагенезов осадочных горных вород, далеко не нова и насчитывает уже много десятков лет своей истории. Многие стороны данной закономерности вскрыты исследованиями Л.В. Пустовалова [1940, 1945], Н.М. Страхова [1960, 1961, 1962], В.Д. Казаринова [1958, 1960] и др. Вместе с тем недьзя не отметить, что выдвигаемые положения и формулировки, объясняющие явления периодичности парагенезов во времени и пространстве, большей частью мосят слишком общий характер и не указывают на конкретное выражение закономерности в структуре разрезов седиментационных бассейнов. Так, например, центральным положением сформулированного Л.В. Пустоваловым [1945, с. 120] закона периодичности осадкообразования является следующее утверждение: 'Последовательность образования доминирующих типов осадков соответствует схеме осадочной дифференциации вещества". Последующие исследования Н.М. Страхова [1960, 1961, 1962] фактически доказали, насколько велик диапазон разного рода литогенетических проблем, лежащих между этим положением и конкретно устанавливаемыми закономерностями осадконакопления. Поэтому сформулированный Л.В. Пустоваловым закон периодичности осадкообразования воспринимается больше как предельно обобщенный принцип развития процессов седиментации, нежели как твердо установленная закономерность.

Пожалуй, наиболее близко к раскрытию закономерности, лежащей в основе явления повторяемости парагенезов осадочных горных пород во времени и пространстве, подошли В.П. Казаринов и геологи его школы. Именно В.П. Казаринов [Выветривание..., 1969] теоретически обосновал принцип последовательной связи парагенезов осадочных горных пород в течение одного тектоно-седиментационного цикла. На основе выдвигаемых теоретических положений он разработал так называемый литолого-формационный метод, призванный устанавливать в конкретных разрезах тектоно-седиментационные циклы. Эти подразделения, названные осадочными сериями, включали в себя части разреза, заключенные между слоями, сложенными наиболее зрелыми породами. При этом в операциях по расчленению разрезов на серии рассматривались под одним утлом зрения и морские, и континентальные отложения, аридные и гумидные. Анализ разрезов голько по отношению к одному показателю горных пород — степени зрелости транс-

формировал теоретически верно разработанные положения в односторонний метод искусственной классификации по заранее заданному признаку. Метод стал доминировать над теоретической сущностью проблемы. Это привело к тому, что вместо изучения и выяснения естественной картины сочетания в разрезах парагенетических ассоциаций геологи стали изучать искусственно полученные подразделения, их взаимоотношения и связи. Разумеется, к установлению какой-либо четкой картины законов поведения парагенетических ассоциаций это не привело.

Учитывая многолетиий опыт поисков закономерности, управляющей процессами формирования и поведения в пространстве и во времени парагеметических ассоциаций осадочных горных пород, авторы пришли к заключению, что данная закономерность может быть раскрыта только через непосредственное изучение внутренней структуры разрезов бассейнов седиментации, через постижение принципа формирования этой структуры. При этом под внутренней структурой разрезов помимается характер (или тип) взаимоотношений парагенетических ассоциаций горных пород (но не биостратиграфических подразделений) в вертикальном и горизонтальном направлениях.

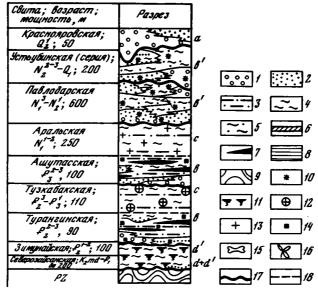
Необходимо сказать, что часто отмечаемая геологами повторяемость в разрезах парагенетических ассоциаций в то же время не обнаруживает более или менее равномерной цикличности. Иногда эта повторяемость обнаруживается через более или менее однотипную перемежаемость ассоциаций в разрезе. В других случаях между повторяющимися ассоциациями находятся значительные интервалы разреза, сложенные многими другими типами парагенетических ассоцианий. Следовательно, принцип, управляющий формированием структуры разрезов, проявляет себя гораздо сложнее, нежели простое циклическое повторение одних и тех же событий. Кроме того, сам характер проявления этого принципа, по-видимому, несколько меняется в усповиях морского и континентального режимов осадконакопления. Поэтому для целей постижения закономерностей формирования взаимоотношений парагенетических ассоциаций в разрезах первоначальными объектами рассмотрения должны быть такие бассейны седиментации или их части, где осадконакопление осуществлялось только при одном природном режиме - морском или континентальном. В соответствии со стоящими перед авторами задачами объектом предпринятого анализа явились бассейны континентального режима осадконакопления.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ РАЗРЕЗОВ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ТОЛИ

При конкретном анализе структуры разрезов континентальных толщ, по-видимому, не правомочен подход с точки зрения выделения в них трансгрессивных и регрессивных циклов, широко практикуемый при изучении морских разрезов. Дело в том, что континентальные отложения весьма редко представлены сугубо бассейновыми осадками, тогда как в подавляющем большинстве случаев — это полифациальные и полигенетические образования. Так что рассуждения о регрессиях и трансгрессиях в данном случае не имеют содержательного смысла. Равным образом это может быть сказано и по отношению к разного рода "орогеническим эпохам", привлекаемым к анализу строения континентальных толщ без конкретного указания на характер выражения этих эпох в структуре разреза.

Результаты картирования континентальных отложений убеждают также и в том, что при анализе структуры разрезов не имеют принципиального значения многочисленные местные размывы и даже выпадение из разрезов тех или иных стратиграфических подразделений в прибортовых частях бассейнов седиментации. Это — отражение более высокой динамичности среды континентального осадконакопления, и местные размывы и выпадения фактически не совпадают с более или менее крупными (региональными) перестройками характера процессов литогенеза.

Практика показывает, что для целей изучения действительных взаимоотношений породных ассоциаций, объектом наблюдения должны быть разрезы удаленных от бортов частей области седиментации, отличающиеся более или менее непрерывным осадкона-



Р и с. 41. Строение разреза палеогеново-неогеновых отложений Зайсанского прогиба

Преобладающий состав пород парагенетических ассоциаций: 1 — галечники, конгломераты, 2 — пески, песчаники, 3 — алевриты, алевролиты, 4 — глины, аргиллиты; 5 — песчанистые глины, 6 — мергели, доломиты, гипсы, соли, 7 — углистые глины, алевриты, угли; 8 — морские отложения (не расчлененные); 9 — породы складчатого фундамента (нерасчлененные); главные аутигенные минералы парагенетических ассоциаций: 10 — гематит, гётит, тонко рассеянные в породах, окращивающие их в красные цвета, 11 — гематит, гётит, образующие в породах стяжения, конкреции, пятна, входящие в состав цемента или тонко рассеянные в породах, окрашивающие их в красные цвета, 12 — железисто-кальциевые карбонаты, 13 — кальцит, доломит, 14 — пирит; 15 — фауна; 16 — споры и пыльца или флора; границы между парагенетическими ассоциациями: 17 — резкие (перерывные), через размыв, 18 — постепенные, эволюционные (контакты—переходы); семейства континентальных парагенетических ассоциаций: a—d — гумидных (сидерофильных) (a — грубообломочная сероцветная, b — углисто-сидерит-колчеданная, c — железисто-карбонатная, d — пестроцветная гематит-каолиновая), a'—d' — аридных (кальциефильных) (a' — грубообломочная карбонатная, b' — красноцветная карбонатная, c' — сульфат-карбонатная, d' — пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная). Буквами обозначены индексы ассоциаций, принятые в тексте

коплением. В этих условиях в наибольшей степени видна картина непрерывного изменения динамики процессов литогенеза во времени, выражающаяся в определенном типе взаимоотношений парагенетических ассоциаций в разрезах.

Таким образом, мы привлекали данные только по наиболее хорошо изученным разновозрастным бассейнам континентального осадконакопления, отличающимся большой мощностью отложений, относительно непрерывным характером седиментации на протяжении длительных отрезков геологической истории и в которых взаимоотношения в разрезах парагенетических ассоциаций более или менее хорошо выяснены и прослежены. Описание конкретной структуры сводных региональных разрезов подобных бассейнов мы приведем в последующих разделах. Здесь же подробно остановимся только на некоторых наиболее общих особенностях их структуры, а именно—типах сочленения (контактов) парагенетических ассоциаций в вертикальном направлении, т.е. во времени. В качестве примера приводим сводный разрез верхнемеловых палеоген-неогеновых отложений Зайсанского межгорного прогиба, сложенный сугубо континентальными образованиями мощностью до 2000 м (рис. 41). Анализ структуры этого и подобных ему разрезов областей седиментации указывает на существование в строении континентальных толщ двух типов сочленений (или контактов) по вертикали.

Первый тип сочленений — это *резкие или перерывные контакты*. На демонстрируемых ниже разрезах они показаны волнистой линией. Эти контакты отражают собой 124

резкий перерыв в формировании (складывании) той или иной парагенетической ассоциации и изменение хода литогенетических процессов в регионе. Чаще всего такие типы сочленения совпадают с региональными размывами или перерывами во времени, но далеко не всегда. Во многих случаях не удается наблюдать вдоль резких контактов каких-либо признаков крупного размыва или перерыва во времени и сам подобный переход от одной парагенетической ассоциации к другой просто фиксируется как резкий качественный скачок в ходе литогенетических процессов. Визуально такого рода сочленения выглядят в виде резкой разграничительной линии-контакта, часто сопровождаемой не менее резким изменением литологического облика пород. В тех случаях, когда они совпадают с крупными региональными размывами, подобные контакты сопровождаются слоями и пачками базальных конгломератов, песков и осадочных брекчий. О таких контактах геологии говорят: "...отрезан как ножом". Однако и в разрезах, удаленных от бортовых частей области седиментации, подобные контакты устанавливаются довольно четко, если даже и проходят в толще внешне однородных глинистых или алевритовых пород. По одну сторону от этой линии-контакта залегают породы с одной литологической спецификой, по другую сторону - с другой.

Описываемый тип сочленений-контактов может быть подразделен на два рода: резкий (перерывный) контакт, сопровождаемый: а — сменой в разрезе типа парагенетической ассоциации отложений; б — повторением в разрезе того же самого типа парагенетической ассоциации отложений, но на более высоком стратиграфическом уровне.

На приведенном здесь региональном разрезе молодых отложений Зайсанского прогиба большинство резких контактов-сочленений относится к первому роду и только контакт между красноцветными карбонатными ассоциациями неогена — ко второму. Следует отметить, что второй род контактов-сочленений в силу указанной выше специфики выявляется с большими трудностями, часто только после детального разбуривания и палеонтологических исследований.

Второй тип сочленений – это постепенные, или эволюционные, контакты. При этом типе сочленения парагенетические ассоциации сменяют друг друга в разрезе через так называемые переходные слои или пачки. В подобных случаях практически невозможно точно установить, где заканчивается одна ассоциация и начинается другая. Переходные слои или пачки несут на себе литологические признаки обеих контактирующих ассоциаций. При этом в низах разреза переходных слоев преобладают признаки нижележащей ассоциации, которые вверх по разрезу все более и более вытесняются характерными признаками вышележащей ассоциации. В подавляющем большинстве случаев это достигается путем частой перемежаемости в разрезе слоев, несущих на себе литологические признаки то нижележащей ассоциации, то вышележащей. Постепенно слои с признаками вышележащей ассоциации начинают доминировать в разрезе, вплоть до полного вытеснения слоев с иными признаками. На демонстрируемом здесь сводном разрезе Зайсанского прогиба подобные переходы-сочленения мы видим дважды: между верхнеэоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциацией и вышележащей верхнеэоцен-нижнеолигоценовой железисто-карбонатной, а также между верхнеолигоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциацией и миоценовой сульфат-карбонатной.

Описываемый тип сочленения в разрезе парагенетических ассоциаций отражает собой постепенный (эволюционный) ход изменения литогенетических процессов в области седиментации в форме серии мелких качественных скачков. При этом один комплекс литологических показателей выступает в роли регрессивного признака и постепенно вытесняется, тогда как другой комплекс утверждается в качестве прогрессивного.

Сочленяющиеся так парагенетические ассоциации образуют в разрезе единый непрерывный эволюционный ряд ассоциаций, связанных между собой постепенными переходами. Этот факт подводит нас к выделению важнейшей структурной единицы разреза, которую можно определить так: часть разреза, состоящая из двух или более парагенетических ассоциаций, связанных между собой постепенными (эволюционными) переходами в вертикальном направлении, и отделенная снизу и сверху резкими (перерыв-

ными) контактами, называется эволюционной осадочной колонной. В зависимости от числа связанных в колонне парагенетических ассоциаций выделяются двучленные, трехчленные и т.д. колонные. В отличие от них части разреза, представленные какой-либо одной парагенетической ассоциацией и отделенные сверху и снизу резкими (перерывными) контактами, называются одночленами.

Таким образом, внутреннее строение разрезов континентальных толщ расчленяется из два структурных элемента — эволюционные осадочные колонны и одночлены. На демонстрируемом эдесь разрезе Зайсанского прогиба мы и видим две двучленные эволюционные осадочные колонны и ряд одночленов. Разнообразные сочетания подобных же структурных элементов характерны и для разрезов других бассейнов континентальной седиментации, о которых речь пойдет ниже.

Анализ структуры разрезов континентальных толих показывает, что сочетание парагенетических ассоцианий в разрезе через посредство резких (перерывных) контактов внешне не обнаруживает какой-либо четкой связи с явлением повторяемости ассоциаций. Так, например, в разрезе палеоген-неогеновой толщи Зайсанского прогиба после резких (перерывных) контактов-сочленений дважды появляются углисто-сидерит-колчеданные ассониации, разделенные нижнеолитопеновой железисто-карбонатной ассоциацией, а в вышележащей неогеновой части разреза красноциетные карбонатные ассоциахим залегают непосредственно одна на другой. Наконев, после резкого перерыва разрез венчается нижне-среднечетвертичной сероцветной грубообломочной ассоциащией, нигде более не повторяющейся в этом разрезе. Создается впечатление, что структурные элементы разреза (эволюгионные осалочные колонны и одмочлены), разделенные между собой резкими контактами-сочпенениями, представляют собой обрывки-фрагменты какой-то общей последовательной цени ассоциаций, произвольно помещенные один над другим. Иногда однотипные ассоциации повторяются через какой-то интервал в разрезе, в других случаях они следуют непосредственно одиа за другой и т.п. Иначе говоря, мы воочню сталкиваемся с явлением повторяемости однотипных ассоциаций в разрезах, но не можем четко уповить ее причины. Это обстоятельство заставляет обратить внимание на анализ внутреннего строежия эволюционных осадочных колонн как более спожных структурных элементов разрезов.

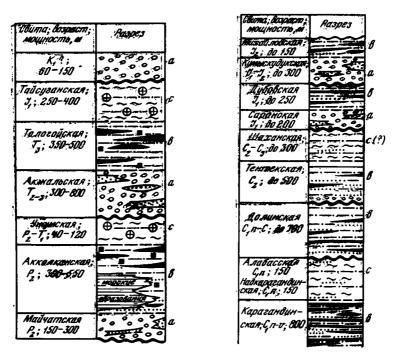
Такого рода анализ, по-видимому, необходимо проводить раздельно для разрезов континентальных толщ, сложенных гумидными (сидерофильными) и аридными (кальциефильными) ассоциациями. Это необходимо для того, чтобы невосредственно видеть ход изменения литогенетических процессов в условиях одного климатического типа литогенеза.

## СТРОЕНИЕ ЭВОЛЮЦИ**ОННЫХ ОС**АДОЧНЫХ КОЛОНН, СЛОЖЕННЫХ ГУМИДНЫМИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИМИ АССОЦИАЦИЯМИ

Один из наиболее ярких примеров повторяемости на различных стратиграфических уровнях однотипных парагенетических ассоциаций являет собой разрез верхнепермских и мезозойских континентальных отложений Кендерлыкской мульды Саур-Тарбагатая, описанный В.П. Нехорошевым [1958], В.К. Василенко [1961], Г.П. Клейманом [1960] и рядом других геологов. Наиболее детальные исследования проведены Н.Я. Шевченко [1974, 1977], выделившим в составе этого разреза ряд парагенетических ассоциаций. В последние годы эти данные были дополнены и конкретизированы В.С. Ерофеевым и Г.С. Карловой.

Разрез континентальных верхнепермских и мезозойских отложений Кендерлыкской мульды мощностью 3000 м представлен исключительно гумидными парагенетическими ассоциациями, на что указывают особенности их литологического состава и палеонтологии. В его внутреннем строении выделяются две ритмически построенные эволюционные осадочные колонны и одночлен (рис. 42).

В основании верхнепермской эволюционной осадочной колонны залегает сероцветная грубообломочная ассоциация, выделенная под названием майчатской свиты. Она



Ра с. 42. Скема строения разреза верхнепермских и мезозойских континентальных одножений Кендерлыкской мульды (Саур-Тарбагатай) Условные обозначения см. на рис. 41

Р и с. 43. Схема строения разреза континентальных папеозойских и мезозойских отложений Карагандинского бассейна, по Г.Л. Кушеву, [1963] Условные обозначения см. на рис. 41

залегает с резко выраженным размывом на подстилающих отложениях и имеет мощность до 300 м. Вверх по разрезу данная толща постепенно, через переслаивание, сменяется мощной (до 550 м) акколканской свитой, являющейся типичной углисто-сидерит-колчеданной ассоциацией. В удалении от прибортовых частей прогиба в нижней и средней частях разреза этой толщи наблюдается фациальное замещение континентальных отложений морскими образованиями. Венчает разрез верхнепермской осадочной колонны железисто-карбонатная ассоциация — ужумская свита перми—триаса. Она связана с подстилающими отложениями постепенными переходами, тогда как верхи ее значительно размыты и срезаны реэким контактом выписиежащей осадочной колонны. Поэтому видимая мощность пермско-триасовой железисто-карбонатной ассоциации (40—120 м) характеризует в Кендерлыкской мульде только оставшуюся от размыва часть толии.

Вышележащая триасово-юрская зволющионная осадочная колонна в принцине повторяет строение верхнепермской. В ее основании также залегает мощная грубообломочная компломератовая толща, выше постепенно сменяющаяся отложениями углистосидерит-колчеданной ассоциации (тологойская свита), которая, в свою очередь, венчается образованиями железисто-карбонатной ассоциации нижней юры (тайсуганская свита). Верхнюю границу осадочной колонны образует очень резкий контакт с вышележащей грубообломочной компломератовой толщей предположительно раннемелового возраста. Если обозначить (как это сделано на рис. 42) сероцветную грубообломочную ассоциацию буквой "а", углисто-сидерит-колчеданную ассоциацию — "б", железисто-карбонатную — "с", а резкие контакты-сочленения знаком /, то строение вышеописанного разреза (в направлении снизу вверх) можно записать в виде

/abc/abc/a.

Данная формула очень четко отражает две главные особенности сруктуры описанного разреза. Во-первых, повторяемость однотипных парагенетических ассоциаций на различных стратиграфических уровнях: так, сероцветные грубообломочные ассоциации (а) занимают три стратиграфических уровня, углисто-сидерит-колчеданные (b) и железисто-карбонатные (c) — по два. Во-вторых (что наиболее важно), в составе каждой эволюционной осадочной колонны в направлении снизу вверх намечается четкая последовательность парагенетических ассоциаций: сначала сероцветная грубообломочная, затем углисто-сидерит-колчеданная и венчает разрез колонны железисто-карбонатная ассоциация. Иначе говоря, в составе эволюционной осадочной колонны тот или иной тип парагенетической ассоциации занимает строго определенное место.

Принципиально аналогичную последовательность парагенетических ассоциаций в составе эволюционной осадочной колонны иллюстрирует и мощный разрез континентальных палеозойских и мезозойских отложений Карагандинского бассейна. Результаты многолетнего изучения особенностей строения этого разреза освещены в монографии Г.Л. Кушева [1963], где приводятся детальные сведения не только о литологическом составе выделяемых естественных подразделений, но и о характере их взаимоотношений. Состав и распределение по разрезу конкреционного комплекса аутигенных образований детально изучены Е.А. Слатвинской и В.В. Лавровым [1972]. На основе Указанных данных нами составлена демонстрируемая здесь принципиальная схема строения разреза континентальных палеозойских и мезозойских отложений Карагандинского бассейна (рис. 43), на которой отражен характер взаимоотношения естественных парагенетических ассоциаций в разрезе. В данную схему не вошли нижние части разреза карбоновой угленосной толщи бассейна, представленные аккудукской и ашлярикской свитами, ибо в их составе весьма значительное участие принимают морские отложения. Цель же схемы показать взаимоотношения сугубо континентальных образований. Следует также отметить, что в 70-х годах карагандинскими геологами [Бекман и др., 1971, 1974] несколько изменен возраст выделенных подразделений. Но, поскольку это не имеет принципиального значения для разбираемых нами вопросов, в демонстрируемой схеме мы оставляем ту возрастную индексацию, которая давалась для данных отложений Г.Л. Кушевым.

По характеру внутренней структуры разрез континентальных отложений Карагандинского бассейна может быть подразделен на две крупные серии — карбоновую и мезозойскую. Карбоновая серия, в свою очередь, подразделяется на две двучленные эволюционные осадочные колонны и одночлен. В основании эволюционных осадочных колонн в обоих случаях залегают углисто-сидерит-колчеданные ассоциации (карагандинская и тентекская свиты), а венчают их разрезы железисто-карбонатные ассоциации (надкарагандинская и шаханская свиты). Между собой они связаны постепенными (эволюционными) сочленениями. Осадочные колонны разделены одночленом — углисто-сидеритовой долинской свитой, ограниченной сверху и снизу резкими контактами с элементами размыва. Эти контакты сопровождаются пачками и пластами конгломератов и грубых песчаников в основании долинской и тентекской свит.

Пользуясь принятой выше буквенной индексацией парагенетических ассоциаций, структуру карбоновой части разреза Карагандинского бассейна можно записать в виде следующей формулы (снизу, вверх):

bc / b / bc.

По сравнению с формулой разреза Кендерлыкской мульды в данной формуле мы наблюдаем выпадение из структуры разреза члена а (грубообломочной ассоциации), но намеченная ранее последовательность парагенетических ассоциаций в эволюционной осадочной колонне при этом не нарушается — также за углисто-сидеритовыми ассоциациями здесь следуют железисто-карбонатные.

Разрез мезозойской серии Карагандинского бассейна представлен двумя эволюционными осадочными колоннами, но уже несколько иного состава — в основании колонн залегают грубообломочные ассоциации (саранская и кумыскудукская свиты), а венчают их разрезы углисто-сидерит-колчеданные ассоциации (дубовская и михайловская свиты). Формула разреза мезозойской серии бассейна имеет вид:

/ ab / ab /.

Формула же структуры всего разреза континентальных палеозойских и мезозойских отложений Карагандинского бассейна выглядит следующим образом:

bc / b / bc / ab / ab.

Анализ этой формулы показывает, что в строении эволюционных осадочных колони участвуют три элемента: а, b и с, находящиеся в отношении строго определенной последовательность. И эта последовательность не зависит от полноты разреза той или иной эволюционной осадочной колонны. Особенностью стуктуры описанного разреза является только то, что из состава эволюционных осадочных колонн здесь выпадают или нижние (член а в колоннах палеозоя) или верхние (член с в колоннах мезозоя) члены разреза, тогда как общая последовательность парагенетических ассопиаций в структуре осадочных колонн остается такой же, что и в разрезе пермско-мезозойских отложений Кендерлыкской мульды: аbc.

Особенности состава и структуры эволюционных осадочных колонн, показанных на примере наиболее хорошо изученных мощных разрезов, принципиально не меняются и в разрезах других бассейнов континентальной седиментации. Так, на демонстрируемом выше разрезе Зайсанского прогиба (см. рис 41) в составе среднепалеогеновых гумидных отложений мы видим двучленную эволющионную осадочную колонну, формулу которой можно записать так: / bc /. Не менее яркий пример представляет собой разрез континентальных нижнесреднеюрских отложений Тувы [Лосев, 1955]. В основании его залегает конгломератовая элегетская свита, выше постепенно сменяющаяся углисто-сидерит-колчеданной эрбетской свитой, которая, в свою очередь, также постепенно сменяется железисто-карбонатной салдамской свитой. После резкого перерыва разрез заканчивается конгломератовой грубообломочной толщей (боомская свита). Таким образом, формула структуры разреза нижне-среднеюрских отложений Тувы имеет такой вид: /abc / a.

Примеров, подобных вышеописанным, можно привести достаточно много, чему в известной мере была посвящена работа В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского [1966]. Важно отметить то обстоятельство, что детально изученные и описанные в разное время и разными исследователями разрезы мощных гумидных континентальных толщ в разных по размерам и возрасту бассейнах седиментации фактически отражают одно и то же явление — наличие строго определенной последовательности парагенетических ассоциаций в составе эволюционной осадочной колонны. Полнота разреза эволюционных осадочных колонн может быть разной, но намеченная последовательность парагенетических ассоциаций от этого не меняется. Нам не известно ни одного примера, где бы в условиях постепенного (эволюционного) сочленения парагенетических ассоциаций член а сменялся бы сразу членом с, или наоборот. Иначе говоря, в составе гумидных эволюционных осадочных колонн для каждого типа парагенетической ассоциации другие типы ассоциации выступают или как строго определенный предшественник, или как последователь.

В бассейнах континентальной седиментации различных возрастов и регионов очень редко представлена пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация (обозначим ее буквой d). Частично причины этого нами уже рассматривались выше, при описании данной ассоциации. Это — малая мощность отложений, сравнительно редкое возникновение соответствующих обстановок в геологической истории континентов (этапы предельного выравнивания рельефа) и, наконец, эрозия сформированных отложений в фазы последующей тектонической активизации. Следует добавить еще и такое немало9. Зак. 2066

важное обстоятельство, как слабая изученность гематит-каолиновой ассоциации и большое сходство литологического состава и текстурных признаков слагающих ее пород с образованиями подстилающей коры выветривания, от которой ее бывает трудно отличить. Это отмечает В.Н. Разумова (1961), когда рассматривает раннекайнозойские отложения Центрального Казахстана. В истории развития этого региона характеризуемая ассоциация еще раз появляется в самых верхах ранне-среднеолигоценовой сарыинской свиты. В восточном борту Тургайского прогиба она слагается кремнистой пестроцветной толщей. Ряд геологов [Лавров, 1959; и др.] условно относили эти пестроцветы к так называемой каолиновой формации верхнего олигоцена (чаграйская свита) и рассматривали данные образования как вполне самостоятельную толщу. И только в 70-х годах было прослежено погружение описываемых гематит-каолиновых пестроцветов под угленосную толщу среднего-верхнего олигоцена и определено, что они содержат споры и пыльцу нижнего-среднего олигоцена (что подробно было рассмотрено при описании углисто-сидерит-колчеданной ассоциации [Ерофеев, Цеховский, 1982]. В ее литологическом составе принимают широкое участие кремнистые и железистые кварцевые песчаники, каолиновые глины и алевролиты. По всем показателям эта толща сближается с типичной пестроцветной гематит-каолиновой ассоциацией. Мощность ее измеряется в пределах 15-30 м. Верхи толщи ограничены резким контактом (с элементами размыва). Вниз по разрезу она постепенно переходит в отложения нижнепалеогеновой континентальной сарыинской (челкарнуринской) свиты, представляющие собой типичную железисто-карбонатную ассоциацию. Последняя, в свою очередь, постепенно сменяется морскими образованиями чеганской свиты.

Описываемый факт убеждает нас в том, что завершающим членом последовательного ряда ассоциаций в гумидных эволюционных осадочных колоннах является пестроцветная гематит-каолиновая ассоциация (d). Дело только в том, что в конкретных разрезах бассейнов седиментации, по-видимому, редко когда удается наблюдать эту ассоциацию "на своем месте" в структуре эволюционной осадочной колонны, основной причиной чего, в большинстве случаев, выступает незавершенность формирования осадочных колонн, прерванных резкими перерывами постепенности осадконакопления.

# СТРОЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННЫХ ОСАДОЧНЫХ КОЛОНН, СЛОЖЕННЫХ АРИДНЫМИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИМИ АССОЦИАЦИЯМИ

Бассейны континентальной седиментации, выполненные сугубо аридными (кальциефильными) парагенетическими ассоциациями, в силу ряда причин менее изучены, нежели их гумидные аналоги. Тем не менее в геологической литературе неоднократно описаны факты повторяемости однотипных ассоциаций в сводных разрезах подобных бассейнов. Это касается в основном явлений повторяемости на различных стратиграфических уровнях красноцветных карбонатных и соленосных толщ. Одним из наиболее ярких примеров подобной повторяемости может служить разрез меловых континентальных отложений Ферганы, детально изучавшийся на протяжении многих лет Н.Н. Верзилиным [1963, 1967] и А.В. Сочавой [1965].

Рассматривая общую структуру разреза меловых отложений Ферганы, А.В. Сочава пишет [1965, с. 78]:"... невольно останавливается внимание на неоднократном повторении сходных палеогеографических условий, а в разрезе меловой системы — близких по своему вещественному составу отложений". Сводный разрез описываемых отложений он подразделил на три крупные серии (рис. 44). Каждая из них ограничена сверху и снизу резкими контактами, сопровождаемыми следами размывов. Внутри серий слагающие их литолого-стратиграфические подразделения связаны между собой постепенными переходами. В принятой нами выше терминологии выделенные А.В. Сочавой серии полностью отвечают эволюционным осадочным колоннам.

Нижняя, готерив-альбская эволюционная осадочная колонна имеет трехчленное строение: в основании ее залегает грубообломочная конгломератовая чалминская

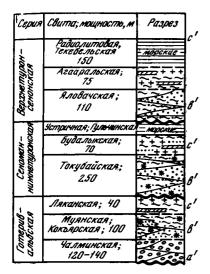
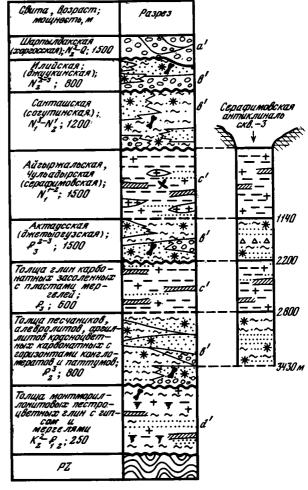


Рис. 44. Схема строения разреза меловых отложений Ферганы, по A.A. Сочаве [1965]

Условные обозначения см. н рис. 41

Рис. 45. Схема строения разреза континентального палеогена и неогена межгорных впадин Джунгарского Алатау и Северного Тянь-

Условные обозначения см. на рис. 41



свита, сменяющаяся вверх по разрезу красноцветной карбонатной ассоциацией кокъярской и муянской свит, которые, в свою очередь, постепенно переходят в вышележащую глинисто-карбонатную и гипсоносную толщу, объединяющую ряд стратиграфических подразделений (ляканская свита и др.). По основным литологическим показателям она отвечает сульфат-карбонатной ассоциации.

После резкого перерыва постепенности осадконакопления сформирована сеноманнижнетуронская эволюционная осадочная колонна. В основании ее залегает красноцветная карбонатная толща токубайской свиты, выше сменяющаяся карбонатно-гипсоносными отложениями будалыкской свиты. Разрез колонны венчают морские образования устричной и гульчинской свит.

Завершающая разрез верхнетурон-сенонская эволюционная осадочная колонна, согласно А.В. Сочаве [1965, с. 82], "по своему литологическому строению почти полностью повторяет сеноман-нижнетуронскую". Разрез ее начинает терригенная красноцвет ная карбонатная яловачская свита, переходящая вверх в карбонатно-гипсоносные отложения агааральской свиты и завершают разрез опять морские радиолитовая и текебельская свиты.

Если мы условимся (как и в предыдущем разделе) обозначать парагенетические ассоциации континентальных отложений буквенными индексами: грубообломочную карбонатную -a', красноцветную карбонатную -b', сульфат-карбонатную -c',

а резкие контакты-сочленения знаком /, то структуру разреза континентальных меловых отложений Ферганы можно записать в виде такой формулы: a'b'c'/b'c'/b'c'. Анализ этой формулы показывает, что внутреннее строение эволюционных осадочных колонн фактически отражает собой последовательный ряд парагенетических ассоциаций: a'b'c'.

Грандиозную по масштабам распространения картину представляют собой аридные парагенетические ассоциации палеоген-неогена Джунгарского Алатау и Северного Тянь-Шаня. По вопросу о характере общей структуры и стратиграфических особенностях разреза молодых отложений этой провинции долгое время высказывались весьма разноречивые суждения. И только после проведения многими геологами специальных литолого-стратиграфических и палеонтологических исследований в 60-70-х годах и бурения глубоких скважин в наиболее крупных прогибах Тянь-Шаня выявились общие черты состава и структуры разреза сугубо континетальной аридной палеоген-неогеновой толщи. Обобщение этих материалов в сопоставлении с данными глубокого бурения позволило нам отразить особенности этого разреза в нижеследующей схеме (рис. 45), рядом с которой помещен схематизированный разрез по одной из глубоких скважин (C-3), вскрывшей основную часть сводного разреза. Надо сказать, что не во всех межгорных впадинах Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау представлены все литолого-стратиграфические подразделения сводного разреза. Это зависит от величины, времени заложения и истории развития этих впадин. Но в крупных прогибахвпадинах (Илийская, Иссык-Кульская, Восточно-Чуйская) можно увидеть все эти подразделения. Поскольку многие данные обобщения еще не опубликованы, ниже приводим краткую характеристику состава и строения сводного разреза континентального палеоген-неогена рассматриваемой провинции.

В основании сводного разреза провинции залегают маломощные красно-пестроцветные монтмориллонитовые кремнисто-сульфат-карбонатные отложения, охватывающие значительный интервал геологического времени — от конца позднего мела до среднего эоцена включительно. Они распространены фрагментарно в отдельных прогибах. Наибольшее распространение имеют во впадинах Джунгарского Алатау, где выделены под наименованием джамантинской и тункурузской свит [Диденко-Кислицына и др., 1971]. Подробная характеристика данных образований приведена выше при описании монтмориллонитового кремнисто-сульфат-карбонатного типа парагенеза.

На пестроцветные верхнемеловые—нижнепалеогеновые отложения (или прямо на складчатый палеозой) во впадинах Джунгарского Алатау ложится красноцветная карбонатная песчано-глинистая толща, включающая (в районе с. Андреевки) костные остатки средне-позднеэоценового возраста [Диденко-Кислицына и др., 1971]. В Илийской впадине верхи этой толши обнажаются в основании видимого разреза гор Актау (акбулакская свита) [Костенко, 1964] и включают костные остатки позвоночных зоцен-раннеолигоценового возраста. В Иссык-Кульской впадине с описываемой толщей может быть сопоставлена чонкурчакская свита, сложенная линзовидно переслаиваюшимися полимиктовыми красношветными песчаниками, алевролитами и глинами (аргиллитами), насыщенными пелитоморфной известью [Габрильян, Зхус, 1965]. В Восточно-Чуйской впадине подобные отложения вскрыты глубокой скв. С-3, пробуренной в ядре Серафимовской антиклинали. В интервале глубины 2800—3430 м (см. рис. 45) вскрыта толща переслаивающихся полимиктовых разнозернистых песчаников, алевролитов и подчиненных им арциллитов. Породы окрашены в красные и бурые тона пигментирующими окислами Fe и насыщены пелитоморфным карбонатом Са и частично Мд. Обломочные компоненты пород имеют полимиктовый состав; в глинистом веществе резко преобладает группа гидрослюд в смеси с монтмориллонитом. По устному сообщению Л.Н. Ржаниковой, в породах обнаружены единичные зерна спор и пыльцы ксерофитизированной растительности позднезоценового облика.

Таким образом, в разрезах прогибов Джунгарского Алатау и Северного Тянь-Шаня явственно прослеживается стратиграфически индивидуализированная позднеэоценовая толща, которая по основным литологическим показателям проявляет себя как типич-

ная красноцветная карбонатная ассоциация. Схожесть ее внешнего облика и состава с красноцветными отложениями других стратиграфических этажей и послужила тому, что на ранних этапах стратиграфических исследований данную толшу не выделяли в самостоятельное подразделение и относили то к олигоценовым красноцветам, то к неогеновым. Так, например, до изучения упоминавшейся выше большой коллекции фауны Андреевки включающие их красноцветные отложения картировали как образования миоцен-плиоценовой павлодарской свиты.

В разрезах погруженных частей наиболее крупных прогибов Тянь-Шаня на описанную выше красноцветную карбонатную ассоциацию позднего зоцена согласно ложится толща зеленовато-серых, зеленовато-коричневых и красно-коричневых алевролитов и аргиллитов, с линзами и прослоями преимущественно средне- и мелкозернистых песчаников, пластами мергелей и линзами гипса. Почти повсеместно в породах рассеяны вкрапленность и гнезда ангидрита и глауберита. Подробные сведения о составе и палеонтологическая характеристика ассоциации изложены выше, при описании сульфат-карбонатного типа парагенеза. Здесь только укажем, что до бурения глубоких скважин в Восточно-Чуйской и Иссык-Кульской впадинах о существовании подобной толщи в разрезе палеогена провинции геологи не знали и, возможно, тоже по той причине, что ее принимали в разрезах за литологически однотипную соленосную толщу раннего-среднего миоцена. Во всяком случае, в естественных обнажениях, кроме гор Актау в Илийской впадине, данная толща геологами нигде не описана. С подстилающими красноцветными отложениями позднего эоцена сульфат-карбонатная толща нижнего-среднего олигоцена связана постепенными переходами, что выражается в керне скважин постепенным изменением литологии и окраски пород. Верхний же контакт характеризуется резкой сменой литологического облика пород. На сульфат-карбонатную толщу раннего-среднего олигоцена, а чаще непосредственно на складчатый палеозой почти во всех более или менее крупных прогибах Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау с резким размывом ложится мощная красноцветная карбонатная ассоциация среднего-позднего олигоцена. В Илийской впадине она известна под наименованием актаусской свиты [Костенко, 1964] или конгломерато-песчаниковой [Ивкин, Котельников, 1970], в Иссык-Кульской впадине – джетыогузской или киргизской свиты [Габрильян, Зхус, 1965; Вертунов, 1969], в Восточно-Чуйской впадине — сулутерекской свиты [Ибрагимов, Турдукулов, 1965, 1966]. В разрезах гор Актау и Джеты-Огуз данные отложения охарактеризованы костными остатками позвоночных позднеолигоценового возраста.

Средне-позднеолигоценовые красноцветы выше по разрезу постепенно сменяются флористически охарактеризованными отложениями нижне-среднемиоценовой сульфат-карбонатной толщи, получившей чрезвычайно широкое распространение в пределах всей провинции. На характеристике ее здесь останавливаться не будем, ибо она описана нами в соответствующем разделе как литотип сульфат-карбонатной ассоциации. Верхи разреза неогена провинции сложены тремя последовательно залегающими одночленами, каждый из которых отделен снизу и сверху резкими контактами (с элементами размыва). Верхнемиоценовый –нижнеплиоценовый этаж занимает мощная красноцветная карбонатная толща, известная в Илийской впадине под наименованием санташской свиты, в Иссык-Кульской впадине - согутинской, в Восточно-Чуйской — сарыагачской и т.д. Во многих впадинах ее отложения включают костные остатки позвоночных гиппарионового фаунистического комплекса. На ней с размывом залегает опять мощная красноцветная карбонатная толща илийской свиты, охарактеризованная комплексом разнообразной фауны позвоночных [Костенко, 1964]. В Иссык-Кульской впадине она известна под наименованием джуукинской свиты, а в Восточно-Чуйской впадине — как палевая или чуйская свита. Венчает разрез неогеновых отложений Тянь-Illаня и Джунгарского Алатау мощная толща однообразных серых с плотным известковым цементом конгломератов, распространенных во всех межгорных впадинах. В Тянь-Шане она известна как шарпылдакская свита верхов плиоцена - низов квартера и залегает с угловым несогласием на подстилающих образованиях. В Джунгарском Алатау описываемая толща, также залегающая с размывом и угловым несогласием на подстилающих образованиях, выделена в хоргосскую свиту, датированную по фауне позвоночных концом позднего плиоцена.

Таким образом, сводный разрез континентальной толщи молодых прогибов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау сложен сутубо аридными (кальциефильными) образованиями и его характерной чертой является неоднократная повторяемость на различных стратиграфических уровнях однотипных парагенетических ассоциаций — четырежды повторяется красноцветная карбонатная ассоциация и дважды — сульфат-карбонатная. В структуре разреза четко выделяются две эволюционные осадочные колонны, охватывающие интервал от верхов среднего эоцена до среднего миоцена включительно, и одночлены.

Эволюционные осадочные колонны описываемого разреза обнаруживают между собой сходство состава и строения, что неоднократно являлось причиной разного рода "неожиданностей" при получении и обработке геологической информации. Так, например, при бурении глубокой скв. С-3 в ядре Серафимовской антиклинали (Восточно-Чуйская впадина) в интервале глубин 0-1140 м была пройдена нижнемиоценовая соленосная толща (серафимовская свита) и далее, как и ожидалось, скважина вошла в красноцветные отложения олигоцена. Геологи рассчитывали, что после проходки олигоценовых красноцветов скважина вскоре должна войти в породы фундамента. Но после олигоценовых красноцветов в интервале глубин 2200-2800 м скважиной вновь пройдена соленосная толща, а с глубины 2800 до 3430 м опять пошли красноцветы, литологически однотипные уже пробуренным олигоценовым красноцветам. Сходство однотипных толщ по разрезу скважины настолько близко, что первоначально было принято считать эту повторяемость за результат сдвоенности разреза олигоценмиоцена по крупному надвигу. И только бурение других глубоких скважин в этом районе и данные палинологического исследования пород убедили в том, что здесь мы имеем не сдвоенный разрез, а явление повторяемости однотипных парагенетических ассоциаций на разных стратиграфических уровнях. По составу и внутреннему строению описываемые эволюционные осадочные колонны почти копиально повторяют одна другую — в основании каждой из них залегает мощная красноцветная карбонатная ассоциация, сменяющаяся вверх по разрезу также мощной сульфат-карбонатной ассоциацией. Пользуясь принятой нами буквенной индексацией парагенетических ассоциаций, структуру этой части сводного разреза палеоген-неогена Тянь-Шаня можно записать в таком виде: b'c' / b'c' /.

Как видно из этой формулы, внутреннее строение эволюционных осадочных колонн данного разреза отражает ту же последовательность парагенетических ассоциаций, что и в разрезах мела Ферганы.

Конечно, подобных вышеописанным примеров в геологической практике пока известно мало. Причиной этого, как мы указывали, является еще относительно слабая изученность бассейнов седиментации, выполненных мощными толщами сугубо континентальных аридных отложений. Тем не менее там, где более или менее детально изучаются разрезы подобных бассейнов, мы видим принципиально ту же картину. Весьма показательным примером этому могут служить данные изучения мощного разреза верхнего палеозоя Чу-Сарысуйского прогиба [Дитмар, 1963; Дитмар, Тихомиров, 1967]. На морских образованиях нижнего-среднего карбона здесь с размывом залегает мощная (250-900 м) красноцветная карбонатная толща среднего-верхнего карбона, именуемая джезказганской, или кызылканатской, свитой. Вверх по разрезу она постепенно (через переслаивание) сменяется мощной (300-1100 м) соленосной (сульфат-карбонатной) толщей нижней перми, объединяющей жиделисайскую и ушбулакскую свиты. В предыдущих разделах мы уже писали, что В.И. Дитмар и В.И. Тихомиров [1967] на основе детального изучения литологических особенностей соленосной толши считают ее типичным литогенетическим аналогом континентальной нижнесреднемиоценовой сульфат-карбонатной ассоциации Тянь-Illаня. Верхняя граница пермской соленосной толши размыта.

Здесь мы видим принципиально ту же картину, что и в разрезе палеоген-неогена Тянь-Шаня: в основании эволюционной осадочной колонны залегает типичная красноцветная карбонатная ассоциация, вверх по разрезу постепенно сменяющаяся сульфат-карбонатной ассоциацией. Формула колонны: / b'c' /.

Рассмотренные примеры относительно хорошо изученных бассейнов аридной континентальной седиментации охватывают в возрастном отношении образования палеозоя, мезозоя и кайнозоя. И везде, как и в гумидных разрезах, состав и внутреннее строение эволюционных осадочных колони отражают существование последовательного ряда парагенетических ассоциаций: a'b'c'. При этом степень полноты разреза эволюционных осадочных колони не влияет на последовательность, а только отражает появление тех или иных звеньев этой общей цепи.

Нужно полагать, что конечным членом последовательной цепи аридных парагенетических ассоциаций является пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфаткарбонатная ассоциация (в дальнейшем будем обозначать ее буквой d'), хотя нигде пока что не приходилось непосредственно наблюдать эту ассоциацию в составе эволюционных осадочных колонн. Причиной этого обстоятельства, по-видимому, является или незавершенность описанных нами осадочных колонн, или интенсивные размывы их верхних частей перед началом формирования вышележащих подразделений разреза. Во всяком случае, сейчас установлено вполне определенно (о чем подробно было изложено выше), что монтмориллонитовые кремнисто-сульфат-карбонатные пестроцветы позднемелового раннепалеогенового возраста Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня непосредственно сочленяются по простиранию в разрезах Южного Призайсанья с одновозрастными гумидными кремнисто-каолиновыми пестроцветами (d). В гумидных эволюционных осадочных колоннах данный тип парагенетической ассоциации является завершающим членом последовательного ряда ассоциаций. Можно допускать, что и в аридных эволюционных осадочных колоннах монтмориллонитовые пестроцветы (d') занимают аналогичное положение.

## ГОМОЛОГИЧЕСКИЕ РЯДЫ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ. ЭВОЛЮЦИОННАЯ ПЕРИОДИЧНОСТЬ

Рассмотренные в предыдущих разделах состав и строение эволюционных осадочных колонн вполне четко говорят о существовании строго определенной последовательности парагенетических ассоциаций, связанных в разрезе постепенными (эволюционными) сочленениями. Эта последовательность не зависит ни от полноты разреза эволюционных осадочных колонн, ни от количества связанных в колонне ассоциаций. После перерыва постепенности осадконакопления реэким (перерывным) контактом начинается формирование новой эволюционной осадочной колонны, в основе строения которой лежит тот же характер последовательности обособления в разрезе парагенетических ассоциаций. Таким образом, отмеченная последовательность обособления парагенетических ассоциаций в составе эволюционных осадочных колонн отражает собой ход эволюции процессов литогенеза в промежутке от одного перерыва постепенности осадконакопления до другого.

Если построить парагенетические ассоциации континентальных отложений в той последовательности, в которой они связаны в составе эволюционных осадочных колонн, то мы получим два самостоятельных ряда ассоциаций (рис. 46), каждый из которых соответствует определенному климатическому типу литогенеза — гумидному (сидерофильному) и аридному (кальциефильному). В составе каждого из этих рядов выделяется четыре последовательно связанных друг с другом ассоциации. В гумидном ряду (снизу вверх): сероцветная грубообломочная (а), углисто-сидерит-колчеданная (b), железисто-карбонатная (c) и пестроцветная гематит-каолиновая (d) ассоциации; в аридном ряду в той же последовательности: грубообломочная карбонатная (а'), красноцветная карбонатная (b'), сульфат-карбонатная (c') и пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная (d') ассоциации. Соответ-

Стадии эволюцион-	Гомологические ряды
ного периода	гумидный (синерофильный) аридный (кальциефильный)
Д	~!~!~!~ -!~!~!~
С	
В	o day of
А	

Рис. 46. Гомологические ряды континентальных отложений Условные обозначения см. на рис. 41

ственно формула гумидного ряда: abcd; apидного - a'b'c'd'. Эти параллельные ряды последовательно связанных между собой ассоциаций мы называем гомологическими рядами парагенетических ассоциаций континентальных отложений.

На рис. 46 показаны гомологические ряды так, что намеченная последовательность ассоциаций читается снизу вверх (как это и наблюдается в разрезах тех бассейнов седиментации, которые демонстрировались выше при анализе строения эволюционных осадочных колонн). Такой порядок последовательности ассоциаций в ряду мы будем в дальнейшем называть прямой последовательностью. Это не исключает возможности того, что в разрезах континентальных толщ могут быть встречены эволюционные осадочные колонны с обратной последовательностью ассоциаций в разрезе, формула которых будет иметь вид: dcba или d'c'b'a'. Допускается возможность встречи и смешанных по последовательности эволюционных осадочных колонн¹. Наконец, не исключается возможность и подобного сочленения ассоциаций в горизонтальном (латеральном) направлении. В связи с последним обстоятельством в демонстрируемой схеме сочленения ассоциаций в гомологических рядах показаны по наклонным параллельным линиям.

В каком бы направлении ни "читать" последовательность ассоциаций в гомологическом ряду, принципиальная сущность его от этого не меняется — каждая из составляющих его ассоциаций занимает в ряду строго определенное место, имеет определенного предшественника и последователя. Только в случае обратной последовательности ассоциаций предшественник становится ассоциацией-последователем, и наоборот. Нигде достоверно не установлено такого факта, чтобы при постепенном (эволюционном) характере сочленения парагенетических ассоциаций в разрезах континентальных толщ член d непосредственно связан был бы с членом с или d; член b с членом d и т.д. Следовательно, принципиальной сущностью гомологических рядов является то, что составляющие их ассоциации находятся в отношении периодической последовательности.

Такой порядок отношения составляющих гомологических рядов служит прямым указанием на *стадийно-эволюционный* характер процессов литогенеза, лежащих в основе самого явления гомологических рядов. Иначе говоря, гомологический ряд отражает, с одной стороны, определенную направленность эволюции литогенеза в данной климатической обстановке, что выражено в явлении строгой последовательности парагенетических ассоциаций в ряду, и, с другой — стадийность этой эволюции, фик-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Такой пример, судя по всему, намечается в разрезе карбона Карагандинского бассейна. Выше, при описании структуры этого разреза (см. рис. 43) взаимоотношение парагенетических ассоциаций, выделяемых в составе карагандинской, надкарагандинской и долинской свит, мы по-казали по данным Г.Л. Кушева [1963]. Формула этой части разреза имеет вид: bc/b/. Карагандинские геологи [Бекман и др., 1972] привели данные о постепенном характере перехода надкарагандинской сыйты в долинскую. В таком случае формула этой части разреза приобретает вид: bcb/. Здесь мы видим в разрезе одной эволюционной осадочной колонны смену прямой последовательности ассоциаций (bc) на обратную (cb).

сированную сменой одного парагенеза другим. Именно поэтому невозможно внутри ряда перейти от первой стадии (ассоциации) непосредственно к третьей или четвертой стадиям (ассоциациям) или обратно, минуя промежуточные. Такая возможность достигается только перерывом постепенности обособления ассоциаций на любом из звеньев стадийного эволюционного процесса и началом формирования нового ряда ассоциаций. Таким образом, гомологический ряд парагенетических ассоциаций в целом отвечает единому стадийно построенному циклу эволюции литогенеза в данных климатических условиях, который предлагается называть эволюционным периодом.

В связи с подобной трактовкой природы гомологических рядов парагенетических ассоциаций открывается еще одно весьма важное явление литогенеза в континентальных бассейнах седиментации. Это — парагенетические ассоциации, занимающие в гомологических рядах одинаковое положение. Их предлагается именовать ассоциациямигомологами. В таблице гомологических рядов они образуют параллельные пары: aa', bb', cc', dd'. Из построения таблицы с очевидностью вытекает, что если гомологический ряд (вертикальное направление) отвечает эволюционному периоду в условиях одной климатической обстановки, то ассоциации-гомологи (горизонтальное направление) отвечают одной стадии эволюционного периода в разных климатических обстановках. В результате эволюционный период четко подразделяется на четыре стадии, каждой из которых отвечает своя гомологическая пара (в направлении прямой последовательности): А (гомологическая пара аа'), В (гомологическая пара bb'), С (гомологическая пара сс'), D (гомологическая пара dd').

Установление природы гомологических пар ассоциаций объясняет одно из существеннейших геологических явлений, а именно латеральное замещение (сочленение) одного типа ассоциации другим при переходе из одной палеоклиматической зоны в другую. При таком переходе та или иная ассоциация по простиранию замещается не любой ассоциацией, а только своим гомологом, чему мы видим огромное количество примеров. Приведем некоторые из них.

До сего времени в континентальных бассейнах седиментации наиболее полно прослежены по площади углисто-сидерит-колчеданные ассоциации. И давно замечено, что при переходе в зоны аридного палеоклимата они неизменно замещаются по простиранию только карбонатными красноцветами. Так, например, непосредственное сочленение угленосных и красноцветных карбонатных отложений неогена Западной Сибири описано К.В. Боголеповым [1960]. Переход углистых отложений среднеговерхнего олигоцена Тургая в красноцветные отложения юга Казахстана прослежен и описан К.В. Никифоровой [1960]. В начале 70-х годов при разбуривании закрытых территорий Алакульской впадины было установлено, что средне-верхне-оценовая и средневерхнеолигоценовая углисто-колчеданные ассоциации Призайсанья у южных отрогов Тарбагатая замещаются красноцветными карбонатными ассоциациями, а железисто-карбонатная ассоциация верхнего эоцена — нижнего олигоцена (тузкибакская свита) замещается сульфат-карбонатной ассоциацией. Во всех приведе ных примерах ассоциации гумидного ряда при переходе в зоны аридного палеоклимата неизменно замещаются по простиранию только ассоциациями-гомологами. Наконец, описанная нами в предыдущих разделах данной работы как литотип красноцветная карбонатная ассоциация миоцен-плиоцена Северо-Западной Азии в районах севера Западной Сибири (бассейны рек Таз, Пур и др.) представлена углистыми сероцветами. Непосредственное же сочленение по простиранию гомологической пары dd' в Южном Призайсанье также описано нами в соответствующем разделе этой работы.

Подобных вышеописанным примеров можно привести еще очень и очень много. Достаточно взглянуть в сравнительном плане на демонстрируемые выше сводные разрезы палеогена Зайсанского прогиба и Северного Тянь-Шаня (см. рис. 41 и 45), чтобы убедиться, что стратиграфические этажи, занятые гумидными парагенетическими ассоциациями Зайсанского прогиба, в аридных разрезах Тянь-Шаня заняты только их гомологами. Это говорит само за себя. Описанные А.И. Анатольевой [1972] так называемые угленосные красноцветные формации палеозоя (серия Данкард США

и др.) фактически приурочены к зонам или вертикального (климатические изменения во времени) или латерального (климатические изменения по площади) сочтенения типичных углисто-сидерит-колчеданных и красноцветных карбонатных ассоциаций. Эти образования сложены взаимопроникающими элементами двух ассоциаций-гомологов и совмещают в себе характерные питологические черты обеих ассоциаций (с одной стороны, угленосность и восстановленные минеральные формы Fe и серые тона окраски, с другой — карбонатные красноцветные песчаники и аргиллиты, мергели). Таким образом, приведенные примеры достаточно убедительно показывают, что при переходе из одной палеоклиматической зоны в другую латеральное замещение (сочленение) одного типа парагенеза другим происходит не как угодно, но в строго определенном порядке, а именно — ассоциацией-гомологом. Это еще одно проявление эволюционной периодичности парагенетических ассоциаций континентальных отложений.

Рассмотрим теперь принцип формирования структуры разрезов континентальных толщ относительно гомологических рядов ассоциаций. Подобное рассмотрение проведем на примере демонстрированных выше разрезов как наиболее хорошо изученных и представительных.

При сравнении структуры разрезов континентальных толщ раздичных бассейнов седиментации и разных возрастов сразу же выясияется, что эволюционные осадочные колонны в сравнительном плане представляют собой фрагменты различных частей гомологических рядов парагенетических ассоциаций. Так, например, эволюционные осадочные колонны перми и мезозоя Кендерлыкской мульды (см. рис. 42) представлены тремя нижними ассоциациями гомологического ряда (abc). В разрезе каменноугольных отложений Карагандинского бассейна эволюционные осадочные колонны представлены только двумя средними членами гомологического ряда (bc), а мезозой этого бассейна — двумя нижними (ab). Средними членами гомологического ряда сложены и осадочные колонны палеогена Тять-Шаня (b'c') и Зайсанского прогиба (bc). Все это с очевидностью говорит об одном, что эволюционные осадочные колонны представляют собой не что иное, как оборванные перерывом постепенности на различных звеньях формирующиеся гомологические ряды. В идеале эволюционная осадочная колонна по составу должна отвечать гомологическому ряду. Однако практически это достигается очень редко в геологической истории континентальных бассейнов седиментации, и подобных примеров мы пока еще не знаем. Такой пример означал бы, что процесс формирования парагенетических ассоциаций в данный отрезок геологической истории региона прошел бы полный цикл (период) эволюции. В подавляющем же большинстве случаев получается так, что данный эволюционный процесс, пройдя только какие-то стадии этого периода, обрывается перерывом постепенности, после чего начинаются новый цикл эволюции и формирование нового гомологического ряда. И в зависимости от того, на какой из стадий этого периода (или, иначе, на каком из звеньев гомологического ряда) произошел перерыв постепенности, находится и состав данной эволюционной осадочной колонны.

При анализе эволюционных осадочных колонн обращает на себя внимание и тот факт, что после перерыва постепенности формирование новой осадочной колонны не обязательно начинается с первой стадии эволюционного периода, а с любой другой. Примером этого служат упомянутые выше колонны разрезов Карагандинского бассейна, Зайсанского прогиба и Тянь-Шаня, сложенные средними членами гомологического ряда (bc или b' c'). Таким образом, состав эволюционных осадочных колонн может быть неполным не только из-за отсутствия (выпадения) верхних членов гомологического ряда, но и его нижних членов, хотя присущее гомологическому ряду отношение периодической последовательности ассоциаций при этом не нарушается. Выпадение из разрезов некоторых осадочных колони нижних членов гомологического ряда часто связано просто с перерывом осадконакопления в данный временной интервал. Однако главной причиной этого является внутренняя природа гомологического ряда, о чем подробно будет изложено в последующем разделе.

Выражением отношений парагенетических ассоциаций в гомологических рядах являются и так называемые смещанные по палеоклиматическому типу литогенеза эволюционные осадочные колонны. Для примера приводим сравнение двух осадочных колонн, занимающих палеоген-нижненеогеновые стратиграфические этажи Зайсанского прогиба (см. рис. 41). Основание нижней колонны слагает позднезоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация (турангинская свита), вверх по разрезу сменяющаяся позднеэоцен-раннеолигоценовой железисто-карбонатной (тузкабакская свита). После резкого перерыва новая осадочная колонна опять начинается углисто-сидерит-колчеданной ассоциацией позднего олигоцена (ашутасская свита). Однако в процессе накопления самых верхних частей разреза этой толщи в регионе происходит довольно быстрое изменение палеоклиматической обстановки в сторону аридизации (что предельно четко устанавливается по многочисленным и разнообразным палеонтологическим данным). В этих условиях в верхней части эволюционной осадочной колонны место железисто-карбонатной ассоциации занял ее аридный гомолог сульфат-карбонатная ассоциация раннего-среднего миоцена (аральская свита). Таким образом, данная эволюционная осадочная колонна в основании представлена ассоциацией гумидного гомологического ряда, а вверху – аридного (формула bc'), но сталии эволюционного периода отражает те же, что и предшествующая ей осадочная колонна: ВС.

Теперь остается рассмотреть природу одночлена — второго структурного элемента разрезов континентальных толщ. Формально — это часть разреза, представленная какойлибо одной парагенетической ассоциацией (или взаимосочленяющимися ассоциациямигомологами) и ограниченная сверху и снизу резкими (перерывными) контактами. Подавляющее большинство одночленов представлено нижними ассоциациями гомологических рядов (a, b, a', b'), т.е. характеризует собой первые стадии эволюционного периода. Это говорит только об одном, что одночлен является своего рода "неразвитой" эволюционной осадочной колонной, ее первым членом. Последующий перерыв прекратил формирование осадочной колонны на одном из первых звеньев гомологического ряда, после чего начинает формироваться или новая осадочная колонна, или новый одночлен. Показательны в этом отношении верхи разреза континентального неогена всей Северо-Западной Азии (см. рис. 41, 45), представленные серией залегающих друг на друге одночленов, разделенных резкими (перерывными) контактами первого и второго ряда. Только в случае весьма длительных временных перерывов в основании разрезов континентальных толщ появляются одночлены, представленные верхними ассоциациями гомологических рядов. Таковы, например, гумидные и аридные пестроцветы (d, d') конца позднего мела – начала палеогена, залегающие в основании мощных разрезов континентального палеогена и неогена Алтая, Джунгарского Алатау и Тянь-Illаня. Время накопления этих пестроцветов отделено от времени накопления подстилающего их складчатого палеозоя огромным перерывом, в течение которого осуществлялись процессы интенсивного выравнивания рельефа. Сохранившиеся в молодых прогибах пестроцветы и связанная с ними кора выветривания являют собой наследие заключительных этапов пенепленизации страны.

Таким образом, внутренний механизм формирования состава и структуры разрезов континентальных толщ заключает в себе две противоборствующие тенденции: с одной стороны, это тенденция литогенетических процессов к прохождению всех стадий эволюции, соответствующих последовательной цепи ассоциаций гомологического ряда, и, с другой — прекращение постепенности обособления парагенетических ассоциаций на любой из стадий эволюционного процесса резкими перерывами. И в зависимости от соотношения этих двух противоборствующих тенденций, а также характера палеоклиматической арены находятся состав и структура региональных разрезов континентальных толщ, строение и состав их эволюционных осадочных колони и одночленов. Но здесь следует подчеркнуть главное, что формирование этой структуры разрезов происходит не как угодно, не в хаотическом беспорядке, а по изложенным выше правилам гомологических рядов парагенетических ассоциаций. Этими правилами объяс-

няются и явления повторяемости литологически однотипных толщ в разрезах континентальных бассейнов седиментации, равно как и частота этой повторяемости.

Выведение гомологических рядов как внутренней закономерности взаимоотношения парагенетических ассоциаций в структуре разрезов континентальных толщ осуществлено чисто эмпирическим путем. Вполне допустимо, что последующими исследованиями может быть дополнен состав гомологических рядов ассоциаций новыми членами. Но это едва ли коренным образом изменит сущность уже намеченных принципов взаимоотношения ассоциаций в гомологических рядах и самих рядов между собой, ибо данная сущность проявляет себя как вполне очерченная природная закономерность. Упоминаемые выше принципы и правила изложены нами в настоящем разделе, и в заключение считаем необходимым сформулировать только центральное положение эмпирической закономерности: континентальные отложения каждого климатического типа литогенеза представлены строго определенным набором парагенетических ассоциаций, находящихся в отношении периодической последовательности.

Эту эмпирическую закономерность мы предлагаем называть законом гомологических рядов, или эволюционной периодичностью парагенетических ассоциаций континентальных отложений.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Закономерный характер поведения и взаимоотношения парагенетических ассоциаций в разрезах континентальных толщ служит прямым указанием на существование определенных причинно-следственных отношений природных геологических процессов, приводящих к формированию как самих парагенетических ассоциаций, так и их гомологических рядов. Разумеется, внутренний "механизм" этих процессов, по-видимому, чрезвычайно сложный, во многом противоречивый и требует специального изучения и анализа. Вместе с тем наиболее крупные, главные их факторы выступают довольно определенно и на данном уровне исследований. На них давно обратили внимание многие геологи, и в настоящее время весь вопрос заключается только в оценке степени и формы влияния этих факторов на процессы континентального литогенеза.

Первым крупным природным фактором, определяющим формирование типов парагенеза континентальных отложений, является палеоклиматический режим. Коренное влияние его на процессы литогенеза всесторонне изучено и показано Н.М. Страховым [1960, 1961, 1962]. Ему принадлежат слова: "... климатические типы литогенеза — такое же неизбежное следствие общих астрономических причин, каким является смена дня и ночи" [Страхов, 1960, с. 150]. Нам остается только прокомментировать выявленные Н.М. Страховым закономерности на примере континентальных отложений.

Определяющее влияние климатического режима на процессы литогенеза непосредственно выражено в самом факте существования семейства парагенетических ассоциаций континентальных отложений. Ассоциации, составляющие семейство, при всем различии между собой объединены и некоторыми чертами общности. Так, основным "стержнем" общности гумидных (сидерофильных) ассоциаций является проходящее через все ассоциации многообразие форм соединений Fe. Все остальные литогенетические явления группируются вокруг этого главного (и наиболее ярко выраженного) показателя. Ассоциации же аридного (кальциефильного) семейства объединяет совершенно другой общий признак — постоянное наличие карбонатов щелочноземельных оснований. Данный признак как бы "пронизывает" все ассоциации этого семейства, придавая им черты общности. Вышеуказанные стержневые признаки или показатели общности ассоциаций, входящих в то или иное семейство, вместе с тем составляют и главное качественное различие самих семейств ассоциаций между собой.

При всем разнообразии литолого-геохимических характеристик ассоциаций сидерофильного семейства для всех них характерны в основном минеральные продукты

физико-химических реакций, осуществляющихся только в нейтральных или кислых условиях среды (pH = 7 и < 7). Это превращение алюмосиликатов до стадии каолинита, широкая и разнообразная миграция соединений Fe, Si, Al и органического вещества, вынос из среды породообразования легкоподвижных соединений щелочных и щелочноземельных оснований (в основной массе) и т.д. Ассоциации же кальциефильного семейства, наоборот, охарактеризованы такими продуктами физико-химических реакций, которые осуществляются исключительно в субнейтральных и щелочных условиях среды (pH  $\approx$  7 и > 7). Это повсеместное формирование карбонатных соединений щелочных земель, появление сульфатных и хлоридных соединений щелочных и щелочноземельных оснований, преобразование алюмосиликатов до стадии монтмориллонита и т.д.

Таким образом, через главное качественное различие семейств ассоциаций явственно обрисовываются контуры вполне определенной генетической причины — разности количественных характеристик кислотно-щелочных условий среды литогенеза.

Говоря об этом, мы не хотим просто оттенить уже давно известное положение о влиянии кислотно-щелочных условий среды на процессы интогенеза. Мы приводим это как фактические данные, говорящие за то, что в условиях континентального литогенеза существует вполне определенный количественный рубеж, разделяющий два совершенно разных круга литогенетических явлений и процессов. По одну сторону этого рубежа находятся парагенетические ассоциации сидерофильного семейства, по другую — ассоциации кальциефильного семейства.

Данный факт всецело подчеркивает правильность разработанного Н.М. Страховым положения о том, что не просто те или иные частные видоизменения и особенности палеоклимата приводят к резкому качественному изменению процессов литогенеза, а в основе этого явления лежат строго определенные рубежи количественных характеристик палеоклимата. Главным из таковых он назвал баланс увлажнения — испарения.

В условиях преобладания увлажнения процессы литогенеза в континентальных областях седиментации так или иначе протекают при подавляющем господстве кислых реакций. Кроме наблюдений над литогенетическими процессами современности за это говорят и фактические данные по древним формациям. Хорошим примером сказанному могут служить списанные нами рансе [Ерофсев, Цеховский, 1982] углистосидерит-колчеданные ассоциации позднего эоцена и позднего олигоцена Северо-Западной Азии. Первая из них складывалась в условиях субтропического влажного палеоклимата, вторая – в условиях теплоумеренного переменно-влажного. Различие в температурных характеристиках и степени влажности палеоклиматов практически никак не отразилось на минерально-петрографическом составе ассоциаций, пока в общем балансе палеоклиматов увлажнение преобладало над испарением. И только в конце формирования позднеолигоценовой углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, когда изменения палеоклимата сложились в сторону преобладания испарения, резко изменился характер литогенетических процессов. Переход через подобный рубеж, как в зеркале, отразился в особенностях литологического состава синхронных отложений. На смену практически бескарбонатным отложениям позднего олигоцена, насыщенным углефицированной органикой и колчеданами, приходят интенсивно известковистые образования миоцена, включающие сульфатные и даже хлоридные соли. В глинистом веществе пород появляются в больших количествах смешанослойные гидрослюдисто-монтмориллонитовые образования и монтмориллонит. Иначе говоря, данный рубеж фиксирован массовым появлением продуктов щелочных реакций. С этого момента и до начала среднечетвертичной эпохи в пределах всей Северо-Западной Азии установилось перманентное господство аридных ландшафтов и стали формироваться в континентальных областях седиментации парагенетические ассоциации кальциефильного семейства.

Таким образом, смена одного семейства парагенетических ассоциаций континентальных отложений другими в вертикальном или латеральном направлении фиксирует

не какие угодно изменения основных характеристик палеоклимата, а строго определенный их количественный рубеж, за которым стоит коренное изменение кислотнощелочных условий среды литогенеза. Иначе говоря, семейство ассоциаций в генетическом плане характеризует тот круг физико-химических обстановок среди литогенеза, который "разрешается" только данным климатическим режимом.

Все изложенное правомерно по отношению к семействам парагенетических ассоциаций континентальных отложений в целом. Вместе с тем возникает вопрос: оказывают ли в такой же мере решающее влияние какие-либо особенности климатического режима на формирование типа парагенетических ассоциаций внутри того или иного семейства? Можно ли говорить, что та или иная парагенетическая ассоциация, входящая как составная часть в данное семейство, обязана своим появлением какимто специфическим особенностям или разновидностям палеоклимата? Так, например, и решался данный вопрос многими сибирскими и казахстанскими геологами в отношении миоценовой сульфат-карбонатной ассоциации (аральский межрегиональный горизонт) и перекрывающей ее миоцен-плиоценовой красноцветной карбонатной ассоциацией (павлодарский горизонт). Считалось, что преимущественно зеленоцветные отложения сульфат-карбонатной ассоциации формировались в условиях семиаридного палеоклимата, а перекрывающие их карбонатные красноцветы павлодарской свиты складывались уже при господстве вполне аридного палеоклимата (впрочем, иногда высказывались и наоборот). Тем самым природу существенных различий двух парагенезов континентальных отложений объясняли внутренними различиями аридного в целом палеоклимата. Однако само территориальное распространение этих толщ, их литологический состав и данные палеонтологии опровергают данное заключение. Рассмотрим это несколько подробней.

В южных районах Западной Сибири, в северных и центральных районах Казахстана в аральское время, как устанавливается по ряду фактов, осадконакопление происходило в условиях семиаридного климата. В литохимическом профиле отложений в качестве основных показателей выступают гипс, кальцит и доломит. Значительно южнее, в Зайсанской впадине, в аральских глинах уже можно встретить вкрапленность водно-растворимых сульфатных солей, что служит указанием на большую аридизацию палеоклимата в пределах юго-востока Казахстана. Еще южнее, во впадинах Тянь-Шаня данная толща включает наряду с гипсом пластовые залежи и интенсивную вкрапленность водно-растворимых сульфатных и частично хлоридных солей. Ясно, что соленакопление могло происходить здесь только в условиях экстрааридного палеоклимата. Таким образом, прослеживая частные изменения литологического состава миоценовой сульфат-карбонатной ассоциации Казахстана с севера на юг, видим явное проявление широтной палеоклиматической зональности — от семиаридной через аридную до экстрааридной зоны. Вместе с тем, несмотря на частные изменения в составе сульфатов, сохранение основных литологических свойств ассоциации и структуры их связи (идентификационный комплекс) на всем этом огромном пространстве подчеркивает общность породообразующих процессов внутри единого климатического типа литогенеза.

Аналогичный вышеописанному, но еще более грандиозный по масштабу пример мы видим при прослеживании миоцен-плиоценовых карбонатных красноцветов, известных в Казахстане и Западной Сибири под наименованием павлодарского межретионального горизонта. В северных районах ареала их распространения палеоклимат также был близок к умеренно теплому семиаридному. В составе отложений здесь много облессованных суглинков, представляющих образования степных карбонатных почв. На юге Казахстана и в Тянь-Шане, как мы уже описывали в предыдущих разделах, в разрезах данной красноцветной толщи очень часто можно наблюдать фации эоловых песков, такыров и грязевых потоков — типичных атрибутов пустынного климата. Еще далее на юг, во впадинах Южного Китая и предгорьях Гималаев в этих отложениях заключены костные остатки фауны жарких аридных субтропиков. Все это свидетельствует о проявлении широтной палеоклиматической зональности внутри

единого ареала красноцветной седиментации на огромных пространствах Северной, Центральной и Южной Азии.

Приведенные выше фактические данные об условиях распространения и палеоклиматической зональности времени формирования миоценовой сульфат-карбонатной и сменяющей ее выше по разрезу красноцветной карбонатной ассоциаций с очевидностью свидетельствуют о том, что, с одной стороны, в условиях одного и того же палеоклиматического режима могут складываться разные типы парагенетических ассоциаций, но относящиеся к одному семейству, и, с другой — различные внутренние вариации единого климатического режима коренным образом не влияют на главные литологические показатели формирующейся в данный момент парагенетической ассоциации. Эти вариации палеоклимата обусловливают только какие-то дополнительные свойства парагенетической ассоциации, не изменяя ее существеннейших литологических и литогенетических показателей.

В связи с изложенным возникает законный вопрос: какова же ведущая причина формирования разных типов парагенетических ассоциаций в составе того или иного семейства? Очевидно, данный вопрос всецело упирается в раскрытие внутренней сущности гомологических рядов парагенетических ассоциаций.

По составу гомологические ряды ассоциаций полностью отвечают семействам: гумидный ряд слагается сидерофильными ассоциациями, аридный — кальциефильными. Однако главная особенность гомологических рядов, отличающая их от того или иного коллектива парагенетических ассоциаций, заключается в том, что составляющие их члены (ассоциации) находятся в отношении строго определенной последовательности. Выше мы уже писали, что, в каком бы направлении ни "читать" гомологический ряд, все равно каждый из составных его членов занимает свое определенное место в ряду. Отсюда можно сделать только единственный вывод: гомологический ряд парагенетических ассоциаций отражает последовательность литогенетических событий, складывающихся в условиях единого климатического режима, или, иначе говоря, эволюцию процессов литогенеза в данной климатической обстановке. Характер этой эволюции может быть прослежен по изменению основных литологических параметров ассоциаций в гомологических рядах. Рассмотрим это в направлении прямой последовательности ассоциаций в гомологических рядах, т.е. от члена а (а') до члена d (d').

1. Изменения состава обломочных компонентов пород. В ассоциациях гумидного и аридного гомологических рядов предельно четко выражено однонаправленное изменение обломочных компонентов пород как в отношении их гранулометрии, так и петрографического состава. В направлении от нижних членов гомологического ряда к верхним неуклонно падает доля участия грубообломочных пород в составе разрезов ассоциаций. Если член а (а') в основной своей массе сложен предельно грубообломочными разностями пород (конгломераты, галечники, гравелиты), то их доля в разрезах члена b (b') довольно резко уменьшается. В членах же c (c') и d (d') основу петрографического состава пород составляют мелко- и тонкообломочные разности (алевриты, глины).

Параллельно этому изменяется и петрографический состав обломочных компонентов пород, особенно четко проявленный в гумидном гомологическом ряду. В нижних членах гомологического ряда состав обломочных компонентов пород полимиктовый и сами обломки, как правило, представлены "свежими" породами областей сноса. В направлении к верхним членам гомологического ряда обломочные компоненты пород неуклонно изменяются в сторону меньшего разнообразия петрографических типов, приобретают мезомиктовый состав. В них все больше и больше появляется обломков, сложенных полувыветрелыми и выветрелыми разностями пород областей споса, растет доля участия устойчивых к химическому выветриванию минералов—кварца, циркона, турмалина. Наконец, в завершающем члене гомологического ряда (d) обломочные компоненты пород в подавляющей массе имеют мономиктовый состав (преимущественно кварцевый).

В аридном гомологическом ряду, складывающемся в условиях щелочной обста-

новки, описанные изменения петрографического состава обломочных компонентов пород выражены не так четко, но тем не менее носят тот же характер. В завершающих членах ряда (c', d') здесь также уменьшается доля обломков полимиктового состава и возрастает роль обломков мезомиктового состава (а также степень выветрелости обломков).

2. Изменения состава глинистого вещества. В направлении от нижних к верхним членам гомологических рядов возрастает степень эрелости глинистого вещества пород одновременно с выравниванием его минералогического состава. В гумидном гомологическом ряду в нижних ассоциациях резко доминируют в глинистом веществе крайние полиминеральные смеси. Преобладающими здесь являются "низкозрелые" ассоциации гидрослюды иногда хлорита и смещанослойных минералов. Однако уже в углисто-сидерит-колчеданной ассоциации резко увеличивается в глинистом веществе доля каолинита, которая возрастает в следующей за ней железисто-карбонатной ассоциации. Наконец, в завершающей гомологический ряд пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации глинистое вещество подавляющей массы пород слагается исключительно высокозрелыми минеральными ассоциациями каолиновой группы.

Аналогичный ход изменения глинистого вещества прослеживается и в аридном гомологическом ряду. Только здесь завершающие стадии эволюции состава глинистого вещества представляют ассоциации монтмориллонитовой группы.

3. Изменения состава аутигенных минералов и органического вещества. Ход этих изменений, имея принципиально одну и ту же направленность, несколько отличается в гумидном и аридном гомологических рядах.

Массовое появление органического вещества и аутигенных новообразований в гумидном гомологическом ряду начинается на стадии В (углисто-сидерит-колчеданная ассоциация). Для нее характерно обилие в породах углефицированной растительной органики и аутигенных минеральных образований, представляющих соединения закисных форм Fe: колчеданы и карбонаты. На стадии С практически исчезают в заметных количествах сульфиды Fe и от предыдущей стадии сюда переходят только карбонаты Fe. Вместе с ними появляются окисные соединения Fe (гематит, лимонит) и Мп (псиломелан), а также карбонаты Са. Резко падает содержание в породах органического вещества и оно представлено сильно окисленными формами. На завершающих этапах стадии С в породах практически исчезают минеральные обособления, характеризующие соединения закисного Fe. Следующая за ней стадия относительно аутигенной минерагении представляет собой безраздельное господство окисных и гидроокисных соединений Fe, Si и Al. Органическое вещество в подавляющей массе пород практически не устанавливается, и о его былом присутствии можно судить только по многочисленным псевдоморфозам, выполненным разнообразными окислами.

Таким образом, ход эволюции состава аутигенных минералов в ассоциациях гумидного гомологического ряда можно коротко выразить так: от минеральных парагенезов, не устойчивых в окислительной обстановке, к появлению и затем резкому доминированию минеральных парагенезов, предельно устойчивых в окислительной обстановке. Параплельно этому эволюционируют и формы органического вещества — от массового появления углефицированной растительной органики, через ее полуокисленные и окисленные разности до полного окисления и уничтожения.

Принципиально тот же ход эволюции аутигенных минеральных парагенезов мы наблюдаем и в аридном гомологическом ряду, но только здесь на стадии С (сульфат-карбонатная ассоциация) появляются в небольших количествах минералы закисных форм (сидерит, реже колчедан) и органическое вещество. Карбонаты же щелочно-земельных оснований проходят через все стадии гомологического ряда. Это связано, как мы указывали ранее, с особенностями водного режима аридных бассейнов континентальной седиментации.

4. Изменения типа днагенетических процессов. В направлении прямой последовательности ассоциаций в гумидном гомологическом ряду каждая последующая стадия эволюционного периода характеризуется падением роли субаквального днагенеза и

соответственно этому повышением роли субаэрального диагенеза. На заключительной стадии D в процессе субаэрального диагенеза в широких масштабах осуществляется субсинхронное химическое выветривание отложенных осадков с образованием зонально построенных горизонтов выветривания, пачек и слоев, интенсивно преобразованных химическим выветриванием пестроцветных пород.

Принципиально та же тенденция в развитии процессов диагенеза характерна и для аридного гомологического ряда. На станции D здесь субаэральный диагенез достигает степени субсинхронного выветривания отложенных осадков с образованием монтмориллонитовых горизонтов выветривания. Только ассоциациям аридного ряда вообще присуща более высокая роль субаэрального диагенеза в процессах преобразования минерального вещества осадков. Заметное возрастание субаквального диагенеза отмечается здесь только на стащии С.

Все изложенное об изменении основных литологических параметров ассоциаций в гомологических рядах (в направлении прямой последовательности) свидетельствует о том, что данные ряды отражают вполне определенную тенденцию в эволюции процессов континентального литогенеза, которую можно охарактеризовать следующим образом: предельное господство механической формы преобразования минерального вещества (мобилизация, перенос, седиментация) на начальной стадии гомологических рядов, через последующее прогрессирующее ее затухание и соответственное этому возрастание химической формы преобразования минерального вещества в средних стадиях гомологических рядов и, наконец, подавляющее господство химической формы преобразования минерального вещества в завершающей стадии гомологических рядов. Иначе говоря, внутренняя сущность гомологического ряда отражает в историкогеологическом плане динамику взаимоотношения двух основных форм преобразования минерального вещества — механической и химической на фоне данной климатической арены.

Как бы ни были сложны и противоречивы взаимоотношения механической и химической форм мобилизации, переноса и седиментации минерального вещества в условиях континента, раскрытию механизма которых посвящены оригинальные и глубокие исследования Н.М. Страхова [1960, 1961, 1962], В.П. Казаринова [Выветривание..., 1969] и других геологов, все же считается, что современная литология однозначно приняла положение, что в историко-геологическом плане взаимоотношения этих двух форм преобразования минерального вещества носят в целом антагонистический характер. В условиях резкого преобладания механической формы падает относительная роль химической формы преобразования минерального вещества, и наоборот (хотя суммарное значение обеих этих форм может повышаться или падать в ходе развития подобных взаимоотношений). В историко-геологическом процессе, протекающем на фоне определенной климатической арены, мы не знаем иной геологической силы, управляющей внутренним взаимоотношением механической и химической форм мобилизации, переноса и седиментации минерального вещества, кроме геотектонического режима. Следовательно, гомологические ряды континентальных отложений, отражая собой динамику внутренних взаимоотношений механической и химической форм преобразования минерального вещества, тем самым являются выразителями и динамики развития геотектонического режима. Поясним это более конкретно на примере гумидного гомологического ряда.

Со стадией А гомологического ряда связано проявление фазы тектогенеза. Это выражается в том, что энергичные тектонические подвижки в области денудации обусловливают предельное господство грубой механической формы мобилизации минерального вещества, обязанной весьма активному протеканию эрозионно-денудационных процессов, в результате которых происходят перенос и отложение в бассейнах седиментации большой массы "свежего" грубообломочного материала — валунно-галечников, гравелитов, песков. Грубый состав осадков способствует хорошему дренажу поверхностных и подземных вод, следствием чего является весьма малое участие в составе отложений сероцветной грубообломочной ассоциации бассейновых (озерных,

болотных) фациально-генетических комплексов: Подобные толщи - это максимальное преобладание аллювиальных комплексов.

Поступающий в области аккумуляции грубообломочный материал подвергается сортировке согласно законам осадочной дифференциации. Однако данный процесс нельзя себе представлять так, как это часто рисуется при анализе морского осадконакопления. В условиях континента осадочная дифференциация протекает несколько по-иному. Активная тектоническая жизнь областей поднятий вовсе не предопределяет спокойную обстановку окружающих их областей прогибаний, где формируются толщи континентальных отложений. Они также подвержены энергичному тектоническому преобразованию, только с преобладанием иного знака движения. Но здесь, в отличие от морских бассейнов, перенос, отложение и сортировка обломочного материала осуществляются в гораздо более динамичных условиях аплювиальных потоков. Активные тектонические подвижки предопределяйт ча всей площади континентальных бассейнов седиментации весьма энергичное блуждание гидросети, следствием чего являются почти непрерывный перемыв, переотложение, пересортировка обломочного материала, уничтожение части ранее отложенных осадков и т.п. Все это создает более сложную картину характера осадочной дифференциации обломочного материала, нежели в морских бассейнах.

Поступающая в бассейны континентальной седиментации огромная масса обломочного материала не способствует накоплению более или менее больших количеств органического вещества (оно просто "разубожено" массой обломочного материала) и протеканию каких бы то ни было литохимических реакций в заметных масштабах. Результатом всех этих процессов является формирование в бассейнах континентального осадконакопления сероцветной грубообломочной парагенетической ассоциации, основная масса пород которой сложена "свежими" обломками различного петрографического состава, характеризующими собой породный состав областей денудации. В силу последнего обстоятельства данная ассоциация не имеет каких-либо присущих ей индивидуальных особенностей химического состава.

В последующую стадию В гомологического ряда происходит относительное затухание энергии тектонических движений, следствием чего является заметное падение роли механической формы преобразования минерального вещества в областях денудации (хотя она и остается еще главенствующей). В области аккумуляции наряду с грубообломочным материалом поступает масса мелко- и тонкообломочных осадков. При этом общий объем влекомого агентами денудации обломочного материала изменяется по сравнению с предыдущей стадией. В составе продуктов денудации появляется уже большое количество глинистого вещества из почв областей сноса, подавляющая масса которого представлена гидрослюдами, смектитами, смешанослойными минералами хлоритом и частично каолинитом.

В областях континентальной седиментации в связи с некоторым уменьшением массы поступающего обломочного материала и падением энергии водотоков создаются благоприятные условия для массового захоронения и консервации растительной органики в формирующихся осадках. Этому немало способствует развитие процессов заболачивания, связанное с появлением плохо дренируемых тонкообломочных отложений в областях аккумуляции. В профиле формирования осадков этой стадии, в отличие от предыдущей, мы видим наряду с аллювиальными широкое развитие бассейновых (озерных, болотных, старичных) фациально-генетических комплексов.

В результате массового захоронения и консервации органического вещества происходят интенсивнейшие химические преобразования осадков в условиях господства процессов субаквального диагенеза. Атрибутом данной стадии развития областей континентальной седиментации становятся углеобразование и осуществление в предельно широких масштабах процессов восстановления и миграции Fe и как следствие — массовое формирование в отложениях комплекса аутигенных минералов закиси Fe (сульфиды, карбонаты) в парагенезе с углефицированной растительной органикой:

Как показали детальные исследования П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой [1972],

в отложениях захороненных торфяников происходят и преобразования глинистого вещества пород с появлением небольших количеств каолинита. Таким образом, уже на стадии "складывания" углисто-сидерит-колчеданной ассоциации отмечаются явления химического преобразования алюмосиликатов непосредственно в бассейнах седиментации.

Со следующей за этим стадией С гомологического ряда связано дальнейшее падение энергии тектонических процессов в областях поднятий. Агентами денудации траспортируется в основном мелко- и тонкообломочный материал, подавляющая масса которого уже в той или иной степени подвергалась химическому преобразованию в почвах и корах выветривания областей сноса. Благодаря последнему обстоятельству в составе обломочного материала пород областей аккумуляции появляется большое количество полувыветрелых и выветрелых разностей обломков, падает степень разнообразия их петрографического состава за счет резкого увеличения количества обломков, сложенных устойчивыми к химическому выветриванию минералами и породами — кварцем, кварцитами, кремнями, окислами Fe. В глинистом веществе увеличивается доля химически эрелых минеральных ассоциаций.

В профиле отложений бассейнов седиментации получают преобладающее развитие фациально-генетические комплексы мелких хорошо аэрируемых озер, болот, стариц. В массе осадков аллювиального комплекса резко доминируют мелко- и тонкозернистые отложения пойменных фаций. На данной стадии в разрезах формирующихся отложений разной степени эрелости начинают почти повсеместно появляться почвенные профили. Все это говорит об относительной вялости гидрографической сети не только бассейнов осадконакопления, но и областей денудации; свидетельствует о низких транспортирующих возможностях речных потоков.

Вялость эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов не способствует захоронению и консервации в осадках большого количества органического вещества, которое в основной своей массе уничтожается окислением в процессе седиментации. Небольшие его количества, захороняемые в форме полуокисленных разностей, производят только частичное восстановление и перемещение Fe в осадках, с последующим образованием аутигенных карбонатов. Другая, не менее значительная часть формирующихся осадков попадает в арену воздействия субаэрального диагенеза, где образуются окислы и гидроокислы Fe.

Таким образом, на описываемой стадии эволюции геотектонического режима как в континентальных бассейнах седиментации, так и в областях денудации доминирующую роль в процессах преобразования минерального вещества получает химическая форма. Механическая форма отступает на второй план.

Завершающая стадия D гомологического ряда знаменует собой предельное затухание энергии тектонических движений и эрозионно-денудационных процессов. Агентами денудащии транспортируется в основном мелко- и тонкообломочный материал (алевритовый, пелитовый), подавляющая масса которого прошла глубокое химическое преобразование в корах выветривания и почвах областей сноса. Поскольку в областях денудации преобладают выровненные формы рельефа и глинистые продукты коры выветривания, эдесь получают большое развитие процессы плоскостной эрозии водоразделов, плоскостного смыва мелкозернистого материала дождевыми водами. Это приводит к тому, что в бассейнах континентальной седиментации в широких масштабах идет формирование своеобразного фациально-генетического комплекса отложений, представляющего собой гумидный мелкоземистый пролювий плоскостного смыва. В аллювиальном комплексе отложений бассейнов седиментации также резко преобладают мелко- и тонкозернистые осадки пойменных фаций. Занимающие относительно небольшие объемы отложения русловых фаций представлены исключительно разнозернистыми мономиктовыми (кварцевыми) песками и значительно реже гравелитами.

В условиях предельно низкой динамики агентов денудации и как следствие этого вялости аккумулятивных процессов открывается возможность для широчайшего

проявления процессов интенсивного химического выветривания горных пород не только в областях денудации, но и в пределах самих бассейнов континентальной седиментации. Основная масса огранического вещества уничтожается окислением еще до захоронения ее в осадках, в результате чего оно не может играть какой-либо активной роли в преобразовании осадков в условиях субаквального диагенеза. Главной ареной преобразования формирующихся отложений становится субаэральный диагенез, достигающий стадии субсинхронного выветривания отложенных осадков. Значительная (если не подавляющая) масса отложений снова проходит через горнило интенсивнейшего химического выветривания уже в пределах областей седиментации, а оставшаяся часть отложений если и не подвергается непосредственному воздействию агентов выветривания, то все равно подпадает в той или иной степени под влияние химических процессов, происходящих в субсинхронных горизонтах выветривания (миграция с почвенно-грунтовыми водами и отложение соединений Si и Fe, местами Al в пористых породах, образование пятен и конкреций, цемента в пористых породах и т.п.). В складывающейся таким образом толще отложений формируется своеобразный парагенетический комплекс аутигенных новообразований, представленный исключительно окисленными и гидроокисными соединениями Fe, Si, Al. Химическая форма преобразования минерального вещества достигает в эту стадию предельного господства как в областях денудации, так и в бассейнах континентальной седиментации.

Аналогичный ход взаимоотношений механической и химической форм преобразования минерального вещества в процессе эволюции тектонического режима устанавливается и в аридных областях континента, свидетельством чему являются вышеописанные изменения ведущих литологических параметров ассоциаций аридного гомологического ряда. Только известное своеобразие физико-химических особенностей среды литогенеза в аридных областях седиментации обусловливает и своеобразие эволюции литогенетических процессов. Прежде всего это относится к накоплению в отложениях карбонатов щелочноземельных оснований, которое начинается с самой начальной стадии гомологического ряда. Несколько осложненным также является и отношение процессов субаквального и субаэрального диагенеза на различных стадиях гомологического ряда, о чем мы уже писали выше.

В отличие от широко бытующих представлений о чрезвычайной подавленности химического выветривания в аридных зонах континентов фактический материал показывает, что на заключительной стадии формирования гомологического ряда здесь, так же как и в гумидных зонах, преобладающей является химическая форма преобразования минерального вещества. Только подавляющая часть литохимических реакций в аридных зонах осуществляется в условиях щелочной среды, что приводит к преобразованию алюмосиликатов в глинистое вещество монтмориллонитового состава и появлению особого спектра аутигенных новообразований.

Таким образом, гомологический ряд (в каком бы направлении мы его ни рассматривали) характеризует последовательность состояний литогенетических процессов, отражающую эволюцию тектонического режима. В палеотектоническом смысле гомологический ряд характеризует собой полный тектоно-седиментационный цикл, начиная от проявления фазы тектогенеза в начале цикла до предельного затухания энергии тектонических движений и выравнивания рельефа областей денудации в конце цикла. В литологическом смысле он отвечает эволюционному периоду. Следовательно, составляющие ряд парагенетические ассоциации и их гомологические пары (аа', bb', cc', dd') характеризуют собой стадии полного тектоно-седиментационного цикла, каждой из которых присуща определенная степень активности тектонического режима и в связи с этим — определенные взаимоотношения механической и химической форм преобразования минерального вещества, эрозионно-денудационных и аккумулятивных процессов.

Говоря о степени активности тектонического режима мы имеем в виду не какую-то жесткую числовую характеристику энергии тектонических движений, а пределы колебаний ее количественных характеристик, по выходе за которые наступает следующая

стадия развития процесса и соответственно начинает формироваться иной парагенетический комплекс отложений. Именно на такой характер развития тектоно-седиментационного процесса во времени и указывает последовательная смена парагенетических ассоциаций в гомологических рядах. Тем не менее в основе этой стадийности, безусловно, лежат изменения количественных показателей энергии тектонического режима.

На основе всего изложенного можно сделать следующее заключение. Парагенетические ассоциации континентальных отложений и их гомологические ряды отражают как характер климата, так и тектонический режим. При этом в их качественном литологическом и литогенетическом облике находят выражение количественные показатели указанных режимов. Когда эти показатели достигают определенных пределов, в континентальных областях седиментации прекращается формирование одного типа парагенеза отложений и начинает складываться другой тип. Так бывает при изменении степени активности тектонического режима. Но то же происходит при достижении определенного количественного рубежа в изменении палеоклимата (изменение кислотно-щелочных условий при той же степени активности тектонического режима). В подобных случаях та или иная ассоциация замещается в разрезе или по простиранию своим гомологом. Одним словом, каждая парагенетическая ассоциация отражает определенное динамическое равновесие между формирующими ее литогенетическими процессами и характером физико-географической среды окружающей части континента.

Образно говоря, охарактеризованные выше парагенезы континентальных отложений отражают разные стадии активности тектонических движений или — дыхания Земли, которое фиксируется появлением как в гумидной, так и в аридной зонах литогенеза четырех гумидных и четырех аридных парагенетических ассоциаций, закономерно сменяющих друг друга во времени и пространстве. В частности, при оживлении активности тектонических движений ("на вдохе") формируются грубообломочные ассоциации, слагающие низы вышерассмотренных осадочных колонн, и, напротив, при затухании активности тектонических движений ("на выдохе") формируются тонкообломочные ассоциации, слагающие верхнюю часть колонн.

## ХИМИЧЕСКОЕ ВЫРАЖЕНИЕ ЭВОЛЮЦИОННОЙ ПЕРИОДИЧНОСТИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

На существование коррелятивных связей между осадочным породообразованием и характером выветривания и денудации областей поднятий континентов геологи обратили внимание уже давно. Пожалуй, впервые в отчетливой форме эта мысль была высказана В.И. Вернадским [1913], предложившим схему взаимосвязи горных пород, почв и морских илов. В дальнейшем эта схема была более конкретизирована Б.Л. Личковым [1945], связавшим в единую цепь процессы почвообразования (выветривания), денудации и осадочного породообразования. Закон же периодичности осадкообразования Л.В. Пустовалова [1945] уже во многом опирался на эту связь как на вполне доказанную фактическую основу.

В последующие годы большие региональные исследования Н.М. Страхова [1960, 1961, 1962; и др.], В.П. Казаринова [1958, 1960], В.В. Лаврова [1959], П.П. Тимофеева [1969, 1970] и ряда других геологов привели к утверждению в геологической науке так называемого принципа зеркальности, в основе которого лежит положение о том, что осадочные формации, в палеогеографическом смысле, есть отражение ведущих процессов преобразования физико-географической среды (в том числе и процессов выветривания-денудации), протекавших в период их формирования. Детальная разработка этого принципа по многим направлениям (палеогеографическом, фациальнолитологическом, палеотектоническом и т.д.) во многом конкретизировала подход к проблеме закономерностей литогенеза. Среди зарубежных геологов большие исследования подобного профиля проведены американским геологом Дж. Петтиджоном [Реttijohn, 1957].

Глубокие и принципиальные теоретические разработки вопроса о связях процессов литогенеза в бассейнах седиментации с характером выветривания-денудации питающих провинций даны в работах В.П. Казаринова и сибирских геологов [Выветривание..., 1969]. На основе принятых теоретических позиций они разработали ныне широко известный литолого-формационный метод изучения осадочных пород, призванный устанавливать и прослеживать циклические изменения процессов литогенеза в морских и континентальных бассейнах седиментации. Данный метод в течение долгого времени подвергался тщательной проверке многими коллективами геологов и в разных регионах. Полученные этими проверками в большинстве случаев противоречивые результаты вызвали широкую дискуссию по вопросам не только применимости самого метода, но и положенных в его основу теоретических суждений [Страхов, 1964, 1965]. В материалах дискуссии так или иначе, но прозвучало сомнение в соответствии этапов осадочного породообразования стадиям выветривания-денудации питающих провинций, а также в ряде вопросов механизма самих этих связей.

Изложенный выше фактический материал по составу парагенетических ассоциаций континентальных отложений и их гомологическим рядам всецело говорит в пользу гого, что эволюция процессов литогенеза в континентальных бассейнах седиментации непосредственно связана с формами мобилизации минерального вещества в окружающих областях поднятий. При этом данная связь имеет стадийно-эволюционный характер. Проверка высказанного положения приемами литолого-формационного метода, как показала дискуссия, весьма трудоемка и большей частью некорректна. Причиной последнего являются не только неучтенные погрешности метода, но и некоторые его теоретические положения (разбираемые нами ниже).

Авторы решили подойти к решению задачи с несколько иных позиций. Они исходили из того, что если эволюция процессов континентального литогенеза, отражаемая гомологическими рядами, каким-то образом связана с взаимоотношением форм гипергенного преобразования минерального вещества, то эта связь должна быть зафиксирована в химическом составе пород ассоциаций; точнее говоря, в типе их химизма. В основу подобных рассуждений легли известные положения о преобразовании пород в зоне гипергенеза, сводящиеся к следующему.

В магматических и метаморфических породах, не подвергшихся гипергенному преобразованию, такие химические элементы, как Аі, Fe, щелочноземельные и щелочные основания в подавляющей массе своей связаны в составе первичных породообразующих минералов (амфиболах, пироксенах, полевых шпатах. слюдах и т.д). Кремнезем, помимо вхождения в алюмосиликаты, образует массовое количество самостоятельных минеральных обособлений (кварц, халцедон) и поэтому может быть исключен из последующего рассмотрения. В процессе гипергенного преобразования этих пород происходит разрушение первичных связей в соединениях перечисленных металлов. Щелочные и щелочноземельные основания образуют группу легких мигрантов и сравнительно быстро выносятся из пород, тогда как трудно мигрирующие при выветривания АІ и Fe накапливаются (в подавляющей массе) в профиле выветривания, формируя минеральный состав новообразований. Исходя из этого, представляется весьма интересным рассмотреть химический состав пород парагенезов континентальных отложений в системе координат Al-Fe - сумма щелочных и щелочноземельных оснований.

На составленную в указанных координатах треугольную диаграмму (рис. 47) нанесены данные валового химического (силикатного) анализа проб пород, отобранных из многих разрезов континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Западной Азии <sup>1</sup>. При этом, многие разрезы были опробованы полностью, через интервалы в 3, 5 и 10 м, независимо от петрографического типа пород (т.е. какая порода попадалась в этом интервале, та и бралась в пробу). Этим достигалась статистическая

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Примеры, иллюстрирующие химический состав типовых пород различных ассоциаций гумидного и аридного семейств, приведены в Приложении (табл. 9-15).

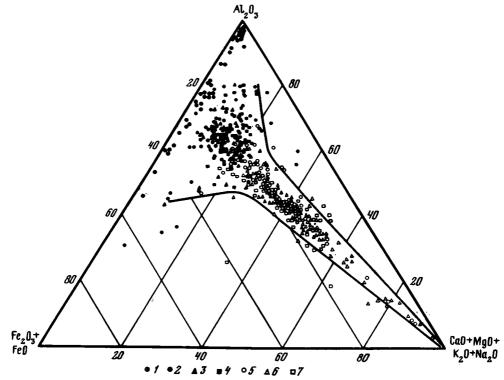


Рис. 47. Диаграмма химизма континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Западной Азии

Отложения ассоциаций: 1-2 — гематит-каолиновой (толщи: 1 — бокситорудные, 2 — кремнисто-каолиновые), 3 — углисто-сидерит-колчеданной, 4 — железисто-карбонатной, 5 — пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной, 6 — красноцветной карбонатной; 7 — сульфат-карбонатной

однородность опробования. Опробование разрезов углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций производилось только по керну скважин, вскрывавших неизмененные окислением породы. Следует также отметить, что опробованию и химическому анализу не подвергались породы сероцветной грубообломочной и грубообломочной карбонатной ассоциаций, поскольку входящие в их состав отложения не имеют индивидуальных литохимических характеристик. Таким образом, на демонстрируемой треугольной диаграмме нанесены результаты пересчета данных химического анализа свыше 500 проб, которых оказалось вполне достаточно для выяснения геометрической картины распределения их в заданных координатах.

В последующем изложении вынесенные на диаграмму данные пересчета химического анализа пород будем называть точечным множеством, а образуемую им фигуру на площади диаграммы условимся именовать геометрическим полем корреляции.

Как видно на диаграмме (см. рис. 47), распределение точечных множеств, характеризующих химизм пород разных парагенезов континентальных отложений, образует довольно четко очерченное геометрическое поле. Оно имеет форму воронки (или плоского конуса), направленной острым углом к правой стороне треугольника и раскрывающейся к его левой стороне.

При рассмотрении полученной геометрической фигуры нетрудно заметить, что она состоит из двух частей. Нижняя, узкая часть воронки ограничена двумя лишиями, расходящимися под острым углом. В результате образуемая ими геометрическая фигура вытянута по оси вдоль правой стороны треугольника при очень коротком поперечном

сечении, ориентированном вдоль левой стороны треугольника. Верхняя, резко расширяющаяся часть воронки образована расхождением ограничивающих ее линий под тупым углом. Эта фигура имеет, наоборот, короткую ось, вытянутую вдоль правой стороны треугольника и длинное поперечное сечение, совпадающее с левой стороной треугольника диаграммы.

Анализ геометрического поля показывает, что его конфигурация вполне закономерна и обусловлена корреляцией двух точечных множеств. Нижнюю, узкую часть геометрической фигуры полностью занимает точечное множество, характеризующее отложения аридного (кальциефильного) семейства парагенетических ассоциаций. Геометрическая форма этой части поля всецело отражает главные литохимические особенности пород данного семейства — широкое участие в составе пород карбонатов и сульфатов щелочноземельных и частично щелочных оснований. В результате этого мы видим широкие колебания точечных показателей вдоль правой стороны треугольника (по оси нижней части воронки) и сравнительно небольшой диапазон колебаний вдоль левой стороны треугольника (Fe—Al).

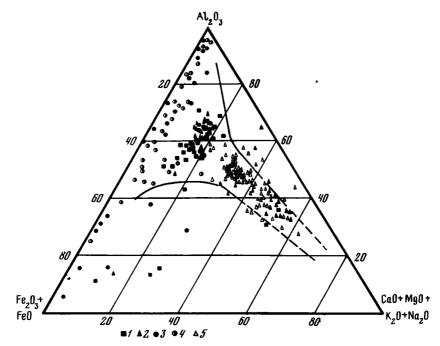
Верхнюю, широкую часть геометрического поля образует точечное множество, характеризующее отложения гумидного (сидерофильного) семейства ассоциаций. Ему присущи противоположные свойства геометрического поля— сравнительно малый диапазон колебаний точечных показателей вдоль правой стороны треугольника и большой— вдоль левой его стороны.

Очертание фигуры геометрического поля корреляции континентальных отложений в целом образовано сочетанием полей корреляции двух принципиально разнородных точечных множеств, характеризующих два разнородных коллектива отложений. Это — прямое химическое выражение факта существования в природе двух принципиально различных семейств парагенетических ассоциаций континентальных отложений. На диаграмме примерно вдоль линии 25% по сумме щелочей и щелочных земель мы видим наложение полей корреляции гумилных и аридных точечных множеств. Через указанную границу переходят только единичные точечные показатели разнородных множеств.

Описанное выше геометрическое поле корреляции химического состава континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Западной Азии не отражает собой какую-то специфическую особенность отложений именно данного возраста. Для этого достаточно посмотреть на подобную же треугольную диаграмму (рис. 48), на которую вынесены результаты пересчета химического анализа пород континентальных отложений палеозойского и мезозойского возраста. Нетрудно увидеть, что образованное точечными множествами геометрическое поле корреляции имеет принципиально те же очертания и ту же структуру. Иначе говоря, оно присуще всем континентальным отложениям фанерозоя.

Индивидуальные характеристики химизма континентальных отложений очень ярко проявляются в сравнении с химизмом мировых типов магматических пород, являющихся, как принято считать, первоисточником всех осадочных образований. Для этого нами были вынесены на диаграмму в системе принятых координат данные пересчета химического состава главных мировых типов магматических пород (рис. 49). Мы опускаем описание полученного геометрического поля корреляции, поскольку его очертания и структура предельно четко отражают широко известную эволюцию химического состава магматических образований — от ультраосновных до кислых. Здесь важно отметить только то обстоятельство, что геометрическое поле корреляции магматических пород на диаграмме резко отличается от поля континентальных отложений. Это говорит о принципиальном различии причин эволюции их химического состава. Вместе с тем выясняется совершенно иная картина поведения магматических и метаморфических пород при наложении процессов гипергенеза.

Поскольку фактических данных по гипергенному изменению пород в областях аридного климата накоплено очень мало, мы воспользовались данными только по корам выветривания гумидного палеоклиматического профиля. Для этого авторы исполь-



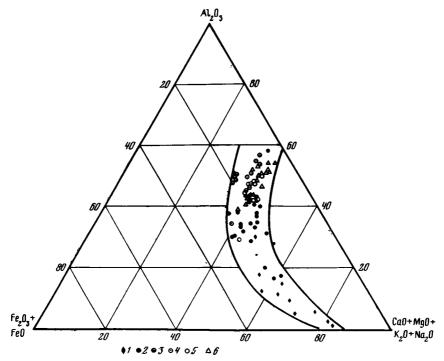
Р и с. 48. Диаграмма химизма континентальных отложений палеозойского и мезозойского возраста Кендерлыкская мульда свиты: I — тайсуганская ( $I_1$ ) (железисто-карбонатная ассоциация), 2 — тологойская ( $I_3$ ) (углисто-сидерит-колчеданная ассоциация); бокситоносные отложения: 3 —  $I_3$  Средней Азии, 4 —  $I_4$  Тихвинского района;  $I_4$  — джезказганская свита ( $I_4$  — Джезказгана (красноцветная карбонатная ассоциация)

зовали имеющиеся у них и опубликованные другими геологами результаты химического анализа пород мощных каолиновых и бокситорудных кор выветривания различных районов мира. Данные пересчета химических анализов вынесены на треугольную диаграмму (рис. 50).

При рассмотрении диаграммы сразу же обращает на себя внимание следующее явление: с самых начальных этапов наложения процессов гипергенеза подавляющая масса магматических пород покидает присущее им геометрическое поле корреляции и сдвигается в направлении к вершине и левой стороне треугольника. Это явление вполне закономерно и свидетельствует о выносе из пород щелочей и щелочных земель и относительном накоплении алюминия и железа. Далее распределение точечного множества образует четко очерченное геометрическое поле корреляции воронкообразной (плоский конус) формы. За пределами поля оказались только продукты изменения амфиболитов, содержащие большое количество Fe и потому смещающиеся к левой вершине треугольника.

В пределах полученного геометрического поля выделяются три зоны. Зона I занимает узкую правую часть воронки, где сосредоточены (в подавляющем количестве) продукты первых степеней гипергенного преобразования горных пород. Они характеризуют осветленный каменный и полурыхлый элювий нижних горизонтов гумидных кор выветривания. Породы еще сохраняют структурно-текстурные признаки исходного субстрата, но уже легко поддаются механическому разрушению. В левой части зоны может быть выделена подзона Ia, в пределах которой сосредоточиваются продукты гипергенеза переходных разностей между каменистым и глинистым элювием.

Зона II занимает левую широкую часть геометрического поля и сосредоточивает в своих границах глинистые продукты гипергенного преобразования горных пород. Ими сложены верхние глинистые горизонты гумидной коры выветривания.



Р и с. 49. Диаграмма химизма мировых типов магматических пород (цифровые данные взяты из "Краткого справочника по геохимии" [1970]

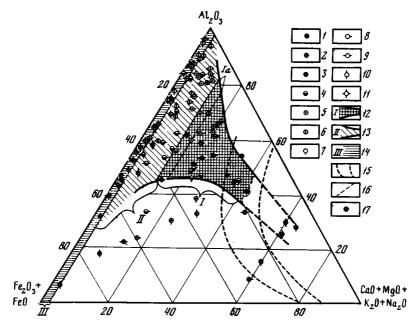
Составы горных пород: 1 — ультраосновной, 2 — основной, 3 — средний, 4 — кислый, 5 — трахиты, 6 — сиениты

Зона ІІІ протягивается в виде очень узкой полосы вдоль всей левой стороны диаграммы. В ее границах располагаются конечные продукты гипергенного преобразования гумидного типа — чистые каолиновые и бокситовые глины, бокситы, железняки.

Сравнение диаграмм химического состава континентальных отложений (см. рис. 47, 48) с диаграммой химического состава продуктов гипергенеза горных пород (см. рис. 50) с очевидностью показывает, что в заданных параметрах геометрическое поле корреляции гумидных континентальных отложений принципиально совпадает с полем корреляции продуктов гипергенеза. Это говорит само за себя: эволюция химического состава гумидных континентальных отложений фактически отражает эволюцию химического состава пород гумидной коры выветривания. А поскольку это так, мы получаем возможность рассмотреть особенности химического состава отложений каждой парагенетической ассоциации на фоне геометрического поля продуктов гипергенеза. Для решения поставленной задачи необходимо соблюдение следующих условий.

Основу химического состава отложений формируют разной размерности частицы минерального вещества, принесенные из питающих провинций. Поэтому индивидуальные характеристики химического состава отложений во многом зависят и от породного состава областей денудации. Отсюда следует, что проведение каких-либо широких сопоставлений химического состава отложений разных парагенетических ассоциаций будет корректным только в том случае, если их формирование осуществлялось под влиянием одних и тех же питающих провинций.

Поэтому на приведенных диаграммах (рис. 51, 52, 53) вынесены пересчеты химических анализов пород гумидных ассоциаций палеогена Зайсанского прогиба (кроме бокситовых пород Аркалыкского месторождения). Питающими провинциями молодых отложений этого прогиба в течение всего палеогена служили горные поднятия



Ри с. 50. Диаграмма химизма продуктов химического выветривания горных пород (гумидной коры выветривания)

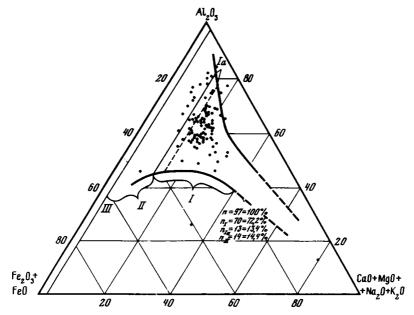
Материнский субстрат: 1 — амфиболиты; 2 — пироксениты; 3 — габбро, базальты; 4 — диориты; 5 — граниты, гнейсы; 6 — песчаники, сланцы; степень изменения пород коры выветривания: 7 — каменный осветленный элювий, 8-10 — элювий (8 — полурыхлый каменистый, 9 — глинистый структурный, 10 — глинистый бесструктурный), 11 — конечные продукты выветривания — бокситовые глины, бокситы, железняки; зоны геометрического поля корреляции продуктов выветривания: 12 — начальных (12 — переходная подзона), 13 — глинистых, 14 — конечных; границы: 15 — поля корреляции магматических пород, 16 — подзон; 17 — породы аридной коры выветривания, сформированной на гнейсах

Южного Алтая и Саур-Тарбагатая, сложенные глубоко метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя, прорванными многочисленными интрузиями разного петрографического состава (от основных до кислых). Химическому анализу подвергались пробы пород, взятые в полных разрезах толщ через интервалы 3—5 м. В результате опробованием охвачены все петрографические разновидности пород — пески, алевриты, глины.

Анализ построенных диаграмм показывает, что в составе отложений всех гумидных парагенетических ассоциаций присутствуют породы, характеризующие разную степень "эрелости" исходного субстрата. Но относительная доля пород той или иной степени "эрелости" в разных ассоциациях разная. Так, подавляющая масса пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации (72,2%) размещается в эоне I геометрического поля продуктов гипергенеза и характеризует собой самую низкую степень "эрелости" (уровень начального выветривания). Оставшаяся часть пород располагается на диаграмме в подзоне переходных продуктов выветривания (13,4%) и в зоне глинистых продуктов выветривания (14,4%).

Для железисто-карбонатной ассоциации типичны уже другие количественные соотношения: в зоне начального выветривания сосредоточено только 38,1% пород, в подзоне переходных продуктов выветривания — 35,7% и в зоне глинистого элювия — 26,2%.

Породы пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации занимают в основном левую часть геометрического поля. В зоне I здесь остается 10%, в подзоне Ia -20.9% и в зоне II -69.1% пород ассоциации.



Р и с. 51. Распределение пород углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций палеогена Зайсанского прогиба на поле корреляции продуктов гипергенеза

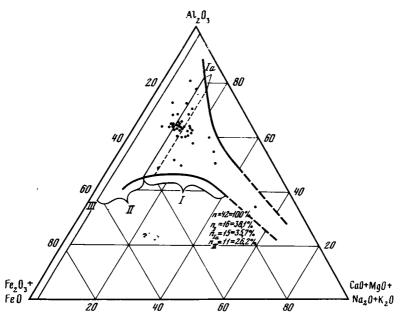
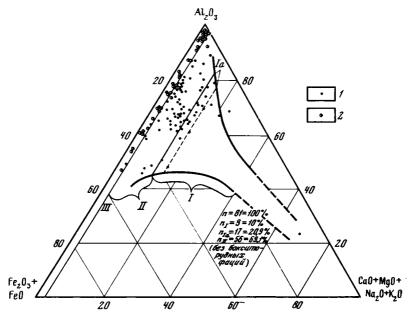


Рис. 52. Распределение пород железисто-карбонатной ассоциации палеогена на поле корреляции продуктов гипергенеза



Р и с. 53. Распределение пород верхнемеловой—нижнепалеогеновой гематит-каолиновой ассоциации Казахстана на поле корреляции продуктов гипергенеза

Породы пестроцветов: 1 - кремнисто-каолиновых, 2 - бокситорудных

Следует отметить, что в пределах точечного множества, характеризующего ту или иную ассоциацию, петрографические типы пород не обнаруживают какой-либо приуроченности к определенному участку этого множества. Иначе говоря, один и тот же петрографический тип пород (допустим, алевриты или глины) в точечном множестве может быть в разных его участках. Некоторую тенденцию (и то не всегда выраженную) к сдвижению в правую часть геометрического поля имеют только наиболее грубообломочные разности пород (грубые пески, гравелиты).

Данные распределения пород гумидных парагенетических ассоциаций в геометрическом поле продуктов гипергенеза с очевидностью показывают, что для подавляющей массы отложений каждой ассоциации характерна своя степень химического преобразования исходного минерального вещества. Иначе говоря, своя степень зрелости отложений. При этом отложения каждой последующей ассоциации гомологического ряда характеризуются большей степенью зрелости, нежели отложения предыдущей. Все это убедительно свидетельствует о существовании вполне определенных коррелятивных связей эволюции литогенетических процессов в бассейнах седиментации с формой преобразования минерального вещества в области денудации.

Само распределение ареалов точечных множеств ассоциаций в геометрическом поле продуктов гипергенеза показывает, что изменения во времени этих связей носят эволюционный характер, что подтверждает частичное наложение ареалов друг на друга при общем сдвижении в левую часть поля, т.е. одно точечное множество как бы начинает формироваться в недрах предыдущего и далее наращивает его в левую сторону геометрического поля. Подобную связь можно образно представить себе в виде плотной цепи, где каждое звено частично заходит в предыдущее и последующее звенья, почти не оставляя просвета.

Все изложенное подтверждает с фактической стороны историко-геологический "принцип зеркальности", в частности исходные теоретические позиции литолого-формационного метода В.П. Казаринова и его сотрудников. Однако речь ведется, подчеркиваем, только об исходных, начальных позициях упомянутого метода. Что же касается дальнейшего теоретического развития метода, то его многие положения прихо-

дят в резкое противоречие с фактическими данными. В чем же заключаются эти противоречия?

Подметив коррелятивные связи процессов литогенеза в бассейнах седиментации с характером и степенью выветривания питающих провинций, В.П. Казаринов и его сотрудники стали рассматривать и трактовать эти связи в одностороннем порядке, а именно: то, что происходит в корах выветривания питающих провинций, находит более или менее прямое отражение и в синхронных бассейнах седиментации. Согласно подобным теоретическим воззрениям, хемогенная составляющая формирующихся осадков отражает эмпирически установленный порядок выноса химических элементов из коры выветривания питающих провинций. Например, в эпоху интенсивных поднятий питающих провинций и резкого уменьшения в связи с этим химического выветривания из пород зоны мобилизации выносятся в основном только легкоподвижные компоненты — шелочи и щелочные земли. Значит, и в формирующихся в данный момент отложениях в соответствующих фациальных обстановках должны накапливаться только указанные компоненты. Такие элементы, как Fe и Al, вступают в миграцию согласно принятой схеме в заключительные стадии формирования коры выветривания, и поэтому их заметное участие в составе синхронных отложений может быть только на заключительных стадиях эрозионно-денудационных циклов, когда в питающих провинциях повсеместно развиты мощные коры выветривания. При этом, как указывает В.П. Казаринов, "климат не меняет закономерной последовательности следующих друг за другом этапов химической денудации, регулируя линь скорость их смены" [Выветривание..., 1969, с. 77].

Приведенные фактические данные по литологическому составу парагенетических ассоциаций континентальных отложений находятся в резком противоречии с изложенными теоретическими представлениями. Так, например, характерной чертой гумидных парагенетических ассоциаций на всех стадиях гомодогического ряда является разнообразие соединений Fe в составе аутигенных образований. При этом появление в отложениях железных руд и широкое разнообразие дисульфидов Fe в аутигенном комплексе присуще углисто-сидерит-колчеданным ассоциациям, формирующимся в стадию В гомологического ряда, когда в питающих провинциях еще резко преобладают процессы механического преобразования минерального вещества. Обломочные же компоненты пород этих ассоциаций, формирующие основу химического состава отложений, отличаются еще сравнительно низкой "зрелостью", что и обусловливает расположение их в геометрическом поле продуктов гипергенеза в зоне начального выветривания. Появление же в более или менее заметных количествах карбонатов Са отмечается в гумидном гомологическом ряду только на стадии. С. в отложениях более зрелого облика (железисто-карбонатной ассоциации). В аридном гомологическом ряду карбонаты щелочноземельных оснований проходят через все парагенетические ассоциации, что является одной из особенностей данного климатического типа литогенеза. Такое несоответствие фактических данных теоретическим основам литолого-формационного метода произошло, по нашему мнению, только потому, что в фундаменте этих теоретических построений лежат два неправомерных допущения.

Первым из них является совмещение разномасштабных литогенетических процессов и явлений. Эволюция литогенеза в областях седиментации рассматривалась относительно эмпирически установленной схемы порядка выноса химических элементов из коры выветривания — явления, несомненно, более низкого масштаба. Второе допущение заключается в том, что процессы преобразования минерального вещества в питающих провинциях и в бассейнах седиментации рассматривались в отношении соподчиненности. Литогенетическим событиям в бассейнах седиментации отводилась роль только пассивного отражения стадийности преобразования минерального вещества в коре выветривания питающих провинций.

Эволюционные изменения литологического и литохимического состава парагенетических ассоциаций континентальных отложений, запечатленные в гомологических рядах, с очевидностью подтверждают, что процессы преобразования минерального ве-

щества в областях денудации и в бассейнах седиментации находятся не в отношении соподчиненности одних другим, а в отношении скоррелированности. Если процесс эволюции литогенеза всецело находится, как мы видим, под контролем климатической обстановки и тектонического режима, то оба этих ведущих фактора одновременно должны сказываться на характере и формах преобразования минерального вещества как в областях денудации, так и в бассейнах седиментации. Иначе говоря, они вызывают одновременно и там, и здесь появление скоррелированных между собой ведущих литогенетических событий, не обязательно соподчиненных.

Событиями такого рода в областях денудации являются соотношения механической и химической форм преобразования минерального вещества, определенным образом складывающиеся на каждом из этапов тектоно-седиментационного цикла. Они, эти соотношения, и обусловливают поступление в бассейны седиментации обломочного материала той или иной степени "эрелости", что находит свое выражение на диаграммах химического состава континентальных отложений. По-видимому, каждому из подобных этапов присущ и свой усредненный состав химически денудируемых веществ.

Механизм процесса формирования усредненных по степени зрелости продуктов денудации в питающих провинциях более или менее понятен. Разумеется, на разных по геоморфологическим характеристикам участках областей поднятий даже в условиях одного и того же климата процессы преобразования минерального вещества исходного субстрата протекают несколько по-разному: на одних участках происходит более интенсивное формирование почв и структурного элювия, на других — более энергичное механическое разрушение водными потоками, ледниками и т.д. Однако сам процесс перемещения добываемого разным путем обломочного материала приводит к его интеграции, смешиванию и выравниванию минералого-петрографического состава. В этом и отражена здесь ведущая роль тектонического режима, определяющего динамику, степень и форму преобразования минерального вещества агентами выветривания и денудации.

По мере перехода в области седиментации на первое место выступают иные литогенетические события и процессы, непосредственно не выводимые из логики событий, проявляющихся в областях денудации, и прямо им не подчиненные. Например, как может быть непосредственно выведен широчайшим образом осуществляющийся процесс восстановления и миграции Fe в момент складывания углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций из процесса мобилизации минерального вещества определенной степени зрелости в питающих провинциях?

Анализ гомологических рядов парагенетических ассоциаций показывает, что в каждом из этапов тектоно-седиментационного цикла главным литогенетическим событием в континентальных бассейнах седиментации является господство строго определенных физико-химических обстановок среды литогенеза. Эти обстановки и связанные с ними процессы отражены в составе аутигенных минеральных комплексов. И мы энаем из всего предыдущего описания, что каждый из типов парагенетических ассоциаций континентальных отложений характеризуется своим, присущим только ему комплексом аутигенных минеральных образований.

Однако какие же механизмы регулируют появление тех или иных господствующих физико-химических обстановок среды литогенеза в бассейнах седиментации в каждый из этапов тектоно-седиментационного цикла? Ориентируясь на современные физико-географические условия, невозможно себе представить, чтобы в какие-то моменты геологической истории континентальные области седиментации характеризовались предельным однообразием ландшафтных обстановок, обеспечивающих однообразие физико-химических раекций среды литогенеза. Скорее наоборот, так же как и в современных условиях, континентальным областям седиментации присущ был широкий спектр ландшафтных обстановок, большое разнообразме литотипов. На одних участках осуществлялось относительно спокойное осадконакопление (фации озерных водоемов и стариц), на других — неоднократные перемещения ранее отложенных осадков, их перемыв и переохложение (русловые фации аллювия, дельт, конусов выноса и т.д.),

на третьих — почвообразование и окисление на хорошо дренируемых водоразделах области седиментации и т.д. Каким же путем в таком случае достигается относительное однообразие физико-химических обстановок среды литогенеза в каждую из стадий тектоно-седиментационного цикла? На данном уровне изученности парагенетических ассоциаций детальная разработка этого вопроса еще не может быть осуществлена. Однако некоторые факты открывают пути к его разрешению.

Интересные сведения на этот счет дают наблюдения над так называемыми второстепенными членами парагенетических ассоциаций, не определяющими их литохимический профиль. Это отдельные линзы, слои или локально развитые горизонты в разрезах ассоциаций, резко выделяющиеся какими-либо аномальными характеристиками на фоне главных литолого-геохимических параметров толщи. Таковы, например, горизонты красно-пестроцветных автоморфных палеопочв в разрезах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций или, наоборот, линзы темных гумусированных глин в пестроцветах гематиткаолиновой ассоциации и т.д. Характерной чертой всех этих образований является их реликтовый облик. Это выражается в том, что их локальное распространение обязано не столько малому масштабу процесса, обусловившего их формирование, сколько последующему разрушению и видоизменению их при складывании парагенетической ассоциации как геологического тела. Так, упоминаемые выше красно-пестроцветные почвенные горизонты в разрезах углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций представляют собой образования относительно хорошо дренированных водоразделов области седиментации. С ними часто связаны линзы буроцветного делюво-пролювия, сложенного продуктами разрушения и ближайшего переноса элювия и почв данных водоразделов. Однако все эти образования (и почвы, и продукты их ближайшего переноса) обречены на разрушение и переотложение в условиях высокой динамики водотоков, присущей эпохам складывания углисто-сидерит-колчеданных ассоциаций. Поэтому подобные образования и представлены в разрезах этой ассоциации в виде редких изолированных останцов, срезанных разного рода размывами. В тех же случаях, когда они сохраняются на значительных участках, зачастую можно наблюдать, как под действием насыщенных углефицированной органикой перекрывающих отложений произошло в них восстановление первично окисленных соединений Fe с образованием карбонатов и сульфидов. В результате эти породы, более или менее сохраняя почвенную текстуру, оказываются насыщенными карбонатами и сульфидами Fe. Так, по мере складывания ассоциации тем или иным путем уничтожаются продукты одних физикохимических реакций и заменяются другими. Однако в основе этого явления в данном случае лежат причины механического характера — разрушение образований одного литохимического профиля с последующим переотложением продуктов разрушения в иных физико-химических обстановках среды.

По мере перехода к заключительным стадиям тектоно-седиментационного цикла меняется и сам характер подобных явлений. На первое место все больше и больше начинают выступать чисто физико-химические взаимодействия. Весьма показательным примером этому могут служить описанные нами алунитовые горизонты выветривания гематит-каолиновой ассоциации Зайсанского прогиба. Слагающие их отложения первоначально были сформированы в условиях резко восстановленной среды, свидетельством чему являются часто встречаемые в них псевдоморфозы гематита по пириту. Породы были насыщены тонкой вкрапленностью сульфидов Fe и обрывками углефицированной органики. Затем данные отложения подвергались интенсивнейшему субсинхронному кислому выветриванию с образованием зональных профилей выветривания. Это привело к полному изменению структурно-текстурных особенностей пород, окислению и уничтожению органического вещества и гематитизации первичных сульфидов. Породы, более или менее сохраняющие какие-то первичные признаки, представлены только в виде реликтов в подавляющей массе видоизмененных продуктов субсинхронного выветривания. И вообще, все пестроцветные пачки и горизонты выветривания гематит-каолиновой ассоциации являются продуктами переработки субсинхронным химическим выветриванием разнофациальных отложений.

Вышеизложенные факты с очевидностью говорят о том, что в любую из стадий тектоно-седиментационного цикла континентальным областям седиментации присуще пестрое
разнообразие ландшафтов и физико-химических обстановок среды литогенеза. Однако
в процессе складывания парагенетической ассоциации как геологического тела породы,
характерные для одних физико-химических обстановок, подвергались уничтожению
или коренному изменению, тогда как характерные для других обстановок — сохранялись и переходили в ископаемое состояние. Первые из них сформировали второстепенные члены ассоциации и присутствуют, в большинстве случаев, в виде разнообразных реликтовых форм, а вторые представляют собой главные, патрические члены
ассоциации. Здесь мы вплотную сталкиваемся с явлением естественного отбора физико-химических обстановок среды литогенеза в процессе формирования парагенетических ассоциаций.

Ведущая роль в явлении отбора физико-химических обстановок в процессе складывания парагенетических ассоциаций принадлежит тектоническому режиму. Именно он определяет и форму отбора, и тип устойчивых физико-химических реакций. На начальных стадиях тектоно-седиментационного цикла, в условиях высокой динамики тектонических подвижек, главенствующей формой отбора являются механическое разрушение и переработка продуктов разного рода окислительных реакций. Устойчивый тип физико-химических реакций в этих условиях (поступление большой массы обломочного материала, массовое захоронение органики и т.д.) - реакции восстановления (в гумидных ландшафтах), продукты которых и переходят в ископаемое состояние. По мере перехода к заключительным стадиям тектоно-седиментационного цикла в связи с затуханием динамики тектонических подвижек и вялостью аккумулятивных процессов главенствующей формой отбора постепенно становится субсинхронное химическое выветривание отложенных осадков, накладывающееся на разнофациальные типы отложений и перерабатывающее их по законам элювиальных процессов. В этих условиях устойчивыми становятся окислительные реакции, тогда как продукты всех других типов физико-химических обстановок среды литогенеза в подавляющей массе своей преобразованы процессами окисления и не переходят в ископаемое состояние.

Таким образом, посредством вышеуказанных механизмов отбора тектонический режим определяет осуществление и переход в ископаемое состояние только тех пород, которые подверглись строго определенным физико-химическим реакциям из всех, допустимых климатическим типом литогенеза. Этим и достигается динамическое равновесие процессов литогенеза характеру и степени преобразования физико-географической среды областей седиментации.

Изложенные факты и обобщения во многом конкретизируют упоминаемый уже "принцип зеркальности". Действительно, парагенетические ассоциации, как в зеркале, отражают собой многие параметры существовавших в момент их формирования природных явлений и процессов: тип климата, уровень тектонической активности, формы мобилизации минерального вещества в питающих провинциях, генетическую и фациальную природу осадконакопления и, наконец, устойчивые физико-химические обстановки среды литогенеза в областях седиментации.

11. 3ak. 2066

#### ГЛАВА ТРЕТЬЯ

# ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ

В дальнейшем наука будет применять не только индексы возраста, но и индексы формаций. Это будет изумительно интересная геология.

**Н.С. Шатский** [1965, с. 9]

Установление типов парагенетических ассоциаций континентальных отложений и их гомологических рядов открывает, по нашему мнению, некоторые новые перспективы в познании геологического строения и геологической истории континентов. Подход к данным вопросам с позиций выявленных эмпирических закономерностей позволяет смотреть с других точек эрения на ряд геологических проблем, считавшихся до сих пор относительно решенными и установившимися. Однако главное значение полученных данных о парагенетических ассоциациях и их гомологических рядах заключается в том, что благодаря им геолог может пользоваться определенной мерой в исследованиях многих геологических процессов и явлений. Действительно, если парагенетическая ассоциация отражает количественные пределы колебаний климатического режима и интенсивности тектонических движений, то она может рассматриваться как вполне определенная величина, могущая служить мерой при установлении масштабности геологических процессов. Это и дает возможность геологу в своих исследованиях оперировать этими величинами (пусть пока на чисто качественном уровне) и эмпирически установленными законами их отношений и взаимосвязи. Во всяком случае, они позволяют более достоверно судить о масштабности геологических явлений прошлого и тем самым расширяют арсенал методов историко-геологического анализа.

Развивать и конкретизировать выявленные закономерности формирования континентальных отложений можно по многим направлениям: это — коррелятивные связи парагенезов в континентальных и морских бассейнах седиментации; формы генетической связи парагенезов континентальных отложений и полезных ископаемых; логикоматематический анализ гомологических рядов ассоциаций; эволюционная периодичность литогенеза и развитие органической жизни на континентах и т.д. Детальное рассмотрение этих и подобных им вопросов может составить предмет специальных исследований и обобщений. Здесь же мы хотим только в краткой форме коснуться некоторых основополагающих проблем геологической теории, как бы взглянув на них с позиций законов формирования и поведения парагенетических ассоциаций. Авторы полностью отдают себе отчет в том, что решения ряда затрагиваемых проблем во многом носят гипотетический характер и нуждаются в тщательной проверке и уточнениях. И тем не менее мы решились на это, ибо имеющийся фактический материал зачастую противоречит некоторым устоявшимся канонам геологической теории и требует обсуждения.

В основу такого рассмотрения положены итоги изучения континентального палеогеннеогена Северо-Западной Азии и истории ее геологического развития. Однако авторы не пытаются переизлагать здесь историю этой части континента в палеогене и неогене, описанную (по провинциям) в ряде обобщающих работ [Лавров, 1959; Лавров, Ерофеев, 1963; Никифорова, 1960; Разумова, 1961; Зальцман, 1968; Ерофеев, 1969; Синицын, 1961; Цеховский, 1973; Атлас..., 1967; и др.], а также отраженную на демонстрируемых в настоящей работе и ранее изданной книге [Ерофеев, Цеховский, 1982;] литолого-палеогеографических картах. Просто с позиции всего этого материала и изложенных выше данных по парагенезам континентальных отложений мы и рассмотрим интересующие нас проблемы.

### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ В СВЕТЕ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ

Долголетнее изучение большими коллективами геологов континентального палеогена и неогена Северо-Западной Азии привело к установлению двух, можно сказать, феноменальных с точки зрения существующих концепций геологических явлений.

Первое из них заключается в чрезвычайно широком распространении определенным образом организованных комплексов отложений на огромной территории континента. Ведь площадь только Северо-Западной Азии близка площади континента Австралии, а упоминаемые комплексы отложений уходят далеко за пределы очерченной территории. Нужно сказать, что данное явление, несмотря на всю его грандиозность (и, может быть, поэтому) не сразу было замечено геологами, хотя отдельные исследователи давно уже обращали на него внимание. Например, Е.И. Великовская [1955] одна из первых указала на факт огромного территориального распространения толщи карбонатных красноцветов плиоцена в СССР и зарубежной Азии. Затем В.В. Лавров [1959] на основе большого монографически обработанного литологического, стратиграфического и палеонтологического материала описал картину распространения формаций континентального палеогена и неогена на территории Тургая и юга Западной Сибири. Несколько позже он же [1965а, б] обратил внимание геологов на факт широчайшего распространения верхнепалеогеновой угленосной формации на территории Казахстана и Сибири. Тем не менее эти факты не получили в большинстве случаев должного отклика в геологической литературе и долгое время оставались в стороне от интересов региональных геологических исследований.

Нам представляется, что это произошло потому, что подобного рода факты не находили объяснения с позиций существующих сейчас стратиграфических, литологических и генетических концепций, а во многом и противоречили им. Данному обстоятельству способствовал еще и недостаточный уровень литологической и стратиграфической изученности отмеченных литологических комплексов, и здесь допускалась возможность ошибочных корреляций.

С течением времени и с дальнейшим накоплением фактического материала описываемое явление все же не могло оставаться незамеченным. При составлении и обсуждении корреляционных и унифицированных стратиграфических схем, независимо от подходов и воззрений их авторов, все более ясно стала выявляться такая картина: от региона к региону и из провинции в провинцию прослеживаются литологически более или менее однотипные комплексы континентальных отложений, занимающие повсеместно одни и те же или близкие хроностратиграфические интервалы разреза. О некоторых наиболее достоверных фактах подобного рода появились сообщения в печати. Такова, например, программная статья В.В. Лаврова и У.Н. Мадерни [1972] по поводу аральского межрегионального горизонта Зауралья. Этому же вопросу в известной мере посвящены работы по корреляции континентальных толщ палеогена и неогена Горного Алтая и окружающих его равнин (Ерофеев, Ржаникова, 1969; Розенберг, 1973; и др.].

Результаты обобщения фактических данных в рамках изучения парагенезов, изложенные в настоящей монографии, свидетельствуют, что комплексы континентальных отложений, организованные по тому или иному типу (парагенетические ассоциации), прослеживаются на огромных и разнообразных по строению территориях континента и занимают в пределах своего ареала распространения строго определенные хроностратиграфические уровни. Обратимся еще раз к примерам некоторых ассоциаций, детально описанным ранее [Ерофеев, Цеховский, 1982].

Средне-верхнеолигоценовая (по другим авторам, верхнеолигоценовая) углисто-сидерит-колчеданная ассоциация прослеживается от Западного и Восточного Приуралья через Тургай, южную и центральную часть Западно-Сибирской низменности до предгорий Саян, Алтая и Прибайкалья. На юге она прослеживается в межгорных впадинах Алтая, затем в Зайсанском прогибе и в разного рода депрессиях и древних долинах Казахского щита. Это — тысячекилометровые расстояния в направлении как с запада на восток, так и с севера на юг. И везде, в пределах всего этого огромного ареала данная ассоциация отложений характеризуется строго определенными литологическими параметрами и относительно одновозрастными палеофлористическими остатками (листовые отпечатки и спорово-пыльцевые комплексы тургайской мезофильной хвойно-щироколиственной флоры). Разумеется, в некоторых регионах данная толща расчленена на ряд местных стратиграфических подразделений по тем или иным индивидуальным признакам, но все эти подразделения как бы заключены в рамках ассоциации и не выходят за ее хроностратиграфические и литостратиграфические границы. Приводятся также данные о зональном и поясном изменении заключенной в отложениях палеофлоры, но и эти изменения не затрагивают коренным образом возрастной датировки описываемой толщи. Таким образом, имеющиеся на сегодняшний день многочисленные палеофлористические остатки вполне определенно свидетельствуют об относительной одновозрастности включающих их отложений по всему ареалу распространения ассоциаций. И, наоборот, те или иные попытки обоснования возрастного "скольжения" границ ассоциации не имеют конкретного палеонтологического обоснования и носят гипотетический характер. Во всяком случае, дискуссия палеонтологов и геологов больше касается изменения возрастной датировки толщи в целом, нежели возрастного "скольжения" ее границ от региона к региону.

Если же в сферу рассмотрения включать не только отдельные ассоциации, но и их гомологические пары, то картина их территориального распространения представляется еще более внушительной. Так, упоминаемая выше средне-верхнеолигоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация к югу, в Приалакулье и Южном Прибалхашье, латерально сменяется отложениями своего гомолога — красноцветной карбонатной ассоциации. Последняя в полных разрезах впадин Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня занимает тот же стратиграфический уровень (непосредственно под палеонтологически охарактеризованной нижнемиоценовой соленосной толщей и над отложениями нижнего олигоцена) и в ряде мест включает фауну позвоночных-индикотериид (Актау, Асказансор, Джеты-Огуз). Таким образом, ассоциации-гомологи среднего-верхнего олигоцена прослеживаются на территории почти всей Северо-Западной Азии, а на восток и на юг далеко уходят за ее границы в Восточную Сибирь и Центральную Азию.

О предельно широком площадном распространении отложений красноцветной карбонатной ассоциации верхов миоцена — нижнего плиоцена (павлодарский межрегиональный горизонт Западной Сибири и Казахстана) говорилось много в предыдущих разделах монографии. Здесь важно подчеркнуть, что заключенные в этих отложениях обильные костные остатки позвоночных, собранные в различных участках ареала распространения толщи, характеризуют единый и принципиально одновозрастный гиппарионовый фаунистический комплекс. Каких-либо твердо обоснованных данных о возрастном "скольжении" толщи от региона к региону или даже из провинции в провинцию на сегодняшний день не имеется. С большей или меньшей обоснованностью подобные же явления устанавливаются для всех парагенетических ассоциаций и их гомологических пар континентального палеогена и неогена Северо-Западной Азии и соседних с ней территорий.

Можно ли говорить, что наблюдаемый феномен территориального охвата составляет особенность только палеоген-неогеновых парагенетических ассоциаций и не характерен для парагенезов более древних исторических эпох? Думается, что это не так. Скорее мы и смогли увидеть данный феномен только потому, что относительно молодые палеоген-неогеновые континентальные отложения наиболее полно сохранились в разнородных геоструктурных областях континента и могут быть лучше и полнее прослежены от провинции к провинции. По сравнению с более древними континентальными образованиями они гораздо лучше и, главное, точнее датированы по палеонтологическим остаткам.

Таким образом, на примере изучения палеогена и неогена Северо-Западной Азии устанавливается, что парагенетические ассоциации континентальных отложений и их гомологические пары имеют трансрегиональное и даже транспровинциальное распрост-

ранение на большой площади континента и в пределах всего ареала своего распространения занимают относительно одни и те же хроностратиграфические интервалы. На современном уровне палеонтологической изученности континентальных толщ нельзя уверенно говорить о возрастном "скольжении" этих толщ при переходе из провинции в провинцию и тем более из региона в регион. Можно полагать, что явление "скольжения" возрастных границ ассоциаций на очень больших расстояниях и существует (на это, иногда указывают косвенные факты), но современные методы установления возраста континентальных образований не могут уверенно и однозначно решить этот вопрос. Ведущиеся сейчас дискуссии по поводу той или иной возрастной: датировки границ этих подразделений, как правило, возникают между специалистами, работающими по разным группам палеонтологических остатков. По фауне дается одна датировка, по флоре – другая. Все эти дискуссии (кстати ведущиеся часто не только по континентальным, но и по морским образованиям) больше касаются проблем биостратиграфии вообще, нежели конкретного установления границ толщ. И вполне может быть, что устанавливаемые некоторыми специалистами-палеонтологами возрастные "скольжения" границ парагенетических ассоциаций есть результаты своего рода "пересечения" воображаемых изохронных уровней, установленных по различным группам палеонтологических остатков или неполноты палеонтологических данных конкретных разрезов. Во всяком случае, проблема возрастного "скольжения" парагенетических ассоциаций при переходе от разрезов одного региона к разрезам другого требует для своего разрешения гораздо большей точности датировок, чем позволяют существующие сейчас палеонтологические методы определения возраста континентальных образований.

Вторым геологическим феноменом, открывшимся исследователям континентального палеоген-неогена Северо-Западной Азии, является "прохождение" парагенетических ассоциаций отложений через различные геоструктурные области континента. Это явление всецело связано с первым, т.е. с широким территориальным охватом распространения парагенетических ассоциаций, но оно оказалось неожиданным с точки зрения современных геотектонических концепций. Вероятно, поэтому в региональных геологических обзорах не имеется более или менее твердых указаний на подобный феномен, а если и говорится об этом, то в весьма робкой и неконкретной форме. Однако факт этот реально существует и требует анализа и объяснения. Укажем на его конкретные выражения на тех же примерах, что были приведены выше.

Средне-верхнеолигоценовая углисто-сидерит-колчеданная ассоциация "проходит" через три геоструктурные области [Ерофеев, Цеховский, 1982]: Западно-Сибирскую плиту, Казахский щит и орогенную область Алтая. Ее гомолог, красноцветная карбонатная ассоциация среднего-верхнего олигоцена, как это видно из литолого-палео-географической карты [там же], охватывает южную часть Казахского эпипалеозойского щита и всю орогенную область Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, уходя далее на запад и юг к Джунгарской и Таримской плитам.

Некоторые геологи высказывают мнение, что в олигоцене интенсивность тектонических подвижек на щитах и в орогенных зонах Алтая и Тянь-Шаня еще мало отличалась (хотя это не находит подтверждения фактическими данными), и потому здесь могут быть сформированы однотипные парагенезы отложений. Но даже такому мало обоснованному утверждению противоречит факт распространения отложений красноцветной карбонатной ассоциации верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Для данного отрезка геологической истории считается твердо доказанным, что орогенная зона Алтая и Тянь-Шаня представляла собой вполне сформировавшиеся горные страны. Был значительно приподнят и Казахский щит. И тем не менее данная парагенетическая ассоциация, сохраняя все свои существеннейшие свойства системы, прослеживается через все эти геоструктурные области и уходит дальше на юг в разного рода впадины и прогибы Центральной Азии. На примере именно этой ассоциации наиболее четко видно, как и насколько изменяется литологический облик ее разрезов при переходе от одной геоструктурной области или зоны к другой.

В пределах Западно-Сибирской плиты разрезы описываемой ассоциации более ьыдержаны, слагаются преимущественно песчано-алеврито-глинистыми и алеврито-глинистыми породами. Мощность толщи изменяется плавно и колеблется от первых десятков до полутора сотен метров (очень редко). При переходе в область Казахского щита картина несколько меняется. Состав осадков грубеет (в разрезах чаще появляются горизонты гравелитов, щебней, галечников), более резко и на более коротких расстояниях меняются эначения мощностей. Если в древних долинах мощность толщи может составлять десятки метров, то при пересечении тектонических впадин и разного рода депрессий мощность резко увеличивается до 150-200 м. В орогенных зонах тип разреза толщи существенно иной. В относительно небольших депрессиях и прогибах преобладающую долю разреза слагают грубообломочные отложения - гравелиты, галечники, щебеночники. В обширных прогибах четко различаются фациальные пояса в направлении от предгорий к центру прогибов. В соответствии с этим изменяется и состав осадков. Очень резко и сильно варьируют показатели мощностей в зависимости от положения в той или иной тектонической зоне или структуре. Так, например, в северной части Зайсанского прогиба описываемая ассоциация распространена фрагментарно и имеет максимальную мощность 100 м. При переходе в Центральную зону прогиба мощность ее резко возрастает до 600 м. Еще более контрастны все эти изменения литологии и мошностей ассоциации в прогибах Тянь-Шаня.

Таким образом, при переходе ассоциации из одной геоструктурной области к другой строение и состав ее разрезов существенно изменяются, отражая тем самым различия в тектоническом строении и развитии этих областей. Данный факт прямо свидетельствует о возможности в дальнейшем выделения в составе ассоциации таких подразделений, тип разреза которых определял бы характер развития крупных геоструктур. Их назвать можно формациями, поскольку приведенные данные соответствуют известному высказыванию П.П. Тимофеева [1970] о подобных подразделениях, как выразителях характера развития крупных палеоструктур. Однако здесь нам важно подчеркнуть другое — все описанные изменения литологического состава и мощностей региональных типов разреза происходят в рамках единой крупной парагенетической системы. При всех этих изменениях она сохраняет присущие ей главные системные свойства (индентификационный комплекс), которые проходят в виде фона через все типы разрезов ассоциации. Изменения типов разреза других парагенетических ассоциаций при "прохождении" их через различные геоструктурные области подчиняются тем же законам, которые отражены на демонстрируемых литолого-палеогеографических картах (см. рис. 10, 26), а также [Ерофеев, Цеховский, 1982].

Все вышеизложенное о парагенетических ассоциациях континентальных отложений приводит нас к следующим выводам. Сам факт существования в региональных разрезах описанных выше типов парагенезов континентальных отложений в принципе не является какой-то чрезмерной новостью. Эти реально существующие геологические тела описывались и изучались с разных точек зрения многими геологами, в разное время и во многих регионах. Их выделяли под разными наименованиями — свиты, горизонты, комплексы, формации — вводили в региональные и провинциальные стратиграфические схемы и различного рода графики. Все это так или иначе согласовывалось с существующими в настоящее время теоретическими канонами и не вызывало особых противоречий. Но теперь, когда путем анализа парагенезов и установления эмпирических законов их развития обобщены все эти разрозненные факты, перед нами с достаточной четкостью предстало принципиально новое геологическое явление, не учтенное существующими теоретическими концепциями.

Рассматривая парагенетические ассоциации континентальных отложений, мы впервые сталкиваемся с такими литологическими системами, которые в своем развитии охватывают огромные площади континента, занимая при этом определенные хроностратиграфические интервалы в региональных и провинциальных разрезах и проходя через различные геоструктурные области и зоны. В современных геотектонических, стратиграфических и историко-геологических теориях нет объяснения подобному феномену,

как нет и упоминания о нем. Но поскольку отныне это факт, мы вправе искать ему объяснение.

Думается, что открытие данного явления не приводит к каким-то коренным противоречиям с существующими теоретическими воззрениями, а просто в ряде моментов уточняет их отдельные положения и, главное, открывает перед нами принципиально новые области геологической действительности, которые ранее были плохо различимы или совсем не видны. Каковы же эти новые области?

Прежде всего чрезвычайно широкий территориальный охват и прохождение ассоциаций через различные геоструктурные области свидетельствуют о том, что данные литологические системы характеризуют этапность (или стадийность) геологического развития не каких-либо отдельных тектонических областей или зон, а очень крупных частей континентальных блоков. О действительных размерах таких частей судить пока трудно, хотя некоторые примеры показывают, что в такую "часть" попадает Северо-Западная и Центральная Азия и южная половина Европы (ареал красноцветной карбонатной ассоциации мио-плиоцена). Во всяком случае, законы управляющие формированием и поведением описываемых парагенетических ассоциаций, охватывают геологические явления гораздо более высокого ранга, нежели привычные нам явления и законы развития отдельных тектонических зон и структур. Существование таких крупных литологических систем и особенно их гомологических пар свидетельствует о том, что все устанавливаемые нами в определенный исторический момент различия (в типе геотектонического развития отдельных структур, областей поднятий и опусканий, тектонических зон и т.д.) проявляются на фоне развития континентального блока в целом.

Подавляющее большинство современных геотектонических теорий и учитывает в основном эти производные, что приводит к абсолютизации местных различий геологической истории структурных зон и поясов. Так выделяются сугубо местные этапы крупных тектонических перестроек, местные фазы диастрофизма и т.п. При этом корреляция местных этапов и фаз даже между близкими структурными зонами часто весьма и весьма затруднительна, поскольку в процедуру их выделения вводятся весьма разнородные признаки (угловые несогласия, выпадение из разрезов тех или иных стратиграфических подразделений, изменение литологии и т.п.), а поскольку подобные корреляции часто не дают уверенных выводов, то и в геотектонических концепциях твердо укоренились взгляды о сугубо местных проявлениях крупных тектонических перестроек, тектонических фаз и т.д. Если же взглянуть на это с точки зрения поведения в пространстве и во времени парагенезов континентальных отложений, то получается, что те или иные перестройки в пределах какой-либо крупной геоструктуры являются следствием изменения активности тектонического режима на общирной территории континента (если не на всей его территории). Смена на большой площади континента одного типа парагенеза отложений другим в определенные интервалы времени вполне ясно свидетельствует о переходе всей этой огромной части континента от одного этапа геотектонического развития к другому. При этом на одних участках в это время преобладают поднятия и формируются горные сооружения, на других - опускание и формирование прогибов, а на третьих могут происходить попеременно сменяющие друг друга колебания обратных знаков (платформы). Суммарный эффект, выражающий какое-то среднее значение интенсивности тектонических подвижек, может быть относительно близок для всех этих участков. Скорее всего, для каждого такого этапа характерны определенные пределы колебаний энергии тектонических подвижек, в которые и укладываются (или за которые не выходят) несколько разнящиеся значения активности подвижек платформ и орогенных зон.

Именно такую картину нам и представляют изменения региональных типов разрезов ассоциаций. Ведь прежде всего они отображают тип геотектонического развития той или иной крупной структуры в данный отрезок геологической истории. В прогибах орогенных зон, где преобладали движения отрицательного знака, разрезы ассоциации характеризуются большой мощностью. На платформах, испытывающих колебаний переменного знака, та же ассоциация имеет малые мощности и т.д. Однако все эти показатели мощностей еще не говорят о резком различии интенсивности тектонических подвижек, а свидетельствуют о типе развития. О различиях интенсивности подвижек свидетельствуют изменения литологического состава отложений, наблюдаемые в разрезах ассоциации орогенных поясов и платформы. Но, поскольку эти различия не меняют существеннейших системных характеристик ассоциации в целом, а существуют как бы внутри них, постольку все они находятся в тех пределах колебаний энергии тектонических движений, которые и характеризуют данную стадию (этап) геологического состояния континента.

В существующих геотектонических и историко-геологических концепциях прежде всего отражен факт разнородности строения и развития тех или иных участков континента. Это вполне естественно, поскольку в основу данных концепций наблюдения над современным состоянием континентов. Сравнительным анализом геологического строения регионов давно доказано и то положение, что во все исторические эпохи континента существовали различные крупные тектонические структуры и зоны, области поднятий и опусканий, горные страны и равнины и т.д. Однако при этом в большой мере упускалось из виду, что все эти различия в строении и развитии отдельных структур, зон и областей в тот или иной исторический момент связаны и определенными чертами общности, отражающими более крупный по масштабу этап или стадию развития континентального блока или крупной его части (своеобразное "дыхание" Земли в целом или, по крайней мере, "дыхание" очень крупных ее частей). Именно на это и указывает литолого-фациальный и генетический анализ парагенезов континентальных отложений. Например, появление в разрезах областей опусканий Северо-Западной Азии отложений верхнемеловой – нижнепалеогеновой гематит-каолиновой ассоциации и ее аридного гомолога свидетельствует о широчайшем развитии в это время пенепленов и мощной коры выветривания на весьма общирной территории континента – от Урала до Байкала и от северных окраин Казахского щита до южных отрогов Тянь-Illаня (и это еще не весь ареал, а только установленный на сегодняшний день). Пенепленов подобного масштаба мы сейчас не видим ни на одном континенте. В позднем миоцене - плиоцене интенсивные тектонические подвижки охватывают почти всю Азию, юг Восточной Европы и Средиземноморые. На всей этой громадной территории в условиях аридного климата шло формирование красноцветных карбонатных отложений и красного почвенного элювия. Это же настоящий "красный континент" Вернера, аналога которому нет в современном облике земной суши.

Таким образом, различия между этапами развития континентальных блоков или их больших частей, фиксируемые сменой одного типа парагенеза континентальных отложений другим, гораздо масштабнее и контрастнее, нежели между характером и типом развития входящих в этот блок геоструктурных зон и областей. Вот это обстоятельство и не учитывалось в должной мере в современных геотектонических и историко-геологических коцепциях. Тем самым наши представления о характере и типе развития геоструктурных зон и областей, входящих в ту или иную часть континента, в значительной степени не полны, потому что рассматривались не в связи с более крупными этапами геологического развития данного континентального блока (или его большой части). У нас просто не было определенной меры, посредством которой мы бы могли измерять масштабность и интенсивность геологических процессов.

С установлением типов парагенетических ассоциаций континентальных отложений и их поведения во времени и пространстве мы впервые получаем реальную возможность внести в историко-геологический и геотектонический анализы строго определенную меру, путем сравнения с которой можно конкретно говорить о масштабности тех или иных геологических явлений и процессов. Для этого мы уже обладаем необходимым минимумом единиц измерения — парагенетические ассоциации, их гомологические пары, семейства ассоциаций и, наконец, гомологические ряды. Все эти единицы, как было показано в предыдущих разделах, связаны между собой вполне закономерными отношениями. Посредством этих отношений мы и можем судить о характере законов развития крупных частей континентальных блоков во времени и пространсте.

Руководствуясь изложенными представлениями об особенностях распространения парагенетических ассоциаций во времени и пространстве, а также о законах их взаимоотношений, можно выделять эти геологические образования в качестве опорных единиц при анализе геологической истории регионов и провинций. Огромное территориальное распространение парагенетических ассоциаций и в особенности их гомологических пар позволяет пользоваться ими как главными литостратиграфическими единицами в процессе корреляции межрегиональных и межпровинциальных разрезов. Кроме того, каждая из парагенетических ассоциаций является показателем палеоклиматического режима и определенной стадии тектоно-седиментационного цикла (гомологического ряда). В результате, сопоставляя сводные разрезы регионов на уровне парагенетических ассоциаций, мы получаем возможность прослеживать развитие во времени и пространстве основных характеристик палеогеологических условий — климатического режима и интенсивности тектонических движений. Все остальные показатели палеогеологических и палеогеографических условий выводятся, в конечном счете из этих двух основных характеристик;

Краткий пример историко-геологического анализа сводных разрезов регионов приведен на диаграмме континентального палеогена и неогена Зайсанского прогиба, Южного Прибалхашья и впадин Северного Тянь-Шаня (рис. 54). Эти прогибы располагаются между 42 и 49° с.ш. Зайсанский прогиб и впадины Северного Тянь-Шаня входят в орогенную зону, а прогиб южного Прибалхашья расположен на южной окраине Казахского щита, на границе с орогенной зоной.

Для построения историко-геологической диаграммы удобно изображать на сопоставляемых разрезах стратиграфические интервалы, занятые одной парагенетической ассоциацией или ассоциациями-гомологами, в виде равновеликих вертикальных отрезков. Типы парагенетических ассоциаций обозначаются принятыми выше буквенными индексами. Рассмотрим сначала динамику палеоклиматического режима во времени и пространстве в пределах рассматриваемой провинции.

В позднем мелу — палеоцене граница аридного и гумидного палеоклиматических поясов проходила на севере рассматриваемой провинции около 48° с.ш. Свидетельством этого является латеральное замещение в пределах юга Зайсанского прогиба пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации (d) ее гомологом — пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциацией (d'). В раннем-среднем эоцене эта граница смещается еще севернее и на всей территории провинции устанавливается аридный палеоклимат. Здесь осуществляется формирование в прогибах монтмориллонитных пестроцветов (d').

С концом среднего эоцена связано резкое отступление границы климатораздела на юг. В пределах Зайсанского прогиба с позднего эоцена до позднего олигоцена включительно осуществлялось формирование парагенетических ассоциаций гумигного (сидерофильного) семейства. Граница климатораздела в течение всего этого времени колебалась в пределах 46-47° с.ш. Свидетелем этого является разрез палеогена Южного Прибалхашья и Приалакулья. В позднем эоцене (колпаковская свита) и зднем олигоцене (балхашская свита) здесь осуществлялось латеральное сочленение ассоциаций-гомологов. Для разрезов этих подразделений характерны переслаивание и взаимопереходы карбонатных красноцветов (b') и углистых сероцветов (b). Заключенная между данными подразделениями тасмурунская свита представляет собой типичную сульфат-карбонатную ассоциацию, являющуюся аридным гомологом одновозрастной ей железисто-карбонатной ассоциации Зайсанского прогиба. К югу от районов Прибалхашья в прогибах Северного Тянь-Шаня в это время шло формирование исключительно аридных ассоциаций. С началом раннего миоцена связано резкое иссушение палеоклимата, и на всей территории провинции с этого момента формируются парагенетические ассоциации только аридного (кальциефильного) семейства. Таким образом, динамика изменения палеоклиматического режима в течение рассмат-

возраст		I	Разрез		II		
		Свита	7	i	Разрез	CBuma	
Heore N	N2-3	Вторушкинская (карабулакская)	* ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	6'	***	Илийская	
	N, <sup>3</sup> - N 2	Павлодарская (калмакпайская)	***	8'	*~~	Павлодарская	
	N, **2	Аральская (актарская)	77	<i>c'</i>	*****	Аральская	
	P <sub>S</sub> <sup>2-3</sup>	Ашутасская			*	Балхашская	
1000000	P3-P1	Тузкавикская	???!? ??! ??		+ 777	Тасмурунская	
	P <sup>2-3</sup>	Турангинская		8	***	Колпаковская	
"	K <sub>E</sub> md-	Зимунайская	~ ~	,/	~ 3	Тункурузская	
He.s	£1-3	Северо — зайсанская	772		型 7 了 ~	Жамантинская	

Ри с. 54. Историко-геологическая диаграмма континентального палеогена и неогена Зайсанского прогиба (I), впадин Южного Прибалхашъя (II) и впадин Северного Тянь-Шаня (III)

Условные обозначения см. на рис. 41. Заштрихованное поле — область распределения ассоциаций гумидного семейства

риваемого отрезка времени хорошо выражена на диаграмме в виде взаимоотношения полей, занятых ассоциациями разных семейств.

Для анапиза палеотектонического режима в правой части диаграммы наносится шкала последовательности стадий тектоно-седиментационного цикла, соответствующая стадиям гомологического ряда. Пересечение горизонтальных равновеликих полос, соответствующих определенным стратиграфическим интервалам, с вертикальными, отвечающими стадиям тектоно-седиментационного цикла, делит все поле на равновеликие квадраты. Далее начинается построение диаграммы палеотектонического режима в следующем порядке.

Против каждого стратиграфического интервала, занятого той или иной парагенетической ассоциацией или гомологической парой, в шкале стадий тектоно-седиментационного цикла отмечается та стадия, которая характеризуется данной гомологической парой или ассоциацией. Например, интервал в конце среднего-верхнем эоцене в разрезах описываемой провинции занят гомологической парой bb'. В соответствии с этим в шкале стадий цикла мы и отмечаем в данном интервале квадрат, соответству-

			Стадиц п	Стадии тектоно-себиментационного цикла,				
	Разр <b>ез</b>	CBurna	А	б	C	Д		
8'	***	Илийская (дтуукинская)		p <sub>a</sub>	за			
8'	*:	Сантошская (согутинская)		/ p a	J Æ			
c'	+	Чульадырская (серафимовская)						
8'	**************************************	Актаусская (джетыогузская)		p <sub>a</sub>	3 A			
c'	()   +	Толија коричнево-зеленых алевролитов и мергелев						
8'		Толија. красноцветных песчаников и алевролитов		<i>pa</i>	s a			
	7/12/ 	Толща гипсинасных глин и мергелей						

ющий стадии В. Отметку квадрата производим в виде линии, идущей от левого нижнего угла квадрата в правый верхний его угол. Последующий интервал верхнего зоценанижнего олигоцена занят здесь гомологической парой сс'. Отмечаем в этом интервале квадрат, соответствующий стадии С. На диаграмме хорошо видно, что отмеченная нами линия является продолжением прямой предыдущего интервала. Определенная таким путем общая прямая для этих стратиграфических интервалов характеризует эволюционную последовательность ассоциаций в гомологическом ряду. Если с переходом в следующий стратиграфический интервал не отмечалось бы никаких резких изменений тектонического режима, данная прямая пересекла бы по диагонали и квадрат стадии D. В противном случае прямая резко обрывается, как это и произошло в среднемпозднем олигоцене. Данный стратиграфический интервал занят гомологической парой ассоциации bb', что соответствует стадии В тектоно-седиментационного цикла. В результате прямая линия, характеризующая эволюционные изменения тектоно-седиментационных процессов в предыдущие этапы, резко обрывается и начинается новый цикл этих изменений. Таким образом, на диаграмме в направлении снизу вверх отрисовывается ряд параллельно ориентированных отрезков прямых, каждый из которых характеризует эволюционный тип изменения тектоно-седиментационных процессов. Ограничивающие концы отрезков горизонтальные линии соответствуют прерыванию сложившихся эволюционных изменений и проявлению фазы тектогенеза. Рассмотрим с этих позиций полученную диаграмму.

Конец позднего мела — начало палеогена на территории провинции ознаменовался накоплением отложений гомологической пары ассоциаций dd'. Она отвечает завершающей стадии D гомологического ряда (или тектоно-седиментационного цикла), что означает предельное затухание тектонической активности и эрозионно-денудационных процессов, формирование площадной коры выветривания и продуктов ее переотложения. Этим завершается мезозойский этап геотектонического развития района.

Новый альпийский этап геотектонического развития провинции начинается в конце эоцена фазой тектогенеза на уровне стадии В. С началом этой фазы в области аккумуляции резко прекратилось формирование гематит-каолиновых и монтмориллонитовых пестроцветов (гомологическая пара dd') и было положено начало накоплению отложений гомологической пары bb'. С этого момента и до начала четвертичного периода отмечается несколько неполных циклов геотектонического развития.

Первый из них начался в самом конце среднего эоцена и закончился на стадии С в среднем олигоцене. Он был прерван фазой тектогенеза, после чего начался новый цикл (и новая эволюционная осадочная колонна), продолжавшийся до конца среднего миоцена. Этот цикл, как и предыдущий, начинается со стадии В и завершается стадией С. В позднем миоцене проявляется третья фаза тектогенеза с интенсивностью, отвечающей стадии В. Этот цикл оказался одностадийным и был прерван в среднем плиоцене четвертой по счету фазой тектогенеза (опять стадия В).

Таким образом, снизу вверх отмечается неуклонное учащение фаз тектогенеза и укорачивание стадийности тектоно-седиментационных циклов. Так, если первые два цикла охватывают две стадии В и С, то последующие циклы не выходят за рамки одной стадии В. Вместе с тем интенсивность тектонических подвижек с проявлением каждой фазы тектогенеза в течение палеогена и неогена тоже не выходит за рамки стадии В. Последняя была превзойдена несколько позже, в ранне-среднечетвертичное время, когда в прогибах и впадинах провинции были сформированы грубообломочные ассоциации (аа'), отвечающие стадии А гомологического ряда. Все это говорит о том, что альпийский геотектонический этап в целом находится еще на уровне восходящего развития.

Построение подобного рода историко-геологических диаграмм всецело основано на законах поведения парагенетических ассоциаций во времени и пространстве, выраженных в таких объективных категориях, как семейства ассоциаций и гомологические ряды. Внесение этих законов в историко-геологический анализ в значительной мере исключает свободу трактовки геологических явлений и процессов, обеспечивает необходимое единообразие аналитических методик и объективность полученных результатов. Это и понятно, потому что к операциям подобного рода геолог уже подходит не с каких утодно "вольных" позиций, а с арсеналом вполне определенных величин и знанием законов их отношений. Данное обстоятельство позволяет проверить в любом регионе правильность построения историко-геологической легенды. Приведенная здесь диаграмма отражает динамику во времени и пространстве главных историко-геологических характеристик — палеоклиматического режима и тектонических движений. Поэтому она является только основой, каркасом палеогеологических и палеогеографических реконструкций в широком смысле этого слова. Полная картина может быть получена лишь при сопоставлении и обобщении данных историко-геологической диаграммы с данными литолого-палеогеографических карт, результатов изучения палеонтологических остатков, палеогеоморфологических наблюдений и других материалов исторического содержания. Такого рода историко-геологические реконструкции будут совмещать необходимую строгость правил фактического обоснования теории с известной "пластикой" гипотетических предпосылок. И в этом выражается одна из сторон прозорливого предвидения H.C. Illатского [1965], слова которого взяты эпиграфом к настоящей главе, о том, что в дальнейшем наука будет оперировать не только индексами возраста, но и индексами формаций, и это будет изумительно интересная геология.

### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Все геологические концепции, как бы далеки они ни были друг от друга по содержанию, в основе своей опираются на существующие в данный исторический момент представления о составе, структуре и формах движения минерального вещества. Иначе и не может быть, ибо геологическая форма движения материи и есть форма существования минерального вещества.

До второй четверти текущего столетия в фундаменте геологических теорий лежали знания о минеральном веществе на уровнях минералов и горных пород. Это и определяло специфику и содержание господствовавших тогда историко-геологических, геотектонических, стратиграфических и литогенетических концепций. Они в большинстве своем отвечали практическим запросам своего времени и были широко приняты геологической общественностью.

Однако во второй четверти двадцатого века, когда в систематические геологические исследования начали вовлскаться не отдельные промышленно развитые районы, а целые провинции и континенты, вскоре же обнаружилось, что имеющаяся теоретическая база не объясняет (или недостаточно полно объясняет) многие поступающие фактические данные. Во всяком случае, бытующие теоретические концепции часто не содержали в себе перспективы дальнейшего развития в свете новых фактических материалов. Именно в это время в некоторых передовых геологических коллективах и начинает складываться представление об естественных ассоциациях горных пород.

В начальных разделах монографии мы уже описывали, как восприняли геологи это новое представление и что они ожидали от его практической реализации. Действительно, учение об естественных ассоциациях горных пород с течением времени (особенно после 50-х годов) прочно заняло одно из центральных мест в системе геологической проблематики. Современную теоретическую геологию сейчас практически уже невозможно воспринимать в отрыве от представлений об ассоциациях горных пород. Ассоциации стали главными операционными единицами многих историко-геологических и геотектонических теорий и гипотез.

Вместе с тем на пути изучения ассоциаций горных пород исследователи столкнулись с большими трудностями, большинство из них не преодолено и по сей день. Это касается как самой трактовки понятия сообщества горных пород, так и методов их вычленения и изучения, расшифровки законов их поведения во времени и пространстве и т.д. В последнее десятилетие стала утверждаться и несколько противоречащая всей исторической практике геологии точка эрения на формации, высказываемая преимущественно формализаторами геологических понятий [Воронин, Еганов, 1968, 1969, 1972; Груза, 1977; и др.]. Стержнем данной точки зрения, как мы уже говорили в начальных разделах нашего повествования, является утверждение о том, что поиск естественных, не зависимых от целей наших исследований ассоциаций горных пород не имеет содержательного смысла. Эта позиция базируется на представлениях о бесконечном множестве и разнообразии связей предметов в геологическом пространстве-времени и потому-де любое структурирование геологической действительности, произведенное с тех или иных фиксированных позиций, является равноправным и равнозначным. Подобные представления, хотят этого высказывающие их авторы или не хотят, воспринимаются как утверждение о фактической бесструктурности геологических объектов природы, что противоречит всему историческому опыту геологии. Высказываются и другие крайние точки зрения на ассоциации.

Однако все это многообразие взаимопротивоположных теоретических позиций, принципиальных положений, методов и методик вполне естественно и закономерно для переживаемого нами исторического этапа в развитии геологии. Данный этап можно охарактеризовать как стремление к познанию минерального вещества на качественно новом, "надпородном" уровне организации, а через это — к формированию нового геологического мировозрения.

Об этих общих положениях здесь довольно подробно говорится для того, чтобы читатель ясней представил себе ту идейную обстановку, в которой создавалась настоящая монография, чтобы ему было понятней, почему в данной работе в целом ряде случаев допускается повторение однотипных сведений, может быть, излишняя детализация некоторых вопросов, упоминание об одних и тех же явлениях при описании региональных типов разрезов и т.п. Авторы зачастую на это шли вполне сознательно, чтобы прочнее доказать фактически те положения и выводы, которые считаются дискуссионными в учении об ассоциациях, и тем более, если речь велась о принципиально новых эмпирических правилах и обобщениях. Насколько это удалось авторам — пусть судят читатели и время. И все же в заключение считаем необходимым сказать несколько слов о том, что повлияло на выбор объекта исследования авторов и о тех общеметодологических положениях, в соответствии с которыми авторы проводили свои исследования и которые пытались отразить в результатах своего обобщения.

Помимо разнообразных привходящих причин, выбор объекта исследования продиктован был следующими соображениями.

Процессы континентального литогенеза представляют собой первое звено в цепи всех последующих литологических превращений в условиях эпиконтинентальных морских бассейнов, окраинных морей, вплоть до океанов. Континентальные отложения в силу особых условий своего формирования в наибольшей степени испытывают влияние разнообразных агентов физико-географической среды, господствующих на поверхности континентов: климата, эрозионно-денудационных процессов, выветривания и т.п. Вследствие этого данные образования являются наиболее чувствительным индикатором изменений физико-географической обстановки на континентах - главных поставщиках материала осадочных горных пород. Вероятно, этапность и законы формирования и развития крупных парагенетических систем континентальных отложений так или иначе должны находить отражение и в структуре разрезов морских бассейнов седиментации. Во всяком случае, должна существовать каким-то образом выраженная коррелятивная связь между крупными литогенетическими событиями на континентах и в морях. Поэтому изучение парагенетических ассоциаций континентальных отложений и законов их развития во времени и пространстве необходимо прежде всего как познание первого звена в цепи литогенетических превращений вообще, с помощью которого, по-видимому, могут быть конкретизированы и пути изучения парагенезов морских отложений.

В своих исследованиях и обобщениях авторы пытались на конкретных примерах развить следующие положения геологии.

- 1. Признание естественной, независимой от подходов и принятых точек зрения структуры геологических объектов и форм организации минерального вещества. Это положение лежит в основе исторически сформировавшегося в геологии методологического "принципа естественности", выражающего требование адекватного отражения теоретической моделью реальной (естественной) структуры геологической действительности. С точки зрения этого принципа избранный геологом подход и принятая частная методика могут определять только уровень и "глубину видимости" реальной структуры геологических объектов, но не само структурирование геологической действительности (как это утверждают современные формализаторы геологических понятий).
- 2. Признание иерархической системы уровней организации минерального вещества. В связы с этим ассоциации горных пород рассматриваются как объекты определенного уровня организации минерального вещества, а их типы как структурно-вещественные единицы этого уровня.

3. Истолкование эмпирического принципа "парагенезиса", как способа совместного нахождения геологических вещественных объектов. В отношении ассоциации горных пород это представляется как способ их совместного нахождения в единой системе. Следовательно, понятие "парагенезис" выражает не только представление о совокупности тех или иных вещественных геологических объектов, но и о способе их связи в системе — ассоциации. Иначе говоря, оно содержит в себе и представление о структуре системы, а структура системы, как известно одна из ведущих ее характеристик.

Всматриваясь в обозримое будущее, можно сказать, что роль учения об ассоциациях горных пород будет неуклонно расти не только в теории, но и в практике геологических исследований. Современная геологическая практика все более и более направляет свои усилия на детализацию геологического строения регионов и провинций, вовлечение в исследование глубоких стратиграфических этажей и закрытых территорий. Этого рода работы опираются прежде всего на данные изучения физических, химических и в общем литологических характеристик геологических тел, их взаимоотношений и законов формирования. Даже в такой, наиболее канонизированной отрасли геологии, как стратиграфия, все более ощутимо, что господствующие в ней биостратиграфические концепции уже далеко не удовлетворяют современным требованиям к изучению и стратификации осадочных образований [Садыков, 1974]. Произошло, наконец, осознание большинством специалистов того факта, что само минеральное вещество, определенным образом организованное в геологических телах, является носителем наиболее полной историко-геологической информации. Все это обещает перспективу дальнейшего развития и широчайшего применения эмпирических принципов и законов учения об ассоциациях горных пород.

Авторы выражают надежду, что данное обобщение, отражающее результаты их многолетнего исследования континентальных толщ Азии, в какой-то мере послужит на пользу этому учению.

Кроме того, они считают необходимым выразить следующее пожелание. В течение многолетней практики исследования континентальных отложений авторы убедились, что для установления типов парагенетических ассоциаций необходимо широкое и большое по объему изучение вещественного и генетического состава отложений, поэтому дальнейший прогресс в исследованиях парагенезов горных пород и законов их отношений, по мнению авторов, следует ожидать только в том случае, если эти исследования будут проводиться на соответствующей фактологической базе, а не только путем логического анализа сформированных ранее понятий и эмпирических принципов. О такого рода ситуации хорошо сказал М. Пришвин: "Одной логикой, как сетью в море, вы не поймаете истину, потому что истина — не золотая рыбка, а сам океан".1

<sup>1</sup> В.Д. Пришвина. - Молодая гвардия, 1976, № 12, с. 234.

Т а б л и ц а 9 Химический состав пород пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации (кремнисто-каолиновые пестроцветы), вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
134-8	Глины и аргиллиты	64,84	16,92	6,55	0,14	0,37	0,73
134-136	**	63,56	17,68	7,85	0,14	0,30	0,63
134-25	**	61,18	19,73	8,52	0,07	0,29	1,03
Га-5	**	61,00	12,15	12,28	0,10	0,99	0,70
Га-9	"	76,02	11,10	2,39	0,10	0,32	0,97
C-403-2	**	58,82	22,34	5,67	_	0,68	0,64
146-48	"	54,30	25,52	7,73	0,21	0,58	0,79
146-54	**	62,66	21,07	5,42	0,21	0,80	0,24
146-61	**	47,84	20,13	20,18	0,07	0,58	0,32
134-22	Алевриты и алевролиты	72,88	14,48	1,89	0,14	0,29	0,51
134-29	**	79,58	10,80	1,42	0,56	0,14	0,51
Га-2	**	82,60	9;00	0,86	_	0,43	0,48
Га-4	**	72,46	6,75	10,26	_	1,55	0,40
C-403-6	**	70,18	12,28	3,56	_	0,64	1,37
134-19	Пески и песчаники	90,43	3,75	0,50	0,07	0,14	1,02
134-20a	**	86,93	6,28	0,70	0,07	0,14	0,61
134-27	**	90,14	5,08	0,86	0,07	0,14	0,71
134-28	"	78,92	6,27	8,26	0,07	0,14	0,71

Примечание. Зайсанский прогиб: разрез юго-западного крылаг. Чакельмес (134-8, 134-136, 134-19, 134-20a, 134-22, 134-25, 134-27, 134-28, 134-29), разрез скв. 146 (146-48, 146-54, 146-61). Горный Алтай, разрез Кызыл-Чин (Га-2, Га-4, Га-5, Га-9). Семипалатинское Прииртышье, разрез скв. 403 (С-403-2, С-403-6).

Таблица 9 (окончание)

№ пробы	Характеристика. породы	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	П.п.п.	Σ
134-8	Глины и аргиллиты	0,90	0,88	0,11	0,99	0,03	7,66	100,12
134-136	"	0,77	0,57	0,11	1,11	0,03	7,89	100,64
134-25	**	0,68	0,31	0,06	1,15	0,01	7,91	100,94
Га-5	**	0,70	_	0,07	0,73	0,07	9,60	<b>98,3</b> 9
Га-9	**	0,96	_	0,04	1,07	_	6,62	99,59
C-403-2	**	0,09	_	0,05	1,72	0,01	10,00	100,02
146-48	**	0,81	_	0,10	1,30	0,03	9,04	100,41
146-54	"	_	_	0,23	1,18	0,04	8,20	100,05
146-61	**	_	_	0,04	1,23	0,01	10,10	100,50
134-22	Алевриты и алевролиты	1,17	0,37	0,21	0,85	0,02	6,05	99,73
134-29	,,	1,01	0,94	0,02	0,37	0,01	4,78	99,27
Га-2	23	0,76	_	0,01	1,10	Следы	4,14	99,38
Га-4	**	0,53	_	0,11	0,90	0,22	6,32	99,50
C-403-6	**	0,53	<del>-</del>	0,04	1,30	0,05	10,72	100,67
134-19	Пески и песчаники	0,99	0,26	0,02	0,12	0,01	1,98	99,29
134-20a	**	0,73	0,67	0,01	0.09	0,01	3,50	99,74
1 <b>34-</b> 27	11	0,55	0,21	0,02	0,19	0,01	2,43	100,41
134-28	***	0,98	0,89	0,08	0,81	0,03	2,54	99,70

Таблица 10 Химический состав пород пестроцветной гематит-каолиновой ассоциации (бокситорудные пестроцветы), вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O,	FeO	MnO	CaO	MgO
43г	Глины	47,27	0,60	35,23	1,31	_	' -	- '	0,58
38a	"	43,13	2,63	34,80	4,42	_	-	_	0,66
34a	"	30,76	2,40	40,20	8,23	0,08	Следы	0,17	0,24
526-1	Бокситы сухаристые	20,67	4,73	47,08	2,53	0,07	0,98		-
46г	"	18,70	4,08	43,36	9,97	_	-	0,34	0,66
40и	**	13,27	2,79	52,23	4,42	0,07	-	0,73	0,09
22в	,,	9,06	2,04	46,54	15,14	0,07	Следы	0,92	0,04
38e	Бокситы каменистые	6,77	2,64	57,34	1,31	_	_	0,12	0,33
35e	"	3,01	2,55	59,74	0,98		_	0,23	0,25
40ĸ	"	2,74	3,13	51,47	13,75	0,11	0,02	0,73	0,08
26B	"	2,54	2.73	42,67	27,63	0,23	0,03	0,27	0,12
23a	11	2,29	2,56	50,25	16,05	0,14	0,11	0,52	0,13
25 <b>a</b> 36	***	1,73	3,13	38,47	32,11	0,14	0,04	0,74	0,16

Примечание. Центральный Казахстан Аркалыкское месторождение: 43г, 38а, 34а, \$2б-1, 46г, 40и, 22в, 38е, 35е, 40к, 26в, 23а. Рудопроявление Тастак, западнее г. Целинограда — 3б.

Таблица 10 (окончание)

№ пробы	Характеристика породы	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O⁺	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	С	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
43г	Глины	0,18	0,18	13,22	0,96	- '	_	0,14	99,67
38a	**	0,14	0,17	12,62	1,11	_	-	0,07	99,75
34a	17	0,14	0,11	16,48	0,63	_	-	0,10	99,54
526-1	Бокситы сухаристые	0,11	0,14	22,66	0,36	0,29	0,11	0,05	100,18
46г	"	0,14	0,10	21,04	1,18	<u>-</u>	_	0,27	99,84
40и	,,	0,18	0,11	25,68	0,32	-	_	0,07	99,96
22в	,,	0.17	0,05	24,57	0,84	0,30	0,04	0.03	99,81
38e	Бокситы каменистые	0,14	0,07	30,25	0,56	_	_	0,07	99,60
35e	"	0,09	0,14	31,87	0,64	-	_	0,25	99,75
40ĸ	"	0,09	0,08	27,17	0,44	_	_	0,07	99,88
26в	**	0,09	0,05	21,49	1,49	~	0,04	0,30	99,68
23a	"	0,06	0,10	25,92	1,34	0,18	0,52	0,04	100,21
36	**	0,04	0,07	21,92	1,02	0,36	0,08	0,07	100,15

Таблица 11 Химический состав пород железисто-карбонатной ассоциации, вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	К,0
C3-7	Глины и аргиллиты	54,46	20,28	6,63	0,66	2,46	0,16	1,90
C3-13	"	55,32	19,20	6,78	0,47	1,12	1,21	2,00
C3-15	"	50,88	17,28	5,81	0,64	7,50	1,37	1,92
С3-22	"	64,92	14,85	5,60	0,43	1,34	0,16	2,01
C3-23	**	43,72	12,08	4,17	0,57	16,26	1,46	0,67
C3-28	"	54,76	23,55	6,70	0,14	1,12	0,81	0,34
Сз-29	"	53,66	24,91	3,44	0,14	1,23	0,49	1,58
Сз-32	"	58,00	20,08	6,21	0,58	1,23	0,16	1,29
Га-11	,,	52,80	16,10	9,59	_	3,68	-	0,7
Га-15	"	55,46	19,55	7,61	_	0,32	1,37	1,3
Га-17	**	56,70	16,57	6,03	_	2,11	0,48	1,3
Га-18	**	50,36	23,55	4,95	0,43	1,10	0,64	1,4
Сз-9	Алевриты и алевролиты	63,42	17,70	5,82	0,55	0,89	0,08	1,8
C3-19	"	65,44	15,90	4,43	0,87	1,00	0,89	2,3
С3-20	**	64,86	15,75	5,28	0,75	1,12	0,64	2,2
C3-21	**	64,98	14,80	5,00	0,66	1,34	0,81	2,5
Сз-24	**	76,90	8,61	4,03	1,15	1,68	0,32	1,0
Сз-18	Пески и песчаники	77,80	10,20	1,90	0,81	1,12	0,16	2,6
Сз-30	**	82,06	8,45	2,12	0,43	1,34	0,08	1,8
Га-13	**	81,52	8,35	3,73	_	0,21	0,48	0,3

Примечание. Зайсанский прогиб, разрез скв. 41 (Сз-7, Сз-9, Сз-13, Сз-15, Сз-18, Сз-19, Сз-20, Сз-21, Сз-22, Сз-23, Сз-24, Сз-28, Сз-29, Сз-30, Сз-32). Чуйская впадина Горного Алтая, разрез Чаган-Узун (Га-11, Га-13, Га-15, Га-17, Га-18).

Таблица 11 (окончание)

№ пробы	Характеристика породы	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	П.п.п.	Σ
Сз-7	Глины и аргиллиты	0,11	0,07	1,02	0,03	12,36	100,2
Сз-13	"	_	0,06	0,93	0,03	12,64	99,82
Сз-15	n	_	0,07	0,80	0,35	14,40	101,02
Сз-22	"	0,52	0,08	1,07	0,03	8,56	99,57
С3-23	**	_	0,06	0,70	0,66	19,26	99,61
Сз-28	99	_	0,03	0,90	0,01	11,28	99,64
Сз-29	**	0,48	0,04	1,07	Спеды	12,50	99,5
Сз-32	**	-	0,03	1,13	0,01	11,58	100,3
Га-11	**	1,18	0,13	1,04	0,07	14,22	99,6
Га-15	**	0,27	0,03	0,96	-	12,42	99,3
Га-17	**	1,08	0,08	1,02	0,03	14,06	99,5
Га-18	**	0,54	0,10	0,68	_	14,84	98,6
Сз-9	Алевриты и алевролиты	0,75	0,06	0,96	0,05	7,00	99,1
C3-19	**	0,58	0,05	1,07	Следы	7,62	100,1
Сз-20	<b>77</b>	0,56	0,10	1,02	0,03	7,60	99,9
C3-21	"	0,64	0,08	1,07	0,04	7,20	100,1
C3-24	,,	0,75	0,08	0,90	0,09	3,92	99,4
C3-18	Пески и песчаники	0,27	0,09	0,50	0,03	4,84	100,3
Сз-30	**	1,08	0,03	0,80	0,02	2,18	100,4
Га-13	**	_	0,01	0,85	_	4,00	99,5

Таблица 12 Химический состав пород углисто-сидерит-колчеданной ассоциации, вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
C3-37	Глины и аргиллиты	50,96	26,72	0,62	1,14	1,23	0,49	0,85
C3-46	"	52,73	19,05	6,67	1,15	3,02	0,16	1,77
Сз-49	"	62,00	19,08	3,90	0,75	1,54	0,24	0,88
C3-52	"	5 3, 30	19,11	7,00	0,59	1,12	0,86	1,99
Га-45	99	49,32	20,78	1,23	2,44	3,11	0,64	1,44
Га-51	"	59,15	18,85	4,65	1,29	2,22	1,29	0,91
Юз-166	"	56,72	20,10	1,13	5,55	0,82	1,45	2,01
Юз-176	"	51,84	21,75	1,55	5,03	1,03	_	2,01
C3-40	Алевриты и алевролиты	76,18	12,23	2,23	0,95	1,00	0,40	1,89
C3-43	,,	64,58	14,50	1,64	6,59	0,78	0,16	2,21
С3-47	"	57,04	17,90	6,56	1,09	1,23	1,12	2,21
Га-39	"	52,80	18,90	3,03	5,89	1,00	2,40	2,46
Га-55	"	53,68	19,02	5,05	2,15	2,66	1,77	1,60
Юз-173	"	68,84	14,25	2,43	2,15	0,65	0,89	1,77
Юз-183	**	57,16	15,85	4,30	1,24	7,53	_	2,01
Юз-217	"	66,08	20,02	0,36	1,72	1,38	0,40	2,11
Юз-218	"	76,10	12,25	1,36	0,97	2,10	_	1,77
Юз-172	"	72,54	11,53	1,02	4,35	1,05	0,32	1,54
C3-38	Пески и песчаники	78,34	10,12	2,87	0,50	1,23	0,57	1,87
Юз-220	,,	65,76	19,45	2,23	1,79	0,57	0,24	1,15

Примечание. Зайсанский прогиб: разрез скв. 41 (Сз-37, Сз-38, Сз-40, Сз-43, Сз-46, Сз-47, Сз-49, Сз-52), разрез скв. 494 (Юз-166, Юз-173, Юз-176, Юз-183, Юз-217, Юз-218, Юз-220, Юз-172). Чуйская впадина Горного Алтая, разрез скв. 13-а (Га-39, Га-45, Га-55).

Таблица 12 (окончание)

№ пробы	Характеристика породы	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	П.п.п.	Σ
Сэ-37	Глины и аргиллиты	-	0,04	0,85	Следы	16,30	99,2
Сз-46	"	_	0,08	1,10	0,04	14,12	99,89
Сз-49	"	_	0,02	1,02	0,02	10,18	99,63
С3-52	"	0,48	0,04	0,96	0,03	14,54	100,02
Га-45	"	0,54	0,16	0,57	0,03	15,17	95,43
Га-51	"	0,79	0,76	0,05	0,13	10,34	100,43
03-166	**	_	0,09	1,10	0,35	11,25	100,57
03-176	**	_	0,04	1,23	0,50	13,96	98,94
С3-40	Алевриты и алевролиты	0,70	0,05	0,96	0,02	3,78	100,3
Сз-43	**	0,56	0,05	1,02	0,03	7,32	99,4
C3-47	27	0,19	0,05	1,19	0,03	10,78	99,39
Ca-39	,,	1,09	0,11	0,95	0,15	10,62	99,40
Га-55	**	0,22	0,43	0,03	0,09	12,80	99,50
Юз-173	19	0,16	0,03	1,32	0,04	7,20	99,7
Оз-183	**	_	0,05	0,90	0,25	11,32	100,6
Оз-217	**	_	0,08	0,07	_	7,38	99,60
Юз-218	**	0,16	0,05	0,80	_	4,42	99,98
Юз-172	**	0,59	0,03	1,02	0,46	5,52	99,9
Сз-38	Пески и песчаники	0,97	0,05	1,07	0,03	2,34	99,96
Юз-220	,,	_	0,10	0,68	0,01	8,44	100,43

Таблица 13 Химический состав пород пестроцветной монтмориллонитовой кремнисто-сульфат-карбонатной ассоциации, вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
Юз-48	Глины и аргиллиты	62,10	14,45	3,73	0,11	1,68	2,32	0,65
Юз-54	То же	53,97	17,15	5,03	_	1,68	2,22	0,31
Юз-59	"	53,01	14,01	10,77	0,28	2,03	1,82	0,19
Юз-84	,	59,73	15,14	6,02	0,08	1,12	1,52	1,92
Юз-86	**	47,36	14,23	5,63	0,16	6,09	2,52	1,84
Юз-96	**	49,37	16,07	6,79	_	2,52	2,59	2,00
Юз-98	**	51,43	16,71	5,79	0,31	2,66	3,56	1,50
206/69a	**	51,44	15,83	5,73	0,14	2,60	3,52	0,72
206/69в	**	47,90	17,86	6,50	0,09	4,93	1,55	1,53
207/69	17	56,08	14,78	4,04	0,43	2,81	2,66	0,77
Дж-8	,,	49,66	15,47	5,89	0,30	5,15	3,06	1,41
Дж-18	**	50,10	17,89	6,58	0,15	3,69	1,69	1,10
Дж-2	"	51,20	15,61	5,80	0,11	8,40	0,16	1,63
Дж-24	**	48,32	14,69	5,85	0,11	5,82	3,22	1,82
Дж-4	Известняки	12,76	3,65	1,89	1,10	44,35	_	1,01
Дж-10	То же	50,84	2,19	0,90	0,11	22,62	-	0,86
Юз-92	Алевриты и алевролиты	71,69	9,89	4,34	0,11	0,42	1,30	1,35
103-95	Тоже	75,98	7,52	1,56	0,22	2,24	0,65	1,32
103-52	Пески и песчаники	66,13	13,64	3,24	_	0,84	1,72	2,46
Дж-13	То же	90,78	_	2,06	0,12	1,33	0,32	1,58

Примечание. Зайсанский прогиб, разрез Кусто-Кызылкаин (Юз-48, Юз-54, Юз-59, Юз-84, Юз-86, Юз-96, Юз-98, Юз-95, Юз-95, Юз-52). Джунгарский Алатау: разрез Тентек (206/69a, 206/69b, 207/69, Дж-4, Дж-8, Дж-10, Дж-2, Дж-13), разрез Кызылсу (Дж-18, Дж-24).

Таблица 13 (окончание)

TiO<sub>2</sub>

0,61

0,10.

MnO

0,04

0,01

П.п.п.

7,97

1,90

Σ

99,97

98,84

 $P_2O_5$ 

Na<sub>2</sub>O

3,23

0,64

№ пробы

Юз-52

Дж-13

Характеристика породы

Пески и песчаники

То же

Юз-48	Глины и аргиллиты	0,54	0,31	0,49	0,07	13,37	99,82
Юз-45	То же	1,44	0,16	0,61	0,07	16,83	99,47
Юз-59	33	0,88	0,15	1,02	0,03	16,37	100,56
Юэ-84	**	1,95	0,10	0,93	0,06	11,27	99,84
Ю3-86	**	1,02	0,16	0,77	0,15	20,69	100,62
Юз-96	**	1,53	0,04	0,75	0,25	18,67	100,58
310-98	"	1,00	0,06	0,99	0,04	16,36	100,41
206/69a	"	1,83	0,08	1,20	0,04	17,20	100,33
206/69в	"	1,72	0,18	0,90	0,06	15,90	99,12
207/69	,,	1,67	0,05	0,82	0,03	15,84	99,98
Дж-8	n	0,88	0,11	0,17	0,05	18,66	100,81
Дж-18	"	1,69	0,22	0,90	0,08	15,40	99,49
Дж-2	"	1,05	0,10	0,80	0,04	15,82	100,72
Дж-24	n	2,59	0,17	0,62	0,06	17,46	100,73
Дж-4	Известняки	0,34	0,05	0,17	0,10	36,02	101,44
Дж-10	То же	_	0,03	0,11	0,06	21,86	99,58
<b>Юз</b> -92	Алевриты и алевролиты	0,41	0,04	0,98	0,06	9,69	100,28
Юз-95	То же	0,42	0,04	0,95	0,04	8,74	99,68

0,09

Таблица 14 Химический состав пород сульфат-карбонатной ассоциации, вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
187/74	' Глины (аргиллиты)	47,98	17,22	5,76	0,57	3,80	3,46	2,69
199/74	То же	51,22	18,10	6,85	0,57	2,70	2,27	1,78
Юз-60	"	47,14	19,16	5,18	_	4,13	1,92	2,13
103-66	**	52,58	15,15	7,34	_	1,61	2,52	3,06
Га-30	"	44,65	16,05	4,96	2,15	8,60	3,38	2,54
Га-32	**	66,26	13,50	3,11	2,15	2,30	2,82	1,61
Γa; 37	**	49,00	19,20	9,40	0,45	2,56	4,03	2,88
Сп-35-12	**	54,80	16,70	6,84	0,07	2,02	3,22	2,47
Сп-24-13	**	50,02	16,21	6,70	0,10	5,60	2,80	2,25
C-3-35	**	52,20	15,00	4,08	1,87	8,19	2,66	2,83
C-1-18	"	52,96	16,99	3,40	3,51	3,92	3,33	3,57
79/67-6	"	44,36	14,26	4,26	2,23	8,13	5,40	3,10
175/74	Мергель <b>гли</b> нистый	32,72	8,50	3,02	0,50	15,70	11,10	2,45
177/74	Мергель	25,22	5,85	3,77	0,28	24,19	8,19	1,77
72/67	То же	13,20	5,07	1,43	1,12	19,77	5,72	1,45
161/74	Алевриты (алевролиты)	60,12	14,66	4,08	0,64	3,97	2,00	2,25
Га-34	То же	61,90	15,90	5,87	0,57	1,84	3,06	1,97
C-1-20	"	55,82	16,33	3,01	2,71	4,34	2,93	3,58
C-1-16	Пески (песчаники)	59,49	14,39	3,03	1,75	4,76	2,32	3,62
80/675	То же	43,01	12,79	3,09	2,55	12,06	3,64	2,65

Примечание. Зайсанский прогиб: разрез Тайжузген (Юз-60, Юз-66), разрез Кызылкаин (161/74, 175/74, 177/74, 187/74, 199/74). Семипалатинское Прииртышье: разрез скв. 35 (Сп-35-12), разрез скв. 24 (Сп-24-13). Горный Алтай, разрез Туерык (Га-30, Га-32, Га-34, Га-37). Прииссыккулье: разрез скв. 1 (С-1-18, С-1-20, С-1-16) разрез скв. 3 (С-3-35). Каркаринская впадина, разрез Айгыржал (79/676; 72/67, 80/676).

Таблица 14 (окончание)

№ пробы	Характеристика породы	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	П.п.п.	Σ
187/74	Глины (аргиллиты)	2,10	0,19	0,78	0,07	14,56	99,18
199/74	То же	0,91	0,13	0,89	0,04	14,18	99,64
Юз-60	**	2,99	0,08	0,84	0,12	16,07	99,76
Юз-66	,,	3,44	0,26	0,75	0,04	13,26	100,05
Га-30	17	0,99	0,13	0,65	0,15	14,86	99,11
Га-32	**	1,80	0,10	0,60	0,09	5,08	99,42
Га-37	,,	1,09	0,08	0,72	0,10	10,52	100,03
Сп-35-12	"	∙н/об	0,09	0,87	0,01	12,60	99,69
Cn-24-13	**	0,32	0,02	0,71	0,06	15,64	100,43
C-3-35	••	1,72	0,20	0,80	0,09	10,52	100,10
C-1-18	**	1,43	0,16	0,85	0,10	10,28	100,50
79/676	**	1,66	0,11	0,71	0,16	15,30	99,68
175/74	Мергель гилинистый	0,86	0,10	0,42	0,10	24,96	100,35
177/74	Мер <b>г</b> ель	0,54	0,19	0,30	0,19	29,32	99,81
72/67	То же	0,52	0,06	0,29	0,07	51,67	100,37
161/74	Алевриты (алевролиты)	1,45	0,07	1,15	0,11	9,04	99,54
Га-34	То же	1,72	0,12	0,65	0,16	5,96	99,72
C-1-20	"	1,76	0,14	0,73	0,10	8,55	100,00
C-1-16	Пески (песчаники)	1,93	0,16	0,61	0,09	7,48	99,63
80/676	То же	1,42	0,16	0,94	0,10	18,03	100,44

Табли ца 15 Химический состав пород красноцветной карбонатной ассоциации, вес. %

№ пробы	Характеристика породы	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
3	Глины и аргиллиты	55,30	16,00	5,29	1,12	0,70	4,75	3,42
84/676	То же	48,30	14,29	5,79	_	7,71	3,67	3,08
73/67	"	55,30	14,43	4,13	1,28	6,03	2,92	3,30
Юз-71	,,	60,39	17,68	5,30	1,11	0,56	2,32	2,42
Юз-74	"	48,56	14,26	5,46	0,95	7,77	3,38	2,70
Юз-77	<b>&gt;</b> 1	51,28	14,23	5,79	_	6,51	2,63	2,37
Га-19	>>	56,20	16,50	6,50	1,44	3,01	2,01	1,77
Кб-1	**	43,91	10,92	4,19	0,65	11,47	2,87	2,42
К6-2	25	47,21	13,97	5,76	0,59	6,52	4,11	3,29
Сп-24-5	"	49,20	14,67	5,53	0,10	7,96	2,66	2,32
Сп-24-11	Мергель глинистый	37,10	12,05	6,74	_	16,25	3,02	2,12
2	Алевриты и алевролиты	54,83	17,75	7,14	0,80	1,12	3,33	3,82
Юз-70	То же	64,25	14,96	6,46	0,80	0,70	1,92	2,25
Юз-72	,,	68,31	12,35.	4,34	0,91	1,61	1,72	2,02
Га-22	**	57,48	18,00	8,14	1,29	1,66	0,80	1,27
Сп-24-10	"	52,38	15,82	6,74	0,10	4,37	2,54	2,54
9/68	Пески и песчаники	45,67	11,89	5,10	0,31	11,07	3,35	2,09
6/68	То же	46,14	12,94	4,38	0,95	10,09	3,56	2,24
Га-20	"	59,66	16,75	7,50	0,86	2,67	0,80	1,01
Га-24	Паттум (щебеночник)	50,76	17,10	8,21	_	5,25	2,42	1,52

Примечание. Зайсанский прогиб, разрез Тайжуэген (Юз-70, Юз-71, Юз-72, Юз-74, Юз-77). Семипалатинское Прииртышье: разрез скв. 24 (Сп-24-5, Сп-24-10, Сп-24-11), разрез Карабастуз (Кб-1, Кб-2). Чуйская впадина Горного Алтая, разрез Туерык (Га-19, Га-20, Га-24, Га-24). Прииссыккулье, разрез Кажисай (2, 3, 9/68, 6/68). Каркаринская впадина, разрез Айгыржал (84/676, 73/67).

Таблица 15 (окончание)

TiO<sub>2</sub>

MnO

 $P_2O_5$ 

Na<sub>2</sub>O

№ пробы

Характеристика породы

Σ

П.п.п.

	<del></del>	<b>_</b>	1 .				
			-				
3	Глины и аргиллиты	2,34	0,13	0,88	0,12	9,44	99,49
84/676	То же	1,91	0,19	0,67	0,09	13,61	99,31
73/67	"	1,64	0,17	0,84	0,10	8,97	99,17
Юз-71	,,	2,10	0,10	0,93	0,07	7,23	100,21
Юз-74	**	1,42	0,20	0,72	0,11	13,80	99,32
Юз-77	11	1,80	0,20	0,75	0,12	13,94	99,62
Га-19	"	1,38	0,11	0,80	0,06	9,14	98,92
Кб-1	11	1,45	0,14	0,52	0,08	21,08	99,70
Кб-2	"	1,37	0,18	0,57	0,07	15,86	99,50
Сп-24-5	"	0,48	0,09	0,76	0,12	16,14	100,03
Сп-24-11	Мергель глинистый	0,11	0,20	0,60	0,08	22,20	100,47
2	Алевриты и алевролиты	1,36	0,13	0,90	0,17	8,27	99,62
Юз-70	То же	1,71	0,23	0,84	0,07	6,44	100,63
Юз-72	**	1,72	0,15	0,77	0,07	6,37	100,34
Га-22	**	2,03	0,11	0,72	0,12	7,90	99,52
Сп-24-10	17	0,43	0,04	0,87	0,14	14,14	100,11
9/68	Пески и песчаники	1,91	0,10	0,73	0,10	17,03	99,35
6/68	То же	1,01	0,15	0,72	0,10	16,77	99,05
Га-20	**	2,42	0,11	0,80	0,18	6,58	99,34
Га-24	Паттум (щебеночник)	1,57	0,10	0,65	0,06	11,98	99,62

- Абузярова Р.Я. Неогеновые флоры горных районов Средней Азии и Южного Казахстана. В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М.: Наука, 1966, с. 165—167.
- Абузярова Р.Я., Тарасов С.А., Салыкулова О. Некоторые палинологические данные по неогеновым отложениям Кочкорской впалины. В кн.: Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971, с. 10—13.
- Адаменко О.М. Основные этапы мезозойской и кайнозойской истории Предгорного Алтая. Геология и геофизика, 1963, № 2, с. 55—62.
- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука, 1974. с. 168. Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные
- формации. Новосибирск: Наука, 1972, 348 с.: Атлас литолого -палеогеографических карт СССР.
- Атлас литолого -палеогеографических карт СССР, М.: ГУГК, 1967. Т. 4. 55 отд. карт.
- Бажанов В.С., Костенко Н.Н. Корреляция отложений кайнозоя Казахстана и Индии по фауне млекопитающих. — В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1964, с. 82—95.
- Байбулатова Р.Б. Эоценовые спорово-пыльцевые комплексы межгорных впадин Северного Тянь-Шаня. В кн.: Палеопалинологический метод в стратиграфии. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 226—228.
- Барбашинова В.Н., Пигулевский Н.А. Пыльца юрской флоры в третичных отложениях Северного Тянь-Шаня. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1953, вып. 17, с. 131—143.
- Бекман В.М., Габай Н.Л. Верхнепалеозойские красноцветные и угленосные отложения Центрального Казахстана. в кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10, с. 379—412.
- Бекман В.М., Габай Н.Л., Голицын М.В. Верхний палеозой Карагандинского бассейна, Джез-казганской и Тенгизской впадин. В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 2, с. 132—141.
- Бекман В.М., Сейдалин О.А., Зинова Р.А. Геология Карагандинского угольного бассейна. М.: Недра, 1972. 415 с.
- Беляева Е.И., Трофимов Б.А., Решетов В.Ю. Основные этапы эволюции млекопитающих в поэднем мезозое-палеогене Центральной Азии. В кн.: Фауна и биостратиграфия мезозоя и кайнозоя Монголии. М.: Наука, 1974. с. 19–45.
- Бергман А.Г., Щербина В.Н. Тянь-Шанская третичная соленосная галит-сульфатная провиния. Докл. АН СССР, 1950, т. 72, № 6, с. 1083—1086.
- Бляхова С.М., Кальменева А.Х., Пономаренко З.К. Стратиграфическое значение раннепалеогеновых флор Казахстана и особенности их формирования. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 93-106.
- Богачкин Б.М., Розенберг Л.И., Цеховский Ю.Г. Вопросы стратиграфии неогеновых отложений Юго-Восточного Алтая. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 2, с. 5—22.
- Боголенов К.В. Опыт формационного расчленения континентальных мезозойских и третичных отложений восточной части Запално-

- Сибирской низменности и Енисейского кряжа. В кн.: Сборник материалов по геологии Красноярского края. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 87-97.
- Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 151 с.
- БОК И.И. ПОГЛОЩАЮЩИЕ ГЛИНЫ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ НАХОЖДЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В Казахстане. ИЗВ. Каз. фил. АН СССР, 1944, № 2, с. 156—163.
- БОК И.И., Ивкин Н.В., Соколов В.А., Тажибаева П.Т. О глинистых породах гипсо-соленосных толщ как возможных минеральных удобрениях. — В кн.: Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970, с. 62—70.
- Борисенко Е.Н. Геохимия глеевого катагенеза в породах красноцветной формации. М.: Наука, 1980. 163 с.
- Бубличенко Л.Н. Отбеливающие глины района ст. Лепсы. Изв. Каз. фил. АН СССР, 1944, № 2-3, с. 164-168.
- Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Изд-во МГУ, 1960.
- Василенко В.К. Геологическая история Зайсанской впадины. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 276 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 162).
- Василенко В.К., Левченко И.Г. Зайсанская опорная скважина. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 150 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 187).
- Вахрушев В.А. К минералогии глин третичных отложений Северной Киргизии. Зап. ВМО, 1952, ч. 81, вып. 3, с. 216—219.
- Великовская Е.М. Красноцветные отложения плиоцена на территории СССР и зарубежной Азии. Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 6, с. 1141—1144.
- Верзилин Н.Н. Меловые отложения севера Ферганской впадины и их нефтеносность. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 220 с. (Тр. Ленингр. о-ва естествоисп. Отд-ние геологии и минералогии. Т. 70, вып. 2).
- Верзилин Н.Н. Меловые отложения юга Ферганской впадины и их нефтеносность. Л.: Недра. 1967. 139 с.
- Вернадский В.И. К вопросу о химическом составе почв. Почвоведение, 1913, № 2-3, с. 1.
- Вертунов Л.Н. Литология, палегеография и проблема нефтегазоносности кайнозойских мопассовых формаций Иссык-Кульской впадины: Авторефер. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. Ташкент, 1969. 40 с.
- Вертунов Л.Н., Бауман В.Ф., Малышева Ж.И. Глауберитовые породы в неогеновых отпожениях Иссык-Кульской впадины. — Тр. Фрунз. политехн. ин-та, 1965, вып. 19, с. 42.
- Вертунов Л.Н., Малышева Ж.М., Макеева В.П., Акимбаев С.А. Новые данные о соленосной свите Серафимовской антиклинали. — Тр. Фрунз. политехн. ин-та, 1968, вып. 24, с. 36.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. К построению формальных основ учения о формациях. В кн.: Геологические формации. Л.: ВСЕГЕИ, 1968, с. 38—41.
- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Вопросы теории формационного анализа. В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М.: Наука, 1969, с. 123—145.

- Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
- Выветривание и литогенез /Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И., Казанский Ю.П., Бубников В.И. и др. М.: Недра, 1969. 456 с.
- Габрильян А.М., Зхус И.Д. Мезозойские и кайнозойские отложения Ферганской и Иссык-Кульской впадин. М.: Наука, 1965. 190 с.
- Глазовская М.А. Геохимические основы типопогии и методики исследований природных ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1964, 229 с.
- Глазовская М.А. Почвы мира. Основные семейства и типы почв. М.: Изд-во МГУ, 1972. 231 с.
- Глазовская М.А. Почвы мира. География почв. М.: Изд-во МГУ, 1973. 427 с.
- Груза В.В. Методологические проблемы геологии. Л.: Недра, 1977. 181 с.
- Данилов И.Д., Смирнова Т.И. Неогеновые отложения на севере Западной Сибири. Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 4, с. 929—931.
- Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- Диденко-Кислицына Л.К. Геоморфология, стратиграфия кайнозоя и новейшая тектоника северо-восточной части Джунгарского Алатау. В кн.: Материалы по геологии и поленым ископаемым Южного Казакстана. Алма-Ата: Наука, 1965, вып. 3 (28), с. 62–91.
- Диденко-Кислицына Л.К., Бирюков М.Д., Байбулатова Р.Б. Новые данные о стратиграфии палеогеновых отложений Джунгарского Алатау. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, вып. 4 (29), с. 140–149.
- Дитмар В.И. Особенности геологического развития территории Чу-Сарысуйской депрессии в среднем и верхнем палеозое. Докл. АН СССР 1963 т. 148 № 2 с. 406—409
- АН СССР, 1963, т. 148, № 2, с. 406—409. Дитмар В.И., Тихомиров В.И. Пермская галогенная формация Южного Казахстана. — Литология и полез. ископаемые, 1967, № 6, с. 67—76.
- Дюшофур Ф. Основы почвоведения. М.; Прогресс, 1970. 591 с.
- Грофеев В.С. Приманракская группа месторождений бентонитовых глин в Зайсанской впадине. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 2, с. 18—28.
- Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата: Наука, 1969. 165 с.
- Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г. Литолого-фациальный анализ неогеновых красноцветов Калбы в связи с проблемой олотогоносности. В кн.: Геология россыпей юга Западной Сибири. М.: Наука, 1969, с. 142–148.
- Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 5, с. 59-69.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. К теории литогенеза континентальных осадочных формаций. — Тр. Ин-та геол. наук АН КаэССР, 1966, т. 17, с. 224—238.
- Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений (семейство гумидных парагенезов). М.: Наука, 1982. 210 с.
- Ефремов И.А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1944, № 3, с. 48-50.

- Зоогеография палеогена Азин/ Флеров Н.Ф., Беляева Е.И., Яновская Н.М. и др. М.: Наука, 1974, 299 с.
- Зальцман И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Краснояр. кн. изд-во, 1968. 150 с.
- Ибрагимов И.М., Талипов М.А. К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Новые данные по стратиграфии Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1965. с. 188—199.
- Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т. О третичных отложениях Джумгальской впадины. Изв. АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук, 1961, т. 3, вып. 4. с. 51—63.
- Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т. К стратиграфии третичных (палеоген-неогеновых) континентальных отложений Чуйской впадины. — В кн.: Новые данные по стратиграфии Тяньшаня. Фрунзе: Илим, 1965, с. 173–187.
- Ибрагимов А.Х., Турдукулов А.Т. Третичные отложения межгорных впадин Тянь-Шаня в северной части Киргизской ССР. В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966, с. 37—68.
- Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (формации) СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.
- Ивкин Н.М., Котельников Д.Д. Вещественный состав и перспективы использования нижне- и среднемиоценовых глин гор Актау. В кн.: Исследование и использование глин и глинистых минералов. Алма-Ата: Наука, 1970, с. 174—183.
- Ивкин Н.М., Соколов В.А., Тажибаева П.Т. Монтмориллонит-гидроспюдистые глины Илийской и Кегень-Каркаринской впадин как возможные природные полимикроудобрения. В кн.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 14–51.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 148 с.
- Казаринов В.П. Осадочные комплексы Западной Сибири. Сов. геология, 1960, № 8, с. 26.
- Карабалаев К.К. Фациальные особенности третичных отложений Иссык-Кульской впадины и проблема их нефтегазоносности. В кн.: Стратиграфия кайнозоя и некоторые вопросы новейшей тектоники Северной Киргизии. Фрунзе: Илим, 1966, с. 19–25.
- Качинский Н.А. Почва, ее свойства и жизнь. М.: Наука, 1975. 240 с.
- Клейман Г.П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хребта Саур. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., 1960, вып. 33, с. 5–27.
- Клюшкин В.В. Палеоген-неогеновые отложения центральной части Казахского щита. В кн.: Петрология, литология и биостратиграфия. Л., 1973, с. 207-215.
- Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, Ч. 1. 573 с. 1947. Ч. 2. 375 с.
- Костенко Н.Н. Стратиграфия кайнозоя Юго-Восточного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 2, с. 3—16.
- Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970.

- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы, М., ИЛ, 1954, 424 с.
- Кушев Г.Л. Карагандинский угленосный бассейн. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1963. 159 с.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген арало-сибирских равнин. Алма-Ата: Издво АН КазССР, 1959. 231 с.
- Лавров В.В. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.; Л.: Наука, 1965. 132 с.
- Лаеров В.В. Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья. В км.: История озер в мезозое, палеогене и неогене: Тез. докл. IV Всесоюз. симпоз. по истории озер. Л., 1975, с. 61-65.
- Павров В.В. Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография великого озерного этапа на равнинах и межгорных впадинах Зауралья. В кн.: Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л.: Изд. Географического общества СССР, 1979, с. 5—33.
- Лавров В.В., Бендукуидзе О.Г., Васильев И.В., и др. Аральский стратиграфический горизонт неогеновой системы Арало-Тургайских регионов. В кн.: Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 128—131.
- Лавров В.В., Ерофеев В.С. Типы разрезов и осадочные провинции палеогена и неогена в Казахстане и на смежных территориях Азии. В кн.: Материалы по региональной стратиграфии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 281—292.
- Лавров В.В., Мадерни У.Н. Аральский горизонт и межрегиональная стратиграфическая корреляция разрезов континентального палеогеннеогена Зауралья. Сов. геология, 1972, № 12, с. 128—132.
- Лискун И.Г. Вещественный состав и условия образования отложений башкауской свиты долины р. Кубадру. В кн.: Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР, 1963, т. 22, с. 76–87.
- Лискун И.Г. Эоплейстоцен межгорных впадин Центральной Азии. М.: Наука, 1975. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 227).
- Лискун И.Г., Девяткин Е.В. О первичных доломитах из континентальных неогеновых отпожений Чуйской котловины Горного Алтая. — Докл. АН СССР, 1964, т. 158, № 2, с. 359.
- Личков Б.Л. Геологические периоды и эволющия живого вещества. – Журн. общ. биологии, 1945, т. 6, № 3, с. 157—181.
- Лосев А.А. Угольные месторождения Тувинской автономной области. – Сов. геология, 1955, сб. 46, с. 44–65.
- Малиновский В.Ю. Кайнозой Центральной части Казахского щита. В кн.: Кайнозой Центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967, с. 179—342.
- Малиновский В.Ю., Михайлова М.А. Кайнозой Карагандинского района. — В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 208—217.
- Мацуй В.М., Мухамеджанов С.М., Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Поздний кайнозой Казахстанского Прииртышья. Алма-Ата: Наука, 1973. 143 с.
- Мищенко В.А. Генетические типы пород красноцветной формации верхнего плиоцена нижнего антропогена левобережья среднего Днепра. — В кн.: Коры выветривания на тер-

- ритории УССР. Киев: Наук. думка, 1971, ч. 2, с. 165-174.
- Несменнов С.А., Федоренко В.А. О стратиграфии кайнозойских моласс северо-западной Ферганы. В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. М.: Изд.-во МГУ, 1964, с.161.
- Нехорошев В.П. Геология Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 198 с.
- Никифорова К.В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казакстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 255 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 45).
- Перельман А.И. Процессы миграции солей на равниках восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 109 с.
- Перельман А.И. Геохимия эпитенетических процессов. М.: Недра, 1965, 272 с.
- Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968. 331 с.
- Петров М.П. Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 434 с.
- Петрушевский Б.А. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, вып. 1, с. 53–91.
- Полынов Б.Б. Избранные труды. М.: Изд-во AH СССР, 1956. 751 с.
- Пономаренко З.К. Маастрихтские флоры Казахстана и особенности их формирования. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1971, с. 83—92.
- Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.: Гестоптехиздат, 1940. Ч. І. 246 с.
- Пустовалов Л.В. О главнейших дискуссионных вопросах петрографии осадочных пород. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945,№1,с. 105—126.
- Разумова В.Н. Природа красных и зеленых окрасок пород красноцветных формаций мезо-кайнозоя Центрального и Южного Казахстана. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 41—48.
- Разумова В.Н. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 227 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 46).
- Ржаникова Л.Н. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата: Наука, 1968. 224 с.
- Ржаникова Л.Н. Ископаемые псевдоморфозы по спорам и пыльще и их практическое значение. В кн.: Методические вопросы палинологии. М.: Наука, 1973, с. 139–142.
- Роде А.А., Смирнов В.И. Почвоведение. М.: Высш. школа, 1972. 480 с.
- Розенберг Л.И. К стратиграфии кайнозойских (доледниковых) отложений Горного Алтая. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, № 2, с. 45 60.
- Садыков А.М Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата: Наука, 1974. 183 с.
- Синцын В.М. История аридной области Центральной Азии в мезо-кайнозое. В кн.: Доклады на ежегодных чтениях памяти В.А. Обручева. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 121–145.
- Слатвинская Е.А., Лавров В.В. Распределение конкреционных комплексов по разрезу карагандинской угленосной формации. Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1, с. 183—185.
- Сочава А.В. Литология, стратиграфия и условия образования красноцветной формации мела Ферганы. — В кн.: Меловые континенталь-

ные отложения Ферганы. М.: Наука, 1965, c. 5-100.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 206 с.; 1961.

T. 2, 574 c.; 1962. T. 3. 550 c.

Страхов Н.М. О так называемом литолого-

Страхов Н.М. Проблемы осадочного породо-

Тажибаева П.Т. Литологические исследования

№ 6, c. 91-95.

1969. 459 c.

c. 425-433.

наук. Фрунзе, 1968. 18 с.

М.: Наука, 1970. 208 с.

277 c.

образования в освещении В.П. Казарино-

ва. – Литология и полез. ископаемые, 1965,

джезказганских свит в связи с проблемой

генезиса руд Джезказганского месторожде-

ния. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964.

отложений Кочкорской впадины (Киргизия) на основе изучения ископаемых позвоноч-

ных: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал.

носной формации южной Сибири. М.: Наука,

Южной Сибири и условия ее образования.

нения глинистых минералов в торфяниках

Рионского межгорного прогиба. - Литоло-

гия и полез. ископаемые, 1972, № 3, с. 48-75.

Почвенный литогенез и его роль в формиро-

вании осадочных пород. – Литология и полез.

химии терригенно-галогенных осадков ниж-

ней перми и миоцена Южного Казахстана. -

Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 22.

Удрис К.П. Миоцен. - В кн.: Геология СССР. Тургайский прогиб. М., Недра, 1971, т. 34,

Физико-химическая характеристика природных

Фортуна А.Б. Результаты спорово-пыльцевых

Цеховский Ю.Г. Литогенез континентальной

солей месторождений Тянь-Шаня/ Дружи-

нин И.Г., Кыдынов М, Зиновьев А.А., Лопи-

исследований полного разреза палеоген-нео-

геновых отложений восточной части Иссык-

Кульской впадины. - В кн.: Дисперсные остатки ископаемых растений Киргизни.

пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации (Восточный Казахстан). М.: Наука,

1973. 187 с. (Тр. /ГИН АН СССР; Вып. 242). Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.

Процессы минералообразования в кремнисто-

известковистых профилях почвообразования и выветривания палеосаванны Восточного

Тимофеев П.П., Цеховский Ю.Г., Феофилова А.П.

Толмачев И.И., Ли А.А., Майлибаев М.М. К гео-

ископаемые, 1977, № 4, с. 18-38.

на М.Д. М.: Наука, 1970. 198 с.

Фрунзе: Илим, 1971, с. 91-97.

Тарасов С.А. Стратиграфия палеоген-неогеновых

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угле-

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация

Тимофеев И.П., Боголюбова Л.И. Фации и изме-

фациальном методе. - Литология и полез.

ископаемые, 1964, № 6, с. 143-150.

мые, 1973, № 2, с. 50-66. Минералогический состав и структурные

Казахстана. - Литология и полез. ископае-

особенности глинистых минералов в погребенных почвах зимунайской свиты Восточного Казахстана. – Докл. АН СССР, 1974,

Цеховский Ю.Г., Ерофеев В.С. Горизонты вы-

ветривания континентальных мел-палеогеновых отложений Северо-Восточного Казахста-

на. - Литология и полез. ископаемые, 1969,

отложения южного окончания Южного Урала

и продукты их выветривания. - В кн.: Геологические типы кор выветривания и примеры

их распространения на Южном Урале. М.:

Особенности профилей глинистого материала почв Барабинской лесостепи в связи с их

эволюцией. - Докл. Высшей школы. Сер.

Наука, 1965. 221 с. (Тр. /ГИН АН СССР;

го пигмента красноцветных пород. - В кн.:

Гипергенные окислы железа. М.: Наука,

Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. М.:

Чухров Ф.В. Проблема образования железисто-

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Звягин Б.Б.,

Чижикова Н.П., Градусов П.П., Травникова Н.С.

Изд-во АН СССР, 1963, с. 103-138.

биол., 1973, № 8, с. 29-37.

Черияховский А.Г. Континентальные третичные

T. 219, № 6, c. 1461-1464.

№ 2, c. 26-40.

Вып. 138).

193 c.

1975, c. 126-133.

Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.

Горшков Д.В. Структура ферригидрита, ее формирование и трансформация. – В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975, c. 42-47. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1965, T. 3, c. 348.

Шевченко Н.Я. Стратиграфия и формации верх-

него палеозоя Кендерлыкского грабена. -В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 2, с. 231-236.

Шевченко Н.Я. Условия образования верхнепалеозойских и мезозойских этложений Кен-

дерлыкского грабена: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики, 1977. 30 с. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948.

Шумилова Е.В. Терригенные компоненты мезо-

зойских и кайнозойских отложений Запад-

но-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 314 с. Щербина В.Н. Тянь-Шаньская третичная галитглауберитовая свита. - Изв. Кирг. фил. АН СССР, 1951, вып. 1-10, с. 84-93.

Яншин А.Л. Красноцветные формации. – В кн.:

БСЭ. М.: 1953, т. 23, с. 264. Pettijohn F.J. Sedimentary rocks. Second edition N.Y., 1957, 526 p.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	3
Глава первая. Типы парагенетических ассоциаций континентальных отложений. Семейство аридных (кальциефильных) парагенетических ассоциаций	4
Красноцветная карбонатная ассоциация Судьфат-карбонатная ассоциация Пестроцветная монтмориллонитовая кремнисто-сульфат-карбонатная ассоциация Грубообломочная карбонатная ассоциация Некоторые выводы	116
Глава вторая. Эволюционная периодичность парагенетических ассоциаций	121
Явления повторяемости парагенетических ассоциаций в региональных разрезах как признак действия закона	
Строение эволюционных осадочных колони, сложенных аридными парагенетическими ас- социациями	
Гомологические ряды парагенетических ассоциаций. Эволюционная периодичность	135 140 149
Глава третья. Парагенетические ассоциации и некоторые вопросы геологической теории	
Парагенетические ассоциации и историко-геологический анализ	169
Заключение	173
Приложение	
Литература	189
CONTENTS	
introduction	3
Introduction	3
Introduction Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) baragenetic assemblages Red-coloured carbonate assemblage	4 5 43 81
Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages  Red-coloured carbonate assemblage ulphate-carbonate assemblage fulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage coarse clastic carbonate assemblage conclusions  Chapter two. Evolutional periods of paragenetic assemblages	4 5 43 81 16 17
Introduction Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages Red-coloured carbonate assemblage ulphate-carbonate assemblage fulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage Coarse clastic carbonate assemblage Conclusions	4 5 43 81 16 17 21 23 26 30 35 40
Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages Red-coloured carbonate assemblage ulphate-carbonate assemblage fulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage conclusions  1 conclusions  1 chapter two. Evolutional periods of paragenetic assemblages  1 ctecurrence of paragenetic assemblages in regional sequences, as an example of the law rule tructural features of continental sequences.  1 ctructure of evolutional sedimentary columns, composed of humid paragenetic assemblages 1 comologic series of paragenetic assemblages.	4 5 43 81 116 117 21 221 223 226 330 335 40 49
Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages Red-coloured carbonate assemblage ulphate-carbonate assemblage dulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage conclusions  1.	4 5 43 81 116 117 21 223 226 330 335 440 49
Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages  ded-coloured carbonate assemblage dulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage dulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage doarse clastic carbonate assemblage conclusions  thapter two. Evolutional periods of paragenetic assemblages  tecurrence of paragenetic assemblages in regional sequences, as an example of the law rule tructural features of continental sequences.  tructural features of continental sequences.  tructure of evolutional sedimentary columns, composed of humid paragenetic assemblages tructure of evolutional sedimentary columns, composed of arid paragenetic assemblages  tomologic series of paragenetic assemblages. Evolutional periods leological basis of evolutional periods of paragenetic assemblages themical expression of evolutional periods of paragenetic assemblages  thapter three. Paragenetic assemblages and some problems of geological theory	4 5 43 81 116 117 21 223 226 330 340 49 62 63 69
Chapter one. Types of paragenetic assemblages of continental deposits. Family of arid (calciophilic) paragenetic assemblages  ded-coloured carbonate assemblage dulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage dulti-colouredmontmorrillonitic silico-sulpho-carbonate assemblage doarse clastic carbonate assemblage conclusions  liceurrence of paragenetic assemblages in regional sequences, as an example of the law rule distructural features of continental sequences.  liceurrence of evolutional sedimentary columns, composed of humid paragenetic assemblages distructure of evolutional sedimentary columns, composed of arid paragenetic assemblages  lomologic series of paragenetic assemblages. Evolutional periods lecological basis of evolutional periods of paragenetic assemblages  lomelogical carbonate assemblages and some problems of geological theory laragenetic assemblages in the light of stratigraphy and tectonics laragenetic assemblages and historico-geological analysis	4 5 43 81 116 117 21 221 223 226 330 335 440 49 62 63 669 73

3 р. 20 к.

