Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ

ЛИТОГЕНЕЗ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ КРЕМНИСТО-ГЁТИТ-КАОЛИНОВОЙ ФОРМАЦИИ

Yu. G. TSEKHOVSKY

LITHOGENESIS OF THE CONTINENTAL VARIEGATED FLINTY-GOETHITE-KAOLIN FORMATION

(EAST KAZAKHSTAN)

Transactions, vol. 242

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
Moscow 1973

Ю. Г. ЦЕХОВСКИЙ

ЛИТОГЕНЕЗ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ КРЕМНИСТО-ГЁТИТ -КАОЛИНОВОЙ ФОРМАЦИИ

(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Труды, вып. 242

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1973

УДК 552.5+551.8+551.77

Литогенез континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации (Восточный Казахстан). Цеховский Ю. Г. (Труды ГИН, вып. 242). М., "Наука", 1973 г.

Работа Ю.Г. Цеховского посвящена описанию малоизученного парагенеза верхнемеловой-палеоценовой континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации, образовавшейся на суше в эпоху пассивного тектонического режима и субтропического либо тропического переменно-влажного климата, когда пенепленизированные водоразделы были покрыты мощным чехлом глинистых кор выветривания. На основании проведения детального литолого-фациального анализа толщи в работе выделяются слагающие ее составные генетические единицы - аллювиальные, пролювиальные, пролювиально-озерные, делювиальные фации и дается из минералогическая характеристика. Большие разделы работы посвящены описанию минералогического состава и условий образования древних горизонтов почвообразования и выветривания, солончаков, такыров, решению вопросов стратиграфии, восстановлению палеогеографической обстановки, расшифровке процессов седименто- и литогенеза, прогнозной оценке полезных ископаемых.

Библ. 171 назв. Иллюстраций 69. Таблиц 18.

Редакционная коллегия:

академик А.В. Пейве (главный редактор),
академик В.В. Меннер, Т.Г. Павлова, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

П. П. Тимофеев

Editorial Board:

Academician A.V. Peive (editor-in-chief)
Academician V.V. Menner, T.G. Pavlova, P.P. Timofeev

Responsible editor

P.P. Timofeev

2-9-3
659-1973(II)

Фонды
ного института
наук СССР

ВВЕДЕНИЕ

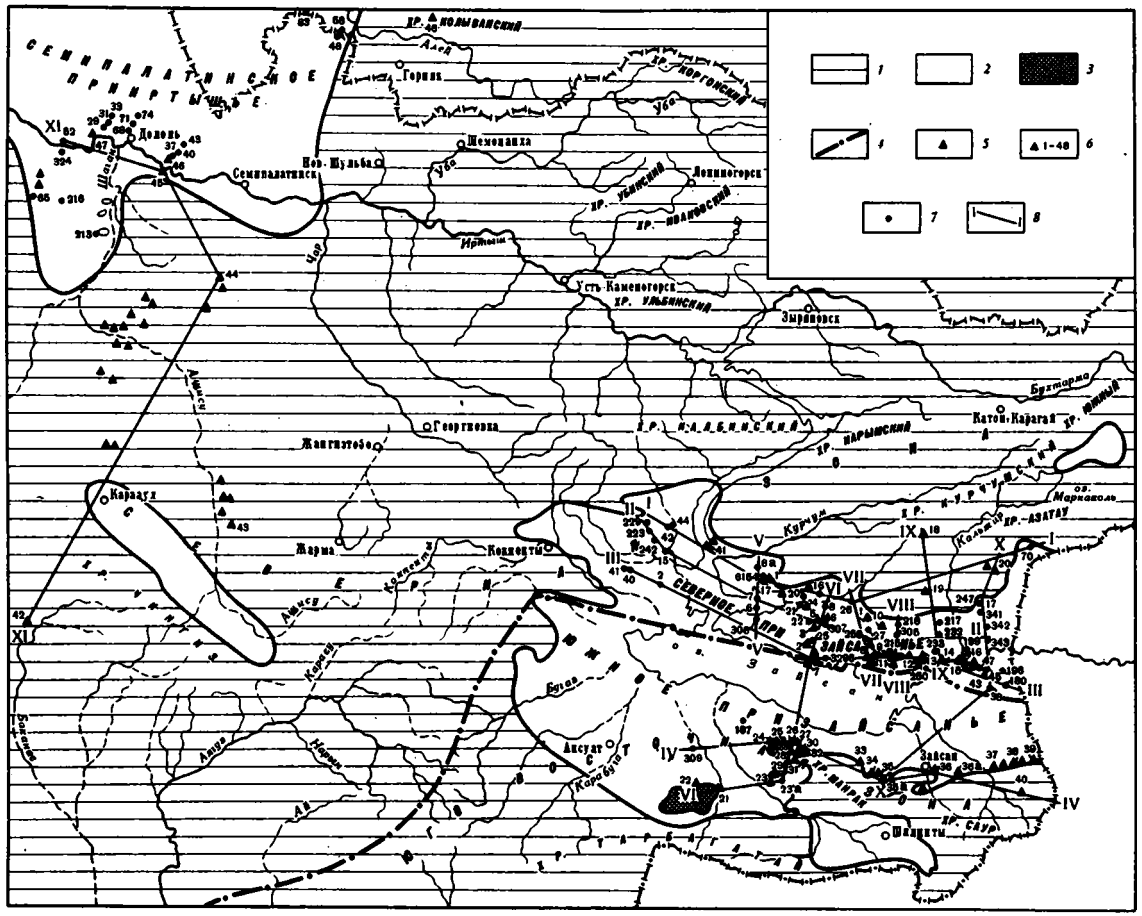
Проблема выявления закономерностей осадконакопления в настоящее время продолжает оставаться одной из главных в геологии.

Основные представления о гумидном, аридном, ледовом и эффузивно-осадочном типах литогенеза содержатся в работах Н.М. Страхова (1960, 1963). Последующее детальное изучение каждого из них свидетельствует о большой сложности и разнообразии протекающих процессов, приводящих к формированию весьма различных парагенетических комплексов пород. Известно, например, что в условиях только одного гумидного климата могут возникать угленосные, бокситоносные, карбонатные, кремнисто-гётит-каолиновые и другие толщи, каждая из которых имеет специфичный литолого-фациальный состав. Поэтому назрела необходимость более детального и всестороннего изучения всех данных парагенезов пород и выяснения их соотношений друг с другом.

Особенно важное значение приобретают при этом комплексные исследования, позволяющие установить естественные составные части формации, детально рассмотреть их строение, состав и условия формирования. Следуя методике, разработанной группой литологов ГИН АН СССР, возглавляемой П.П. Тимофеевым, в теле характеризуемой формации нами выделяется набор генетических подразделений: градации, макрофации, фации, литогенетические типы и т. д., каждое из которых служит объектом самостоятельного изучения. Только после получения всесторонней информации как о строении и положении данных генетических подразделений в разрезе и на площади распространения формации, так и о минеральном составе вещества их пород (терригенного, глинистого, хемогенного и др.) можно составить полное представление о строении формации в целом, вникнуть в существо процессов седиментогенеза, диагенеза осадков и их последующих изменений, реконструировать палеогеографические, палеотектонические обстановки образования формации и в конечном счете восстановить общий ход геологического развития того или иного региона.

В настоящей монографии излагаются результаты детального литолого-фациального изучения и формационного анализа континентальных отложений, образовавшихся в верхнемеловое – палеоценовое время на территории современного Восточного Казахстана в ландшафте жаркой саванны и пассивного тектонического режима. В ее основу положены материалы двенадцатилетних полевых и камеральных исследований. На первом, начальном, этапе (с 1957 по 1966 г.) работы проводились в составе съемочных и тематических экспедиций Восточно-Казахстанского геологического управления. В их осуществлении большая помощь была оказана автору со стороны А.П. Кузнецова, В.Я. Лиходеда, Ю.Б. Генкина, В.В. Попова, В.М. Мацуя, Н.М. Пахарукова, В.К. Яковлева, В.И. Самодурова, Ю.С. Лукьянчикова, И.А. Дериглазова и других; неоценимую роль сыграли консультации В.С. Ерофеева, В.В. Лаврова, Н.Л. Бубличенко.

На втором, завершающем этапе (с 1966 по 1970 г.) исследования продолжались в лаборатории литологии и геохимии терригенных формаций Геологического института АН СССР под руководством П.П. Тимофеева. Основной упор был сделан на детальную литолого-фациальную характеристику отложений. За время проведения исследований автором были изучены основные опорные обнажения и керн многих буровых скважин верхнемеловых – палеогеновых отложений. В пределах Восточного Казахстана (фиг. 1) описано 40 опорных разрезов северозайсанской свиты по обнажениям и 30 – по керну буровых скважин. Было изучено 400 шлифов, выполнено 420 термических, 100 рентгеноструктурных, 50 химических анализов; около 90 образцов глин было просмотрено под электронным микроскопом. Проводилось также изучение мине-



Фиг. 1. Карта фактического материала Восточного Казахстана

1 – области развития палеозойского фундамента; 2 – кайнозойские впадины и прогибы; 3 – участки выходов палеозойских пород во внутренних районах Зайсанской впадины; 4 – граница Северной и Юго-Восточной зон; 5 – обнажения северозайсанской свиты; 6 – опорные обнажения свиты (Северное Призайсанье: 1 – Аркаул, 2 – Пшук, 3 – Керши, 4 – Борлу, 5 – Ашудасты, 6 – Акжал, 7 – Чакельмес, 8 – Кара-Бирюк, 9 – Киин-Кериш, 10 – Букомбай, 11 – Жуван-Кара, 12 – Уш-Кара, 13 – Кериш, 14 – Мурун-Тологай, 15 – Черный Иртыш, 16 – Актобе, 17 – Кызылтас, 41 – Куйган. Южный Алтай: 18 – Кара-Агаш, 19 – Такыр, 20 – Карой. Южное Призайсанье: 21 – Жаман-Арганакты I, 22 – Жаман-Арганакты II, 23 – Улькен-Тектурмас, 23а – Таганское, 24 – Жак-Тологай, 25 – Кара-Адыр, 26 – Тайжузген II, 27 – Тайжузген I, 28 – Саргамыс II, 29 – Динозавровое, 30 – Саргамыс III, 31 – Саргамыс I, 32 – Кусто, 33 – Арасан-Талды, 34 – Конур-Кура, 35 – Чайбулак I, 35а – Чайбулак II, 36 – Зайсан, 36а – Теректы, 37 – Кендерлык, 38 – Калмакпай, 39 – Обайлы. Саур: 40 – Акколка. Чингиз: 42 – Уш-Кызыл, 43 – Кулундашокы, 44 – Аркалык. Семипалатинское Прииртышье: 45 – Муралды, 46 – Белокаменка, 47 – Черемушки. Рудный Алтай: 48 – Кавказ); 7 – буровые скважины Восточно-Казахстанского геологического управления и треста Запсибнефтегеология; 8 – линии литолого-фациальных профилей (I–XI)

ралов легкой и тяжелой фракций, в ряде проб определялись формы железа и органический углерод. Основная масса анализов выполнена в лабораториях ГИН АН СССР, небольшая их часть – в Восточно-Казахстанском геологическом управлении.

Выражаю признательность И. В. Хворовой, М. А. Ратееву, Г. И. Бушинскому, В. А. Дрицу, Е.Д. Заклинской, Л.Н. Ботвинкиной, А.П. Феофиловой, Н.В.Ренгартен, Э.С. Залманзон, Е.А. Яриловой, В.М. Фридланду, В.А. Ерощеву-Шаку, Л.И. Боголюбовой, А.Л. Юревичу, А.Л. Дмитрику, В.Д. Шутову, Л.Н. Ржаниковой, Е.И. Беляевой, Г.М. Братцевой, М.Н. Ильинской, Л.Е. Штеренбергу, В.И. Копорулину, В.В.Еремееву, А.И. Вознесенскому, И.Г. Лискун за ряд ценных консультаций.

Особую благодарность приношу П.П. Тимофееву и В.Н. Разумовой за постоянную помощь и содействие.

Глава I

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ-НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Некоторые сведения о палеогеновых отложениях Восточного Казахстана были получены еще в первой половине XX в. в результате исследований М.Ф. Нейбург (1928), А.В.Мартынова (1929), В. А.Обручева (1932, 1933), Н.Г. Кассина (1932, 1936) и др. В дальнейшем появились первые стратиграфические схемы палеоген-неогеновых толщ отдельных участков характеризуемого района, приведенные в работах В.П. Нехорошева (1931, 1941), Е.Н. Щукиной (1940), К.Н. Пестовского (1940), Д.В. Дробышева (1943), К.В. Курдюкова и М.М. Смеловской (1954). На этих схемах выделены очень крупные единицы палеоген-неогеновых отложений, а возраст низов разреза большей частью сильно завышен. Лишь красноцветные осадки, подстилающие разрез кайнозоя в районе хр. Саур, В.П. Нехорошев (1941) правильно датировал верхним мелом.

В 1939–1940 гг. Н.Н. Ошурковым и В.Г. Бетехтиной проводилось изучение разрезов палеогена в районе северо-западных отрогов хр. Манрак. Здесь ими была собрана фауна млекопитающих и пресмыкающихся. Определения А.Н. Рябинина позволили датировать возраст вмещающих слоев палеоценом. К сожалению, точная привязка к разрезу данных палеонтологических остатков неизвестна.

В 1941–1942 гг. В.Н. Щербина проводил разведку Курпебайского месторождения бентонитовых глин, открытого ранее Н.Н. Ошурковым и В.Г. Бетехтиной в верхнемеловых отложениях Зайсанской впадины. Эти работы впервые сопровождались детальными литолого-петрографическими исследованиями пород.

В 1951 г. на территории Зайсанской впадины трестом Запсибнефтегеология были начаты нефтепоисковые работы, которые продолжались около пяти лет. В них принимали участие В.А. Кузнецов, Е.Н. Петров, З. А. Акульчева, И.Г. Левченко, Е. Н. Домникова и др. Низы разреза кайнозоя были подразделены вышеупомянутыми геологами на две свиты: пачку джюсы мелового возраста, развитую на юге впадины, и киин-керишскую свиту, которая условно датировалась эоценом. Во время этих работ были пробурены колонковые скважины на Эспенской, Тополевской и Двуречной площадях, а также пройдена Зайсанская опорная скважина у пос. Даирово. Одновременно проводились детальные литологические исследования керна буровых скважин, сопровождавшиеся описанием минералов легкой и тяжелой фракций, с применением химического анализа, изучением органического вещества, состава водных вытяжек. Результаты данных исследований были обобщены в работах В.К. Василенко (1961), В.К. Василенко и И.Г. Левченко (1962). Содержащийся в них фактический материал и ряд выводов о минералогическом составе кайнозойских пород представляют большой интерес для геологов и в настоящее время. Нижняя часть разреза палеогена В.К. Василенко была выделена в составе теректинской свиты и условно датирована нижним олигоценом (табл. 1). Ее стратотипом было предложено считать разрезы в обнажении Калмакпай и в Зайсанской опорной скважине.

Но особенно много данных о строении кайнозойских толщ было получено в последние десять – пятнадцать лет. В это время на всей характеризуемой территории проводились планомерные геологические и гидрогеологические съемки, сопровождавшиеся бурением, а также поисково-разведочные работы и тематические исследования. В изучении верхнемеловых – нижне-среднепалеогеновых отложений Восточного Казахстана принимали участие Н.А. Севрюгин, С.Н. Голышев, В.В. Лавров, В.С. Ерофеев, Б.А. Борисов, Ю.М. Пасеков, Л.В. Викулова, Л.Д. Кудина, Ю.Г. Цеховский, В.И. Самодуров, Ю.С. Лукьянчиков, В.К. Яковлев, Н.М. Пахаруков, И.С. Чумаков, К.С. Ахметов, В.А. Даргевич, В.М. Мацуй и др.

Таблица 1

Сопоставление стратиграфических схем верхнемеловых – нижне-среднепалеогеновых отложений Зайсанской впадины

Система	Отдел	В.К. Василенко, 1961	Б.А. Борисов, 1963		В.С.Ерофеев, 1966, 1969		Схема, принятая на совещании в Алма-Ате, 1967		Ю.Г. Цеховский, 1970	
		Свита	Серия	Свита	Свита	Подсвита	Серия	Свита	Свита	Подсвита
Палеоген	Эоцен	Ашутасская Pg^2_3	Восточнозайсанская $Pg^3_2+Pg^2_3$	Кызылкаинская Pg^3_2	Турангинская Pg^{2-3}_2		Турангинская Pg^3_2		Турангинская Pg^3_2	
				Чайбулакская Pg^2_2						
		Теректинская Pg^1_3	Теректинская Pg^{1+2}_2	Конуркуринская Pg^2_2	Северозайсанская $Cr^d_2-Pg_2$	Киин-керишская Pg_{1-2}	Северозайсанская $Cr^d_2+Pg_1+Pg^{1-2}_2$	Киин-керишская $Pg_1+Pg^{1-2}_2$	Зимунайская Pg^{1-2}_2	Зеленая Pg^2_2
				Саргамысская Pg^2_2						
				Обайлинская Pg^1_2						Коричневая Pg^{1-2}_2
				Чакпактасская Pg^1_2						
	Палеоцен		Северозайсанская Pg_1	Киин-керишская Pg_1					Северозайсанская Cr_2-Pg_1	
				Дюсюмбаевская Pg_1						
				Актобинская Pg_1						
Мел	Верхний		Южнозайсанская Cr_2	Тайжузгенская Cr_2	Манракская Cr^d_2		Манракская Cr^d_2			
				Манракская Cr_2						

Для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии большое значение имеют исследования палеонтологов, палеофлористов, палинологов В.С. Бажанова, М.Д. Бирюкова, В.В. Кузнецова, Л.К. Габуния, Л.Н. Ржаниковой, И.А. Ильинской, Э.В. Романовой, Е.И. Беляевой, В.И. Жигалло, Г.Г. Мартинсона, Е.Д. Заклинской, Л.А. Пановой, Б.А. Трофимова, Г.М. Братцевой, Н.В. Толстиковой, В.М. Чхиквадзе, Н.С. Шеверевой и др. Обработка этого материала еще полностью не завершена.

Для стратиграфии мел-палеогеновых толщ Восточного Казахстана наибольший интерес представляют разрезы Зайсанской впадины, которые служили объектом детальных исследований. В результате обобщения фактического материала по этому району В.С. Ерофеевым и Б.А. Борисовым были разработаны две стратиграфические схемы. В.С. Ерофеев совместно с В.В. Лавровым изложили свои представления о строении разрезов кайнозоя еще в 1958 г. Позже вопросы стратиграфии палеоген-неогеновых толщ были рассмотрены В.С. Ерофеевым (1969) в монографии. Применение литолого-формационного анализа позволило данному исследователю выделить в пределах южной периферии Алтая ряд разновозрастных геологических тел - литохимических формаций, каждое из которых имеет четкие литологические признаки, содержит определенные комплексы фауны, флоры, спор и пыльцы. Эти формации и являются свитами, слагающими разрез палеогена и неогена данного района. Низы разреза кайнозоя выделены В.С. Ерофеевым в северозайсанской свите верхнемелового - среднепалеогенового возраста (см. табл. 1), объем которой значительно шире теректинской свиты В.К. Василенко, выделенной в стратотипическом разрезе Калмакпай. В.С. Ерофеевым (1969) разрезы северозайсанской свиты условно подразделяются на три пачки, не имеющие самостоятельного стратиграфического значения: красную (нижнюю), коричневую (среднюю) и зеленую (верхнюю). В работе подчеркивается, что такое ее подразделение условно, так как границы этих пачек нечеткие, часто стратиграфически скользящие. В позднемеловую - среднепалеогеновую эпоху, по данным В.С. Ерофеева (1966, 1969), накопление осадков в Северном и Южном Призайсанье осуществлялось синхронно без существенных перерывов; лишь в разрезах юго-восточной части впадины, по его мнению, выпадает верхнемеловая часть толщи (табл. 2). Схема В.С. Ерофеева широко использовалась в последующих поисковых, разведочных и тематических работах. Она положена в основу стратиграфической схемы для палеогена этого района, принятой совещанием по выработке унифицированных и корреляционных схем Казахстана в Алма-Ате в 1967 г. и утвержденой Межведомственным стратиграфическим комитетом (см. табл. 1).

Попытка выделить более дробные стратиграфические подразделения была предпринята Б.А. Борисовым (1963), применившим иную методику расчленения толщ. В основе его работы лежит послойное описание разрезов кайнозоя и прослеживание определенных маркирующих горизонтов. Северозайсанская свита подразделена им (см. табл. 1) на три серии: южнозайсанскую, северозайсанскую и теректинскую, которые в свою очередь состоят из девяти свит мощностью 15-36 м каждая. В работах Б.А. Борисова обычно делается описание этих свит только в одном стратотипическом разрезе, а затем перечислены обнажения, где их можно наблюдать.

Однако возможности применения данной дробной схемы в практической работе весьма ограничены. Прежде всего литолого-фациальный состав выделенных подразделений весьма однообразен. В частности, манракская и тайжузгенская, актобинская и дюсюмбаевская, чакпактасская и обайлинская и ряд других свит различаются только мощностью или сочетанием слагающих песков, глин и алевритов.

Какие же маркирующие признаки предлагает Б.А. Борисов (1963) для распознавания свит в разрезах? "Осадки тайжузгенской свиты, - пишет он, - распознаются благодаря наличию в средней части разреза ярко-красных алевритов и алевритистых глин, в которых на побережье р. Тайжузген наблюдаются значительные скопления гипса" (Борисов, 1963, стр. 35). Далее (стр. 36) отмечается, что осадки актобинской свиты имеют преимущественно глинистый состав, местами в них содержится маркирующий слой брекчиевидных разнозернистых ожелезненных песчаников с малиновыми пятнами и фауной моллюсков. Для дюсюмбаевской свиты (стр. 37) маркирующие признаки не приводятся. В киин-керишской свите Б.А. Борисовым выделяются две пачки: верхняя - более глинистая, и нижняя - песчано-алевритовая, содержащая близ кровли слой ярко-красных, карминовых и желтых алевритов. Последние, как правило, подстилаются песками с линзой коричневых флороносных алевритов. Чакпактасская свита распознается благодаря наличию "белых кварцевых галечников в

Таблица 2

Датировки различными геологами верхнемеловых – палеогеновых пачек в опорных разрезах северной, южной и юго-восточной частей Зайсанской впадины

Северное Призайсанье				Южное Призайсанье				Юго-Восточное Призайсанье			
Б.А. Борисов (1963)	В.С. Ерофеев (1969)	Ю.Г. Цеховский (1970)	Разрезы Жуван-Кара, Киин-Кериш, Кара-Бирюк, Чакельмес	Разрезы Саргамыс, Тайжузген	Б.А. Борисов (1963)	В.С. Ерофеев (1969)	Ю.Г. Цеховский (1970)	Разрезы Калмакпай, Обайлы	Б.А. Борисов (1963)	В.С. Ерофеев (1969)	Ю.Г. Цеховский (1970)
Палеоцен	Верхний мел – средний эоцен	Верхний мел – палеоцен	Пестрая толща 1 2 3	Зеленая толща	Нижний – средний эоцен	Палеоцен – средний эоцен	Нижний – средний эоцен	Зеленая толща 7	Средний эоцен	Палеоцен – средний эоцен	Средний эоцен
				Коричневая толща							
				Пестро-красная толща 4 5	Верхний мел	Верхний мел	Верхний мел – палеоцен	Коричневая толща 6	Нижний эоцен		Нижний – средний эоцен

1 – флора Жуван-Кары, 2 – флора Чекельмеса, 3 – флора Киин-Кериша (нижняя), 4 – фауна динозавров Саргамыса, 5 – флора Тайжузгена, 6 – обайлинская фауна, 7 – флора Калмакпая.

Примечание. Б.А. Борисов (1963) в Северном Призайсанье выделял верхнемеловые отложения лишь в районе сопок Жуван-Кара – Кара-Бирюк. В опубликованной Е.А. Мининой и Б.А. Борисовым (1969) работе площадь распространения осадков данного возраста несколько шире.

основании коричневато-красных глин и алевритов в кровле (там же, стр. 40). Осадки обайлинской свиты "легко узнаются в обнажениях благодаря своему коричневому цвету и наличию в основании почти повсеместно маркирующего фауноносного горизонта" (там же) и т. д.

Иные критерии для распознавания выделенных подразделений в работах Б.А. Борисова не содержатся. Их описание дано на основании визуального изучения разрезов, без применения литолого-фациальных исследований. Поэтому вышеотмеченные свиты и их маркирующие признаки выглядят малоубедительно. Трудно представить себе, как могут, например, в полифациальной континентальной толще в пределах всей Зайсанской впадины, либо ее крупных частей выдерживаться слои ярко-красных алевритов, кварцевых галечников, горизонты, обогащенные фауной или флорой. Ясно,

что такие слои можно проследить только в пределах какой-либо одной фации или ее части. Исследования, проведенные нами, свидетельствуют о том, что даже на протяжении 10–20 км могут исчезать не только подобные "маркирующие" слои, но и наблюдаются более сложные переходы, когда, например, песчано-алевритовые пачки (аллювий) фациально сменяются глинистыми (пролювий) и наоборот.

Кроме того, все девять свит Б.А. Борисова не встречаются в одном разрезе, а слагают различные участки впадины. Поэтому как их датировки, так и положение в сводном разрезе могут быть установлены только с помощью палеонтологических остатков. Но последние также не позволяют выделять такие дробные подразделения; с их помощью можно наметить лишь три-четыре возрастные группы осадков: верхнемеловую, верхнемел-палеоценовую и средне-верхнеэоценовую.

С нашей точки зрения методика протягивания маркирующих горизонтов в понимании Б.А. Борисова неприменима для выработки детальной стратиграфической схемы такого крупного региона, как Зайсанская впадина. Сфера ее действия ограничена отдельными обнажениями и примыкающими к ним участками, где можно наблюдать описанные данным автором пачки пород. Не исключено, что при дальнейших исследованиях одни из них окажутся одновозрастными (как, например, саргамысская и конуркуринская); границы и объем других частично уточнятся и, возможно, они могут быть доказаны как свиты; третьи будут объединены в более логично обоснованные подразделения. Во всяком случае вопросы обоснования этой дробной схемы требуют еще серьезной доработки. К ним в первую очередь относятся: 1) получение литолого-фациальной характеристики и выявление отличительных особенностей каждой свиты; 2) палеонтологическое обоснование выделенных подразделений (имеются в виду находки руководящих палеонтологических остатков); 3) прослеживание свиты в различных участках характеризуемого района.

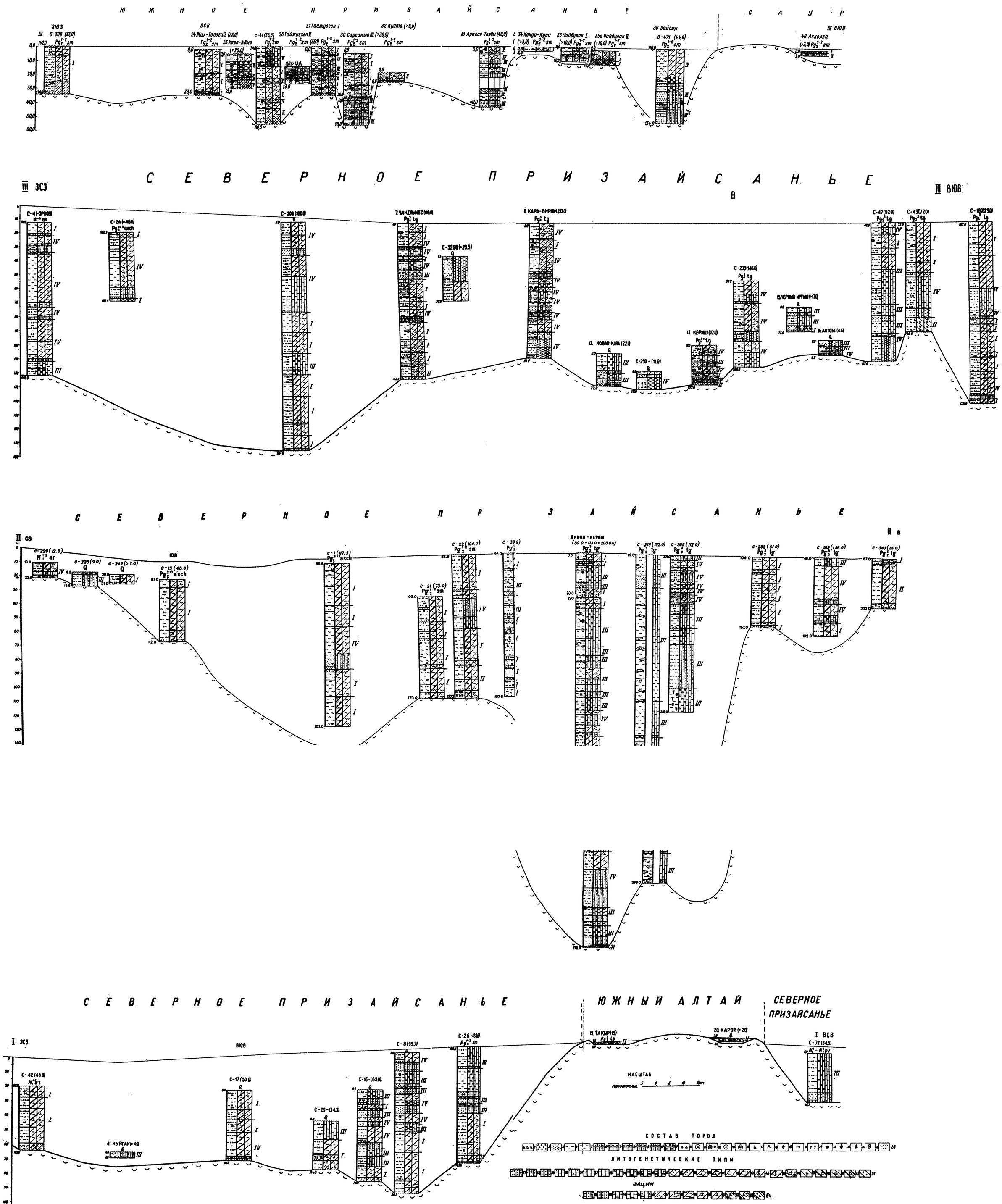
Без решения этих вопросов говорить о признании подобных дробных стратиграфических подразделений, конечно, рано. Вполне закономерно, что спустя десять лет после выделения дробных свит они не нашли применения в практике детальных поисково-разведочных работ Восточно-Казахстанского геологического управления, участки которых в ряде случаев вплотную примыкали к опорным обнажениям, где выделены эти свиты (например, Динозавровое и Таганское месторождения бентонитовых глин, Чакельмесское и Буранское месторождения кварцевых песков и др.). Но хотя первая попытка создания дробной стратиграфической схемы оказалась неудачной, эти работы Б.А. Борисова, несомненно, сыграли свою положительную роль, так как привлекли к решению данных вопросов внимание ряда исследователей. Большая заслуга данного геолога – в проведении массовых сборов фауны, флоры, образцов на палинологический анализ. Изучение собранного материала специалистами позволило в ряде случаев уточнить возраст некоторых толщ палеогена, более полно восстановить палеогеографическую обстановку того времени. Интересны представления Б.А. Борисова о последовательном расположении в вертикальном разрезе палеоген-неогеновых отложений Зайсанской впадины палеонтологических, палинологических и палеофлористических горизонтов. Заслуживают внимания (как одна из гипотез) предложенная Б.А. Борисовым схема (см. табл. 1) подразделения северозайсанской свиты на три серии (северозайсанскую, терективскую и южнозайсанскую) и принципиальное сопоставление слагающих ее крупных пачек (отложений мела, палеоцена и нижнего – среднего эоцена) в пределах Зайсанской впадины (см. табл. 2). В последующем изложении материала мы, отвергая дробную схему Б.А. Борисова, будем использовать некоторые его представления о сопоставлении крупных серий и пачек верхнемеловых – нижне-среднепалеогеновых пород.

Таким образом, в настоящее время существуют две основные схемы расчленения и сопоставления опорных разрезов северозайсанской свиты: В.С. Ерофеева и Б.А. Борисова. На основании наших исследований выработан третий ее вариант (см. табл. 1, 2), который более близок к точке зрения В.С. Ерофеева, но учитывает и ряд выводов Б.А. Борисова.

В основу предлагаемой нами схемы расчленения верхнемеловых и палеоцен-нижне-среднеэоценовых отложений положены результаты личных наблюдений с привлечением опубликованных материалов палеонтологов, палеофлористов и палинологов. Анализ этих данных позволил расчленить северозайсанскую свиту, выделенную ранее В.С. Ерофеевым, на два самостоятельных подразделения, описание которых дается в следующей главе.

Заканчивая краткий исторический обзор изучения верхнемеловых - нижне-среднепалеогеновых отложений Восточного Казахстана, следует отметить, что до настоящего времени в решении вопросов детального литолого-фациального анализа характеризуемых осадков сделано еще очень мало. Попутное изучение строения и вещественного состава данных пород осуществлялось в целью решения вопросов стратиграфии, формационного анализа толщ (Лавров, Ерофеев, 1958, 1963; Василенко, 1961; Ерофеев, Цеховский, 1966; Ерофеев, 1969) либо при поисках и разведке месторождений кварцевых и ильменитоносных песков, бентонитовых глин, бокситов (исследования Н.Н. Бока, В.Н. Щербины, Н.М. Пахарукова, В.К. Яковлева, В.С. Ерофеева). Детальным рассмотрением строения и состава характеризуемых осадков, расшифровкой процессов их литогенеза никто не занимался.

В настоящей работе основное внимание уделяется выяснению генезиса, вещественного состава и условий формирования отложений северозайсанской свиты Восточного Казахстана, которые, как будет показано ниже, образуют пестроцветную кремнисто-гётит-каолиновую формацию.



Фиг. 6. Литолого-фациальные профили I–XI (привязку профилей к местности см. на фиг. 1)

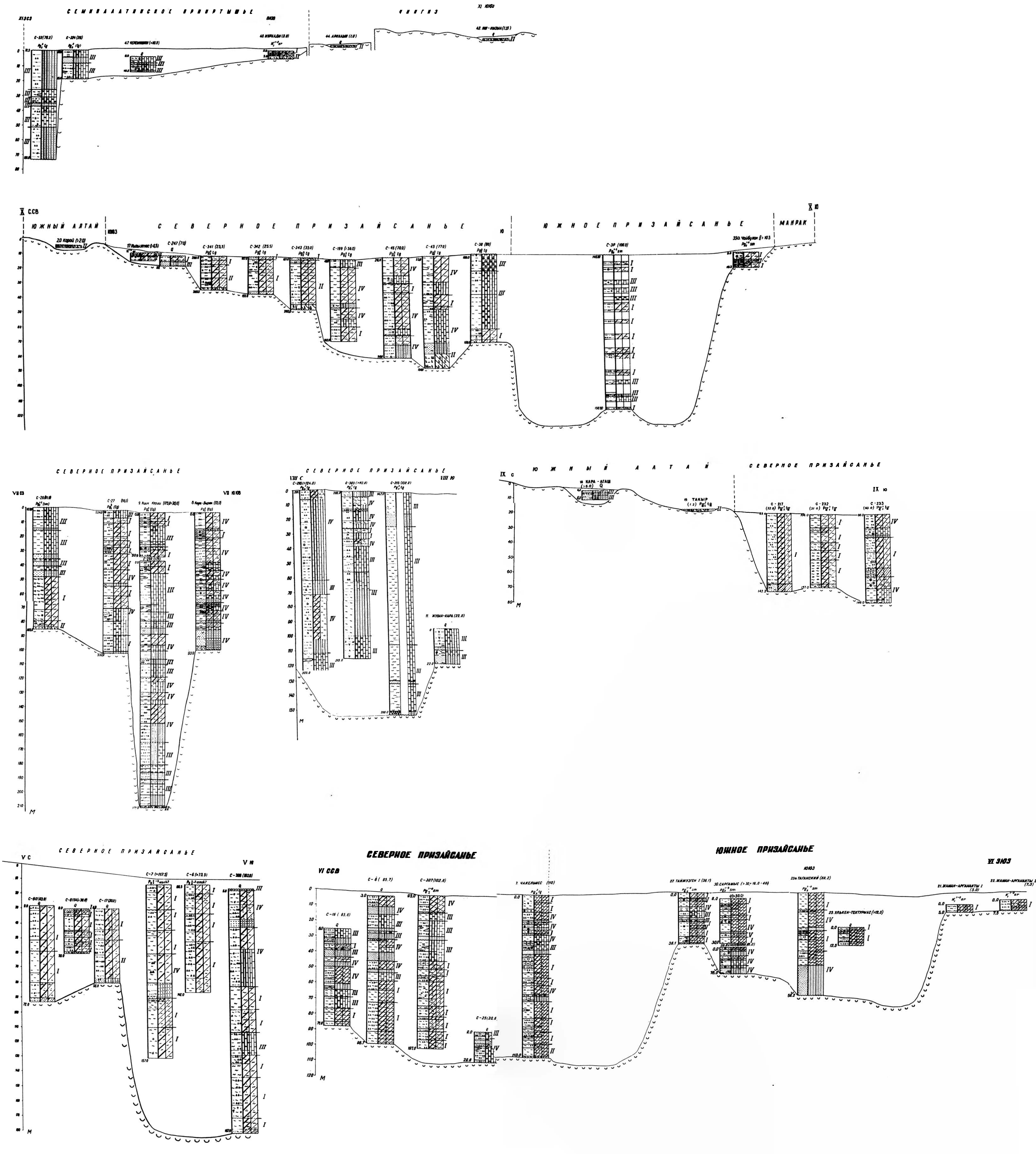
Состав пород (левая часть колонок): 1 – щебни; 2 – галечники; 3 – пески; 4 – алевриты; 5 – глины; 6 – песчаники; 7 – алевролиты; 8 – аргиллиты; 9 – мергели; 10 – кремнисто-кальцитовые породы; 11 – кремнистые породы; 12 – вертикальные пятна гётит-гематита; 13 – конкреции гётит-гематита; 14 – опал-халцедоновые конкреции и окремнение; 15 – известковистые конкреции; 16 – конкреции гипса; 17 – конкреции сидерита; 18 – конкреции ярозита; 19 – конкреции барита; 20 – обугленный растительный детрит; 21 – псевдоморфозы гётита по корешкам; 22 – пятна омарганцевания; 23 – отпечатки флоры; 24 – места сбора проб, содержащих спорово-пыльцевые комплексы; 25 – места сбора фауны; 26 – глины коры выветривания пород фундамента.

Литогенетические типы (средняя часть колонок). Русловые отложения: 27 – АРК-1 – галечники, пески крупнозернистые, кварцевые, белого или серого цвета, с крупной косой однонаправленной слоистостью; 28 – АРМ-1 – пески разнозернистые, кварцевые, глинистые, белые либо серые, с мелкой косой, косоволнистой слоистостью; 29 – АРМ-1 а – то же, с нарушенной мелкой косой, косоволнистой слоистостью, с вертикальными пятнами ожелезнения, местами песчаники с кремнистым либо гётит-гематитовым цементом. Пойменные отложения: 30 – АПП-1 – пески кварцевые, алевриты, белые либо серые, с мелкой косой, косоволнистой, штриховатой, участками горизонтально-прерывистой слоистостью; 31 – АПП-1а – песчаники кварцевые, алевриты, с нарушенной мелкой косой, косоволнистой или горизонтально-прерывистой слоистостью, белые либо серые, с вертикальными пятнами гётит-гематита или опала, местами песчаники с гётит-гематитовым либо кремнисто-глинистым цементом; 32 – АПА-1 – алевриты с линзами кварцевых песков белые либо красновато-коричневые, с волнисто-горизонтальной слоистостью, с гётит-гематитовыми конкрециями по корешкам и растительному детриту; 33 – АПА-1а – то же, с нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью, с вертикальными пятнами гётит-гематита или опала, местами алевролиты с гётит-гематитовым или кремнисто-глинистым цементом; 34 – АПА-2 – алевриты, алевритистые глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, с волнисто-горизонтальной слоистостью, белые или красно-коричневые, с гётит-гематитовыми конкрециями по корешкам, веткам либо растительному детриту; 35 – АПА-2 а – то же, с нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью, белые, с вертикальными пятнами гётит-гематита либо опала, местами алевролиты или аргиллиты с кремнистым цементом; 36 – АПАТ-1 – алевриты, алевритистые глины каолиновые, с волнисто-горизонтальной слоистостью, красные, коричневые либо белые, с выделениями гётит-гематита по корешкам, веткам, с вертикальными прожилками гипса; 37 – АПАТ-1 а – то же, с нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью, белые с вертикальными пятнами гётит-гематита, опала и вертикальными прожилками гипса. Пролювиальные и пролювиально-озерные отложения: 38 – ПП-1 – пески кварцевые, глинистые, неслоистые, плохо сортированные, серые или красно-коричневые; 39 – ПП-1 а – то же, с вертикальными пятнами гётит-гематита и опала, местами песчаники с гётит-гематитовым либо кремнисто-глинистым цементом; 40 – ППГ-1 – глины песчанистые, каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые, плохо сортированные, белые, зеленые, красно-коричневые, с линзами ожелезнения; 41 – ППГ-1 а – то же, белые, зеленовато-серые, с вертикальными пятнами гётит-гематита и опала; 42 – ПОГ-1 – глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые, плохо сортированные, белые, зеленые, красные либо коричневые, с линзами ожелезнения; 43 – ПОГ-1 а – аргиллиты, аргиллитоподобные глины, каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые, белые, пестроцветные, с вертикальными пятнами опала, гётита, гематита; 44 – ПОГС-1 – глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, зеленовато-серые, красные, коричневые, с конкрециями гипса; 45 – ПОГС-1 а – то же, темно-серые, черные, с псевдоморфозами опала и халцедона по конкрециям гипса; 46 – ПОГТ-1 – глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые, серые, красные или коричневые с вертикальными жилами гипса. Делювиально-пролювиальные отложения: 47 – ДЩ-1 – щебень кварцевый и кварц-полевошпатовый, неслоистый, плохо сортированный, глинистый, серый либо коричневый; 48 – ДЩ-1 а – брекчия кварцевая, кварцитовая, с кремнисто-гётитовым цементом, неслоистая, плохо сортированная, глинистая, зеленовато-серого либо коричневого цвета; 49 – ДПП-1 – пески гравийные, глинистые, кварцевые, кварц-полевошпатовые, неслоистые – серые с линзами ожелезнения, красные, коричневые; 50 – ДПП-1 а – песчаники с кремнисто-глинисто-гётитовым цементом, местами гравийные, с включениями щебня, неслоистые плохо сортированные, серые, с вертикальными пятнами гётит-гематита или опала; 51 – ДПГ-1 – галечники, сильно выветрелые, кварц-полевошпатовые, местами аркозово-граувакковые, глинистые, плохо сортированные, неслоистые либо с неясно выраженной наклонной слоистостью.

Фации (правая часть колонок): 52 – АРК – песчано-гравийно-галечных осадков русла крупной равнинной реки или мелких притоков и протоков крупных рек; 53 – АРМ – песчаных осадков русла малой равнинной реки или мелких притоков и протоков крупных рек; 54 – АПП – песчано-алевритовых осадков и прирусловой части поймы и ее паводковых вод; 55 – АПА – алеврито-песчано-глинистых осадков полупроточных застойных водоемов поймы; 56 – АПАТ – глинисто-алевритовых осадков полупроточных и застойных водоемов поймы с такырными трещинами; 57 – ПП – песчаных осадков пролювиальных потоков наклонной низменной равнины; 58 – ППГ – песчано-глинистых осадков пролювиальных потоков слабонаклонной низменной равнины; 59 – ПОГ – существенно глинистых осадков пролювиальных потоков или сезонно пересыхающих мелких озер слабонаклонной низменной равнины; 60 – ПОГТ – глинистых пролювиально-озерных осадков с такырными трещинами пологонаклонной низменной равнины; 61 – ПОГС – глинистых осадков солончаковых озер пологонаклонной низменной равнины; 62 – ДЩ – щебнистых осадков делювиальных потоков склонов холмистой возвышенной равнины; 63 – ДПП – песчаных осадков делювиально-пролювиальных потоков склонов холмистой возвышенной равнины; 64 – ДПГ – глинисто-галечных осадков стрежневых частей делювиально-пролювиальных потоков возвышенной равнины.

Свиты, перекрывающие разрезы верхнемеловых и палеогеновых пород: зимуйская (Pg^{1-2}_2 sm), турангинская (Pg^3_2 tg), ашутасская (Pg^{2+3}_3 asch), аральская (N^{1-2}_1 ar), павлодарская ($N^2_1 - N^2_2$ pv), , антропогеновые отложения (Q). Циклы седиментации:

I – пролювиальные, II – делювиально-пролювиальные, III – аллювиальные, IV – аллювиально-пролювиальные, V – аллювиально-пролювиальные с наложенными такырами и солончаками. Над колонками в скобках дана общая мощность разреза (в м)


СЕМИПАЛАТИНСКОЕ ПРИИРТЫШЬЕ
ЧИНГИЗ
XI ССЗ
XI ЮЮЗ
ВЮВ
С-32(73.3)
С-324 (20)
47. ЧЕРЕМУШКИ (>10.5)
45. МИРААДЫ (5.0)
44. АРКААДЫ (1.0)
43. КЫЗЫЛ (1.35)
X ССВ
X Ю
ЮЖНЫЙ АЛТАЙ
СЕВЕРНОЕ ПРИЗАЙСАНЬЕ
ЮЖНОЕ ПРИЗАЙСАНЬЕ
МАНРАК
ЮЮЗ
20 Карой (>2.0)
17 Кызылтас (>6.5)
С-247 (70)
С-341 (23.5)
С-342 (25.5)
С-343 (35.0)
С-199 (>56.0)
С-45 (70.0)
С-43 (77.0)
С-38 (60)
С-3Р (106.0)
35а. Чайбулак (>10.3)
СЕВЕРНОЕ ПРИЗАЙСАНЬЕ
VII СЗ
VII ЮЮВ
С-26 (81.0)
С-27 (98.0)
9. Киин Кериш (173.0+30.0)
С-239 (175)
8. Кара-Бирюк (93.0)
VIII С
VIII Ю
С-218 (>124.0)
С-303 (>112.0)
С-215 (152.0)
11. ЖУВАН-КАРА (22.0)
IX С
IX Ю
ЮЖНЫЙ АЛТАЙ
18. КАРА-АГАШ (>6.0)
19. ТАКЫР (1.2)
С-217 (52.8)
С-232 (51.0)
С-233 (60.0)
V С
V Ю
С-8(1) (63.0)
С-8154 (>30.0)
С-17 (50.0)
С-7 (>117.5)
С-6 (>73.5)
С-308 (182.0)
СЕВЕРНОЕ ПРИЗАЙСАНЬЕ
ЮЖНОЕ ПРИЗАЙСАНЬЕ
VI ССВ
VI ЗЮЗ
С-16 (65.6)
С-8 (95.7)
С-307 (102.6)
С-25 (20.6)
7. ЧАКЕЛЬМЕС (110)
27. ТАЙЖУЗГЕН I (36.1)
30. САРГАМЫС (>30.+18.0=48)
29. Динозавровое (18.0)
23а. ТАГАНСКИЙ (60.2)
23. УЛЬКЕН-ТЕКТУРМАС (>12.5)
21. ЖАМАН-АРГАНАКТЫ I (5.0)
22. ЖАМАН-АРГАНАКТЫ II (7.3)
М

Глава II

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

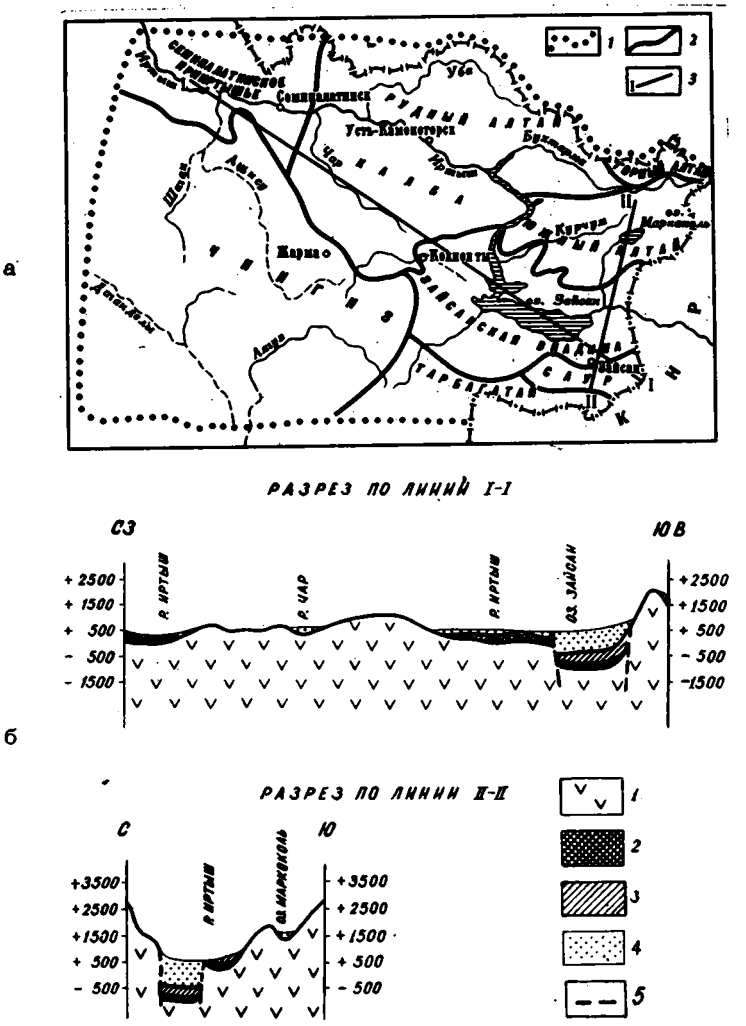
Восточный Казахстан (фиг. 2) включает различные структурно-геоморфологические районы: горные сооружения Рудного, Южного, частично Горного Алтая, Саура, Тарбагатая; мелкосопочник Калбы и Чингиза; равнины Зайсанской впадины и Семипалатинского Прииртышья. На большей его части фундамент представлен герцинидами; лишь в Чингизе, Тарбагатае и Горном Алтае развиты каледониды. Геологическому строению фундамента этих районов посвящены работы Н.Г. Кассина (1931), В.П. Нехорошева (1941, 1954, 1958), Н.Л. Бубличенко (1955, 1962), М.В. Муратова и В.И. Славина (1953). Н.А. Севрюгина (1959, 1963), П.Ф. Иванкина (1960); Иванкина, Любецкого (1962), В.К. Василенко (1961), Р.А. Борукаева и др. (1962), Н.В. Литвинович и др. (1963), Л.Н. Котовой (1966), М.Н. Кожемяко (1968), В.И. Титова (1968) и др. В пределах данной территории развиты осадочные эффузивно-осадочные и эффузивные породы кембрия, ордовика, силура, девона и карбона. Все они сильно дислоцированы, метаморфизованы и прорваны интрузиями.

В большинстве характеризуемых районов развиты породы карбона и девона, и лишь в пределах Чингиз-Тарбагатайского поднятия в районах Горного Алтая возрастает роль ордовикско-силурийских и кембрийских отложений. Палеозойские толщи, слагающие фундамент региона, представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, сланцами, аргиллитами, конгломератами, а также лавами и туфами преимущественно кислого и среднего состава.

Широкое проявление интрузивной деятельности зафиксировано в интервале от кембрия до перми включительно. Наибольшее площадное развитие получают средне-верхнепалеозойские интрузии, которые в северной части территории выделяются в составе калбинского и змеиногорского комплексов. Они в большинстве случаев сложены гранитами, гранодиоритами, диоритами. Массивы основных интрузий встречаются редко. Примером последних может служить Чарский пояс Калбы, в строении которого участвуют габбро, габбро-нориты, серпентиниты. В строении ряда участков Саура - Манрака основные и ультраосновные породы, как эффузивно-осадочные, так и интрузивные, играют большую роль. Они представлены здесь диабазами, диабазовыми порфиритами, габбро, габбро-норитами.

В позднем палеозое - мезозое наступает платформенный этап развития всей территории Восточного Казахстана. В это время происходит заложение ряда небольших по площади мульд и прогибов, в которых накапливаются грубообломочные угленосные и битуминозные толщи перми, триаса, юры и мела. Они сложены конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, углями, углистыми глинами, горючими сланцами. Наиболее полный разрез этих пород, суммарной мощностью до 5000 м, установлен в Кендерлыкской мульде хр. Саур. Изучением данных толщ занимались В.П. Нехорошев (1941), Г.П. Клейман (1960), В.К. Василенко (1961), И. Н. Рощин (1968) и др.

После пенепленизации рельефа альпийские тектонические движения привели к формированию современных структур. Во впадинах (см. фиг. 2), межгорных котловинах и эрозионно-тектонических депрессиях происходит накопление верхнемеловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных континентальных отложений, суммарная мощность которых в Призайсанье достигает 2000 м. Они представлены глинами, алевритами, песками, галечниками. Описанию кайнозойских отложений посвящены работы В.П. Нехорошева (1931, 1941, 1958), Е.М. Великовской (1946, 1954), А.И. Москвитина (1946), К.В. Курдюкова и М.М. Смеловской (1954), В.В. Лаврова и В.С. Ерофеева (1958, 1963), Н.А. Севрюгина (1959), В.В. Лаврова и В.С. Бажанова (1959), В.К. Василенко (1961), Б.А. Борисова (1963), И.С. Чумакова (1965), В.М. Мацуя



Фиг.2. Схема структурно-геоморфологических районов (а) Восточного Казахстана и схематические геологические разрезы (б)

Схема районов (а): 1 – граница Восточного Казахстана; 2 – границы структурно-геоморфологических районов; 3 – линии схематических геологических разрезов. Разрезы (б): 1 – породы фундамента (палеозойского, местами мезозойского возраста); 2 – отложения верхнемелового – палеоценового возраста; 3 – отложения эоцен-олигоценового возраста; 4 – отложения неогенового и четвертичного возраста; 5 – линии разломов

(1966 а, б), В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского (1966 а), Л.Н. Ржаниковой (1968), И.Г. Лискун (1968), Ю.Г. Цеховского и В.С. Ерофеева (1969), В.С. Ерофеева (1969), В.С. Ерофеева, В.М. Мацуя, Ю.Г. Цеховского (1966, 1968, 1969) и др.

СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ, ПАЛЕОЦЕНОВЫХ И НИЖНЕ-СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах верхнего мела, палеоцена, нижнего – среднего эоцена нами выделяются две свиты: северозайсанская и зимунайская. Термин "северозайсанская свита" был впервые применен В.В. Лавровым и В.С. Ерофеевым (1958) для глинистой пачки пород, возраст которой был установлен как верхний мел – палеоцен. Позже верхний диапазон в ее датировке был расширен до среднего эоцена (Ерофеев, 1969).

Последующее изучение данных отложений позволило нам подразделить их на две самостоятельные свиты, существенно различающиеся литолого-фациальным составом и комплексами палеонтологических остатков: северозайсанскую (маастрихт-дат-палеоценовую) и зимунайскую (нижне-среднеэоценовую).

Первая из них, нижняя, включает основную часть объема северозайсанской свиты в понимании В.С. Ерофеева. Она хорошо представлена в опорных разрезах: Чакельмес, Жуван-Кара, Кара-Бирюк, Киин-Кериш, Тайжузген, Динозавровый, Саргамыс. На описании строения и состава, анализа обстановок образования и формационного облика развитых в данных обнажениях осадков и базировался В. С. Ерофеев (1969). Учитывая тот факт, что наименование северозайсанской свиты вошло в литературу и практику геологосъемочных работ, его рационально сохранить для верхнемеловых - палеоценовых пестроцветных отложений Восточного Казахстана в объеме, предлагаемом автором (см. ниже).

Вторая свита, верхняя, как свидетельствуют наши исследования, залегает с размывом на подстилающих верхнемеловых и палеоценовых отложениях. Она развита локально, преимущественно в Южном Призайсанье (верхняя часть разрезов Тайжузген, разрезы Конур-Кура, Калмакпай и др.). Слагающие ее коричневые и зеленые загипсованные глины, алевриты, пески предлагается выделить в составе самостоятельной зимунайской свиты нижне-среднеэоценового возраста. Следует отметить, что данная толща как самостоятельная стратиграфическая единица была впервые выделена В. К. Василенко (1981) в разрезе Калмакпай под наименованием теректинской. Однако в парастратотипах к ней относились и более древние осадки верхнемелового - палеоценового возраста. Позже она была описана Б. А. Борисовым (1983) в составе четырех свит теректинской серии, а В.С. Ерофеевым (1969) как коричневая и зеленая пачки северозайсанской свиты, не имеющие самостоятельного стратиграфического значения.

Северозайсанская свита (верхний мел - палеоцен)

Отложения северозайсанской свиты установлены почти во всех структурно-геоморфологических районах Восточного Казахстана. Ее породы повсеместно с размывом залегают на образованиях верхнемезозойской коры выветривания и перекрываются осадками турангинской (фиг. 3,а), либо зимунайской свит.

Некоторые особенности строения и состава верхнемеловых - палеоценовых пород позволяют выделить на территории Восточного Казахстана две древние крупные зоны осадконакопления (см. фиг. 1): Северную, характеризующуюся преобладающим развитием каолиновых ожелезненных глинистых толщ, и Юго-Восточную, где возрастает роль красноцветных и загипсованных пород, встречаются монтмориллонитовые глины, конкреции кальцита, барита. По площади первая зона значительно превосходит вторую и занимает центральную, северную и западную части Восточного Казахстана: Северное Призайсанье, Южный и Рудный Алтай, Калбу, Чингиз и Семипалатинское Прииртышье.

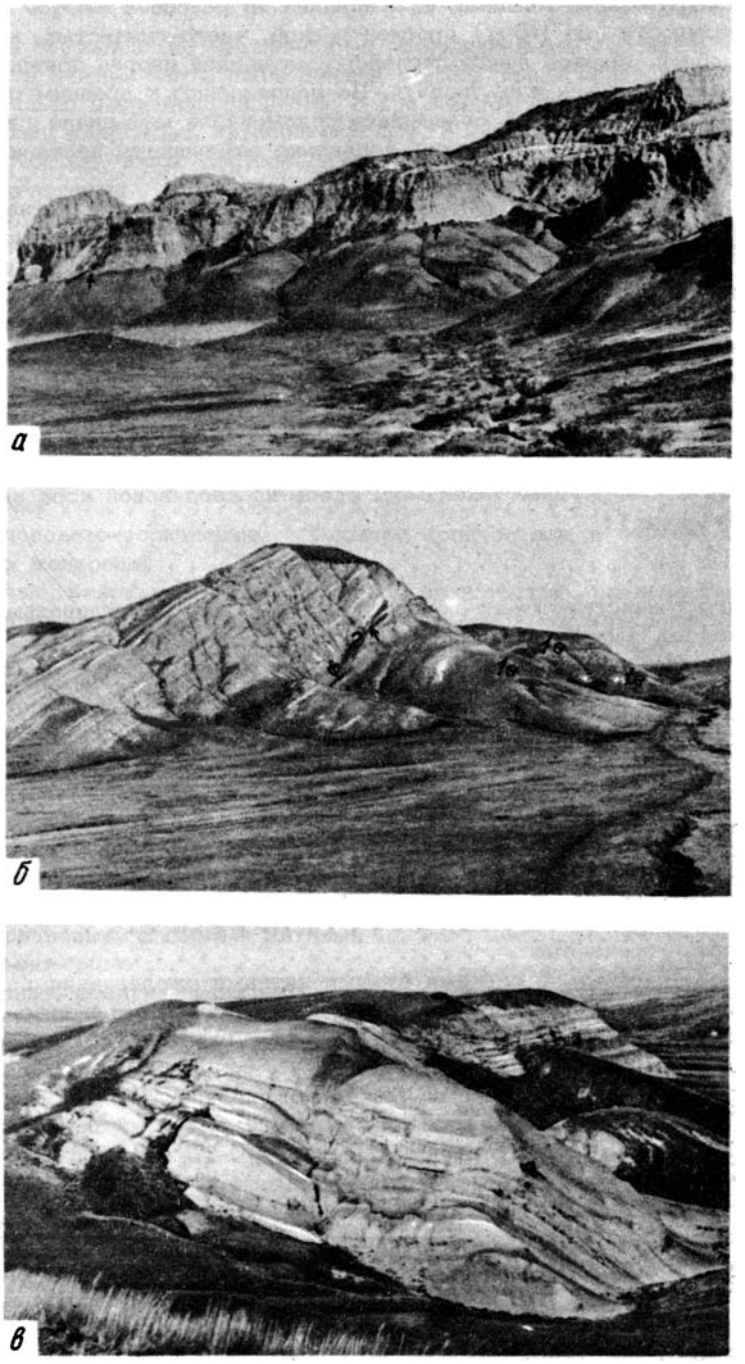
Юго-Восточная зона включает лишь районы Южного Призайсанья, Саура и Тарбагатая. Ниже приведем раздельное описание осадков свиты в выделенных зонах.

В Северной зоне наиболее полные обнажения свиты установлены в Северном Призайсанье у сопок Чакельмес и Кара-Бирюк, которые мы, вслед за В.С. Ерофеевым, считаем стратотипическими. Мощность слагающих ее осадков достигает здесь 70-110 м; в других участках она обычно колеблется в этих же пределах, лишь у сопок Киин-Керши, (суммарная мощность по обнажению и в скв. 259) возрастает до 200 м. Различные части разреза свиты хорошо представлены у сопок Аркаул, Кериш, Пшук, Жуван-Кара, Уш-Кара, Кериш, Букомбай, Актобе и других, а также в керне буровых скважин.

В Семипалатинском Прииртышье выходы пород характеризуемой свиты можно наблюдать в обрыве левого берега Иртыша у пос. Муралды.

В Южном и Рудном Алтае, Чингизе отложения верхнемелового - палеоценового возраста развиты локально (обнажения Карой, Такыр, Кавказ, Уш-Кызыл, Ордатас и др.). Их мощность обычно не превышает здесь 1-5 м.

В древних крупных областях денудации (районы Зайсанской впадины и Семипалатинского Прииртышья) северозайсанская свита повсеместно сложена глинистыми



Фиг. 3. Обнажения пород верхнемелового – палеоцен-эоценового возраста в Зайсанской впадине

а – четкий и резкий контакт (показан стрелками между отложениями северозайсанской и турангинской свит, обнажение Киин-Кериш в Северном Призайсанье; б – обнажение турангинской и зимунайской свит у р. Калмакпай в Южном Призайсанье (стрелкой показан контакт между ними): 1 – место сбора фауны обайлинского типа, 2 – местонахождения эоценовой флоры; в – переслаивание алевритов и глин в зеленой пачке зимунайской свиты у родника Чайбулак в Южном Призайсанье

ФОНДЫ

или глинисто-алевритовыми толщами. В основании ее разрезов обычно присутствуют небольшие по мощности (до 1-5 м) прослои песков, часто глинистых, местами галечников или щебней. Мелкие линзы песчаного материала иногда появляются и на более высоких стратиграфических уровнях. По направлению к древним областям денудации (Южный Алтай, Чингиз) содержание обломочного материала в верхнемеловых - палеоценовых породах возрастает, и они фациально замещаются песчанистыми глинами, песчаниками с линзами брекчий.

Характеризуемые отложения имеют белую и серую с красными пятнами окраску, местами красную и коричневую. Состав слагающих свиту глин преимущественно каолиновый, песков - существенно кварцевый. Почти во всех ее разрезах встречаются стяжения гётита, опала, халцедона, иногда эти минералы образуют цемент в песчаниках и алевролитах. Гумусированные и углистые прослои для данной толщи не характерны. Породы, окрашенные в ярко-красные тона, встречаются не только в основании разрезов свиты (у сопок Кериш, Уш-Кара, Кара-Бирюк, Букомбай), но и в других частях ее разреза. Так, в районе обнажений Керши такие осадки наблюдаются в средней части, у сопок Киин-Кериш - в верхней.

В качестве иллюстрации приведем послойное описание стратотипического разреза северозайсанской свиты у горы Чакельмес. Здесь на каолиновой коре выветривания залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Щербни сильноглинистые, кварц-полевошпатовые. Обломки угловатые и полуокатанные, выветрелые	0,8
2. Глины зеленовато-серые, слабопесчанистые, местами коричневые	5,0
3. Глины светло-серые, слабопесчаные, с вертикальными пятнами гётита, местами розовые и красные	1,8
4. Глины светло-серые, с коричневыми вертикальными пятнами ожелезнения	4,0
5. Глины розовато-коричневые	2,5
6. Глины зеленовато-серые	1,2
7. Глины розовато-коричневые	0,9
8. Глины зеленовато-серые, с вертикальными розовыми, коричневыми пятнами	2,9
9. Глины розовато-коричневые	2,0
10. Глины зеленовато-серые, с редкими бурыми пятнами ожелезнения	1,5
11. Глины плотные, окремненные, зеленовато-серые, с розовыми и ярко-красными вертикальными пятнами ожелезнения, с глинисто-гётит-гематитовыми стяжениями	5,5
12. Глины зеленовато-серые, с редкими пятнами ожелезнения. В 4-5 м ниже верхнего контакта отмечается линза черных гумусированных глин (мощность 0,2-0,4 м) с пятнами ярозита	11,5
13. Пески белые, кварцевые, с крупной косой сходящейся слоистостью, крупнозернистые, местами гравийные, заглинизированные	1,0
14. Песчаники кварцевые, белые, мелкозернистые, очень плотные, местами переходящие в алевролиты. Цемент - глинисто-кремнистый	3,2
15. Глины слабопесчанистые, пестроцветные (серовато-белые, с вертикальными красно-коричневыми пятнами), очень плотные, окремненные, с глинисто-гётит-гематитовыми конкрециями	6,0
16. Глины серовато-белые	1,8
17. Глины плотные, пестроцветные; серо-белые с ярко-красными вертикальными пятнами и глинисто-гётитовыми стяжениями	3,5
18. Глины серые, с редкими пятнами ожелезнения	3,5
19. Глины серые, с вертикальными розовыми пятнами, количество которых в верхней части возрастает	2,5
20. Аргиллиты сильно окремненные, очень плотные, белые с красно-коричневыми вертикальными пятнами и полосами. В средней их части прослой (10-15 см) кварцевых песчаников с кремнисто-глинистым цементом	4,3
21. Глины светло-серые, сильно окремненные, с коричневыми вертикальными пятнами и полосами	3,1

Мощность, м

22. Аргиллиты окремненные, светло-серые, с коричневыми вертикальными пятнами; в нижней части наблюдаются мелкие линзы кварцевого песчаника, сильно заглинизированного, с кремнисто-глинистым цементом 2,4
23. Пески серые, кварцевые, крупнозернистые, с крупной косой параллельной слоистостью, плохо сортированные, с линзами гравия. Обломочные зерна - угловатые 2,8
24. Пески крупнозернистые, кварцевые, желтовато-серые, с неясной горизонтально-волнистой слоистостью; содержат линзы, обогащенные обрывками растительного детрита, пятна ярозита. У южной части горы Чакельмес по простиранию фациально переходят в алевриты с отпечатками субтропической флоры 3,5
25. Алевролиты с плотным кремнисто-глинистым цементом, с коричневыми пятнами ожелезнения 1,4
26. Алевриты розовые, с белыми вертикальными пятнами обеления 1,3
27. Глины, алевритистые, белые, с пятнами ожелезнения 4,1
28. Аргиллиты светло-серые, с вертикальными красно-коричневыми пятнами ожелезнения 1,3
29. Глины зеленовато-коричневые, с большим количеством в верхней части гётитовых конкреций 2,0
30. Пески белые, кварцевые, с мелкой косой слоистостью, разнозернистые, заглинизированные, с желтыми пятнами и гётитовыми конкрециями . . 1,2
31. Алевриты глинистые, с волнисто-горизонтальной слоистостью, белые, с пятнами ожелезнения и гётитовыми конкрециями 2,5
32. Глины алевритистые, белые, с вертикальными пятнами ожелезнения . . 1,5
33. Пески кварцевые, желтые, местами белые, алевритистые, в верхней части переходят в алевриты; иногда содержат гётитовые конкреции . . 1,0
34. Глины зеленовато-серые, с вертикальными ярко-красными и розовыми пятнами ожелезнения 5,5
35. Пачка переслаивания зеленовато-серых глин и алевритов с пятнами ожелезнения. В алевритах встречается много гётитовых конкреций; местами породы окрашены в темные тона гидроокислами марганца. . . 2,1
36. Глины коричневые, с серыми пятнами 5,0
37. Глины темно-серые 0,4
38. Глины белые, с пятнами ожелезнения; у верхнего контакта цвет их становится светло-коричневым 4,5

Суммарная мощность 111 м.

Выше с резким размывом залегают песчано-алевритовые породы турангинской свиты.

Датировка возраста свиты в Северном Призайсанье базируется на следующих данных. Из основания ее разреза у сопок Жуван-Кара Э. В. Романовой определены следующие отпечатки листовой флоры: Trochodendrocarpus sp.; Trochodendroides arctica (Heer) Berry; Quercus sp.; Taxodium sp.; Viburnum sp.; Nordenskioldia; Cercidiphyllum. По мнению Э. В. Романовой, это гренландская флора с элементами гелинденской; ее возраст - датский век верхнего мела.

Из средней части разреза свиты скв. 307 с глубины 153 м Л. Н. Ржаниковой был получен мел-палеоценовый спорово-пыльцевой комплекс. В его составе преобладают травянистые формы: Compositae, Caryophillaceae, Cramineae, Chenopodiaceae, Cyperaceae и др.; в небольшом количестве найдены формы, близкие по облику к пыльце древесных пород из семейств: Ulmaceae, Moraceae, Betulaceae, Myricaceae, Pinaceae, а также руководящие - для позднего мела и палеоцена невыясненного систематического положения из групп: Projectoporites N.Mtch., Triprojectus N.Mtch. и др.

Из средней части разреза свиты у горы Чакельмес И. А. Ильинской (1962) были определены отпечатки листьев преимущественно субтропических растений флористической провинции гелинденского типа (это, в основном, дриофилловая флора): Sequoia heterophylla Vel. - 7, Sequoia fastigiata (Sternb.) Heer - 1, Sequoia sp. cf. S. concinna Heer (шишки) - 2, Populus kryshtofovichii Iljinskaja - 1, Dryophyllum curticellense (Wat.) Sap. et Mar. - 5, D. dewalquei Sap. et Mar. - 4, Dryophyllum kryshtofovichii

Iljinskaja – 1, Dryophyllum sp. – 17, Ulmus sp. Leucothoe (Andromeda) kuschkensis (Vassilevskaja) Iljinskaja – 2, cf. Zizuphus claibornensis Berry. – 1 и др.

Возраст вмещающих слоев датирован палеоценом. Из самой верхней части разреза свиты у горы Киин-Кериш имеются сборы субтропической флоры позднемелового – палеоценового возраста, которую изучали И.А. Ильинская (1957, 1962, 1963) и Э.В. Романова (1960а, 1963). Она содержит значительное количество остатков водных растений – Nitophyllites zaisanica Iljinskaja, водных папоротников – Salvinia natanella Shap. Присутствуют прибрежно-водные растения – злаки, из наземных форм много отпечатков Torreya sp., Protoacerophyllum perfoliatum Romanowa–Soffea zaisanica Iljinskaja, Leucothoe (Andromeda) kuschkensis (Yassilevskaja) Iljinskaja, Dryophyllum curticellense (Wat.) Sap. et Mar. и др.

Л.Н. Ржаниковой (1962, 1968) из этих же слоев горы Киин-Кериш получен богатый спорово-пыльцевой комплекс преимущественно субтропических или тропических растений, в котором доминирует пыльца голосеменных: Cupressacea, Pinaceae (Pinus) различных секций, Cedrus (раннетретичного облика). Очень характерна примесь реликтов верхнемеловой флоры – Bennettitales? Podozamites (Psophosphaera Naum), Cycadaceae, Araucariaceae, Cinkgoaceae. Довольно часто встречается Ephedra. Пыльца покрытосеменных в основном представлена условно выделенными родами и семействами типа Moraceae, Magnoliaceae, Palmae, Protaeceae, Rosaceae и др. Наряду с этим найдена пыльца представителей сережкоцветных и широколиственных листопадных пород – Alnus, Ulmus, из теплолюбивых – Magnolia, Comptonia, Myrika, Phoenix aff. canariensis sp. Значительный процент составляет пыльца Monocotyledones, споры представлены Schizaea, Lygodium, Aneimia, Salvinia. Это в основном реликты меловой флоры. Возраст комплекса датируется поздним мелом – ранним–средним палеогеном (ближе к последнему).

За пределами Зайсанской впадины отложения северозайсанской свиты охарактеризованы руководящими палеонтологическими остатками лишь в Семипалатинском Прииртышье (Ерофеев и др., 1966). Состав выделенного здесь спорово-пыльцевого комплекса позволяет датировать вмещающие осадки дат–палеоценом, ближе к палеоцену. В Чингизе из отложений характеризуемой свиты собраны остатки пелеципод палеогенового возраста (Цеховский и др., 1969).

Следовательно, все палеонтологические остатки, найденные в Северной зоне, свидетельствуют в основном о позднемеловом (маастрихт–датском) – палеоценовом возрасте характеризуемых вмещающих пород с возможным заходом в низы эоцена.

В Юго-Восточной зоне отложения северозайсанской свиты широко распространены на территории Южного Призайсанья (см. фиг. 1, обнажения Тайжузген, Саргамыс, Жак-Тологай, Кара-Адыр, Улькен-Тектурмас, Кусто, Арасан-Талды, Чайбулак, Конур-Кура, Зайсан и др.). Наиболее полный сводный ее разрез наблюдается в районе р. Саргамыс (60 м); в Зайсанской опорной скважине мощность характеризуемых осадков возрастает до 106 м. Разрезы свиты сложены здесь преимущественно глинами монтмориллонитового, монтмориллонит–каолинитового или каолинитового состава и содержат линзы и прослои алевритов, кварцевых песков, местами галечников. Аутигенные минералы представлены гётит–гематитом, выделениями опала, халцедона, местами гипса и кальцита. Цвет пород пестрый, зеленовато-серый, красный либо коричневый. В отдельных разрезах (Зайсан) глины и алевриты, слагающие свиту, фациально замещаются песками.

За пределами Южного Призайсанья в характеризуемой зоне верхнемеловые – палеоценовые отложения небольшой мощности достоверно установлены лишь в Кендерлыкской мульде хр. Саур.

В качестве примера приведем описание одного из стратотипических разрезов свиты Южного Призайсанья на р. Тайжузген; здесь на коре выветривания эффузивов залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глины зеленые, сильнопесчанистые, зеленые, с линзами заглинизированного кварцевого песка–щебеночника, содержание которого в нижней части слоя возрастает	1,0
2. Глины красно-бурые, песчанистые, с мелкими линзами зеленых, содержащие кристаллики гипса	3,0
3. Глины зеленые, песчанистые, сменяющиеся кварцевыми песками, плохо сортированными, средне– и крупнозернистыми, неслоистыми	0,35

Мощность, м

4. Глины красно-бурые, песчанистые и алевритистые, с зелеными пятнами, у верхнего контакта приобретают зеленую окраску. Местами наблюдаются конкреции гипса 10,0
5. Алевриты черные гумусированные, с волнисто-горизонтальной слоистостью, с отпечатками флоры и обрывками фюзенизированного растительного детрита, с конкрециями ярозита и гипса 1,0
6. Глины серые, сильнопесчанистые, местами алевритистые, с коричневыми и розовыми пятнами ожелезнения 0,8
7. Пески серые, среднезернистые, переслаивающиеся с алевритами 1,0
8. Алевриты светло-серые, с волнисто-горизонтальной слоистостью и коричневыми пятнами ожелезнения 1,0
9. Алевриты светло-серые, с ярко-красными вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита 2,0
10. Алевриты розовато-белые, с ярко-красными пятнами и стяжениями гётит-гематита, с нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью и комковатой текстурой 0,8
11. Алевриты розовато-белые, с сильно нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью и комковатой текстурой 0,3
12. Глины серые, с коричневыми пятнами лимонитизации 0,6
13. Алевриты кирпично-красные, с белыми пятнами, имеющими волнисто-горизонтальную слоистость 2,0
14. Глины темно-коричневые 0,3
15. Алевриты кирпично-красные, с лимонитовыми выделениями по корешкам . 2,0
16. Глины красно-коричневые, с линзами зеленых, местами содержат единичные конкреции гипса 10,0

Общая мощность разреза 36,15 м.

Выше с размывом залегает глинисто-щебнисто-галечный слой мощностью 0,2–0,3 м, который подстилает коричневую пачку гипсоносных глин зимунайской свиты.

При прослеживании мел-палеоценовых осадков на запад и юго-восток (от обнажения Тайжузген) в них местами возрастает содержание гипсовых либо кремнистых конкреций, иногда появляются прослои кремнистых, кремнисто-карбонатных либо карбонатных пород, линзы восковидных сильно разбухающих монтмориллонитовых глин.

Возрастная датировка вышеотмеченных осадков базируется на основании находок фауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов.

В песках основания северозайсанской свиты в районе р. Саргамыс Л.Д. Кудиной и В.С. Ерофеевым была обнаружена скорлупа яиц динозавров позднемелового возраста, определенная В.С. Бажановым (1961).

Выше по разрезу у р. Тайжузген Б.А. Борисовым (1963) были собраны отпечатки флоры. В ее составе И.А. Ильинской (1962) обнаружены Glyptostrobus europaeus (Brong.) Heer – 2, Taxodium dubium (Sternb.) Heer – 19, Sequoia langsdorfii (Brong.) Heer – 11, Sequoia heterophylla Vel. – 2, Taxus sp. – 1, Poacites. sp. – 1, Populus subrotundata Lesx, – 1, Dryophyllum curticellense (Wat.) Sap. et Mar. – 1, Trochodendroides arctica (Heer) Berry – 39, Trochodendroides richardsonii (Heer) Krysht. – 36, Trochodendroides smilacifolia (Heer) Krysht. – 3, Trochodendroides sp. (фрагменты, неопределимые до вида) – 53, Nordenskioldia borealis Heer – 1, Mangolia sp. – 7, Platanus sp. – 6, Protophyllum sp. – 4, Acantopanax trilobatus Iljinskja sp. n. – 18, Dewalqueia gelindensis Sap. et Mar. – 1, cf. Celastrophyllum crassipes Lesq. – 2. По заключению И.А. Ильинской (1962), эти отпечатки сходны с датской флорой Буреинского Цагаяна. При общем гренландском типе флоры в ней присутствуют элементы гелинденской. Это вполне закономерно, так как граница между обеими данными провинциями проходила по территории Восточного Казахстана (Криштофович, 1955).

Л.Н. Ржаниковой (1968) из описываемых слоев разреза Тайжузген получен спорово-пыльцевой комплекс. Для него характерно смешение пыльцы ранне-позднемеловых голосеменных семейств Podocarpaceae (P. paris Chl., P. decora Bolch.), Pinaceae (Cedus parvissaccata V.Z.) и других древнейших покрытосеменных Laurus, Palmae? Myrica, Comptonia, Ilex, в том числе очень важных видов групп растений

невыясненной систематической принадлежности: Triporites rhamnoides Bolch., Aguilapollenites trialatus Rouse. и др. Возраст вмещающих слоев Л.Н. Ржаниковой определяется как позднемеловой (возможно, маастрихт-датский).

Е.Д. Заклинская склонна датировать спорово-пыльцевой комплекс из этой же флороносной линзы палеоценом. До окончательного решения данного вопроса, видимо, следует датировать флору Тайжузгена в широком диапазоне - маастрихт-палеоценом.

В Монголии, по данным Р. Барсболда (1969), красноцветные и сероцветные толщи, выделенные в барунгойотскую свиту, часто содержащие скопления скорлупы яиц и костные остатки динозавров, относятся к сантон-маастрихту. Поэтому, принимая в целом маастрихт-датский возраст низов северозайсанской свиты в Южном Призайсанье, мы не исключаем возможности захода ее в сантон.

Верхняя часть характеризуемого разреза свиты в данной зоне руководящих палеонтологических остатков не содержат. Так как к вышележашей зимунайской свите приурочены находки среднеэоценовой обайлинской фауны, верхний возрастной предел рассматриваемой толщи не может быть поднят выше нижнего - среднего эоцена.

Остановимся также на вопросах корреляции опорных разрезов северозайсанской свиты в Северной и Юго-Восточной зонах. Как отмечалось ранее (см. табл. 2), в решении данного вопроса существует несколько точек зрения. Имеющиеся на сегодня палеонтологические данные в целом свидетельствуют о прямом сопоставлении северных и южных разрезов свиты. Ее низы в обоих этих районах имеют позднемеловой возраст. По составу отпечатки флоры из местонахождений Тайжузген и Жуван-Кара близки и считаются одновозрастными. Верхи же свиты на севере Зайсанской впадины имеют позднемеловой - палеоценовый возраст, на юге - в них пока не обнаружены руководящие палеонтологические остатки.

Литолого-фациальные исследования пород Северного и Южного Призайсанья, результаты которых содержатся в последующих главах настоящей работы, также позволяют отметить близость в строении и составе разрезов свиты обоих районов.

1. В них повсеместно развиты в основном глинистые и глинисто-алевритовые толщи, содержащие небольшие линзы песчаных, местами галечно-щебнистых пород.

2. Обломочные минералы представлены разностями, устойчивыми в зоне выветривания: кварцем, ильменитом, магнетитом, цирконом, турмалином. Среди глин доминируют каолинит и местами монтмориллонит.

3. Из аутигенных минералов наиболее часто встречаются гётит, гидрогётит и гематит, опал либо халцедон; содержание $C_{орг} = 0$.

4. Весьма близок и фациальный состав толщ этих районов; главенствующая роль в них принадлежит пролювиальным и пролювиально-озерным фациям, меньшее значение имеют русловый, пойменный аллювий, и совсем редко встречаются породы делювиального генезиса.

5. В разрезах свиты Северного и Южного Призайсанья отмечается появление профилей выветривания, увенчанных почвами, имеющих сходное литологическое строение, возникших в ландшафте саванны (в увлажненных лесных либо переменно-влажных травянистых участках).

Все это несомненно позволяет говорить о сходстве обстановок осадконакопления в характеризуемых зонах и, следовательно, считать сформировавшиеся в них породы одновозрастными.

Вместе с тем в литолого-фациальной характеристике толщ Северной и Юго-Восточной зон установлены и некоторые различия:

1. Породы северозайсанской свиты Южного Призайсанья имеют более высокое содержание монтмориллонитовых минералов и местами последние полностью вытесняют каолинит; в то же время в них сокращается количество стяжений гидроокислов железа, иногда появляются линзы мергелистых пород, известковые либо известковисто-баритовые конкреции, которые почти не встречаются на всей остальной части характеризуемой территории.

2. В разрезах Южного Призайсанья возрастает роль гипсоносных такырно-солончаковых фаций, а также увеличивается количество линз пород, окрашенных в красные или коричневые цвета.

Часть этих различий обусловлена, как правильно предполагал В.С. Ерофеев (1969), изменением состава исходных пород фундамента питающих провинций. В частности, каолиновый состав глинистых минералов Северного Призайсанья связан с размывом кор выветривания кислых и средних по составу коренных пород; увеличение содер-

жания монтмориллонитовых минералов в глинах некоторых разрезов Южного Призайсанья было вызвано переотложением элювия основных и ультраосновных по составу эффузивно-осадочных толщ. Но появление в породах известковистых конкреций, большее развитие такырно-солончаковых фаций, красноцветная окраска пород - все это несомненно указывает на некоторую аридизацию климата в юго-восточной части характеризуемого района.

Как отмечалось выше, на территории Зайсанской впадины увидеть непосредственное сочленение разрезов верхнемеловых - палеогеновых толщ Северной и Юго-Восточной зон нельзя. В центральной части впадины они глубоко погребены под более молодыми по возрасту осадки и перекрыты дельтой р. Черный Иртыш и озером Зайсан. Известные же разрезы Северного и Южного Призайсанья отстоят друг от друга на 40-60 км. Могли ли на таком сравнительно большом расстоянии проявиться некоторые изменения в климатической обстановке? На наш взгляд, могли; ведь характеризуемая территория располагалась между сухой и влажной саванной, и появление более аридных черт в строении толщ для ее юго-восточной части естественно. Во всяком случае имеющийся фактический материал (как палеонтологический, так и литологический) в своем большинстве подтверждает точку зрения тех геологов, которые считают вышеохарактеризованные разрезы Северного и Южного Призайсанья одновозрастными. Но при последующих исследованиях не следует забывать и другую точку зрения на сопоставление вышеотмеченных разрезов, так как сегодня говорить об окончательном решении вопроса, видимо, еще рано. Если последняя точка зрения подтвердится, то в пределах северозайсанской свиты можно будет выделить два самостоятельных подразделения: более древнюю толщу позднемелового возраста, накопившуюся в южной части Восточного Казахстана, и верхнемел-палеоценовую, развитую на всей остальной территории района.

Возможно ли в настоящее время проводить более дробное стратиграфическое расчленение охарактеризованных разрезов северозайсанской свиты в Северном либо в Южном Призайсанье? Мы считаем, что нет. Судя по выводам палеофлористов и палинологов, возрастные различия в "нижних" и "верхних" флорах выражаются слабо. В частности, долгое время самый верхний флороносный горизонт в разрезе Киин-Кериш датировался палинологами и палеофлористами датским ярусом. Подобным образом обстоит дело и с возможностью подразделения толщи по литологическим признакам. Как будет показано ниже, отдельные маркирующие пачки песков, алевритов, глин, наблюдающиеся в том либо ином обнажении, в большинстве случаев не прослеживаются даже на соседних участках. Правда, на Алма-Атинском стратиграфическом совещании 1967 г. (см. табл. 1) северозайсанская серия (дат, палеоцен и нижний - средний эоцен) была разделена на меловую - манракскую и палеоцен-среднеэоценовую - киин-керишскую свиты. Но такое деление проведено условно и отражает лишь существование в свите меловых и палеоцен-эоценовых палеонтологических остатков, а не реальные литологические подразделения с определенными границами.

Зимунайская свита (нижний - средний эоцен)

Зимунайская свита наиболее широко развита в Южном Призайсанье; в разрезах Калмакпай (см. фиг. 3,б), Аксыир, Чакпактас, Чайбулак, Конур-Кура (см. фиг. 3,в), Тайжузген и др. В северных районах впадины она встречена только у сопок Акжал, Ашудасты, Борлу, где обнажаются ее верхи, и пересечена здесь скважинами 307, 21, 22 и др. За пределами Зайсанской впадины нижне-среднеэоценовые отложения установлены лишь в Кендерлыкской мульде хр. Саур. Описываемая свита через размыв контактирует с подстилающей северозайсанской и вышележащей турангинской свитами и имеет мощность 40-110 м.

Породы зимунайской свиты представлены монотонной толщей глин (монтмориллонитового состава с примесью гидрослюд и каолинита), часто сильно загипсованных, с редкими прослоями и линзами алевритов, кварцевых песков. В них встречаются доломитовые или известковистые стяжения и железисто-марганцевые бобовины. Нижняя часть толщи окрашена преимущественно в коричневые тона, верхняя - в зеленые, что послужило поводом для подразделения ее на две подсвиты: коричневую и зеленую. Однородный существенно глинистый состав нижне-среднеэоценовых пород выдерживается почти на всей площади их распространения. Лишь в районе Зайсан и на востоке

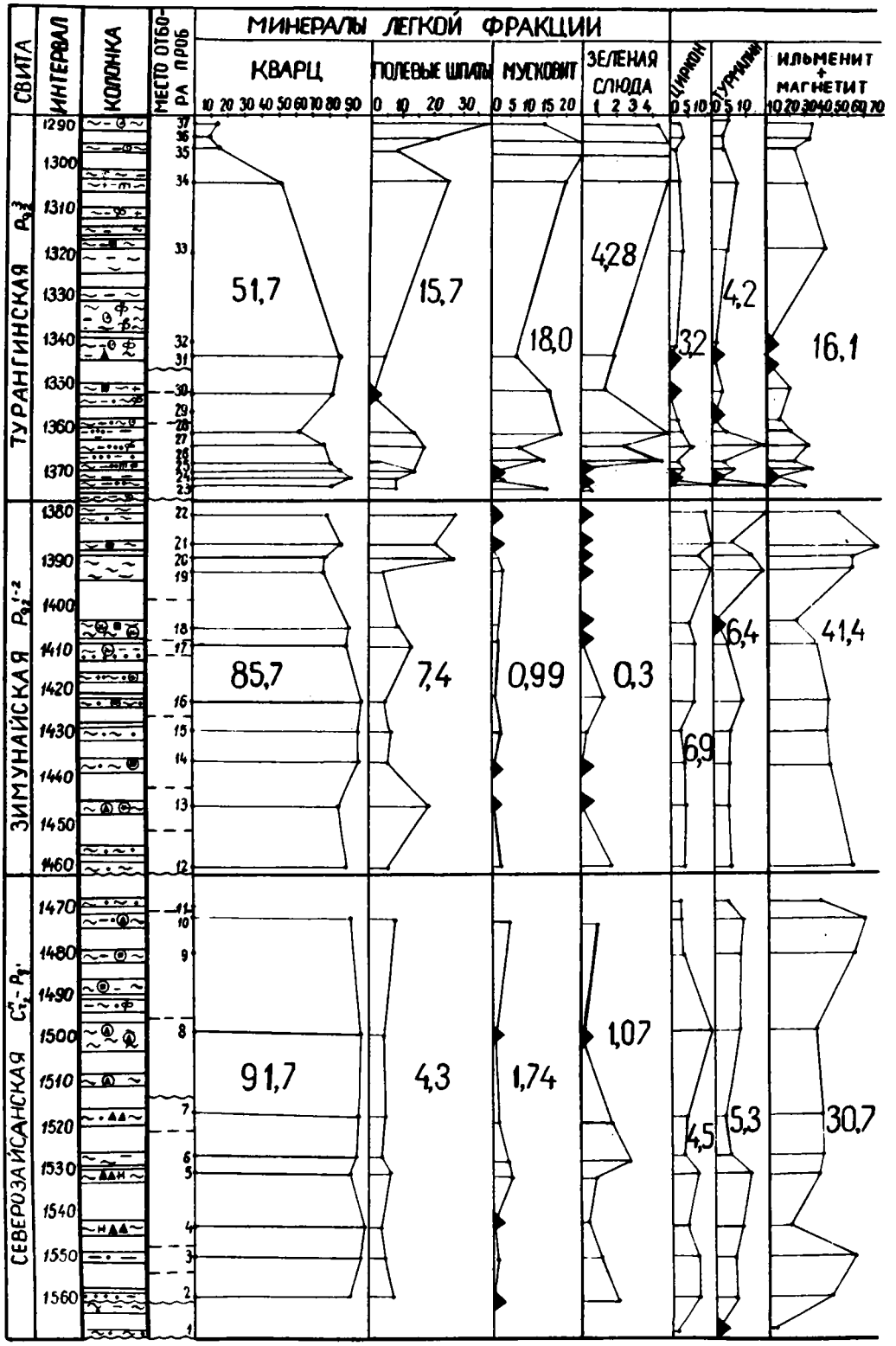
территории (обнажения Калмакпай – Обайлы) в низах разрезов свиты возрастает роль песков, галечников, а в центральных районах Южного Призайсанья слагающие ее глинистые породы фациально замещаются глинисто-алевритовыми (обнажения Чайбулак, Конур-Кура; см. фиг. 3,в).

Размыв на контакте между зимунайской и северозайсанской свитами можно наблюдать в обнажении Тайжузген I (выше по разрезу известного местонахождения флоры). Здесь в ее базальных слоях фиксируются линзы щебнисто-глинисто-галечного материала мощностью 10–15 см. Восточнее, на Чайбулакском участке, хорошо видно, как на ярко-красные алевриты или пестрые глины северозайсанской свиты с размывом налегает коричневая глинистая пачка эоценовых пород; местами в ней фиксируются линзы песка с глинистыми окатышами и обломками костей млекопитающих.

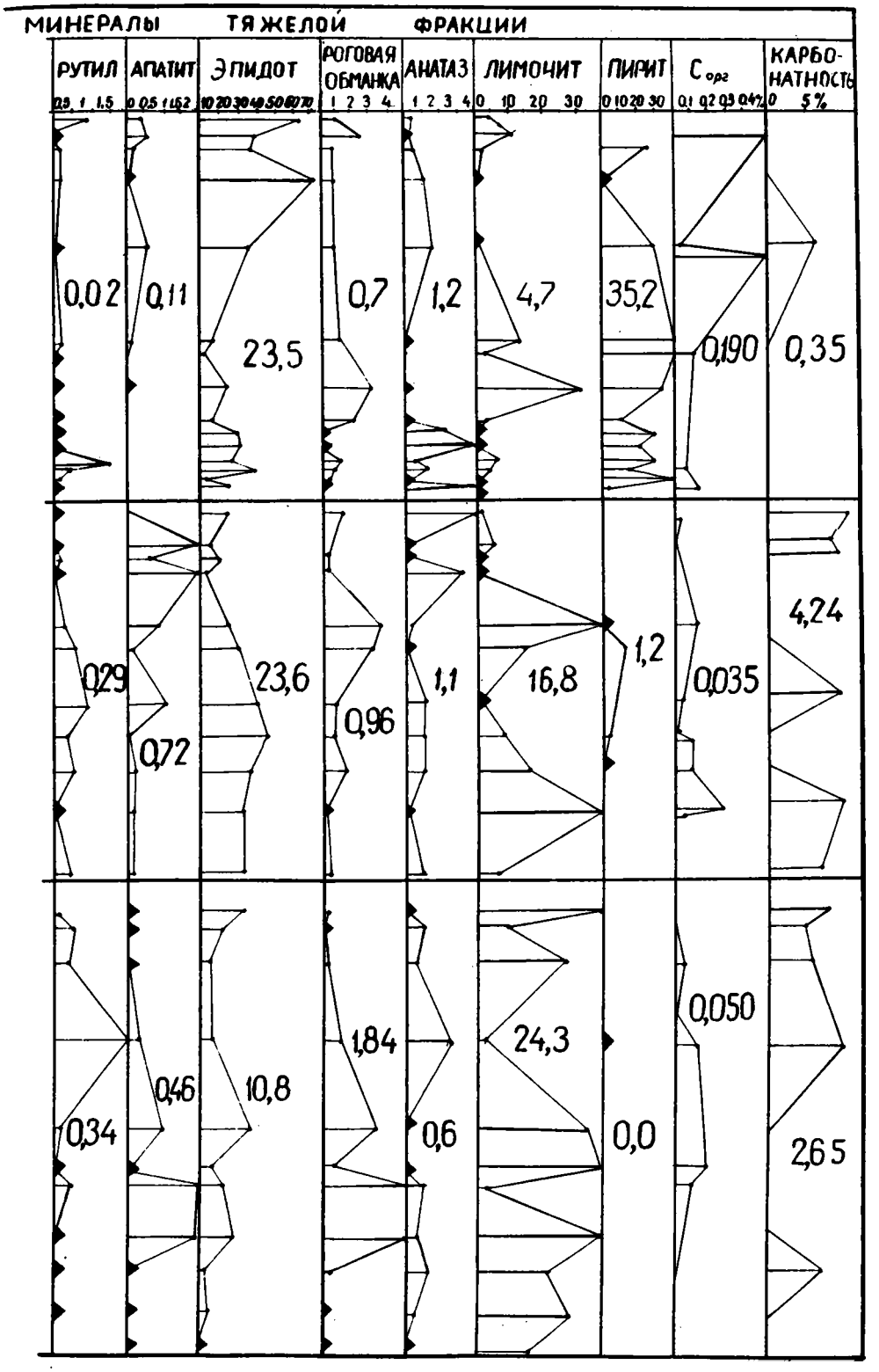
Приведем описание послойного разреза зимунайской свиты у р. Калмакпай. Она здесь с размывом залегает на коре выветривания эффузивов и представлена (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Галечники кварцевые, белые, заглинизированные. Размер обломков 2–3 см	1,3
2. Пески гравийные, белые, кварцевые, заглинизированные, с пятнами ожелезнения, с крупной косой параллельной слоистостью, с единичной кварцевой галькой	4,8
3. Галечники белые, кварцевые, с песками; обломки хорошо окатаны, но плохо сортированы; размер галек до 2 см	0,25
4. Пески гравийные, темно-коричневые, кварцевые, плохо сортированные, содержат линзы песчаников с гётитовым цементом	2,6
5. Пески кварцевые, разнозернистые, темно-коричневые, плохо сортированные, с гравием, имеют белые и розовые пятна	1,0
6. Пески кварцевые, светло-желтые и коричневато-желтые, среднезернистые, плохо сортированные, с белыми пятнами	0,8
7. Пески разнозернистые, с галькой, кварцевые, желтые с коричневыми пятнами	0,2
8. Глины светло-серые, сильнопесчанистые	0,4
9. Пески кварцевые, серовато-белые, заглинизированные, плохо сортированные, разнозернистые	0,15
10. Глины светло-серые, местами алевритистые, с коричневыми пятнами ожелезнения и черными линзами омарганцевания, содержат обломки костей млекопитающих, пресмыкающихся и рыб	5,2
11. Алевриты светло-коричневые, с волнисто-горизонтальной слоистостью, содержат белые пятна обеления, иногда прожилки гипса. В средней и верхней частях встречаются прослои крупнозернистых кварцевых песков и гравелитов	11,0
12. Глины коричневые, с розоватыми и зелеными пятнами, алевритистые, с черными и темно-серыми линзами омарганцевания, содержат черные и темно-коричневые обломки костей млекопитающих, пресмыкающихся и рыб	7,4
13. Глины розовато-коричневые, с редкими зелеными пятнами	0,4
14. Глины песчанистые, зеленовато-серые, с коричневыми пятнами, постепенно переходящие в заглинизированные слюдистые пески	0,62
15. Пески слюдистые, алевритистые, заглинизированные, желтые, с зеленовато-серыми пятнами	1,03
16. Алевриты слюдистые, желтовато-коричневые, с зеленовато-серыми пятнами, с волнисто-горизонтальной слоистостью	1,03
17. Глины серо-коричневые, с зеленовато-серыми, черными пятнами и кристаллами гипса	11,4
18. Глины красновато-коричневые, с зелеными и черными пятнами, местами алевритистые	4,08
19. Глины грязно-зеленые, с линзами черных и красно-коричневых	2,45
20. Глины коричневато-зеленые, с коричневыми пятнами ожелезнения	7,4
21. Глины грязно-коричневые, с черными пятнами омарганцевания	1,24
22. Глины красно-коричневые, с зелеными пятнами	1,24

23. Глины светло-зеленые, с линзами и пятнами красно-коричневого цвета, содержащие мелкие кристаллики гипса 1,84
24. Глины светло-серые, с редкими красными и коричневыми пятнами, с кристаллами гипса и белыми доломитовыми конкрециями 1,84
25. Алевриты серые с волнисто-горизонтальной слоистостью, с кирпично-красными вертикальными пятнами, содержат линзы песка, белого хорошо сортированного, разнозернистого 1,0
26. Глины зеленовато-серые, с розовыми и черными пятнами 1,03
27. Глины алевритистые, светло-зеленые, с белыми и розовыми пятнами ожелезнения 0,2
28. Глины светло-зеленые, с желтовато-коричневыми и черными пятнами, содержат мелкие кристаллики гипса 1,24
29. Глины светло-коричневые, с серыми пятнами 1,15
30. Глины алевритистые, грязно-коричневые, с зеленовато-серыми пятнами 0,27
31. Пески кварцевые, мелкозернистые, слюдистые, реже бурые, со светло-серыми пятнами с линзами алевритов 0,7
32. Алевритистые пески, белые, с желтыми пятнами, в верхней части сильно заглинизированные 1,4
33. Глины светло-зеленые, с коричневыми, черными пятнами, содержат большое количество белых доломитовых конкреций 1,24
34. Глины светло-зеленые, с прожилками гипса 1,7
35. Глины светло-зеленые, с розовато-коричневыми либо черными пятнами ожелезнения и омарганцевания 1,4
36. Глины общего светло-коричневого цвета 1,15
37. Алевриты белые 0,2
38. Глины зеленовато-коричневые 0,5
39. Алевриты зеленовато-серые, заглинизированные, с коричневыми пятнами ожелезнения 1,84
40. Глины светло-зеленые, с розовыми и коричневыми пятнами ожелезнения 1,03
41. Пески алевритистые, кварцевые, заглинизированные, слюдистые, общего зеленовато-серого цвета, с коричневыми пятнами ожелезнения. . 2,2
42. Алевриты белые, со светло-коричневыми пятнами, слюдистые, в верхней части заглинизированные 1,12
43. Глины зеленовато-серые, с коричневыми пятнами 1,12
44. Алевриты зеленовато-серые, с красными и коричневыми пятнами ожелезнения 1,75
45. Глины светло-зеленые, с редкими коричневыми пятнами ожелезнения . 1,23
46. Глины зеленовато-коричневые, с розовыми пятнами ожелезнения . . . 2,7
47. Глины светло-зеленые, с розовыми пятнами; в верхних частях наблюдаются белые вертикальные прожилки и пятна каолинита 3,7
48. Пески белые, кварцевые, среднезернистые, заглинизированные, уплотненные, горизонтально-слоистые, в верхней части с прослоем алевритистых песков 0,6
49. Алевриты белые, плотные с ярко-красными вертикальными пятнами и стяжениями гётит-гематита, содержат линзы песчаников с глинисто-гётитовым цементом 1,4
50. Глины белые, с ярко-красными вертикальными полосами и пятнами гётит-гематита, очень плотные, возможно, окремненные 2,9
51. Песчаники белые, слюдистые, глинистые 0,3
52. Глины зеленовато-серые, с коричневыми пятнами 0,1
53. Глины белые, алевритистые, с желтыми пятнами, плотные 0,6
54. Алевриты светло-желтые, с линзами алевритистого песка, слюдистые 0,5
55. Пески кварцевые, белые, заглинизированные, крупнозернистые 0,03
56. Глины белые, с желтыми пятнами ожелезнения, содержат линзочки кварцевого песка 1,0
57. Пески белые, крупнозернистые, заглинизированные 0,1



Фиг. 4. Диаграмма распределения терригенных и аутигенных минералов в свитах верхнего мела – эоцена Зайсанской опорной скв. 3-Р (составлена по материалам



В.К. Василенко и треста Запсибнефтегеология)

▲ – следы минерала; 51,7 – среднее содержание (в %) минерала в осадках свиты

	Мощность, м
58. Глины зеленовато-коричневые	0,8
59. Пески среднезернистые, серовато-белые, кварцевые, заглинизированные	0,4
60. Глины коричневато-зеленые, на верхнем контакте коричневые	1,5

Общая мощность свиты 111,25 м.

Выше с резким размывом залегают песчано-алевритовые осадки турангинской свиты. Визуальные различия между зимунайской и северозайсанской свитами выражены довольно отчетливо. В составе первой, например, солончаково-такырные фации играют значительно бо́льшую роль, а ее окраска коричневая или зеленая. Окраска второй - большей частью пестрая (серая, красная, белая, зеленая, с ярко-красными пятнами и полосами). Если в разрезах эоценовой зимунайской свиты каолиновые пестроцветные породы, интенсивно преобразованные процессами почвообразования и выветривания, встречаются в единичных случаях и тяготеют к верхам зеленой пачки, то в мел-палеоценовой толще они представляют собой одну из главных составных частей. Основными аутигенными минералами первой являются гипс, доломит и кальцит, второй - гётит, гематит и опал. Состав глинистых и обломочных минералов в северозайсанской свите более мономинеральный (преобладает кварц, каолинит, местами монтмориллонит), чем в зимунайской (доминирует монтмориллонит, возрастает также примесь полевых шпатов и слюд к кварцу).

Различный состав данных толщ подтверждается результатами минералогических исследований (фиг. 4), полученными при обработке керна Зайсанской опорной скважины (Василенко, 1961; Василенко, Левченко, 1962). Выделенная этими авторами терективская свита нами разделена на две толщи: северозайсанскую и зимунайскую, а нижняя часть ашутасской свиты вслед за В.С. Ерофеевым отнесена к турангинской свите. Дополнительно нами было подсчитано среднее содержание компонентов для каждого подразделения. Конечно, очень резко от северозайсанской и зимунайской свит отличается турангинская толща. В ней сокращается среднее содержание устойчивых к выветриванию минералов: кварца до 51,7%, циркона до 3,2%, турмалина до 4,2%, ильменита и магнетита до 16,1%, рутила до 0,02%, апатита до 0,11% и, напротив, возрастает роль полевого шпата (15,7%), мусковита (18,0%), зеленой слюды (4,28%), эпидота (23,5%), анатаза (1,2%). Из аутигенных минералов основное значение имеет пирит (35,2%). Соответственно содержание $C_{орг}$ возрастает до 0,19%.

Различия между северозайсанской и зимунайской свитами (внутри терективской серии) хотя и не так резки, но выражены также отчетливо. Во второй, по сравнению с первой, сокращается среднее содержание некоторых устойчивых к выветриванию обломочных минералов (кварца от 91,7 до 85,7%), возрастает роль полевых шпатов (от 4,3 до 7,4%), эпидота (от 10,8 до 23,6%).

В зимунайской свите также уменьшается количество лимонита (от 24,3 до 16,8%), несколько увеличивается значение пирита (от 0,0 до 1,2%) и Сорг (от 0,05 до 0,055%), растет карбонатность (от 2,65 до 4,24%). В опорной скважине для характеризуемой свиты зафиксировано (по сравнению с северозайсанской) некоторое увеличение содержания циркона (от 4,5 до 6,9%), турмалина (от 5,3 до 6,4%), ильменита и магнетита (от 30,7 до 41,4%), апатита (от 0,46 до 0,74%), анатаза (от 0,6 до 1,1%) и сокращение содержания роговой обманки (от 1 ,84 до 0,96%), рутила (от 0,34 до 0,29%).

Следовательно, литолого-фациальные особенности строения нижне-среднеэоценовых отложений вполне позволяют их самостоятельное выделение.

Вопрос о стратиграфическом положении зимунайской толщи, сложенной коричневыми или зелеными глинами, часто загипсованными, песками и алевритами стоял давно. После находок в основании вышележащей турангинской свиты в разрезе горы Киин-Кериш палеоцен-раннеэоценовой плезиадапидовой фауны (Бажанов, 1962; Бирюков, Костенко, 1965) верхний возрастной предел подстилающих осадков (в том числе коричневой и зеленой пачек зимунайской свиты) был естественно установлен как палеоцен. Поэтому они были также отнесены к верхнемеловой - палеоценовой северозайсанской свите. Позже из разреза Обайлы Л.К. Габуния (1961, 1962) по сборам Б.А. Борисова (1963) была определена фауна млекопитающих. В ее составе установлены Eudinoceras obailiensis Gabunia sp. nov. (сем. Coryphodontidae), Mongolothe-

rium sp. (сем. Uintatheriidae), Veragromovia hyrachyoides Gabunia gen. nov. et. sp. nov. (сем. Helaletidae), Isectolophidae gen?, Caenolphus cf. progressus Matthew et Granger (сем. Hyracodontidae).

По заключению Л.К. Габуния (1961, 1962), возраст фауны средний – поздний эоцен, скорее всего средний. Б.А. Борисовым (1963) эти палеонтологические остатки были отнесены к выделенной им нижнеэоценовой обайлинской свите. При посещении нами местонахождения этой фауны на р. Обайлы (Ерофеев, Цеховский, 1966 б) было установлено, что вмещающие ее породы заключены в тектонический блок. Еще ранее к такому же выводу пришли М.Д. Бирюков и Н.Н. Костенко (1965). Правда, они считали спорным положение коричневой и зеленой пачек и в разрезе Калмакпай, а обайлинскую фауну относили к тузкабакской свите.

Однако последующими работами Б.А. Борисова совместно с Б.А. Трофимовым и В.И. Жигалло было доказано, что, помимо разреза Обайлы, идентичная фауна присутствует в обнажениях Чакпактас, Аксыр, Калмакпай, Чайбулак и других; она повсеместно приурочена к коричневой пачке, положение которой в этих разрезах ниже турангинской свиты бесспорно. В результате оказалось, что в сводном разрезе палеогена возраст двух палеонтологических горизонтов (обайлинского и плезиадапидового) противоречив. Первый в зимунайской свите имел, по Л.К. Габуния (1961, 1962), средне–позднеэоценовый возраст, второй, располагаясь в вышележащей турангинской свите, датировался В.С. Бажановым (1962), М.Д. Бирюковым и Н.Н. Костенко (1965) поздним палеоценом – ранним эоценом.

В 1965 г. М.Д. Бирюков и Н.Н. Костенко отнесли пески и вмещающую их плезиадапидовую фауну разреза Киин–Кериш к северозайсанской свите, однако у геологов положение фауноносных песков в основании турангинской свиты не вызывает сомнений. Граница между данными подразделениями здесь очень четкая (см. фиг. 3а): пачка пестроцветных и светло–зеленых глин с конкрециями гётита и ярко–красными пятнами принадлежит северозайсанской свите; в ее верхах здесь совершенно отсутствуют линзы и прослойки каких–либо песков, а также обломки фауны. Разрез же турангинской свиты начинается с песков, местами содержащих обломки костей млекопитающих, залегающих с резким размывом на подстилающих глинах и постепенно переходящих вверх по разрезу в алевриты. Для данной толщи характерно наличие псевдоморфоз лимонита по пириту, примазок ярозита, т. е. она имеет типичные литологические признаки турангинской свиты. Следовательно, предложенная М.Д. Бирюковым и Н.Н. Костенко привязка фауноносных песков к северозайсанской свите не может быть принята.

С целью разрешения данного противоречия группой палеонтологов ГИН АН СССР в составе Б.А. Трофимова, В.И. Жигалло совместно с Б.А. Борисовым была повторно собрана фауна в низах разреза турангинской свиты у сопок Киин–Кериш (в том же слое, что и группой В. С. Бажанова). Из этих сборов Е. И. Беляевой был определен Zaisanomynodon Borisovi Bel., позволяющий датировать вмещающие осадки в основном поздним эоценом, о чем было объявлено на Алма–Атинском совещании 1967 г. Учитывая, что казахстанские палеонтологи не стали оспаривать эту точку зрения, возраст низов турангинской свиты и содержащуюся в ней плезиадапидовую фауну следует датировать поздним эоценом. Такой возраст турангинской свиты подтверждается также выводами палинологов и палеофлористов (Ильинская, 1962, Ржаникова, 1968).

Следовательно, в настоящее время коричневую пачку зимунайской свиты и вмещающую ее обайлинскую фауну можно считать в основном среднеэоценовой (как и предлагает Л.К. Габуния); но не исключено, что низы этой толщи заходят в нижний эоцен. Об этом свидетельствуют последние определения фауны Л.К. Габуния (1970, 1971) из местонахождения Аксыр. Здесь в обайлинской свите Б.А. Борисова были установлены остатки бронтотерия ранне–среднеэоценового возраста и кондилиартра, относимого ко второй половине раннего или началу среднего эоцена. Фауна черепах, которая изучалась В.М. Чхиквадзе (1970) из местонахождений обайлинской свиты (обнажения Калмакпай, Чайбулак), также датируется им ранним или средним эоценом.

Из вышележащей зеленой пачки зимунайской свиты в разрезе Калмакпай были собраны отпечатки эоценовой флоры, которые изучались Э.В. Романовой и И.А. Ильинской. Отсюда же Л.Н. Ржаниковой и Е.Д. Заклинской отобрана серия образцов на спорово–пыльцевой анализ. Обработка этого материала еще продолжается. Так как

зеленая пачка зимунайской свиты находится выше по разрезу среднеэоценовой коричневой толщи и перекрывается верхнеэоценовой турангинской и верхнеэоцен-нижнеолигоценовой тузкабакской свитами, ее возраст также может быть установлен в пределах второй половины среднего эоцена.

Следует упомянуть еще об одном противоречивом факте в датировке возраста зеленой пачки зимунайской свиты. В разрезе Конур-Кура в ее нижней части среди алевритов нами была найдена плитка алевролита с бугорчатой поверхностью. В.С. Бажановым и М.Д. Бирюковым было дано заключение, что это отпечаток кожного покрова позднемелового динозавра. Однако недалеко от данного обнажения, в районе родника Чайбулак, из подстилающей данную пачку коричневой толщи В.И. Жигалло и Б.А.Трофимовым была собрана фауна обайлинского типа (эоценового возраста), исключающая позднемеловую датировку вмещающей толщи. Объяснить это противоречие пока трудно.

В целом возраст зимунайской свиты уверенно можно принять как среднеэоценовый, с возможным заходом в ранний эоцен.

Возможно ли более дробное стратиграфическое подразделение зимунайской свиты? Реальность существования в последней коричневой и зеленой пачек никем не оспаривается. Однако необходимо еще решить вопросы о границах и различиях в литологическом составе этих пачек, об их датировке и руководящих палеонтологических комплексах. Необходимо также отделить вторично озелененные (оглеенные) слои, возникновение которых в северозайсанской свите правильно объясняется В.С. Ерофеевым (1969) деятельностью сульфатных вод, поступающих из вышележащей углистой формации. Пока же коричневую и зеленую пачки мы предлагаем выделять как две подсвиты зимунайской свиты.

Следует также подчеркнуть, что фауна обайлинского типа, собранная в Зайсанской впадине (обнажения Обайлы, Аксыир, Калмакпай, Чайбулак) и в Кендерлыкской мульде хр. Саур, не представляет собой единый маркирующий горизонт в разрезе эоцена (как считает Б.А. Борисов), она встречается на различных стратиграфических уровнях зимунайской свиты в линзах глин, имеющих озерно-болотный генезис, где создавались благоприятные условия для ее захоронения и фоссилизации. Не исключено, что возрастная датировка данной фауны в различных местонахождениях будет колебаться в пределах раннего - среднего эоцена (как это и намечается сейчас по заключениям Л.К. Габуния и В.М. Чхиквадзе).

Характеризуемые отложения зимунайской свиты могут быть отнесены к типично аридной формации. Возникновение аридных толщ для той эпохи вполне закономерно. А.Н. Криштофович (1955) на основании изучения эволюции древних флор отмечает, что именно в среднем эоцене на большой территории от Франции до Туркмении фиксируется проявление более засушливого или сухого климата.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОЦЕНОВЫХ ПОРОД

На территории Восточного Казахстана выделяются две крупные древние тектонические структуры, сформировавшиеся еще в палеозое: Иртыш-Зайсанская геосинклинальная зона (Нехорошев, 1958) и Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий (Борукаев и др., 1962).

После пенепленизации рельефа в позднем мезозое альпийские тектонические движения, по данным В.С. Ерофеева (1969), привели к существенной перестройке плана данных структур. По его схеме характеризуемый район располагается в южной и западной частях Алтая и включает часть структур Алтайского сводового поднятия, Предалтайского прогиба, внешней цепи поднятий Алтая (Саур - Тарбагатай) и эпипалеозойской платформы Казахского щита (Причингизья), которые, в свою очередь, подразделяются на структурно-геоморфологические зоны и структуры более высоких порядков.

В характеризуемом районе отложения верхнемелового и палеоценового возраста встречаются не повсеместно, а слагают отдельные районы. Они широко представлены (см. фиг. 1) в пределах впадин (Зайсанская, Семипалатинская), мульд (Кендерлыкская), а также встречаются в древних мелких эрозионно-тектонических депрессиях Южного и Рудного Алтая, Чингиза, где имеют небольшие мощности и площади развития.

Зайсанская впадина является самой крупной кайнозойской отрицательной структурой характеризуемого района и расположена в его восточной части. С севера она ограничена горными сооружениями Алтая, с юга – поднятиями Саур–Тарбагатая, с запада – невысоким Калбинским хребтом; на востоке она уходит за пределы территории СССР и КНР. Впадина вытянута в северо–западном направлении (ее длина 250 км, ширина 70 км) и имеет сложное строение. Вслед за В.С. Ерофеевым (1969) мы выделяем в ней три структурно–фациальные зоны: Северо–Восточную, Центральную и Юго–Западную. Первая из них занимает район Северного Призайсанья, вторая в форме полосы протягивается параллельно направлению озера Зайсан, располагаясь в северной части Южного Призайсанья, и, наконец, третья примыкает к отрогам хребтов Сайкан, Манрак, Тарбагатай.

Мощности кайнозойских отложений соответственно составляют в первой 200–400 м, во второй 1200–2000 м и в третьей достигают 400–600 м.

Осадки верхнего мела – среднего эоцена повсеместно слагают здесь низы разреза кайнозоя и обычно залегают горизонтально. Но местами (у тектонических разломов, в пределах горст–антиклинальных структур, флексурных перегибов, сбросов и надвигов) фиксируется появление наклонных и крутопадающих пачек (см. фиг. 3, б, в). Подобные тектонические структуры, нарушившие первичное горизонтальное залегание кайнозойских пород, широко развиты в Зайсанской впадине. К ним приурочены многие опорные обнажения мел–палеогена – Керши, Пшук, Чакельмес, Киин–Кериш, Кара–Бирюк, Кериш, Уш–Кара, Чайбулак, Калмакпай, Кусто, Тайжузген и др.

В Семипалатинском Прииртышье породы верхнемелового и палеоценового возраста (Ерофеев, 1966) в основании разреза кайнозоя залегают горизонтально, обнажаются в обрывах у р. Иртыш в районе поселков Муралды, Белокаменка, Черемушки и далее прослеживаются по скважинам до пос. Известковый. На севере и северо–западе района они погружаются под более молодые осадки кайнозоя, а на юге территории узкой полосой заходят далеко вверх по долине р. Чаган (левый приток Иртыша). Их максимальная мощность установлена в скв. 52 (у пос. Известковый) и составляет 70 м.

В Кендерлыкской мульде хр. Саур характеризуемые осадки обнажаются в западной части у р. Акколка и погружаются на восток. Их мощность не превышает 30–40 м.

В Южном и Рудном Алтае, Чингизе верхнемеловые и палеоценовые породы встречаются в виде мелких, разрозненных пятен и выполняют небольшие эрозионно–тектонические депрессии, как, например, Такырскую, Каройскую, Уш–Кызыльскую, Аркалыкскую и др. Они большей частью залегают горизонтально, имеют мощность 0,5–50 м, а площади их развития обычно не превышают десятки либо сотни квадратных метров. Кварц–каолиновый состав пород и опалово–халцедоновый цемент делают их устойчивыми к процессам эрозии и денудации. Поэтому в обнажениях они часто бронируют подстилающие глинистые коры выветривания, защищая их от размыва. Но с течением времени данный глинистый элювий все–таки вымывается из–под плотных осадочных пород, последние обрушиваются, образуя развалины крепких глыб, размер которых колеблется от 0,5 до 3 м.

Подобный элювий кремнистых песчаников и глин можно наблюдать на поверхности Чингизского мелкосопочника (Цеховский и др., 1969) в районе нижнего течения р. Ашису, у сопок Ордатас и на других участках.

В Калбе, Тарбагатае и казахской части Горного Алтая верхнемеловые – нижнепалеогеновые отложения достоверно не установлены.

Глава III

ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРОЗАЙСАНСКОЙ СВИТЫ

ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ РАЗРЕЗОВ СВИТЫ И МЕТОДАХ ЕЕ ИЗУЧЕНИЯ

В позднемеловую – палеоценовую эпоху на территории Восточного Казахстана происходило накопление преимущественно глинистых и глинисто-алевритовых континентальных отложений мощностью до 200 м. Обломочные породы – пески, галечники, щебни – встречаются в данной толще значительно реже и образуют отдельные линзы среди глин. Осадки имеют пеструю окраску: серые, белые с красными и коричневыми пятнами, красные и зеленые. Аутигенные минералы представлены соединениями гидроокислов железа, выделениями опала, халцедона. Комплексы обнаруженной фауны, флоры, спор и пыльцы свидетельствуют о господстве в данном районе того времени субтропического или тропического климата с сезонными периодами увлажнения и засух (Романова, 1960а, б, Ильинская, 1962, Ржаникова, 1968).

При литолого-фациальном анализе характеризуемой толщи геологи сталкиваются с определенными трудностями. Прежде всего в осадках свиты отмечаются типичные признаки, характерные для континентальной осадочной толщи, и выделяются аллювиальные (фиг. 5, а), делювиально-пролювиальные, пролювиальные и пролювиально-озерные отложения. И вместе с тем почти все породы в той или иной мере преобразованы процессами окисления, почвообразования и выветривания (фиг. 5, б).

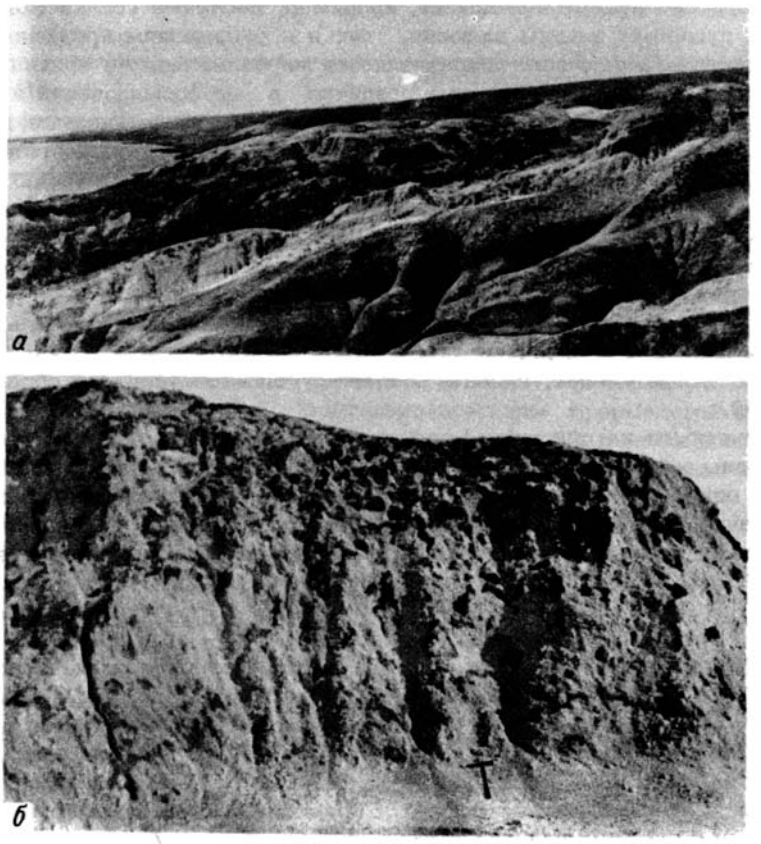
Впервые эта особенность строения разрезов свиты была подмечена В.С. Ерофеевым (1966, 1969). Им дано описание измененных выветриванием пород, правильно намечены две основные группы процессов, влияющие на их генезис: 1) связанные с периодами увлажнений, приводящие к образованию пестроцветов; 2) проявлявшиеся во время засух, когда происходило растрескивание осадков и формирование такырных трещин.

Более подробное изучение отложений северозайсанской свиты с применением литолого-фациального анализа, проведенное нами, позволило подтвердить представления о существенной роли процессов почвообразования и выветривания для той эпохи и показать, какие литологические изменения происходят при этом в породах. Эти процессы глубокоспецифичны, а формирующиеся породы во многом отличаются от обычных образований коры выветривания или современных почв, что заставило нас выделить их в особую группу под наименованием "горизонты выветривания".

В разрезах характеризуемой свиты выветрелые породы слагают от 30 до 100% всего их объема.

Многократное чередование измененных и не измененных выветриванием осадков связано с прерывистостью их накопления в позднемеловое и палеоценовое время. При этом на ряде участков аккумулятивной равнины в результате усыхания водотоков, водоемов или их блуждания сформированные осадки осушались, начинали выветриваться, на их поверхности формировались почвы. После возобновления осадконакопления выветривание прекращалось вплоть до нового перерыва. Интенсивность химического преобразования материала в каждом таком цикле была различной; в одних случаях элювиальные процессы приводили лишь к окислению органики и аутигенных минералов двухвалентного железа; в других – как будет показано ниже, сопровождались более глубоким изменением исходного вещества.

При изучении континентальных толщ Казахстана и решении вопросов стратиграфии, палеогеографии, геологической истории развития регионов многие геологи с успехом применяли литологические методы исследований пород для решения поставленных вопросов. В качестве примера можно отметить работы В.В. Лаврова (1959, 1965), К.В. Никифоровой (1960), В.Н. Разумовой (1961), И.С. Чумакова (1965), В.С. Ерофеева (1969) и ряд других. В монографиях данных геологов содержатся важные и ценные сведения о составе слагающих толщу песчаных, алевритовых, глинистых минералов и аутигенных образований. На первом этапе изучения разрезов кайнозоя



Фиг. 5. Обнажения верхнемеловых – палеоценовых пород в Северном Призайсанье у сопки Чакельмес

а – разрез северозайсанской свиты. Породы серой и пятнистой окраски – пролювиальные фации, пласт белого цвета в средней части разреза – аллювиальные отложения. На переднем плане видна пачка пестроцветных выветрелых пород; б – породы северозайсанской свиты, преобразованные процессами почвообразования и выветривания

в регионе, когда решению вопросов стратиграфии уделяется основное внимание, а минералогическая характеристика пород дается обычно в более сжатой форме, такая направленность работ является вполне целесообразной.

Однако для более глубокого познания вещественного состава толщ и процессов литогенеза важно более полно охарактеризовать и сравнить все их составные части. Поэтому мы применили методику литолого-фациального анализа, разработанную коллективом Геологического института АН СССР под руководством Ю.А. Жемчужникова и др. (1959 – 1960), которая получила наиболее детальное развитие в работах П.П. Тимофеева (1964, 1969, 1970), а также В.И. Копорулина (1966), А.Л.Юревича (1966), А.П. Феофиловой (1966) и др. В этих монографиях убедительно показано, что для получения полного представления о вещественном составе формации недостаточно изучить минералогию просто песчаных, алевритовых и глинистых пород, необходимо расчленить их на естественные составные части: фации и литогенетические типы и дать сравнительные описания этих подразделений.

Основными составными единицами литолого-фациального анализа являются фации и литогенетические типы. Под фацией мы понимаем (Тимофеев, 1969, стр.135) "комплекс физико-географических условий, в результате существования которых сформировались осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков (условия+

осадок)". Согласно данным признакам, например, песчаные осадки могут быть отнесены как к русловым фациям аллювия, так и к отложениям пролювиального или делювиального генезиса. Фация подразделяется на более мелкие единицы – литогенетические типы, отражающие некоторые различия в ее формировании и являющиеся самой дробной единицей применяемого анализа. Под литогенетическим типом нами понимается (Тимофеев, 1969, стр.135) "один или несколько литологических типов пород, обладающих определенной совокупностью первичных генетических признаков, которые отражают общность условий накопления осадков". Так, например, в фации алевритово-глинистых осадков поймы нами выделяются два литогенетических типа: преимущественно песчано-алевритовых осадков проточных водоемов поймы и алевритово-глинистых пород ее застойных и слабопроточных озер.

Таким образом, наиболее мелкая исходная единица литолого-фациального анализа – литогенетический тип – объединяет две группы признаков: одна из них содержит информацию о веществе (песок, глина и т.д.), другая – об условиях образования данных отложений.

Ниже остановимся на описании фаций и литогенетических типов осадков свиты, которые сведены в табл. 3. В ней имеется две колонки литогенетических типов; в одной дается описание обычных осадков, в другой – преобразованных процессами почвообразования и выветривания. Для удобства пользования названиями фаций и литогенетических типов введена система буквенных и цифровых обозначений (например, ПП-1, ППГ-1, АПА-1 и др.). Первая буква обозначает группу отложений: А – аллювиальная, Д – делювиальная, П – пролювиальная. Последующие буквы указывают на фациальную принадлежность осадка: например, АРК – аллювий русла крупной реки, ППГ – пролювий песчано-глинистого состава и т.д. Разновидности литогенетических типов образуются прибавлением цифры к буквенным обозначениям, например АПА-1, АПА-2. Если же осадки литогенетического типа испытали воздействие процессов выветривания, вслед за цифрой добавляется строчная буква "а" (например, АПА-2а).

Как видно из табл. 3, на исследуемой территории установлены аллювиальные, делювиально-пролювиальные, пролювиальные и пролювиально-озерные группы отложений. Ниже остановимся на генетической характеристике всех выделенных подразделений.

Таблица 3

Генетическая классификация осадков северозайсанской свиты

Генетическая группа отложений	Макрофация	Фация	Литогенетический тип пород	
			Невыветрелые	Измененные выветриванием
Аллювиальная	Русловых осадков	АРК. Песчано-гравийно-галечных осадков русла крупной равнинной реки	АРК-1. Пески кварцевые, крупнозернистые, гравелиты, местами галечники с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью, белые с линзами ожелезнения	Не установлены
		АРМ. Песчаных осадков русла малой равнинной реки или мелких притоков крупных рек	АРМ-1. Пески кварцевые, разнозернистые, часто глинистые, с крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, белые, с линзами ожелезнения, со стяжениями гётита	АРМ-1а. Пески кварцевые разнозернистые, песчаники с кремнисто-гётитовым цементом, с нарушенной крупной и мелкой косой однонаправленной сходящейся слоистостью, белые, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и опала

Таблица 3 (продолжение)

Генетическая группа отложений	Макрофация	Фация	Литогенетический тип пород	
			Невыветрелые	Измененные выветриванием
Аллювиальная	Пойменных осадков	АПП. Песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод	АПП-1. Пески кварцевые, глинистые мелко- и среднезернистые, алевриты, с однонаправленной мелкой косой, косоволнистой и горизонтально-прерывистой слоистостью, серые и белые, с линзами ожелезнения и конкрециями гётит-гематита	АПП-1а. Пески кварцевые разнозернистые, глинистые, алевриты, песчаники и алевролиты с кремнисто-гётитовым цементом, с нарушенной косой, косоволнистой, волнистой и горизонтально-прерывистой слоистостью, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и опала
		АПА. Алевритово-песчано-глинистых осадков застойных или слабопроточных водоемов поймы	АПА-1. Алевриты с линзами песков, горизонтальнослоистые, красные, коричневые, серые и белые, с линзами ожелезнения и конкрециями гётит-гематита	АПА-1а. Алевриты, алевролиты с линзами песков и песчаников, с кремнисто-гётитовым цементом, имеющие нарушенную горизонтальную, волнисто-горизонтальную слоистость, пестроцветные, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и опала
			АПА-2. Алевриты и алевритистые глины с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью, красные, коричневые, серые и белые, со стяжениями гётит-гематита	АПА-2а. Алевриты, алевритистые глины, алевролиты с гётитово-опаловым цементом, с нарушенной горизонтальной, волнисто-горизонтальной слоистостью, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и опала, пестроцветные
		АПАТ. Глинисто-алевритовых осадков полупроточных и застойных водоемов поймы с такырными трещинами	АПАТ-1. Алевриты с линзами песков и горизонтально-волнистой слоистостью, с вертикальными жилками гипса, серые, белые, красные	АПАТ-1а. Алевриты с линзами песков с нарушенной горизонтально-волнистой слоистостью, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и жилками гипса, пестроцветные
			АПАТ-2. Глинистые алевриты и алевритистые глины с волнисто-горизонтальной слоистостью и вертикальными жилками гипса, серые, красные и коричневые	АПАТ-2а. Глинистые алевриты и алевритистые глины с нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью и вертикальными пятнами гётит-гематита, с прожилками гипса, пестроцветные

Таблица 3 (продолжение)

Генетическая группа отложений	Макрофация	Фация	Литогенетический тип пород	
			Невыветрелые	Измененные выветриванием
Делювиально-пролювиальная	Делювиально-пролювиальных осадков	ДЩ. Щебнистых осадков делювиальных потоков холмистой возвышенной равнины	ДЩ-1. Щебень глинистый, кварцевый, кварц-полевошпатовый, неслоистый либо с неясной наклонной слоистостью, серого цвета, с линзами ожелезнения	ДЩ-1 а. Брекчии кварц-полевошпатовые, с кремнисто-глинисто-гётит-гематитовым цементом, неслоистые, с вертикальными пятнами и полосами гётита, опала, пестроцветные
		ДПГ. Глинисто-галечных осадков стрежневых частей делювиально-пролювиальных потоков холмистой возвышенной равнины	ДПГ-1. Галечники глинистые, плохо сортированные, неслоистые, серые, с линзами ожелезнения. Обломки сильно каолинизированы	Не установлены
		ДПП. Песчано-гравийных осадков делювиально-пролювиальных потоков холмистой возвышенной равнины	ДПП-1. Пески гравийные, глинистые, кварцевые, кварц-полевошпатовые, несортированные, неслоистые либо с неясной наклонной слоистостью, серые с линзами ожелезнения, красные, коричневые	ДПП-1 а. Песчаники гравийные, кварцевые, кварц-полевошпатовые, с глинисто-гётит-гематитово-кремнистым цементом, неслоистые либо с нарушенной наклонной слоистостью, с вертикальными пятнами гётит-гематита, опала, пестроцветные
Пролювиальная и пролювиально-озерная	Пролювиальных и пролювиально-озерных осадков	ПП. Песчаных осадков пролювиальных потоков слабонаклонной низменной равнины	ПП-1. Пески глинистые, кварцевые, плохо сортированные, неслоистые либо с неясной горизонтально-волнистой или пологонаклонной слоистостью, с конкрециями гётит-гематита, серые, красные, либо коричневые	ПП-1 а. Песчаники глинистые, кварцевые с кремнисто-глинисто-гётитовым цементом, плохо сортированные, неслоистые либо с нарушенной неясной горизонтальной слоистостью, с вертикальными пятнами и полосами гётит-гематита и опала
		ППГ. Песчано-глинистых осадков пролювиальных потоков пологонаклонной низменной равнины	ППГ-1. Глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, песчанистые и алевритистые, плохо сортированные, неслоистые либо с неясной	ППГ-1 а. Аргиллиты, глины песчанистые, каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые либо с неясной нарушенной горизонтально-волнистой слоистостью, с вертикальными пятнами и полосами

Таблица 3 (окончание)

Генетическая группа отложений	Макрофация	Фация	Литогенетический тип пород	
			Невыветрелые	Измененные выветриванием
Пролювиальная и пролювиально-озерная	Пролювиальных и пролювиально-озерных осадков		горизонтально-волнистой слоистостью, с конкрециями гётит-гематита, серые, белые, красные, коричневые	гётит-гематита, опала с кремнисто-карбонатными корками, пестроцветные
		ПОГ. Существенно глинистых осадков пролювиальных потоков или сезонно пересыхающих мелких озер пологонаклонной низменной равнины	ПОГ-1. Глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые либо с неясной горизонтально-волнистой слоистостью, со стяжениями гётита и гематита, зеленовато-серые, белые, иногда красные и коричневые	ПОГ-1 а. Аргиллиты, аргиллитоподобные глины, каолиновые или монтмориллонитовые, неслоистые либо с неясной нарушенной волнисто-горизонтальной слоистостью, с вертикальными пятнами опала, гётита, гематита, с кремнисто-карбонатными корками, пестроцветные
		ПОГС. Глинистых осадков солончаков пологонаклонной низменной равнины	ПОГС-1. Глины каолиновые, местами монтмориллонитовые с конкрециями гипса, неслоистые, с линзами ожелезнения, зеленовато-серые, красные или коричневые	ПОГС-1 а. Глины каолиновые или монтмориллонитовые, темно-серые, черные, с псевдоморфозами опала и халцедона по конкрециям гипса
		ПОГТ. Глинистых пролювиально-озерных осадков с такырными трещинами пологонаклонной низменной равнины	ПОГТ-1. Глины каолиновые, местами монтмориллонитовые, неслоистые, с вертикальными жилами гипса, серые, красные или коричневые	Не установлены

ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ И ФАЦИЙ

Отложения пролювиальной и пролювиально-озерной группы

В осадках северозайсанской свиты породы данного генезиса получают главенствующее развитие во многих районах Зайсанской впадины (фиг. 6, I–X), Семипалатинского Прииртышья (фиг. 6, XI), и лишь в пределах древних областей денудации – Южном Алтае (фиг. 6, I, IX), Чингизе (фиг. 6, XI) – они фациально замещаются делювиально-пролювиальными толщами. В Зайсанской впадине на долю отложений пролювиального генезиса обычно приходится 60–80% всего разреза, и лишь в отдельных участках их роль сокращается до 30–50%, иногда даже до 5–10% (фиг. 6, I,II,III, VII, VIII).

Описание современного и древнего пролювия мы находим в работах П.П. Тимофеева (1964, 1969), Л.Н. Ботвинкиной (1962), В.И. Елисеева (1963), В.Н. Разумовой (1961), Е.В. Шанцера (1966), В.С. Ерофеева (1969), В.В. Лаврова (1959), К.В. Никифоровой (1960), И.С. Чумакова (1965) и многих других. Отложения этого генезиса узнаются в разрезах по плохой сортировке и окатанности слагающего обломочного материала, появлению остроугольных зерен, отсутствию в породах слоистости.

Пролювиальные и пролювиально-озерные отложения подразделяются на пять фаций (ПП, ППГ, ПОГ, ПОГС, ПОГТ) с соответствующими литогенетическими типами (см. табл. 3).

Фация песчаных пролювиальных осадков потоков
наклонной низменной равнины (ПП)

Тип ПП-1 - пески разнозернистые, иногда гравийные, глинистые, преимущественно кварцевого состава. Слоистость большей частью отсутствует, лишь иногда отмечаются породы с неясно выраженной горизонтально-волнистой или пологонаклонной однонаправленной слоистостью, которая намечается лишь за счет чередования различных по гранулометрическому составу осадков. Обломочный материал не сортирован, характерна остроугольная и угловатая форма зерен. Из аутигенных минералов встречается гётит. Породы белые, серые, иногда красные.

Тип ПП-1а имеет все первичные седиментационные признаки осадка типа ПП-1, отличаясь тем, что несет следы интенсивного поверхностного выветривания. В результате порода уплотняется, часто превращаясь в песчаник с глинисто-гётитовым, иногда опаловым цементом.

Аутигенные выделения гётит-гематита, опала, колломорфного глинистого вещества образуют систему пятен, полос, прожилок, конкреций, вертикально ориентированных, секущих первичную слоистость. Цвет пород становится пестрым: серым, белым с красными и коричневыми пятнами.

Обнажения пород пролювиальных песчаных фаций можно наблюдать в разрезах свиты у пос. Муралды (см. фиг. 6, XI) в Семипалатинском Прииртышье, в Зайсанской впадине - у гор Кызыл-Тас (см. фиг. 6, X), где они образуют пласты плотных выветрелых заглинизированных песчаников; данная генетическая группа пород пройдена также рядом скважин (см. фиг. 6,I, скв. 42, 17; фиг. 6, II, скв. 307; фиг. 6,III, скв. 303; фиг. 6, IV, скв. 309 и др.).

Осадки типов ПП-1 и ПП-1а залегают в основании разрезов северозайсанской свиты, а иногда - в ее средних частях. Их мощность обычно колеблется от 5 до 11 м.

Вышеотмеченные признаки позволяют установить, что осадки типов ПП-1 и ПП-1а отлагались серией мелких конусов выноса (временных потоков), которые приводили к формированию неокатанного, плохо сортированного песчаного материала в пределах слабохолмистой наклонной пролювиальной равнины. Источником сноса данных пород служила глинистая кора выветривания фундамента областей денудации. От осадков литогенетического типа ПП-1 отложения ПП-1а отличаются тем, что в постседиментационную стадию они испытали воздействие процессов почвообразования и выветривания.

Фация песчано-глинистых осадков пролювиальных потоков
слабонаклонной низменной равнины (ППГ)

Тип ППГ-1 представлен песчанистыми или алевритистыми глинами каолинового, местами монтмориллонитового состава, плохо сортированными, неслоистыми, изредка с неясной горизонтально-волнистой слоистостью, обусловленной чередованием различных по гранулометрии пород. Постоянно наблюдаются беспорядочно ориентированные зерна кварца угловатой, остроугольной формы, иногда полуокатанные. Аутигенные минералы представлены выделениями гётит-гематита в форме конкреций, стяжений, бобовин. Встречаются линзочки песчаников с глинисто-гётитовым цементом. Породы серые, с линзами ожелезнения, иногда красные, коричневые.

Тип ППГ-1а имеет все первичные седиментационные признаки осадков типа ППГ-1, но в отличие от него несет следы интенсивного поверхностного выветривания. При

этом порода уплотняется, превращаясь в аргиллитоподобную глину; отмечаются конкреции, вертикальные прожилки, пятна гётит-гематита, аутигенной глины, опала, нарушающие первичную слоистость пород. Цвет толщи становится пестрым: серым, белым с красными и коричневыми вертикальными пятнами.

Породы данной фации, помимо скважин, можно наблюдать во многих естественных обнажениях Зайсанской впадины: у сопок Чакельмес, Кериш (см. фиг. 6, III), у рек Кусто и Тайжузген (см. фиг. 6, IV), а также в Семипалатинском Прииртышье (см. фиг. 6, XI). Они слагают как базальные горизонты разрезов свиты, так и ее средние и верхние части; их мощность колеблется от 2–5 до 20–80 м.

Охарактеризованные осадки отлагались мелкими временными потоками (серии конусов выноса) в пределах пологонаклонной пролювиальной равнины. Источником их образования служили каолиновые, иногда монтмориллонитовые коры выветривания пород фундамента. По сравнению с литологическим типом ППГ-1 отложения типа ППГ-1а после осаждения испытали воздействие процессов почвообразования и выветривания.

Фация существенно глинистых осадков пролювиальных потоков или сезонно пересыхающих мелких озер пологонаклонной низменной равнины (ПОГ)

Тип ПОГ-1 представлен глинами, алевритистыми глинами, каолинового, местами монтмориллонитового состава, неслоистыми, иногда с неясной горизонтальной слоистостью, плохо сортированными. Встречаются единичные остроугольные, угловатые, реже окатанные песчаные и алевритовые зерна кварца. Отмечаются конкреции гётит-гематита. Породы серые, зеленовато-серые, с линзами ожелезнения, иногда красные и коричневые. В разрезе Чакельмес среди пролювиально-озерных пестроцветных осадков встречена единичная линзочка обогащенных органикой глин темно-серого и черного цвета, с полуокисленными обрывками растительного детрита и примазками ярозита.

В некоторых обнажениях свиты Южного Призайсанья (Саргамыс III, Чайбулак) среди пролювиально-озерных осадков наблюдаются мелкие линзы глин с известковистыми конкрециями, пластами мергелей.

Тип ПОГ-1а включает отложения, сходные с осадками типа ПОГ-1, и отличается от них наличием следов интенсивного поверхностного выветривания. Это плотные глины, местами аргиллиты; в них часто встречаются вертикальные пятна, полосы, прожилки гётит-гематита, опала, аутигенной глины. Породы пестроцветные: серые, белые с красными и коричневыми пятнами.

Полные обнажения пролювиально-озерных глинистых осадков (ПОГ-1 и ПОГ-1а) установлены в Северном Призайсанье у сопок Кара-Бирюк (см. фиг. 6, III), Чакельмес (см. фиг. 6, III), Пшук и Керши (см. фиг. 1), Киин-Кериш (см. фиг. 6, II), Аркаул; в Южном Призайсанье они встречаются (см. фиг. 6, IV, VI) в разрезах Улькен-Тектурмас, Саргамыс, Тайжузген, Кара-Адыр, Жак-Тологай и др. Их мощность обычно колеблется от 2–5 до 20–40 м.

Практически отсутствие слоистости в породах, плохая сортировка и окатанность обломочного материала, глинистый состав указывают на то, что они формировались мелкими медленно текущими временными потоками или накапливались в периодически пересыхающих озерцах в пределах пологонаклонной пролювиальной равнины. В последних иногда возникали небольшие линзы обогащенных органикой пород, либо происходила садка кальцита. Источником терригенного материала служили продукты перемыва каолиновой, иногда монтмориллонитовой коры выветривания палеозойских пород фундамента. В отличие от литогенетического типа ПОГ-1 осадки типа ПОГ-1а после седиментации испытали воздействие процессов выветривания.

Фация глинистых осадков солончаков пологонаклонной низменной равнины (ПОГС)

Тип ПОГС-1 представлен глинами неслоистыми, каолиновыми, а в Южном Призайсанье часто монтмориллонитовыми, зеленовато-серого, светло-зеленого, красного или коричневого цвета, сходными с осадками литогенетического типа ПОГ-1, но со-

держащими друзы и конкреции гипса, местами барита. Выделения сульфатов (размером 1–10 см) располагаются в породах беспорядочно. Эти осадки образуют линзы и прослои мощностью до 1–5 м среди пород пролювиально-озерного генезиса и встречены в Северном Призайсанье у сопок Пшук и Киин-Кериш; в Южном Призайсанье они установлены (см. фиг. 6, IV) в районе сопок Жак-Тологай, Кара-Адыр, Тайжузген и др.

Тип ПОГС-1а распространен только в отдельных обнажениях свиты Южного Призайсанья (Тайжузген II, Кара-Адыр, Саргамыс). Он представлен монтмориллонитовыми глинами серого, темно-серого до черного цвета, неслоистыми, с выделениями опала, халцедона и гипса. Минералы аутигенного кремнезема образуют налеты и корочки на конкрециях сульфатов либо полностью замещают их, что приводит к появлению псевдоморфоз халцедона по гипсу. Мощность данных пород не превышает 0,5–2 м.

Осадки литогенетических типов ПОГС-1 и ПОГС-1а возникли в солончаках пролювиальной равнины, причем в них формировались друзы и конкреции гипса или барита. Вследствие длительного воздействия на осадок процессов почвообразования и выветривания начиналось его окремнение и возникали псевдоморфозы опала по гипсу В дальнейшем опал, раскристаллизовываясь, часто замещался халцедоном.

Фация глинистых пролювиально-озерных осадков с такырными трещинами пологонаклонной низменной равнины (ПОГТ)

Тип ПОГТ-1 представлен глинами каолинового либо монтмориллонитового состава, красного, коричневого, зеленого либо серого цвета, сходными с охарактеризованными выше осадками литогенетического типа ПОГ-1, но рассеченными вертикальными или слабонаклонными жилами гипса. В плане последние часто пересекаются друг с другом, имеют полигональную форму и напоминают современные такыры. Длина жил в вертикальных разрезах колеблется в пределах 0,5–4 м, но в единичных случаях достигает 6–8 м; их толщина составляет от 0,5–1 до 10 см. Осадки данного генезиса в Северном Призайсанье можно наблюдать в отдельных обнажениях у сопок Керши; в Южном Призайсанье они распространены (см. фиг. 6, IV) у сопок Кара-Адыр, Жак-Тологай, у р. Тайжузген. Образование такыров происходило в пределах низменной равнины в две стадии: вначале накапливались обычные пролювиально-озерные осадки, затем после усыхания водоема в породе формировалась система вертикальных трещин, которые постепенно заполнялись гипсом.

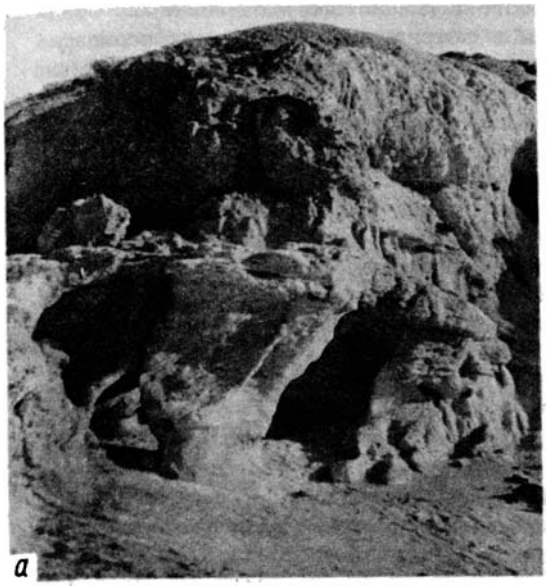
Отложения аллювиальной группы

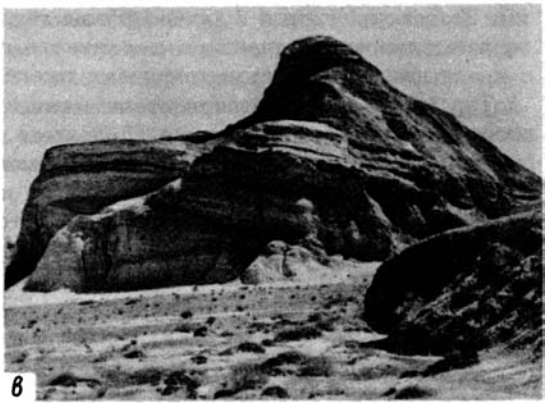
Осадки аллювиального генезиса часто встречаются в разрезах северозайсанской свиты, занимая второе место после пролювиальных и пролювиально-озерных. Обычно на их долю приходится 20–30% разреза (см. фиг. 6, I–X), лишь на отдельных участках роль этих осадков резко возрастает (см. фиг. 6, VII, VIII, XI; см. фиг. 6, II, III, центральная часть), достигая иногда 90–100%. В обнажениях аллювиальные породы легко разрушаются, в результате чего часто образуются карстовые воронки и пещеры (фиг. 7,а) или очень живописные башенные формы денудации (фиг. 7,б). Характеристике древнего и современного аллювия посвящены работы П.П. Тимофеева (1964, 1969), В. И. Копорулина (1966), Л.Н. Ботвинкиной (1962), А.П. Феофиловой (1966), Е.В. Шанцера (1966), В.В. Лаврова (1959), В.С. Ерофеева (1969) и др.

В аллювиальных отложениях северозайсанской свиты выделяются две крупные макрофации: русловая и пойменная.

Макрофация русловых отложений.

В разрезах северозайсанской свиты русловые отложения распространены значительно реже, чем пойменные. В Зайсанской впадине хорошие обнажения данной макрофации можно наблюдать (см. фиг. 1) у сопок Чакельмес, Кара-Бирюк, Жуван-Кара,





Фиг. 7. Обнажения верхнемеловых – палеоценовых пород в Северном Призайсанье

а – русловые пески с крупной параллельной косой однонаправленной слоистостью у сопок Керши; б – башенная форма аллювиальных отложений у сопки Чакельмес, образовавшаяся после размыва; в – пойменные алевриты и алевритовые глины с волнисто-горизонтальной и горизонтальной слоистостью в ядре Киин-Кериш-ской антиклинали (Северное Призайсанье)

Уш-Кара, Керши, недалеко от г. Зайсан, в районе рек Саргамыс и Тайжузген, западнее родника Арасан-Талды и на многих других участках. Среди этих отложений выделяются две фации: песчано-галечных осадков русла крупной реки (АРК) и песчаных осадков русла малой реки (АРМ).

Фация песчано-гравийно-галечных осадков русла крупной равнинной реки (АРК)

Тип АРК-1 слагается песками (см. фиг. 7, а), галечниками, иногда гравийниками кварцевого состава. Слоистость крупная, косая, прямолинейная, однонаправленная, местами мелкая косоволнистая. Обломочный материал средней и хорошей окатанности, наблюдается его ритмичная сортировка. В составе терригенных зерен преобладает кварц, встречаются кварциты, полевые шпаты, в заполнителе доминирует глина каолинового состава. Отмечаются линзы песчаников с гётитовым цементом. Цвет пород белый, с красными и коричневыми линзами ожелезнения. Изредка отмечаются псевдоморфозы гётита по древесным растительным остаткам. Среди русловых фаций осадки этого литогенетического типа встречаются редко. Наиболее хорошие разрезы этих пород можно наблюдать в Зайсанской впадине (см. фиг. 6, III) у сопок Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш, Керши, юго-восточнее г. Зайсан и на некоторых других участках, где они залегают большей частью в основании свиты; их мощность колеблется в пределах 5–10 м.

Накопление характеризуемых осадков происходило в русле сравнительно крупных равнинных рек. Отложения данного типа, испытавшие воздействие процессов вывет-

ривания, не установлены. Источником обломочного и глинистого материала для осадков фации служили площадные каолиновые коры выветривания палеозойских пород фундамента областей денудации.

Фация песчаных осадков русла малой равнинной реки или мелких притоков и протоков крупных рек (АРМ)

Тип АРМ-1 представлен разнозернистыми песками, иногда гравийниками, редко галечниками, кварцевого состава, часто сильно заглинизированными, с обломочным материалом различной степени окатанности. Характерна мелкая, иногда крупная косая однонаправленная сходящаяся слоистость, участками горизонтально-волнистая и косоволнистая.

Состав глинистого заполнителя – каолиновый, местами монтмориллонитовый. Остатки обугленной древесины и растительный детрит для данных пород не характерны. Зато встречаются псевдоморфозы гётита по корешкам, веткам, коре деревьев и мелкие линзочки песчаников с глинисто-гётитовым цементом. Породы обычно серые, с красными и коричневыми линзами ожелезнения.

Тип АРМ-1а отличается от вышеописанного наложением на осадки процессов почвообразования и выветривания. При этом происходит уплотнение пород, образуются песчаники с гётит-гематитово-каолиновым, иногда опаловым цементом, нарушается первичная слоистость, отмечаются пятна и вертикальные прожилки опала, аутигенной глины. Окраска толщи становится пятнистой: серая, алая с красными и коричневыми пятнами.

Осадки литогенетических типов АРМ-1, АРМ-1а можно наблюдать в разрезах свиты Северного Призайсанья: у сопок Кара-Бирюк и Чакельмес (см. фиг. 6, III), Киин-Кериш (см. фиг. 6, II), Кериш и др.; в Южном Призайсанье эти породы распространены у рек Тайжузген и Саргамыс юго-восточнее г. Зайсан, западнее родника Арасан-Талды (см. фиг. 6, IV); в Семипалатинском Прииртышье они обнажены в районе пос. Черемушки (см. фиг. 6, XI). Мощность данных осадков обычно колеблется от 1-5 до 10-20 м. Большое содержание в породах глинистого цемента, сравнительно плохая сортировка, частое появление наряду с окатанными зернами полуокатанных и угловатых частиц, быстрая фациальная смена пачек свидетельствуют о их накоплении в русле мелких медленно текущих равнинных рек с непостоянным сезонно изменяющимся дебитом.

Источником терригенного материала служила каолиновая, местами монтмориллонитовая кора выветривания палеозойских пород фундамента.

Макрофация пойменных отложений. В отложениях северозайсанской свиты осадки этой макрофации (см. фиг. 7,в) встречаются значительно чаще, чем вышеохарактеризованные русловые отложения, и слагают в среднем 70-80% всего разреза аллювиальных толщ. Они подразделяются на три фации: песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП), глинисто-алевритовых осадков полупроточных и застойных водоемов поймы (АПА) и глинисто-алевритовых осадков полупроточных и застойных водоемов поймы с такырными трещинами заполненными гипсом (АПАТ). Ниже остановимся на характеристике данных отложений.

Фация песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы и ее паводковых вод (АПП)

Тип АПП-1 представлен чередованием кварцевых песков мелко- и среднезернистых алевритов с мелкой косой, косоволнистой и горизонтальной прерывистой слоистостью. Окатанность обломочного материала различная, в целом преобладают угловатые обломки. Состав глинистого заполнителя – каолиновый, местами монтмориллонитовый. Отмечаются выделения гётита, гидрогётита, гематита, образующие стяжения, конкреции или псевдоморфозы по корешкам и веткам. Встречаются мелкие линзочки песчаников с глинисто-гётитовым цементом. Цвет пород серый, белый, с линзами ожелезнения.

В единичных случаях наблюдались мелкие линзы, окрашенные в серый цвет, с включениями полуокисленного растительного детрита и его отпечатками, с конкрециями ярозита, образующего псевдоморфозы по корешкам и веткам. Такие породы обнажаются, например, у юго-западной части сопки Чакельмес (см. фиг. 6, III), а по направлению на восток они фациально замещаются линзами пойменных алевритов с отпечатками флоры, которая изучалась И.А. Ильинской (1962).

Тип АПП-1а сохраняет первичные седиментационные признаки охарактеризованных выше осадков и одновременно несет следы воздействия процессов выветривания. Порода уплотняется, превращаясь в песчаник или алевролит с глинисто-гётит-гематитовым, иногда опаловым цементом. Аутигенные минералы образуют систему вертикальных пятен и прожилок, нарушающих первичную слоистость в породе. Осадки пестроцветные: серые, белые с вертикальными красными и коричневыми пятнами.

Песчано-алевритовые пойменные осадки (АПП-1 и АПП-1а) обнажаются в Северном Призайсанье у сопок Чакельмес, Кара-Бирюк (см. фиг. 6, III), Кериш; в Южном Призайсанье они содержат скорлупу яиц динозавров (см. фиг. 6, VI). Эти породы имеют мощность 2-8 м и связаны постепенным переходом с подстилающими отложениями русловой макрофации. Их накопление осуществлялось в прирусловых частях поймы или ее паводковыми водами. Источником терригенного материала служила каолиновая, местами монтмориллонитовая кора выветривания палеозойских пород фундамента. Если сформировавшиеся осадки (тип АПП) не успевали быстро захорониться и подвергались выветриванию, то возникали отложения литогенетического типа АПП-1а.

Фация алевритово-песчано-глинистых осадков застойных или слабопроточных водоемов поймы (АПА)

Тип АПА-1 представлен пачками тонкопереслаивающихся алевритов с линзами кварцевых песков. В осадках наблюдается горизонтальная, волнисто-горизонтальная, иногда прерывистая слоистость. Присутствуют псевдоморфозы гётита по корешкам, веткам (фиг. 8,а), гётит-гематитовые стяжения и конкреции, линзочки песчаников с глинисто-гётитовым цементом. Цвет пород красный, коричневый, иногда желтый, белый.

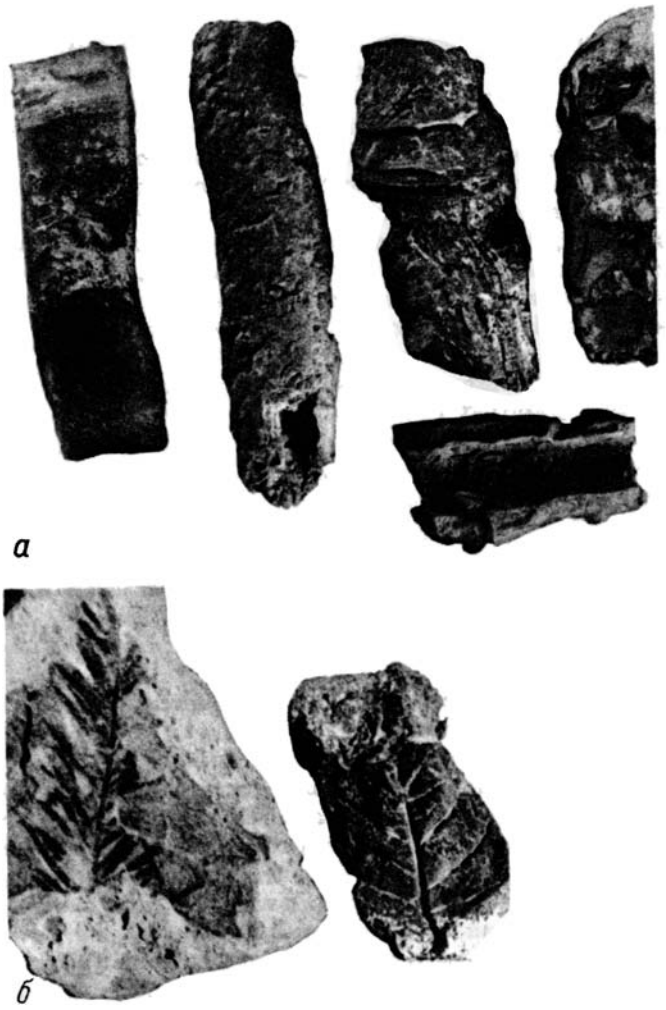
В единичных случаях встречены линзы и прослойки обогащенных органикой алевритов шоколадного цвета, содержащие полуокисленный растительный детрит, отпечатки флоры (фиг. 8,б, обнажения Чакельмес, Тайжузген I), стяжения ярозита, гипса, а в керне скв. 52 Семипалатинского Прииртышья местами наблюдались мелкие конкреции сидерита.

Тип АПА-2 отличается от вышеописанного более однородным алевритово-глинистым и глинистым составом, отсутствием линзочек песка. По остальным признакам - характеру слоистости, форме выделения аутигенных минералов, цветовой окраске - сходен с литогенетическим типом АПА-1.

Гумусированные породы в данных отложениях встречаются также лишь в единичных случаях: это линзы флороносных алевритов в разрезе Киин-Кериш (см. фиг. 6, II), у сопок Жуван-Кара (см. фиг. 6, III) и линзы черных гумусированных глин на месторождении кварцевых песков Бакланье (см. фиг. 6, III, скв. 3296).

Породы типов АПА-1а и АПА-2а отличаются от осадков типов АПА-1 и АПА-2 тем, что до своего захоронения они испытывали воздействие процессов выветривания. При этом происходило уплотнение осадков, стягивание гётита в вертикальные пятна и полосы, окремнение, появление прожилок аутигенной глины, гётита, нарушение слоистости, развитие комковатой отдельности. Их цвет становится пестрым: серым, белым с ярко-красными и коричневыми вертикальными пятнами.

Обнажения пойменных алевритово-глинистых осадков (АПА-1, АПА-2, АПА-1а, АПА-2а) можно наблюдать в Северном Призайсанье (см. фиг. 6, II, III) у сопок Чакельмес, Кериш, Киин-Кериш, Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Уш-Кара; в Южном Призайсанье (см. фиг. 6, IV) юго-восточнее г. Зайсан и западнее родника Арасан-Талды, у р. Тайжузген и северного подножия гор Кара-Адыр; в Семипалатинском Прииртышье (см. фиг. 6, XI) у пос. Черемушки. Мощность данных отложений колеблется от 2-5 до 10-30 м.



Фиг. 8. Растительные остатки в отложениях северозайсанской свиты

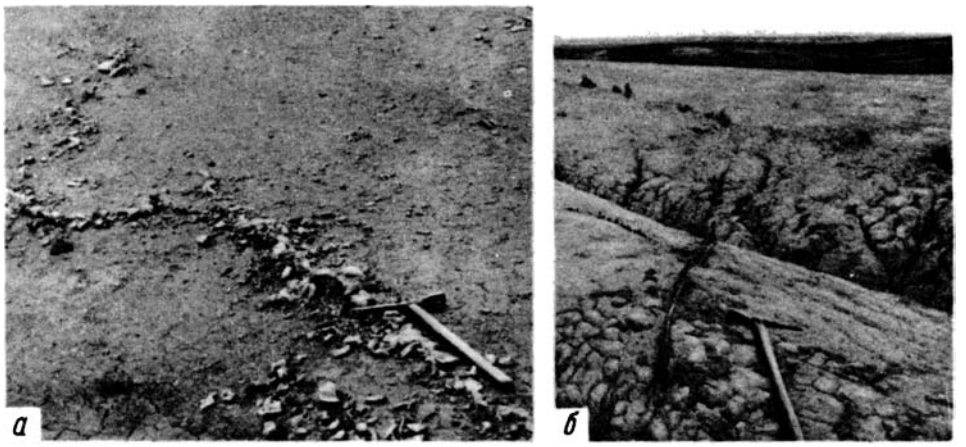
а – псевдоморфозы гётита по корешкам и веткам из пойменных отложений разреза Уш-Кара в Северном Призайсанье; б – отпечатки флоры из пойменных отложений (месторождение Тайжузген в Южном Призайсанье)

Они формировались в застойных либо слабопроточных водоемах поймы, зарастающих старицах или мелких болотцах небольших равнинных рек с непостоянным дебитом. Источником материала служили породы каолиновой, местами монтмориллонитовой коры выветривания палеозойского фундамента.

Фация глинисто-алевритовых осадков полупроточных и застойных водоемов поймы с такырными трещинами (АПАТ)

Типы АПАТ-1 и АПАТ-2 представлены алевритами, алевритистыми глинами, местами песчанистыми, преимущественно красноцветными; они имеют первичные текстурные и литологические признаки типов АПА-1 и АПА-2 и отличаются от них тем, что рассечены вертикальными такырными трещинами, заполненными гипсом (фиг. 9,а).

Типы АПАТ-1а и АПАТ-2а также сложены алевритами, алевритистыми глинами с линзочками песков, сходными по литологическому составу с осадками литогенетических типов АПА-1а и АПА-2а и отличающимися от них наличием вертикальных жил гипса (фиг. 9,б).



фиг. 9. Обнажения с погребенными такырами в разрезе Тайжузген II Южного Призайсанья (план)

а – вертикальные такырные жилы гипса в пестроцветных пойменных алевритах; б – вертикальные такырные жилы гипса в пойменных алевритах, преобразованных процессами почвообразования и выветривания

Выходы отложений данной фации на поверхность наблюдаются в Южном Призайсанье в разрезах Тайжузген II, Кара-Адыр; их мощность колеблется в пределах 0,2–0,4 м.

Все рассмотренные выше литогенетические типы пород (АПАТ-1, АПАТ-2, АПАТ-1а, АПАТ-2а) имеют сложный генезис. На первой стадии их формирования происходило обычное накопление пойменных осадков (типы АПА-1, АПА-2). Затем в периоды засух в них формировались вертикальные такырные трещины, которые заполнялись гипсом (типы АПАТ-1, АПАТ-2). Если же отложившиеся пойменные осадки вначале испытывали влияние процессов почвообразования и выветривания, а уже потом на них накладывались процессы такырообразования, то возникали литогенетические типы АПАТ-1а, АПАТ-2а.

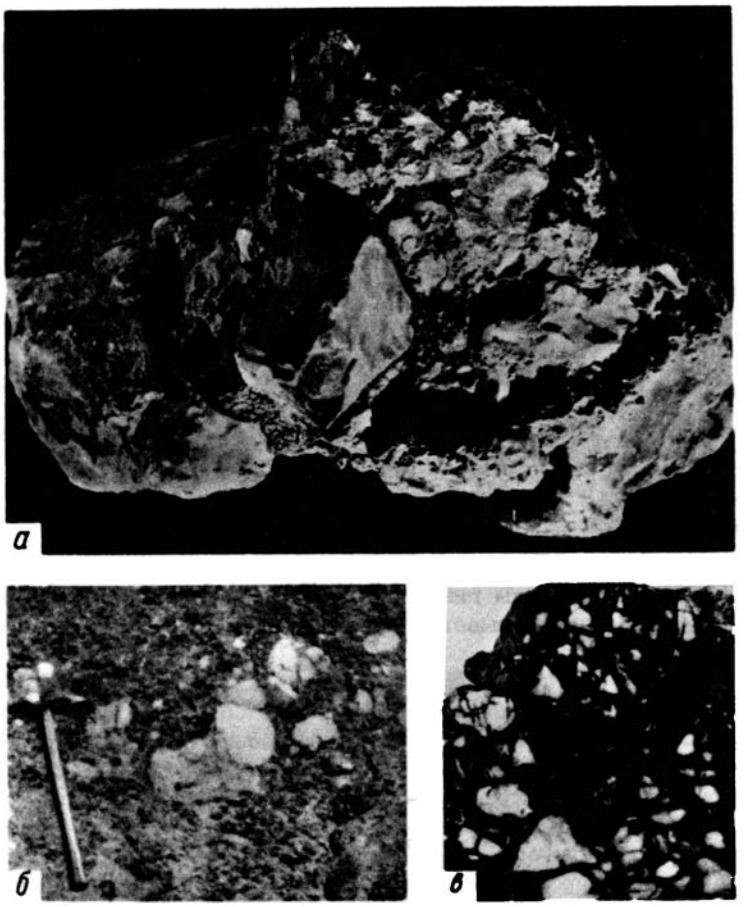
Отложения делювиально-пролювиальной группы

В отложениях северозайсанской свиты областей аккумуляции осадки данной генетической группы встречаются сравнительно редко, обычно в основании разрезов свиты. В пределах же древних областей денудации (Южный Алтай, Чингиз) их роль возрастает, и они слагают основную часть ее разрезов. Породы хорошо выделяются своим грубообломочным составом, плохой сортировкой материала, остроугольной формой обломков. Характеристике этой генетической группы осадков посвящены работы П.П. Тимофеева (1964, 1969), Л. Н. Ботвинкиной (1962), Е. В. Шанцера (1966) и многих других геологов.

В делювиально-пролювиальных отложениях северозайсанской свиты установлено три фации: щебнистых (ДЩ), глинисто-галечных (ДПГ) и песчано-гравийных осадков (ДПП).

Фация щебнистых осадков делювиальных
потоков возвышенной холмистой равнины (ДЩ).

Тип ДЩ-1 – щебень заглинизированный кварцевого, кварцитового, кварц-полевошпатового состава, неслоистый либо с неясно выраженной наклонной слоистостью, плохо сортированный. Состав глинистого заполнителя – каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистый. Обломочный материал не окатан, встречаются выделения гётита. Породы светлые с линзами ожелезнения, коричневые, красные.



Фиг. 10. Породы делювиально-пролювиальных фаций

а – кварцитовая брекчия с кремнисто-гётит-каолиновым цементом из делювиальной фации разреза Уш-Кызыл; б – гальки эффузивов, замещенные каолинитом, в разрезе делювиально-пролювиальных фаций у р. Кусто в Южном Призайсанье; в – кварцевый гравелит с мелкой щебенкой и глинисто-кремнисто-гётитовым цементом, разрез Карой в Южном Алтае. Пришлифовка, нат. вел.

Тип ДЩ-1а сохраняет основные первичные седиментационные признаки вышеохарактеризованных осадков, отличаясь наложением процессов выветривания. Представлен брекчиями (фиг. 10,а) с кремнисто-глинисто-гётит-гематитовым цементом, с вертикальными красными и коричневыми пятнами, полосами и прожилками ожелезнения.

Обнажения пород литогенетических типов ДЩ-1 и ДЩ-1а можно наблюдать в Зайсанской впадине у сопок Чакельмес и Кериш (см. фиг. 6, III), в Семипалатинском Прииртышье у пос. Муралды и у сопок Уш-Кызыл в Чингизе (см. фиг. 6, XI); кроме того, они вскрыты буровыми скважинами (см. фиг. 6, I , скв. 26; фиг. 6, II , скв. 343 и др.). Их мощность обычно не превышает 1-2 м.

Делювиальные щебнистые осадки (типа ДЩ-1 и ДЩ-1а) формировались временными потоками у подножия и на склонах холмов и сопок возвышенной равнины за счет перемыва коры выветривания пород палеозойского фундамента.

После завершения седиментации осадки типа ДЩ-1 захоронялись, а осадки типа ДЩ-1 а до погребения испытали интенсивное преобразующее действие процессов почвообразования и выветривания.

Фация глинисто-галечных осадков стержневых частей делювиально-пролювиальных потоков возвышенной холмистой равнины (ДПГ-1)

Тип ДПГ-1 представлен мелкими линзами галечников, глинистых, плохо сортированных, неслоистых, местами с неясно выраженной наклонной слоистостью. Слагающие обломки, первоначально имевшие граувакковый состав, сильно пелитизированы, часто почти полностью замещены глиной, но обычно сохраняют первичную структуру порфиритов и содержат реликты сильно измененных плагиоклазов. Окатанность материала различная, наряду с округлой галькой встречаются угловатые обломки.

Аутигенные минералы представлены гётит-гидрогетитом и образуют линзы ожелезнения в породах, имеющих обычно зеленовато-серую окраску.

Вышеохарактеризованные осадки наблюдались нами лишь в обнажении у р.Кусто (см. фиг. 10,б) в Южном Призайсанье, где они залегают в основании разрезов свиты на образованиях каолиновой коры выветривания. Их мощность не превышает 0,4-0,8 м.

Накопление данных осадков происходило во временных потоках у подножия склонов холмов и сопок делювиально-пролювиальной равнины. Они представляют собой стрежневые части делювиально-пролювиальных конусов выноса. Источниками сноса данного материала служили нижние горизонты каолиновой коры выветривания, поставляющие сильно выветрелые обломки палеозойских пород.

Фация песчаных осадков делювиально-пролювиальных потоков возвышенной холмистой равнины (ДПП)

Тип ДПП-1 представлен песками, гравийниками, дресвяно-кварцевого и кварц-полевошпатового состава, сильно заглинизированными, неслоистыми либо с неясно выраженной наклонной слоистостью, намечающейся за счет чередования в разрезах различных по гранулометрии слойков. Характерны плохая сортировка обломочного материала, остроугольная форма обломков, отсутствие ориентировки. Встречаются зерна полевых шпатов и слюд, часто сильно пелитизированные, иногда почти полностью замещенные глиной. Из аутигенных минералов представлены лишь гётит, гидрогётит и гематит, образующие линзы ожелезнения, иногда входящие в цемент песчаников.

Цвет пород зеленовато-серый, иногда красный и коричневый.

Тип ДПП-1а (см. фиг. 10,в) сохраняет основные седиментационные текстурно-литологические признаки осадков типа ДПП-1, но отличается от последних наличием более плотного кремнисто-гётит-гематитово-глинистого цемента, появлением вертикальных пятен и полос ожелезнения и окремнения, нарушающих первичную слоистость. Данные породы возникают за счет выветривания осадков литогенетического типа ДПП-1.

Хорошие разрезы песчаных осадков делювиально-пролювиальной фации можно наблюдать в Южном Алтае у поселков Карой и Такыр (см. фиг. 6, I), в Чингизе у сопок Ордатас и Аркалык (см. фиг. 6, XI), в Семипалатинском Прииртышье у пос. Муралды (см. фиг. 6, XI), в Южном Призайсанье у р. Кусто и др. Их мощность обычно колеблется в интервале 2-5 м.

Накопление данных осадков происходило на склонах холмов и сопок временными потоками за счет размыва и переотложения материала коры выветривания пород палеозойского фундамента.

Глава IV

ТЕРРИГЕНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ПОРОД СЕВЕРОЗАЙСАНСКОЙ СВИТЫ И ИХ ПИТАЮЩИЕ ПРОВИНЦИИ

СВЕДЕНИЯ О СОСТАВЕ ОБЛОМОЧНЫХ МИНЕРАЛОВ

Изучение обломочных породообразующих минералов северозайсанской свиты проводилось с целью решения вопросов их вещественного состава и выделения естественных парагенезов, позволяющих восстановить древние области питания.

На долю обломочных пород (песков, галечников, щебней, алевритов) в разрезах северозайсанской свиты обычно приходится не более 10–20%. Хотя тело формации слагается в основном глинистыми толщами, но и в последних всегда содержится примесь терригенных зерен в пределах от 2–5 до 10–30%.

Исследование обломочных минералов проводилось нами в шлифах или иммерсионных препаратах с разделением на тяжелую и легкую фракции. Их подсчет осуществлялся с помощью интеграционного столика. Ниже перечислим встреченные породообразующие обломочные минералы, не останавливаясь на тех изменениях, которые происходили с ними после седиментации в результате выветривания, так как эти вопросы рассмотрены нами в соответствующих разделах настоящей работы.

Кварц является главным породообразующим минералом обломочных пород, его среднее содержание колеблется в интервале 92–98% и лишь иногда сокращается до 80–90%. Изучение кварца проводилось под микроскопом с использованием его классификации по методике А.Г. Коссовской (1962). Оптические константы этого минерала не отличаются от обычных. В результате исследований выделены следующие типы кварца:

1. Кварц магматических пород. Эта группа, в свою очередь, подразделяется на три подгруппы: а) кварц изометричной, неправильной формы, с включениями пузырьков газа (группирующихся в виде потоков) либо кристаллов циркона и турмалина; характерен для гранитов, диоритов; б) кварц гексагональной формы, часто оплавленный, иногда с кристалликами апатита или пузырьками газа; связан с поступлением из эффузивов; в) кварц с мозаичным угасанием, изометричной формы (зерна различных размеров), характерен для жильных выделений.

2. Кварц удлиненной или эллипсовидной формы; поступает в осадок при разрушении кристаллических сланцев.

3. Кварц хорошо окатанный, испытавший не один цикл седиментации; связан с разрушением палеозойских осадочных толщ.

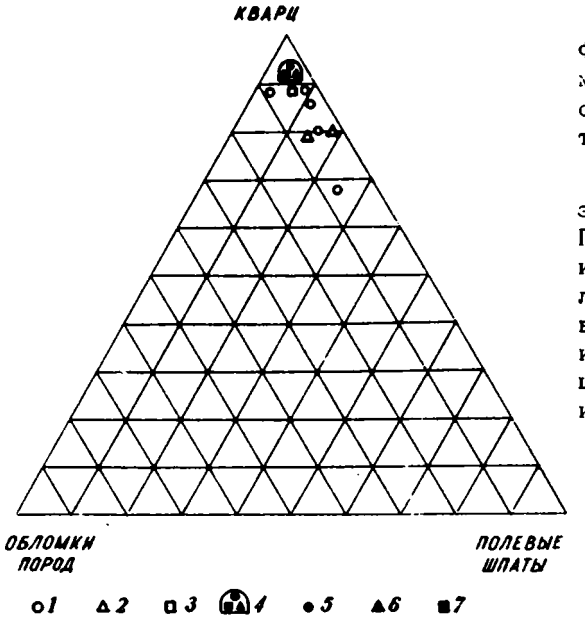
4. Обломки кремнистых пород, кварциты.

Среди всех типов зерен кварца довольно часто встречаются его разности, обладающие волнистым угасанием, что может указывать на развитие процессов метаморфизма исходных пород в питающих провинциях.

Полевые шпаты встречаются в обломочных породах в количестве 2–5%, иногда до 15–30%. Проведенные исследования показали, что их состав колеблется в широких пределах – микроклин, ортоклаз, альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор и битовнит. Оптические константы изученных полевых шпатов не отличаются от обычных.

В породах северозайсанской свиты данные минералы часто бывают сильно пелитизированы, причем агрегаты глин образуют мелкие выделения в зернах или сплошную кайму по их периферии; часто встречаются обломки, почти полностью замещенные глинистой массой. Процесс пелитизации значительно затрудняет изучение этих минералов.

Содержание мусковита иногда достигает 1–2%; он образует удлиненные пластинки с высокой интерференционной окраской. Так же, как и полевой шпат, часто сильно каолинизирован.



Фиг. 11. Вещественный состав обломочных минералов пород северозайсанской свиты в различных районах Восточного Казахстана

Единичные пробы: 1 – Северное Призайсанье и Южный Алтай; 2 – Южное Призайсанье; 3 – Семипалатинское Прииртышье; 4 – область массового расположения проб; 5 – 48 образцов из Северного Призайсанья; 6 – 18 образцов из Южного Призайсанья; 7 – 11 образцов из Семипалатинского Прииртышья и Чингиза

Среди обломков пород, помимо кварцитов, встречаются сильно выветрелые кусочки сланцев, песчаников, эффузивов, часто почти полностью замещенные глиной. Их содержание обычно составляет 1–2%, иногда возрастает до 10%.

Акцессорные минералы встречаются в шлифах пород в виде единичных зерен, и их суммарное содержание не превышает 1–2%. Они представлены ильменитом, магнетитом, турмалином или цирконом, иногда встречаются пироксены, эпидот, лейкоксены, роговая обманка, касситерит, дистен, сфен, гранат и др.

ТЕРРИГЕННЫЕ АССОЦИАЦИИ, ИХ СВЯЗЬ С КОРАМИ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ

Рассмотрим слагающие свиту терригенные ассоциации и питающие их провинции. Для решения данных вопросов нами были отобраны и исследованы образцы пород из различных участков разрезов свиты Северного Призайсанья (53 обр.), Южного Алтая (2 обр.), Южного Призайсанья (20 обр.), Чингиза (2 обр.), Семипалатинского Прииртышья (10 обр.). Результаты исследования приведены на треугольной диаграмме (фиг. 11). Как видно, терригенные минералы характеризуемой свиты имеют мономиктовый состав и представлены в основном кварцем; роль полевых шпатов, мусковита крайне незначительна. Такое соотношение минералов сохраняется во всех исследованных районах характеризуемой территории. Тем не менее качественные различия терригенных минералов позволяют (как это будет показано ниже) выделить несколько их ассоциаций и питающих провинций.

Породы, слагающие фундамент Восточного Казахстана и прилегающих областей Горного Алтая, Западной Сибири, Казахстана (каледониды и герциниды), имеют полимиктовый состав. Обломочные же зерна, встречающиеся в осадках северозайсанской свиты, представлены в основном кварцем. В то же время большое развитие в разрезах характеризуемой свиты делювиальных или пролювиальных фаций, плохая окатанность обломочного материала указывают на его местное происхождение и исключают длительную транспортировку. Следовательно, мы можем предположить, что мономиктовый осадочный материал возник за счет размыва площадной коры выветривания палеозойского фундамента, которая частично снивелировала различие в составе исходных пород. Именно с древним элювием установлена тесная коррелятивная связь выделенных ассоциаций и групп обломочных минералов. Поэтому прежде чем остановиться на описании последних, приведем краткую характеристику сохранившихся от размыва древних кор выветривания.

Краткая характеристика кор выветривания Восточного Казахстана

Минералогический состав элювиальных образований Восточного Казахстана изучен еще довольно плохо. Краткое описание разрезов коры выветривания Алтая можно найти в работах Е.Н. Щукиной (1956), И.С. Чумакова (1965); ее строение в разрезах Зайсанской впадины дается В.С. Ерофеевым (1969). В связи с поисками огнеупорного сырья, бокситов и никеля коры выветривания ряда районов Восточного Казахстана изучались геологами И.И. Боком, В.Н. Карлышевым, Н.Н. Куреком, Н.Н. Наковальником, И.И. Халтуриной и Н.М. Бетехтиной, Н.М. Пахаруковым, В.С. Ерофеевым, Ю.Г. Цеховским, Н.В. Суспицыным, А.Н. Истоминым, К.С. Ахметовым и др.

Крупные и сплошные массивы древних площадных кор выветривания встречаются лишь в разрезах Зайсанской впадины (фиг. 12) и Семипалатинского Прииртышья. Они развиты здесь под отложениями северозайсанской свиты, зашищавшими древний элювий в последующие эпохи. Мощность коры выветривания колеблется в этих районах от 10 до 90 м, местами достигая 100 м (по тектоническим зонам). На остальной территории Восточного Казахстана (Южном и Рудном Алтае, в районе Саур – Манрак – Тарбагатай, Чингизе), представляющей собой области альпийских поднятий, сохранились лишь небольшие по размерам фрагменты древних площадных кор выветривания; последние также тяготеют большей частью к мелким мульдам, эрозионно-тектоническим депрессиям, где процессы денудации не могли проявиться в должной мере.

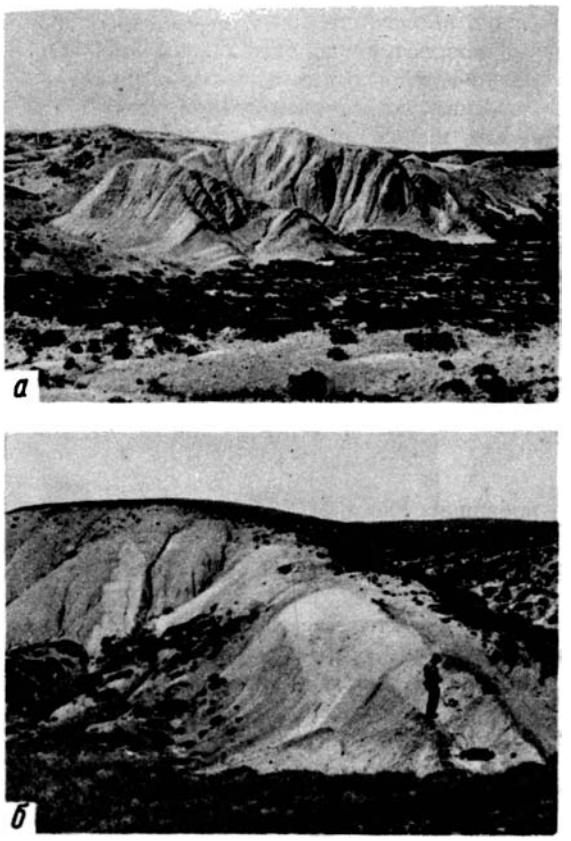
Имеющийся фактический материал позволяет сделать следующие выводы о составе кор выветривания Восточного Казахстана.

В Северной зоне (см. фиг. 1), где породы фундамента сложены эффузивно-осадочными, осадочными либо интрузивными толщами преимущественно кислого – среднего состава, в верхних частях профилей выветривания преобладающее значение имеют кварц-каолиновые минералы, содержащие примесь монтмориллонита или гидрослюд. Количество последних возрастает лишь в низах разреза (в структурном элювии). Эти коры имеют белую окраску и содержат пятна гидроокислов железа. Существенно каолиновый состав глинистых минералов, слагающих верхние горизонты кор выветривания данных районов, подтверждается характером приведенных термограмм (фиг. 13, образцы ч-2, к-1а, с-180-240, А-1, ч-3, ч-2а, с-28/64-20, 440а). Массивы основных и ультраосновных палеозойских пород с ферримонтмориллонитовым или нонтронитовым элювием играют здесь резко подчиненную роль и практически не оказывали существенного влияния на формирование осадков этой зоны. В Калбе сравнительно небольшие участки коры выветривания на интрузиях габбро изучались Н.В. Суспицыным, установившим большое распространение в них нонтронитовых глинистых минералов.

В Юго – Восточной зоне (см. фиг. 1), где основные и ультраосновные породы (диабазовые порфириты, габбро) получают большее распространение, чем в Северной, элювиальные образования изучены плохо.

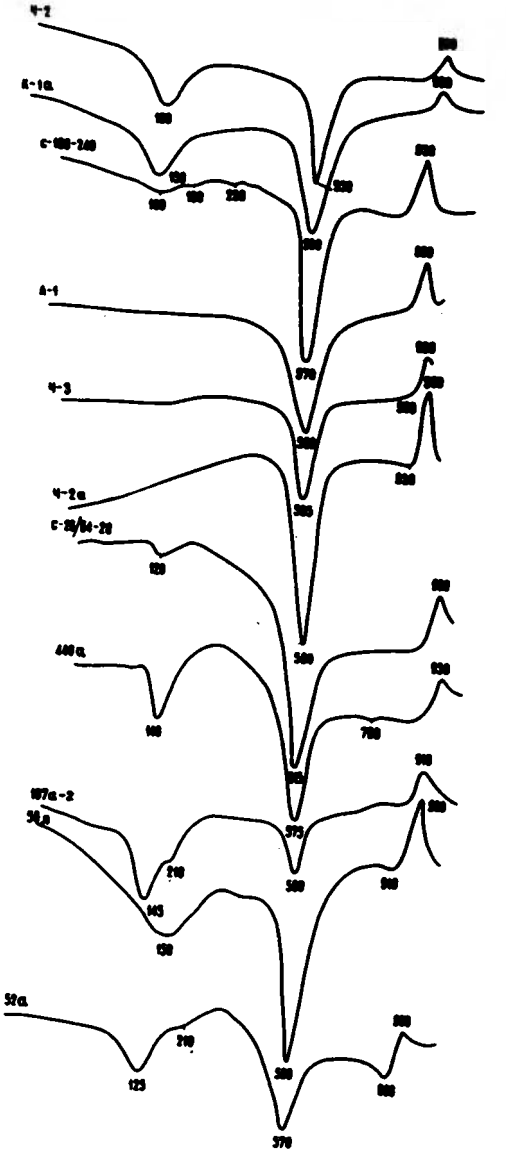
Из приведенных термограмм (см. фиг. 13) видно, что глинистое вещество кор выветривания Южного Призайсанья, развитых на эффузивах кислого – среднего состава, имеет преимущественно каолиновый состав (разрез Кусто, обр. 56л); в обнажении Калмакпай состав глинистого элювия монтмориллонит-каолинитовый (обр. 107а-2). В основании же разреза Динозавровый, где, видимо, обнажается глинистая зона коры выветривания основных эффузивов, состав глинистых минералов существенно монтмориллонитовый (обр. 52а).

Возраст площадных кор выветривания Восточного Казахстана считается нами (вслед за В.С. Ерофеевым, 1969) позднемеловым – палеоценовым. В пределах Зайсанской и Семипалатинской впадин площадной глинистый элювий перекрывается палеонтологически охарактеризованными осадками маастрихт-дата – палеоцена. Но так как на всей характеризуемой территории в позднем мелу – раннем палеогене отлагались только зрелые и преимущественно тонкие кварц-каолиновые осадки, можно утверждать о постоянном существовании в областях денудации той эпохи мощного чехла коры выветривания. Средне-верхнепалеогеновые толщи сложены более грубообломочным мезомиктовым и полимиктовым материалом. Они возникли после уничтожения на водоразделах сплошного элювиального чехла. Поэтому возрастной предел коры выветривания ограничивается нами не поздним мелом, а палеоценом.



Фиг. 12. Обнажения каолиновых кор выветривания по палеозойским породам в Северном Призайсанье

а – структурный глинистый элювий по сланцам у сопок Актобе; б – структурный глинистый элювий по песчаникам у сопок Кериш



Фиг. 13. Термограммы глин (фр. < 0,001) из кор выветривания палеозойского фундамента

Северное Призайсанье: обр. ч-2 – глины белые с бурыми пятнами (по песчанику), разрез Чакельмес; обр. К-1а – глины белые с бурыми пятнами (по сланцам), разрез Кериш; обр. с-180-240 – глины белые с бурыми пятнами (по песчанику), скв. 180, глубина 240 м. Южный Алтай: обр. А-1 – глины коры выветривания, обнажение в 7 км к северо-востоку от пос. Маралиха (данные М.Г. Хисамутдинова и Е. И. Михайловой). Рудный Алтай: обр. ч-3 – глины белые, сухаристые (по кислым эффузивам), скв. 241, глубина 2,5 м (данные И.С. Чумакова, 1966); обр. ч-2а – глины коры выветривания, верховья речки Ежак Колыванского хребта (данные И.С. Чумакова, 1966). Чингиз: обр. с-28/64-20 – глины белые (по эффузивам среднего – кислого состава), скв. 28, глубина 20 м; обр. 440а – глины красные с белыми пятнами, гора Уш-Кызыл. Южное Призайсанье: обр. 107а = 2 – глины серо-зеленые (по эффузивам), разрез Калмакпай; обр. 56 л – глины белые, местами бурые (по эффузивам), разрез Кусто; обр. 52 а – глины зеленые с красными пятнами, восковидные (по эффузивам), разрез Динозавровый

Нижняя возрастная граница эпохи корообразования в характеризуемом районе может быть установлена не древнее средней юры. В небольших по размеру мезозойских мульдах (районы Причингизья, Кендерлыкская мульда хр. Саур) площадные коры выветривания зафиксированы в самых верхних частях развитых здесь осадочных серий, имеющих палеонтологически доказанный возраст не древнее ранней юры. Отсутствие палеонтологически обоснованных средне-верхнеюрских и нижнемеловых осадков не позволяет более точно определить нижний возрастной предел эпохи корообразования в Восточном Казахстане. Но так как в соседних районах Западной Сибири В.П. Казариновым (1958) доказано существование позднемеловой эпохи формирования мощного глинистого элювия, нижняя возрастная граница вышеохарактеризованных кор также не опускается нами ниже верхнего мела.

Следовательно, в позднемеловое - раннепалеогеновое время породы фундамента, служившие источником сноса, были покрыты площадными корами выветривания в основном каолинового либо местами, ферримонтмориллонит-нонтронитового состава, большей частью уничтоженными в областях денудации в последующие эпохи. Это несколько затрудняет процесс восстановления древних питающих провинций. Тем не менее имеющийся фактический материал позволяет выделить три ассоциации обломочных минералов, поступавших из определенных районов Восточного Казахстана.

Терригенные ассоциации и их питающие провинции

Первая ассоциация терригенных минералов имеет тесную парагенетическую связь с корами выветривания метаморфизованных песчано-сланцевых осадочных толщ и крупных массивов гранитов, гранодиоритов. Она развита на территории Северного Призайсанья и Южного Алтая. Содержание кварца в ней обычно колеблется в интервале 92-98%, иногда сокращаясь до 90% или даже 70%; количество полевых шпатов изменяется от 2 до 8%, иногда достигает 30%; зерна коренных пород наблюдаются еще реже: от 1-2 до 9%. Более детальное изучение обломочных минералов этой ассоциации позволило выделить в ней три группы (А, Б, В).

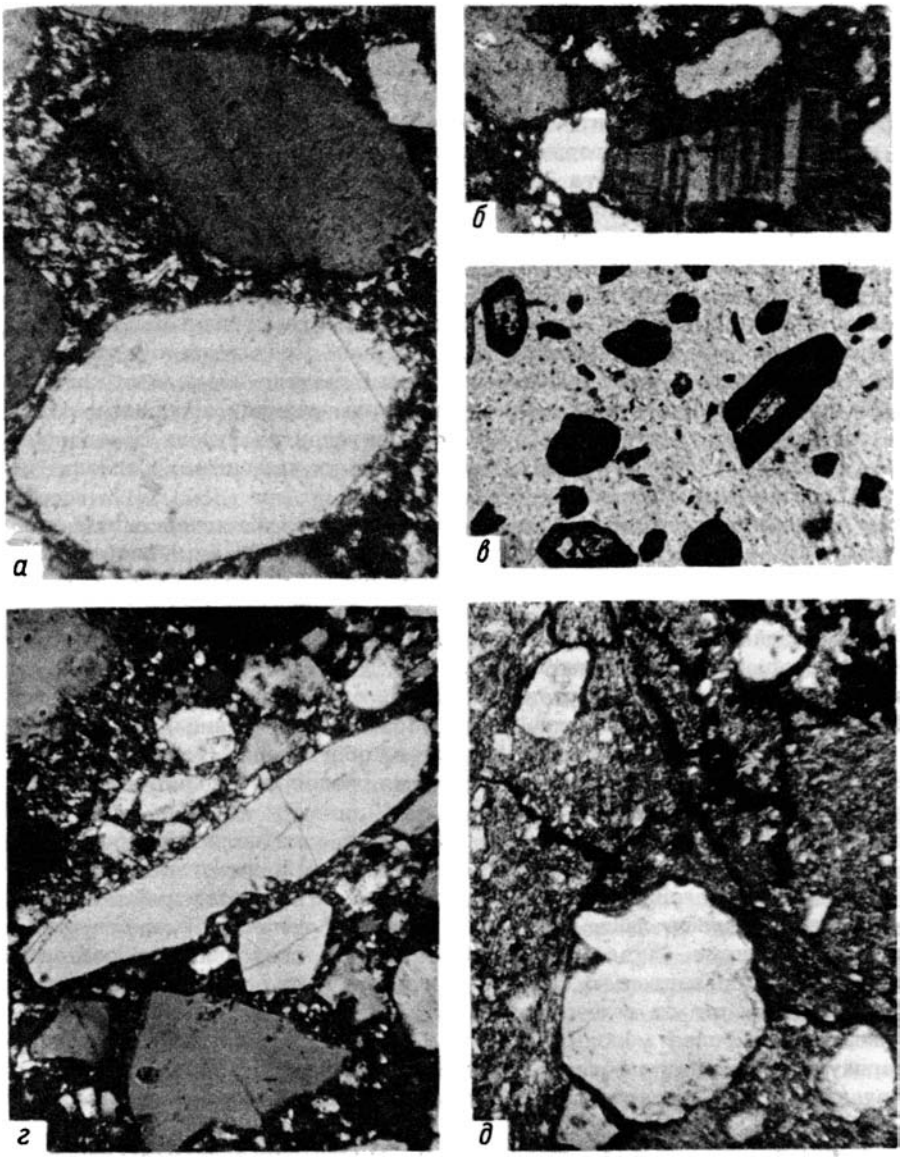
Группа А характеризуется появлением обломочных минералов, связанных с разрушением кор выветривания гранитных источников сноса. В ней главную роль играют однородные по размеру зерна кварца изометричной формы (фиг. 14, а), иногда с включениями кристаллов циркона, турмалина или пузырьков газа. Полевые шпаты представлены микроклином (фиг. 14, б), еще реже встречаются плагиоклазы среднего состава, обломки микропегматитового строения, пластинки мусковита. В составе тяжелой фракции преобладают ильменит и магнетит, а из прозрачных зерен - циркон (фиг. 14, в), несколько реже - турмалин. Иногда присутствуют гранат, сфен, пироксены, эпидот, роговая обманка и др.

Данная группа обломочных минералов наблюдается в осадках различного генезиса (аллювиальных, делювиальных, пролювиальных и пролювиально-озерных) и обнаружена во многих разрезах Северного Призайсанья (см. фиг. 1): Чакельмес, Керши, Жуван-Кара, Кара-Бирюк, в скважинах 229, 232 (обр. 900 г, 62 а, с-229 и др.).

Группа Б также встречается довольно часто; она связана с разрушением кор выветривания метаморфизованных осадочных пород (песчаников, сланцев) с жилами кварца. Последний в шлифах характеризуется удлиненной формой зерен (см. фиг. 14, г) и образует скопления различных по размеру обломков мозаичного угасания. Подобный материал наблюдался нами в песчаниках из разрезов Уш-Кара, Кара-Бирюк, Карой и др.

Группа В имеет локальное площадное распространение, характеризуется появлением большого количества (свыше 60%) хорошо окатанных зерен кварца, видимо, испытавших не один цикл седиментации и связанных с разрушением элювия древних осадочных толщ. Слагающие ее зерна резко выделяются своей округлой формой от обычных угловатых и встречены как в аллювиальных, так и в пролювиальных фациях. В частности, они наблюдались у гор Букомбай (см. фиг. 14, д, обр. 225), северо-западнее сопок Актобе, у южного подножия сопок Аркаул (в скв. 308 с глубины 17 м и др.).

Конечно, вышеперечисленные группы (А, Б, В) обломков первой ассоциации в чистом виде почти не встречаются, а образуют различные в процентном соотношении смеси, в которых можно наметить преобладание той либо другой группы обломочных зерен.



Фиг. 14. Обломочные минералы первой ассоциации. Увел. 70

а – однородные зерна кварца, связанные с размывом элювия гранитов, обр. 900 г, разрез Чакельмес в Северном Призайсанье, николи скрещены; б – обломки кварца, микроклина, образовавшиеся в результате размыва элювия гранитов, обр. 62 а, разрез Жуван-Кара в Северном Призайсанье, николи скрещены; в – ильменит, магнетит и циркон в тяжелой фракции, образовавшиеся в результате размыва элювия гранитов, обр. с-229, скв. 229 в Северном Призайсанье, николь один; г – кварц удлиненной формы, связанный с поступлением из сланцев, обр. 24 б, разрез Карой в Южном Алтае, николь один; д – кварц округлой формы, связанный с поступлением из осадочных толщ, обр. 225, разрез Букомбай в Северном Призайсанье, николь один

В целом же для разрезов свиты Северного Призайсанья и Южного Алтая характерно смешанное развитие различных групп обломочных минералов, преимущественно связанных с разрушением элювия гранитов и песчано-сланцевых толщ. Большое распространение в разрезах свиты данного района делювиально-пролювиальных осад-

ков, плохая окатанность и сортировка обломочных зерен свидетельствуют о том, что питающие провинции располагались в непосредственной близости от областей аккумуляции. Этот местный терригенный материал несомненно поступал за счет разрушения верхнедевонских – нижнекарбоновых песчано-сланцевых толщ: аркаульской, даланкаринской, такырской и других свит, слагающих фундамент Северного Призайсанья, Южного Алтая и Восточной Калбы, прорванных гранитными и гранодиоритовыми интрузиями. После прогибания фундамента Зайсанской впадины и заполнения ее рыхлыми образованиями питающие провинции все больше смещались в районы Южного Алтая и Восточной Калбы. Однако это существенным образом не отразилось на минералогическом составе поступающего обломочного материала. Ведь в геологическом строении палеозойского фундамента трех дланных районов довольно много общего: повсеместно большое развитие имеют песчано-сланцевые метаморфизованные толщи, прорванные гранитными интрузиями. Последние в Северном Призайсанье хотя и не обнажены, но вскрыты многими буровыми скважинами. Развитие площадных каолиновых кор выветривания еще более снивелировало некоторую разницу в составе материнских пород этих районов, из которых в зону седиментации поступали в основном лишь устойчивые к выветриванию минералы: кварц, обломки кварцитов, ильменит, магнетит, циркон, турмалин и, местами, касситерит.

Ряд геологов, изучавших россыпные месторождения северозайсанской свиты этого района, также отмечают, что их питающие провинции располагались в непосредственной близости от областей седиментации. В частности, В.С. Ерофеев (1969) считает, что источником сноса россыпи касситерита Торт-Калмак служили оловосодержащие кварцевые жилы палеозойской даланкаринской свиты, распространенной несколько севернее участка проведения разведочных работ.

Образование Карауткульской ильменитовой россыпи, открытой и разведанной геологом Н.М. Пахаруковым в северо-западной части Зайсанской впадины, связывается с перемывом каолиновой коры выветривания гранитов, обогащенной титановыми минералами. Последняя сохранилась и в настоящее время, непосредственно подстилает россыпь и протягивается от нее на запад.

Следовательно, основная часть обломочного материала, слагающего разрезы северозайсанской свиты Северного Призайсанья и Южного Алтая, имеет местное происхождение и связана с разрушением элювия пород фундамента в этих районах.

Исключение могут составлять лишь линзы аллювиальных галечников, прослеженные в обнажениях Кара-Бирюк, Жуван-Кара, залегающие в основании разрезов свиты. Это отложения русла сравнительно крупной равнинной реки, их мощность колеблется от 1–2 до 6–8 м. На юг от вышеотмеченных обнажений слой галечников постепенно погружается под более молодые осадки, а на севере резко оборван по разлому. В них наряду с обломками местного происхождения встречена галька лав с крупными оплавленными зернами кварца и кристаллами кислых по составу плагиоклазов.

Поля подобных кислых лав широко развиты в отложениях эйфельского яруса девона в северо-восточной части Южного Алтая (Нехорошев, 1958). Логично предположить, что именно из этого района осуществлялся транзитный привнос материала, который смешивался с обломками местного происхождения. Впервые это предположение было высказано несколько лет назад Е.А. Мининой и Б.А. Борисовым (1969), изучавшими состав галек из упомянутых линз пород северозайсанской свиты. Б.А. Борисов считает, что по обломкам можно установить конкретно размывающуюся свиту древних областей денудации. Возможно, что более детальные работы в этом направлении и позволяют провести такую коррелятивную связь, однако сейчас для подобных выводов еще нет достаточных оснований. Но сам факт усложнения состава обломков в линзе аллювия налицо и подтверждает представление о существовании в начальную эпоху формирования северозайсанской свиты сравнительно крупной реки, текущей с северо-востока Южного Алтая.

Вторая ассоциация терригенных минералов развита в Южном Призайсанье и Кендерлыкской мульде хр. Саур; она связана с размывом преимущественно эффузивных и эффузивно-осадочных толщ как основного, так и кислого состава, местами прорванных гранитными интрузиями. По количественному соотношению слагающих компонентов ассоциация мало чем отличается от первой: содержание кварца обычно составляет 92–97%, полевых шпатов – до 3–10%, обломков пород – до 2–3%, иногда до 10–15%. Однако качественные отличия обломочных минералов второй ассоциации

позволяют выделить в ней три основные группы - Г, Д, Б-1, возникшие в результате денудации элювия различных по составу исходных толщ.

Группа Г связана с размывом каолиновых кор выветривания, развитых на эффузивно-осадочных породах кислого либо среднего состава. Терригенные минералы представлены здесь округлыми либо оплавленными зернами кварца (92-97%), пелитизированными обломками плагиоклазов (олигоклаз-андезин). Обломки пород обычно тяготеют к базальным горизонтам северозайсанской свиты и сложены галькой лав, сильно каолинизированных, сохраняющих реликты плагиоклазов, а также порфировую структуру эффузивов.

Акцессорные минералы представлены в основном магнетитом, ильменитом и лейкоксеном, изредка встречаются циркон, эпидот, пироксен, роговая обманка. Глинистые минералы в цементе песчаников сложены главным образом каолинитом с примесью монтмориллонита и гидрослюд. Подобные породы обнаружены в обнажении у р. Кусто. В базальных горизонтах этого разреза развиты грубообломочные делювиально-пролювиальные осадки с галькой, почти полностью замещенной глиной (фиг. 15). Термограмма такой гальки (обр. 4 г), сохранившей порфировую структуру, свидетельствует о ее существенно каолиновом составе.

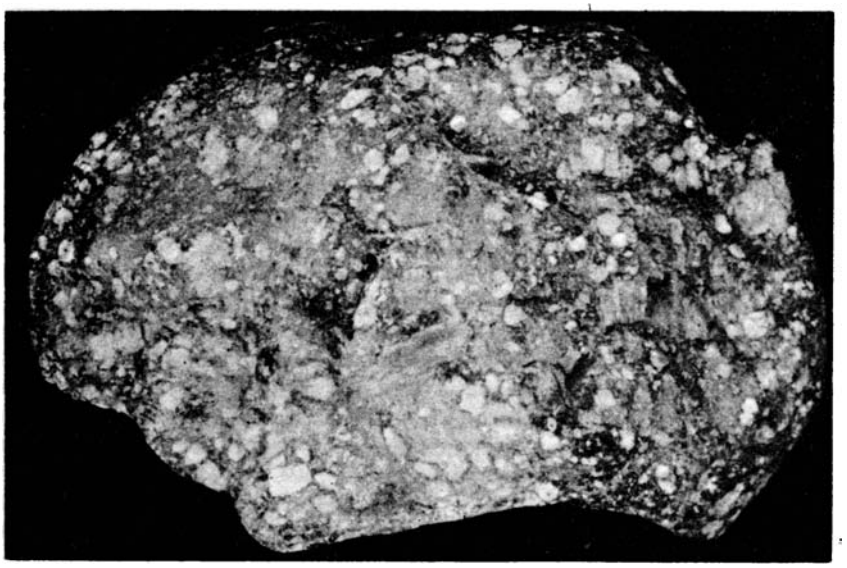
Источником сноса этих пород служили нижне-среднекарбоновые эффузивно-осадочные толщи (кокпектинская, буконьская, майтюбинская свиты), покрытые каолиновой корой выветривания. Последняя и сейчас обнажается в разрезе Кусто (см. фиг. 13, обр. 56 л).

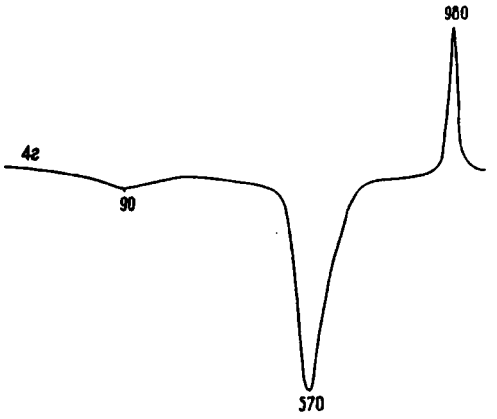
Группа Д связана с размывом преимущественно монториллонитовых кор выветривания, развитых на основных по составу породах, местами с мелкими полями кислых эффузивов и щелочных гранитов. Эта группа обломочных минералов распространена на площади Приманракской группы месторождений бентонитовых глин (см. фиг. 1, разрезы Улькен-Тектурмас, Динозавровый, Саргамыс I-III и др.), а также частично в разрезах Тайжузген II, Кара-Адыр, Чайбулак. В этом районе развиты в основном глинистые толщи монтмориллонитового состава, имеющие пролювиальный и пролювиально-озерный генезис. Минералы легкой фракции представлены в них зернами кварца округлой, оплавленной либо угловатой формы. В виде единичных обломков встречаются плагиоклазы основного и среднего состава. В тяжелой фракции основная роль принадлежит магнетиту, реже эпидоту, пироксену; изредка наблюдаются циркон, турмалин, сфен. Данная группа терригенных зерен могла возникнуть путем смешения материала кор выветривания основных пород (поставляющих монтмориллонит, основные плагиоклазы, магнетит, лейкоксен, эпидот и пироксены), а также элювия более кислых пород (служивших источником поступления оплавленного или угловатого кварца, кислых - средних плагиоклазов, циркона).

Подобный парагенез различных по генетическому происхождению минералов еще более четко проявляется при изучении песчаных линз руслового аллювия, обнажающихся в разрезах Саргамыс III, Динозавровый. Обломки кварца слагают здесь до 95% всех зерен. Преобладающая форма их округлая (фиг. 16, а). Среди полевых шпатов (составляющих 5-10% всех обломков) главенствующее развитие получают зерна нерешетчатого микроклина (фиг. 16, б), иногда образующие сростки с кварцем. Плагиоклазы представлены как кислыми - средними, так и основными разностями. В тяжелой фракции основная роль принадлежит (фиг. 16, в) магнетиту, лейкоксену, пироксену и эпидоту; в виде единичных зерен наблюдаются циркон, гранат, сфен. Среди глинистых минералов (в заполнителе песков) русловых и пойменных фаций этих обнажений доминирует монтмориллонит.

Следовательно, в аллювиальных фациях, слагающих разрезы свиты данного района, как и в пролювиально-озерных, намечается смешение минералов, связанных с размывом элювия двух разновидностей пород: более основных по составу, служивших поставщиками монтмориллонитовых глин (цементирующих зерна песка), основных плагиоклазов, магнетита, лейкоксена, пироксенов, эпидота, а также более кислых интрузий, содержащих зерна кварца в срастании с нерешетчатым микроклином, а также плагиоклазы, циркон, сфен, гранат.

Основные и ультраосновные породы слагают палеозойский фундамент и примыкают к юго-восточной части района Приманракской группы месторождений бентонитовых глин. По данным С. Н. Голышева, восточнее пос. Покровка они широко представлены в эффузивно-осадочной коконьской свите. Это диабазовые порфириты, туфы и туфопесчаники.





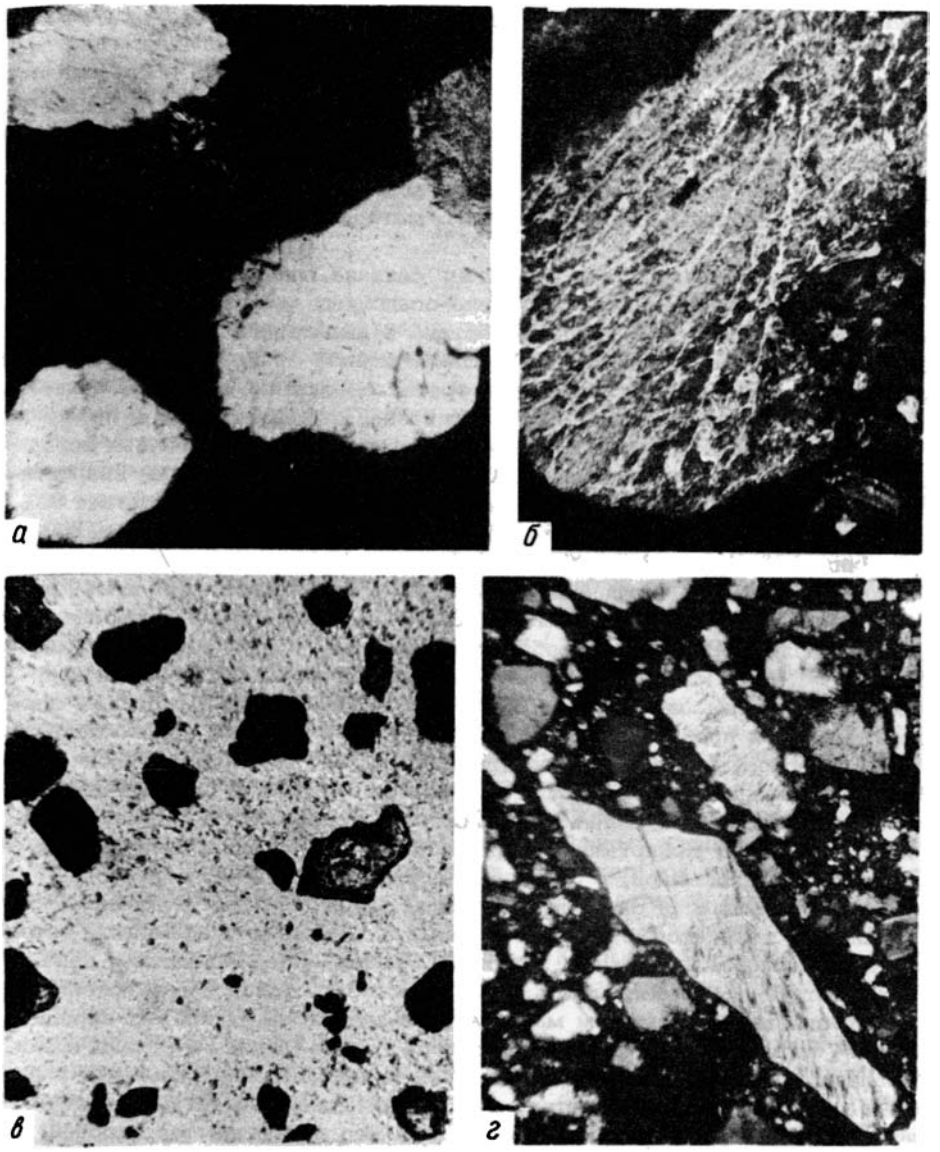
Фиг. 15. Галька андезитового порфирита, замещенная каолинитом из делювиально-пролювиальной фации (вторая ассоциация). Разрез Кусто в Южном Поизайсанье. Внизу - ее термограмма (обр. 4г)

В этой же части района С.Н. Голышевым, Г.П. Клейманом закартированы массивы основных и ультраосновных интрузий: оливиновые и пироксен-роговообманковые габбро-диабазы. Примесь в терригенных породах кварца, нерешетчатого микроклина, а также циркона и граната связана с поступлением из верхнепалеозойских интрузий лейкократовых и аляскитовых гранитов, адамеллитов, также участвующих в строении фундамента этого района. Для них как раз и характерно присутствие зерен кварца в срастании с нерешетчатым микроклином, а содержание последнего иногда достигает в этих породах 45-50% от всех минералов.

При размыве кор выветривания основных пород с мелкими массивами лейкократовых гранитов и кислых эффузивов в русловом аллювии прилегающих областей аккумуляции осаждался лишь грубообломочный кварцевый материал каолиновых кор выветривания кислых разностей пород. Монтмориллонитовый же элювий практически не содержал обломков, устойчивых к выветриванию, которые могли бы накапливаться в грубых осадках русловых фаций. Иная картина получается в распределении глинистых минералов.

Во время транспортировки каолиновый материал разбавлялся в основной массе монтмориллонитовых глин, что и приводило к главенствующей роли последних над первыми в аллювиальных фациях данного района.

Группа Б-1 обломочных минералов второй ассоциации связана с размывом каолиновых кор выветривания мусковитовых гранитов и аналогична вышеохарактеризованному комплексу обломочных минералов (группа Б) первой ассоциации.



Фиг. 16. Обломочные минералы второй и третьей ассоциаций. Увел. 70

а – зерна кварца округлой формы, обр. 53с, разрез Саргамыс III в Южном Призайсанье, николи скрещены; б – зерно нерешетчатого микроклина, обр. 53т, разрез Саргамыс III; в – зерна магнетита, эпидота, пироксена в тяжелой фракции, обр. 54э, разрез Динозавровый в Южном Призайсанье, николь один; г – удлиненные обломки кварца, обр. 28б, разрез Аркалык в Семипалатинском Прииртышье, николи скрещены

Эти минералы слагают аллювиальные фации разрезов свиты в обнажениях Зайсан, Тайжузген I, Тайжузген II, Арасан-Талды.

В составе песчано-алевритовых зерен здесь развиты обломки кварца (90-92%), часто изометричной формы, наблюдаются каолинизированные чешуйки мусковита или биотита (2-4%), очень часто отмечаются псевдоморфозы каолинита по листочкам слюд. Из полевых шпатов установлены единичные зерна микроклина. В тяжелой фракции основная роль принадлежит ильмениту, магнетиту и циркону, встречаются турмалин, пироксены, эпидот. Генетически эта группа обломочных минералов тесно связана с разрушением массивов мусковитовых или биотитовых гранитов, принимающих участие в строении фундамента района Манрака-Тарбагатая.

Для мел-палеогеновых пород, развитых в самой юго-западной части Зайсанской впадины, питающие провинции, видимо, располагались в районе Тарбагатая, где также преобладают эффузивно-осадочные толщи кембрия, ордовика, силура и карбона с массивами гранитов.

В итоге следует отметить, что во второй терригенной ассоциации главенствующую роль играют обломки минералов, связанных с разрушением монтмориллонитовых кор выветривания основных по составу пород, и каолинового элювия эффузивно-осадочных толщ кислого - среднего состава. Роль гранитного материала здесь сравнительно невелика.

Третья минералогическая ассоциация связана главным образом с разрушением каолиновых кор выветривания эффузивно-осадочных метаморфизованных толщ, массивов интрузий кислого - среднего состава и выделена в западных районах исследованной территории - Чингизе и Семипалатинском Прииртышье. По соотношению основных породообразующих минералов третья ассоциация мало чем отличается от первых двух: содержание кварца и кварцитов в ней колеблется в пределах 94-98%, полевые шпаты встречены в отдельных шлифах в виде единичных зерен и представлены плагиоклазами и ортоклазом. Обломки пород представлены кварцитами, их содержание обычно не превышает 2%, но в отдельных случаях достигает 80%.

В данной ассоциации выделяются две группы обломочных минералов: Е и Ж.

Группа Е в Чингизе прослежена в обнажениях у северных отрогов гор Аркалык; в Семипалатинском Прииртышье встречена во всех изученных разрезах свиты: в обнажениях Муралды, Черемушки, разрезах скв. 52, 65. Данная группа минералов слагается кварцем различной формы: преобладают округлые, оплавленные или удлиненные кристаллы (см. фиг. 16, г), волнисто-угасающие, встречаются обломки кварцитов. Полевые шпаты наблюдались в виде единичных зерен лишь в нескольких шлифах из образцов скв. 52 и представлены зернами кислого - среднего плагиоклаза и ортоклаза. Среди акцессориев развиты в основном ильменит, магнетит, циркон и турмалин. Областями питания данной группы обломочных минералов служили эффузивно-осадочные метаморфизованные толщи герцинского и каледонского фундамента Чингиза и Семипалатинского Прииртышья (породы кембрия, ордовика, силура, девона и карбона), покрытые площадной, в основном каолиновой корой выветривания.

Группа Ж третьей ассоциации сложена обломками кварцитов, составляющими 90% всей породы. Подобные кварцитовые брекчии с кремнисто-глинистым цементом встречены в обнажениях у сопок Уш-Кызыл в Чингизе (см. фиг. 10,а). В шлифах данных пород также присутствуют обломки кварца, а из акцессориев установлен циркон.

Эта ассоциация связана с размывом массива окремненных палеозойских пород (кварцитов и яшм), которые и сейчас обнажаются на склоне сопки Уш-Кызыл среди образований каолиновой коры выветривания. В эпоху пенепленизации рельефа и развития площадных кор выветривания участки, сложенные подобными устойчивыми к эрозии породами, в виде холмов и сопок возвышались над остальной территорией. На их склонах накапливались деловиальные щебнистые осадки кварцитового состава.

Следовательно, питающие провинции всех трех выделенных ассоциаций северозайсанской свиты в позднемеловое - палеоценовое время располагались в непосредственной близости от областей аккумуляции. А обломочный и глинистый материал, слагающий свиту, имеет местное происхождение - он подготавливался в корах выветривания Восточного Казахстана.

Глава V.

ХАРАКТЕРИСТИКА И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, НЕ ИЗМЕНЕННЫХ ВЫВЕТРИВАНИЕМ

Как отмечалось выше, в разрезах северозайсанской свиты мы наблюдаем чередование измененных и не измененных выветриванием пород. Содержание последних обычно составляет 40–60% (см. фиг. 6, I–XI)[1] всей мощности разрезов и резко сокращается лишь в периферических участках древних областей седиментации и мелких депрессиях денудационной равнины (Южный Алтай, Чингиз), где развиты преимущественно выветрелые осадки.

Для характеристики вещественного состава всей формации в целом рационально вначале рассмотреть нормально-осадочный ряд пород, а затем перейти к характеристике процессов такырообразования, почвообразования и выветривания.

Породы северозайсанской свиты слагаются обломочными глинистыми и аутигенными минералами. Преобладающее развитие почти на всей территории Северо-Восточного Казахстана получают глинистые толщи (до 65–70% всего объема пород); на долю алевритов обычно приходится 15–20%, песков – 5–10%, галечников и щебней – 1%.

Аутигенные минералы почти не образуют крупных самостоятельных скоплений (за исключением мелких линзочек кремнисто-карбонатных и гётит-гематитовых пород), но постоянно входят в состав всех слагающих литогенетических типов и являются важными индикаторами среды их образования.

В отложениях северозайсанской свиты установлены различные генетические группы осадков (пролювиальная и пролювиально-озерная, аллювиальная, делювиально-пролювиальная). Ниже остановимся на их сравнительной характеристике, причем для каждой генетической группы отложений дадим раздельное описание пород в Северной и Юго-Восточной зонах. Напомним, что первая включает основную часть исследованной территории: Северное Призайсанье, Южный и Рудный Алтай, Причингизье и Семипалатинское Прииртышье. Ко второй отнесены разрезы Южного Призайсанья и Кендерлыкской мульды в хр. Саур.

Описанию минералогии фаций, имеющих сложный генезис (таких как пролювиально-озерные и пойменные с наложенными солончаками и такырами), посвящен самостоятельный раздел данной главы.

ПРОЛЮВИАЛЬНАЯ И ПРОЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНАЯ ГРУППА ОТЛОЖЕНИЙ

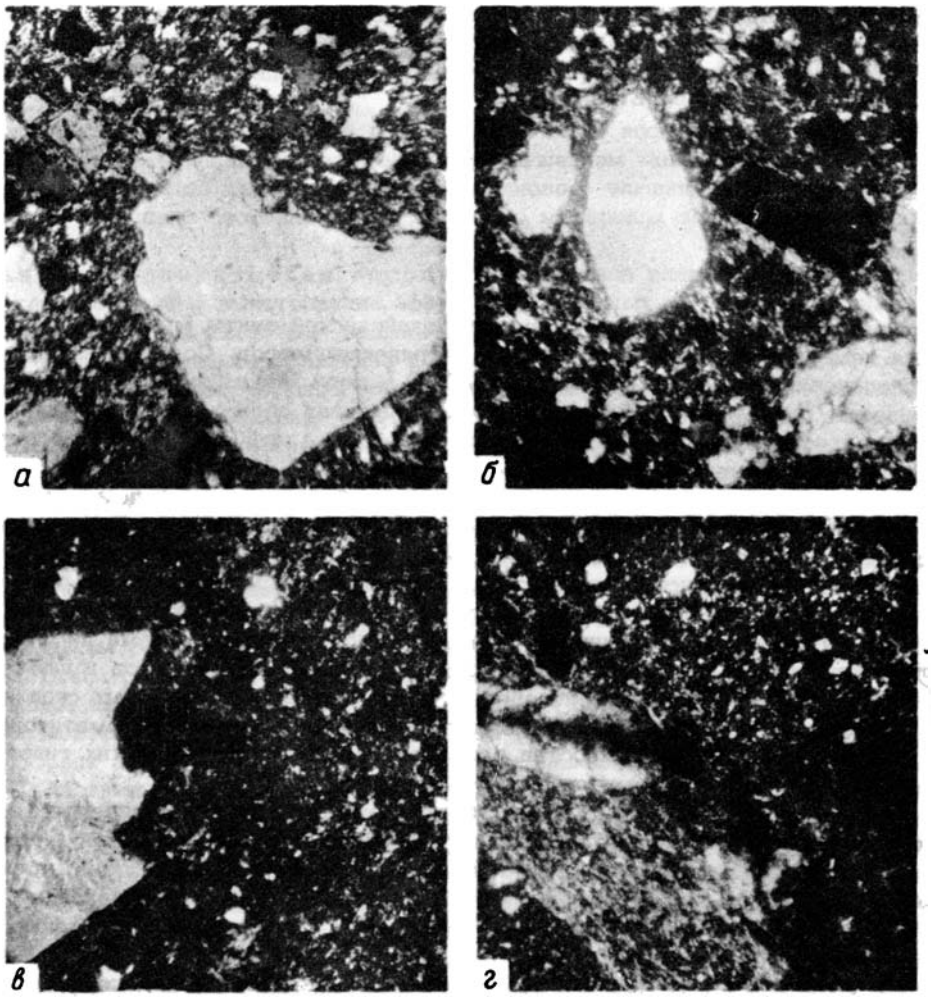
Широко представлена как в Северной, так и в Юго-Восточной зонах (см. фиг.6, I–VI, IX, XI) и слагает 70–80% всего объема формации. Подразделяется на три фации (см. табл. 3): песчаных (ПП), песчано-глинистых (ППГ) и глинистых (ПОГ) осадков пролювиального и пролювиально-озерного генезиса с соответствующими литогенетическими типами (ПП-1, ППГ-1, ПОГ-1).

Пролювиальные и пролювиально-озерные отложения Северной зоны

В Северной зоне пролювиальные и пролювиально-озерные отложения сложены песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми породами, неслоистыми, плохо сортированными (фиг. 17, а,б,в,г,), обычно серыми, с линзами ожелезнения. Значительно реже встречаются осадки, окрашенные в красные, коричневые и, в единичных случаях, темно-серые до черного цвета. Все они обычно плотные, на поверхности обнажений иногда образуют тонкую элювиальную корку.

---

[1] На приведенных литолого-фациальных профилях измененные выветриванием породы выделены в колонках литогенетических типов жирными разграничительными линиями.



Фиг. 17. Шлифы образцов пород пролювиальных и пролювиально-озерных фаций Северного Призайсанья, николи скрещены. Увел. 70

а – песок глинистый, скв. 341, глубина 285 м; б – глина песчанистая, обр. 35 г, разрез Кара-Бирюк; в – глина чешуйчатой микроструктуры, обр. 40 д, разрез Керши; г – глина чешуйчатой и колломорфной микроструктуры, обр. 40 р

Полные обнажения пород характеризуемой группы можно наблюдать в Северном Призайсанье (у сопок Керши, Пшук, Чакельмес, Киин-Кериш, Кара-Бирюк и др.), в Семипалатинском Прииртышье (у пос. Муралды).

Обломочные минералы пролювиальных и пролювиально-озерных фаций Северной зоны представлены преимущественно кварцем (94–98%), вместе с ним наблюдаются песчинки кварцитов, в виде единичных зерен присутствуют полевые шпаты (микроклин, плагиоклаз), мусковит, обломки сильно пелитизированных песчаников и сланцев. Иногда в более грубообломочных по составу осадках данной генетической группы увеличивается количество полевых шпатов, но их суммарное содержание обычно не превышает 6–10%.

В тяжелой фракции основная роль принадлежит ильмениту и магнетиту, всегда встречается много циркона и турмалина, в виде единичных зерен наблюдаются гранат, сфен, эпидот, роговая обманка, касситерит. В зависимости от питающих провинций качественный состав обломочных зерен несколько изменяется. Как видно из предыдущей главы, среди терригенных минералов выделяются различные ассоциации,

связанные с размывом кор выветривания гранитов, метаморфизованных осадочных пород с жильным кварцем, осадочных пород с округлым кварцем, роговиков или кварцитов.

Глины пролювиальных и пролювиально-озерных отложений Северной зоны представлены разностями зеленовато-серого, серого, белого цвета, с мелкими красными и коричневыми пятнами ожелезнения. Иногда встречаются осадки, окрашенные в ярко-красные тона. Последние, например, можно наблюдать в пролювиально-озерных фациях основания разреза свиты у сопок Керши, Уш-Кара, Кара-Бирюк, у южного подножия гор Букомбай. Они напоминают по цвету верхнемеловые красноцветные отложения Южного Призайсанья (так называемую пачку Джюсы). Еще более редки среди пролювиальных отложений линзочки черных и темно-серых глин с полуокисленным растительным детритом - осадки мелких заболоченных временных водоемов пролювиальной равнины. Под микроскопом все вышеотмеченные разности глин образуют агрегаты чешуйчатых и волокнисто-чешуйчатых частиц; показатели их преломления колеблются в широких пределах (N 1,545 - 1,565).

Кривые нагревания образцов глин различных литогенетических типов пролювиальных и пролювиально-озерных отложений (фиг. 18, а) типично каолиновые, с хорошо выраженной эндотермической остановкой в интервале 550-600° и экзотермической реакцией 890-950° (обр. 38б, с-180-130, ч-6, 33д, 65д, 89в, 42а, 66а, ч-3, 35г, с-180-190, 40д). Примесь гидрослюд и монтмориллонита в смеси с каолинитом практически может быть установлена, если их содержание превосходит 30-40% (Шурыгина, 1958). Поэтому на большинстве термограмм эти минералы не фиксируются. Косвенным признаком, указывающим на возможное присутствие данных минералов, служит появление эндотермической остановки в интервале 100-140° [1], выполаживание кривых и сокращение амплитуды пиков, наиболее сильно выраженное у образцов ч-6, 33д, 65д, ч-3, 89в, 64б, 66а, 35г, с-180-190, 40д. Одновременно на некоторых термограммах появляются дополнительные низкотемпературные остановки в интервале 170° (обр. с-180-190), что характерно также для монтмориллонита. Однако лишь в образцах с-341-290 и 33а фиксируется новый эндотермический эффект в интервале 750-770°, который в сочетании с эндотермической остановкой в интервале 110-140° может свидетельствовать о присутствии примеси монтмориллонита. Содержание последнего, видимо, не превышает 40-50% всей глинистой фракции.

Рентгеноструктурному анализу был подвергнут обр. 38б (см. фиг. 18б) из разреза пролювиально-озерных отложений сопок Пшук, имеющий сравнительно чистый каолиновый состав (по данным термического анализа). Приведенные дифрактограммы [обр. 38б (I)] подтверждают представление о преобладании в нем каолиновых глинистых минералов (рефлексы 7,16; 3,57; 2, 366 Å). После нагревания (обр. 38б - II) каолинит становится рентгеноаморфным. Кроме того, в образце присутствует примесь гидрослюд (рефлексы 9,9; 4,97 Å) и монтмориллонита (обр. 38б - II, рефлекс 17,6 Å). Из неглинистых минералов обнаружен кварц (рефлексы 3,34 Å).

Минералогический состав красноцветных глин из пролювиальных отложений низов разреза свиты у сопок Уш-Кара (обр. 65д), Кериш (обр. 89в) и гор Букомбай (обр. 66а) не отличается от вышеприведенных. Их термограммы (см. фиг. 18,а) указывают на присутствие каолинита с возможной примесью монтмориллонита или гидрослюд.

Из приведенных дифрактограмм обр. 65д (см. фиг. 18,б) видно, что основным глинистым компонентом, слагающим данные пробы, является каолинит (рефлексы 7,2; 3,58 Å), присутствует также значительная примесь гидрослюды (рефлексы 9,9; 4,98 Å), а из неглинистых минералов установлен кварц (рефлексы 3,35; 4,25 Å). Изучение красноцветных глин обр. 89в из разреза у сопок Кериш проводилось в лаборатории СНИИГГИМС. Результаты рентгеноструктурного анализа свидетельствуют, по данным Г.Н. Перозио (1966г.), о преимущественно каолиновом его составе; в виде примеси присутствуют монтмориллонит и гидрослюда.

Глины из черных прослоек обогащенных органикой осадков пролювиально-озерных фаций также слагаются в основном каолинитом. На кривой нагревания подобного об-

---

[1] Р.Е. Грим (1959) отмечает, что иногда на термограммах плохо окристаллизованных разностей каолинитовых минералов также появляется низкотемпературная эндотермическая остановка в интервале 100-130°.

Таблица 4

Химический состав (в %) пород и глинистых фракций из пролювиальных отложений Северного Приэайсанья

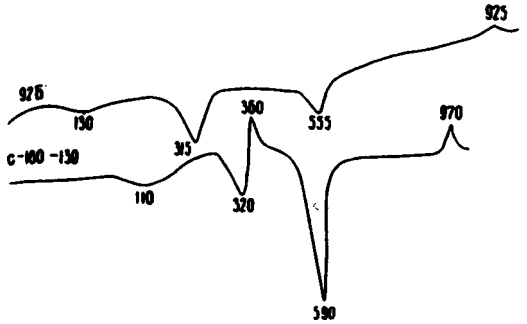
Компоненты	Скв. 180, глубина 130 м Обр. 180-130, глины белые с коричневыми пятнами (ПОГ-1),	Разрез у сопки Пшук Обр. 38б, глины серые с мелкими пятнами ожелезнения (ПОГ-1)		Скв. 341, глубина 285 м Обр. с-341-285, пески глинистые (ПП-1)
	фр. < 0,001	порода	фр. <0,001	фр. < 0,001
SiO_2	48,53	58,38	48,16	49,27
TiO_2	0,67	0,85	0,82	0,72
Al_2O_3	29,48	21,45	29,25	24,58
Fe_2O_3	6,39	5,43	4,06	8,21
FeO	0,14	0,01	0,29	0,28
MnO	0,03	0,01	0,03	0,03
CaO	0,56	1,19	1,61	1,97
MgO	0,16	0,47	0,32	0,55
Na_2O	0,14	0,62	0,17	0,20
K_2O	1,02	1,00	1,09	1,05
P_2O_5	0,64	0,01	0,07	0,21
H_2O^-	2,53	2,07	3,54	3,52
H_2O^+	9,98	8,06	10,16	9,40
CO_2	0,04	Нет	Нет	Нет
C	0,20	"	0,15	"
Σ	100,51	99,55	99,72	100,07
Кварц	0,60	Не опр.	2,48	0,42
SiO_2 аморфный	Не опр.	5,67	Не опр.	9,60
Al_2O_3 раств.	"	0,62	"	1,00
$SiO_2 : Al_2O_3$	2,78 : 1	Не опр.	2,62 : 1	2,65 : 1

Аутигенные минералы представлены в пролювиальных и пролювиально-озерных фациях Северной зоны преимущественно гидроокислами железа, которые окрашивают породы в красные и коричневые тона, образуют конкреции гётита и гематита иногда входят вместе с глиной в цемент песчаников.

По результатам силикатного анализа (см. табл. 4) всех исследованных образцов видно, что слагающие их минералы железа присутствуют главным образом в трехвалентной форме, и содержание Fe_2O_3 в исследованных образцах составляет 6,39, 5,43 и 4,06%, а значение FeO соответственно 0,14; 0,01 и 0,29%. Эта небольшая примесь окисного железа, видимо, связана с обломочными минералами (магнетитом, ильменитом).

Среди реакционноспособного железа трех исследованных образцов (с-21-141, с-341-285 и 33в) значения Fe^{3+} оказались равными 1,23; 0,16 и 2,46%, а Fe^{2+} – 0,06; 0,06 и 0,22%, т.е. его соединения с трехвалентной формой обычно резко преобладают над двухвалентными.

По данным Э.С. Залманзон, аутигенные минералы гётит-гидрогётита лишь частично растворяются в солянокислых вытяжках, основная же часть их входит вместе с ильменитом и магнетитом в состав нерастворимых форм. Среди последних значений Fe^{3+} в изученных образцах также доминируют (0,51; 0,16; 5,47%) над количеством Fe^{2+} (0,05; 0,07; 0,00%).



Фиг. 19. Термограммы выделений гётита из разрезов пролювиально-озерных фаций Северного Призайсанья

Обр. 92б – железистая конкреция красновато-коричневого цвета, разрез у сопок Кериш; обр. с-180-130 – выделения гётита коричневого цвета в глинах, скв. 180, глубина 130 м

Таким образом, среди аутигенных минералов железа пролювиальных фаций главенствующая роль принадлежит его окисным формам, которые входят в состав гётит-гидрогётита и гематита. Такой состав гидроокислов подтверждается и приведенными термограммами железистых конкреций (фиг. 19, обр. 92б и с-180-130). На них хорошо фиксируется эндотермическая остановка в интервале 315-320°, соответствующая распаду гётит-гидрогётита; термические эффекты 555-590° и 925-970° связаны с присутствием каолинита. Возможно, что экзотермическая реакция в интервале 360° у обр. с-180-130 обусловлена примесью лепидокрокита, а вишнево-красные тона ряда образцов связаны с примесью гематита. Более детально вопрос о минералогическом составе железистых минералов северозайсанской свиты разобран в последующих главах настоящей работы.

Другие аутигенные образования в пролювиальных отложениях Северной зоны не были встречены. Лишь в линзочке черных глин, обогащенных органикой (разрез Чэкельмес), наблюдались примазки ярозита, но такие породы встречаются чрезвычайно редко – они сформировались в мелких заболоченных озерных водоемах пролювиальной равнины. Обычно же исследуемые образцы не содержат органического углерода. По данным силикатного анализа $C_{орг}=0$, и лишь иногда это значение возрастает до 0,1 – 0,2%.

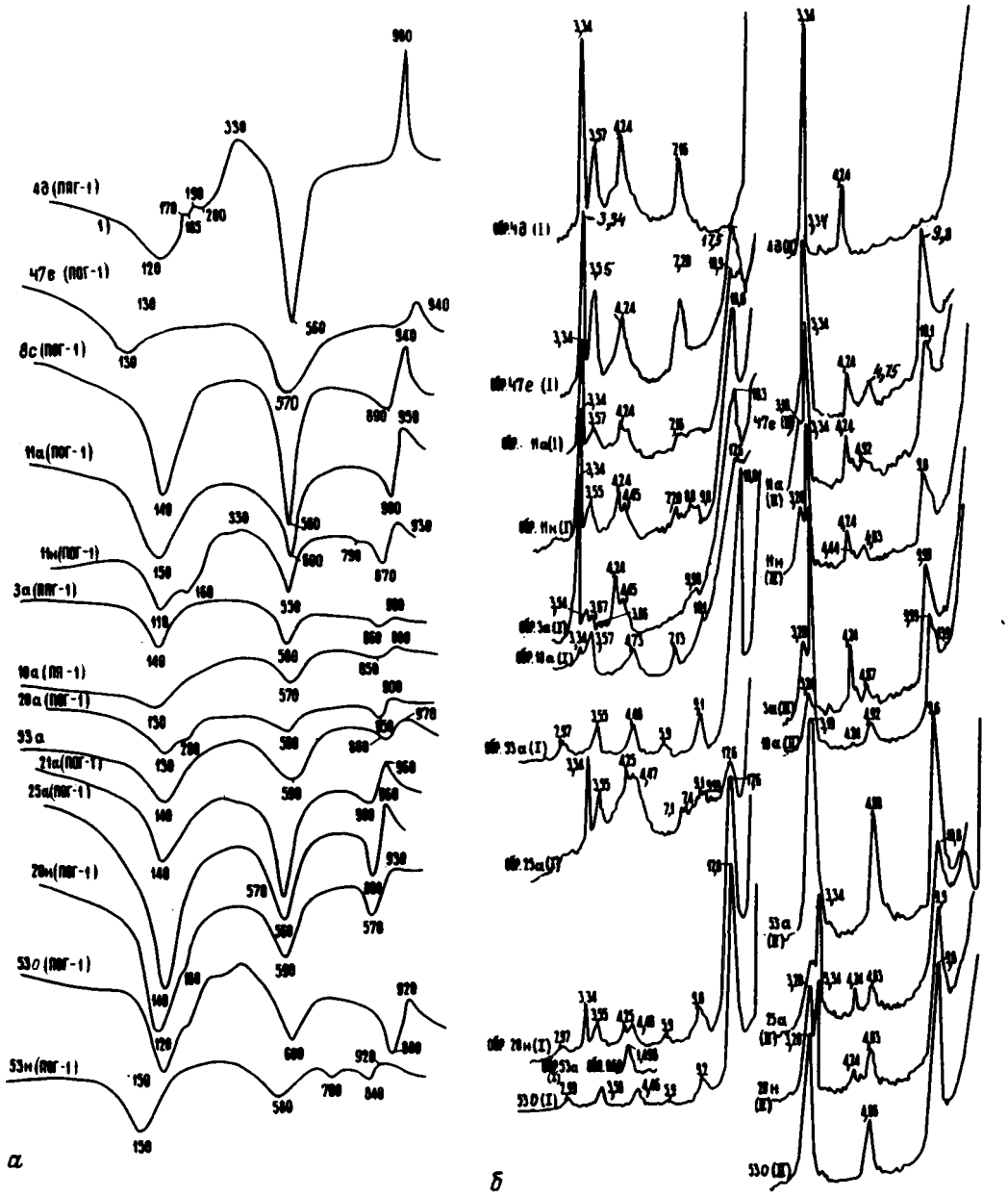
Присутствие опала в шлифах не выветрелых пород макроскопически не установлено. Но силикатный анализ иногда позволяет зафиксировать наличие в пробах свободной SiO_2, не связанной с Al_2O_3 (до 4-5%). В частности, в обр. 38б (см. табл. 4) значение аморфной SiO_2 составляет 5,67%, а растворимого Al_2O_3 – всего 0,62%. Следовательно, в данных образцах небольшая примесь опала, видимо, присутствует в тонкодисперсном состоянии.

Пролювиальные и пролювиально-озерные отложения Юго-Восточной зоны

В Юго-Восточной зоне пролювиальные и пролювиально-озерные отложения также представлены песчаными, песчано-глинистыми и глинистыми породами, окрашенными в ярко-красные, коричневые или зеленовато-серые тона. На поверхности обнажений они в большинстве случаев сильно разбухают и покрываются толстой элювиальной коркой. Обнажения пролювиальных и пролювиально-озерных осадков можно наблюдать в районе рек Тайжузген, Саргамыс, Кусто, Уйдене, у родника Арасан-Талды, у сопок Кара-Адыр, Жаман-Арганакты и на других участках.

Обломочные минералы представлены в данных породах кварцем (92-96%), полевыми шпатами (до 2-4%), отмечаются обломки порфиритов, туфопесчаников, туфосланцев. В тяжелой фракции преобладают магнетит, ильменит, встречаются лейкоксен, единичные зерна пироксенов, роговой обманки, гранатов, циркона, турмалина и сфена.

Качественные различия в составе обломочных зерен позволяют выделить ряд минералогических групп обломочных минералов, сочетание которых и обусловливает возникновение второй ассоциации (см. гл. IV). Ферримонтмориллонитовые толщи, содержащие в тяжелой фракции, помимо магнетита, пироксены, эпидот, а в легкой фракции основные по составу полевые шпаты, связаны с размывом ферримонтмориллонитовых кор выветривания основных и ультраосновных пород. Кварц и нерешетчатый микроклин, местами присутствующий в этих осадках, поступал в них из щелоч-



Фиг. 20. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр. < 0,01 и 0,001) из пролювиальных и пролювиально-озерных отложений Южного Призайсанья

На дифрактограммах образцы 4д (I), 47е (I) и другие насыщены глицерином; образцы 4д(II), 47е(II) и другие прокалены

Обр. 4д – глины красно-коричневые, песчанистые, разрез Кусто; обр. 47е – глины коричневые, разрез Арасан-Талды; обр. 8с – глины коричневые с зелеными пятнами, разрез Тайжузген II; обр. 11 а – глины красновато-коричневые, разрез Тайжузген I; обр. 11н – глины красные с зелеными пятнами, разрез Тайжузген I; обр. 3а – глины красные с зелеными пятнами, разрез Жак-Тологай; обр. 10а – глины красные, сильнопесчанистые, разрез Тайжузген I; обр. 20а – глины красновато-коричневые, известковые, разрез Саргамыс I; обр. 53а – глины светло-коричневые, разрез Саргамыс III; обр. 21а – глины красные с зелеными пятнами, разрез Саргамыс I; обр. 25а – глины зеленые с красновато-коричневыми пятнами; разрез Улькен-Тектурмас; обр. 20н – глины красно-коричневые, разрез Саргамыс I; обр. 53о – глины светло-зеленые, восковидные, разрез Саргамыс III; обр. 53н – глины светло-зеленые, восковидные, разрез Саргамыс III

ных интрузий. Подобный материал слагает пролювиальные фации свиты в районе сопок Улькен-Тектурмас, у рек Саргамыс, Тайжузген (низы разреза), у родника Чайбулак.

Каолинитовые толщи, содержащие сильно пелитизированные обломки эффузивов, туфопесчаников с округлыми зернами кварца и небольшой примесью полевых шпатов кислого – среднего состава, связаны с размывом каолиновых кор выветривания эффузивно-осадочных пород кислого – среднего состава (район р. Кусто). И наконец накопление кварц-каолиновых осадков с обломками кварца изометричной формы, содержащих листочки мусковита, зерна циркона, турмалина, магнетита, ильменита, связано с размывом каолиновых кор выветривания мусковитовых гранитов (средняя часть разреза свиты в обнажениях Тайжузген I, II, Кара-Адыр).

Глины из пролювиальных и пролювиально-озерных толщ Юго-Восточной зоны имеют разнообразный минералогический состав. Их распределение в осадках также контролируется типом коры выветривания, развитой в питающих провинциях.

Размыв каолинового элювия, развитого на породах кислого – среднего состава, способствовал накоплению в осадках каолиновых минералов, содержащих примесь монтмориллонита и гидрослюд. Подобную минералогическую характеристику имеют глины из разрезов пролювиальных толщ Кусто, Тайжузген и др. Это подтверждается характером приведенных термограмм (фиг. 20,а, обр. 4д, 8с) и дифрактограмм (фиг. 20,б, обр. 4д).

Размыв элювия основных и ультраосновных пород приводил к поступлению в осадки преимущественно ферримонтмориллонитовых и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов с примесью гидрослюд и каолинита (см. фиг. 20, термограммы и дифрактограммы обр. 3а, 10а, 20а, 53а, 21а, 25,а, 20н, 53о, 53н). Подобные глины встречаются в разрезах Чайбулак, Улькен-Тектурмас, Саргамыс, Динозавровый, Жак-Тологай, Жаман-Арганакты и др.

Некоторые пробы (например, 10а, 11н, 47е) из разреза Тайжузген I и Арасан-Талды сложены смесью каолинита и монтмориллонита, что свидетельствует о смешении в пролювиальных и пролювиально-озерных отложениях этих участков глинистого материала, поступившего из различных по минералогическому составу питающих провинций.

Каолинит на термограммах (см. фиг. 20, обр. 4д, 8с) фиксируется по остроугольным пикам в интервалах 550–570° и 940–980°. На дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином, он имеет базальные рефлексы 7,1–7,3 и 3,57–3,58 Å, исчезающие после прокаливания.

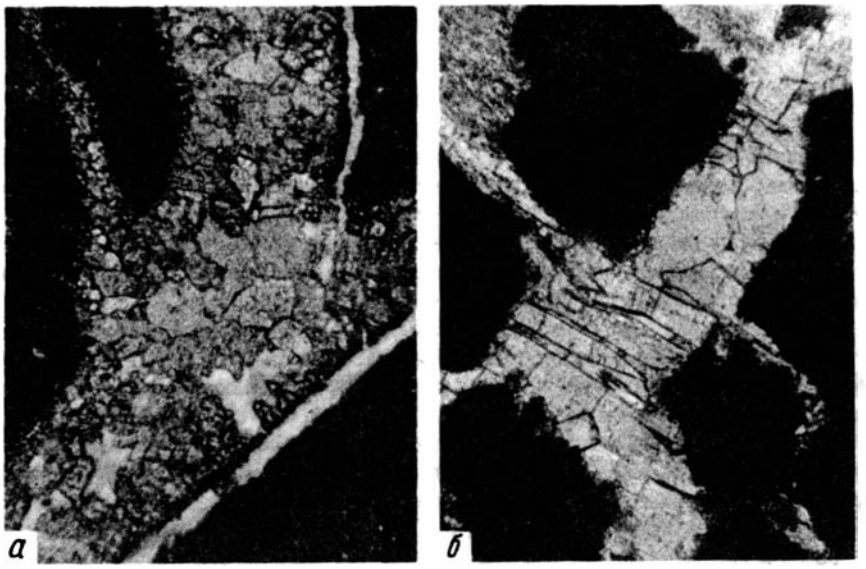
Монтмориллонитовые минералы характеризуются на термограммах пологими термическими остановками в интервалах 110–140°, 560–600°, 850–900° и 900–970°. Иногда появляется дополнительная эндотермическая реакция в интервале 160–200° (обр. 47е, 3а, 20а, 53о), а у некоторых образцов (53н) наблюдается эндотермический эффект в интервале 700°. На дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином, выражен базальный рефлекс 17,6–18,0 Å, характерный для монтмориллонита, и 18,1–19,6 Å, указывающий на присутствие смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов (обр. 11а, 3а).

Примесь гидрослюд устанавливается по появлению базальных рефлексов 9,8–10,1 и 4,9–5,0 Å (обр. 11н, 3а, 10а, 25а и др.).

После прокаливания базальный рефлекс 17,6–19,6 Å монтмориллонитовых и смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов исчезает, а интенсивность рефлекса в области 9,8–9,9 Å возрастает.

Наиболее чистые монтмориллонитовые глины слагают образцы 53а, 20н, 53о; на дифрактограммах этих пород хорошо выражена серия рефлексов (17,6–18,0; 9,0–9,2; 5,9; 4,46–4,48; 3,55–3,58; 2,87–2,99 Å). В качестве примеси в пробах часто присутствует обломочный кварц (3,34–3,35 и 4,24 Å).

Аутигенные минералы пролювиальных и пролювиально-озерных отложений Юго-Восточной зоны довольно однообразны по составу. Это в основном гётит-гидрогётит, иногда гематит, обычно рассеянные в породе и придающие ей красную и коричневую окраску. Стяжения гидроокислов железа почти не встречаются. Отмечается, что количество органического вещества в породах колеблется около нуля, а скопления растительного детрита либо обогащенные гумусом породы, так же как и выделения закисных минералов железа, в пролювиальных и пролювиально-озерных толщах не обнаружены.



Фиг. 21. Шлифы конкреций из пролювиальных фаций Южного Призайсанья. Николь один, увел. 70

а – жилка раскристаллизованного кальцита в известковистой конкреции, обр. 52н, разрез Динозавровый; б – прожилки барита в мергелистой конкреции, обр. 20б, обнажение Саргамыс I

Кальцит встречается в осадках характеризуемого генезиса также сравнительно редко. Стяжения этого минерала размером до 10 см мы наблюдали лишь в ряде обнажений у р. Саргамыс, у сопок Жаман-Арганакты.

Под микроскопом конкреции кальцита сложены пелитоморфной глинисто-известковистой массой с жилками хорошо раскристаллизованного карбоната (фиг. 21, а). Иногда (фиг. 21,б) в этих конкрециях под микроскопом наблюдаются тонкие прожилки барита (в форме бесцветных табличек, $N = 1{,}64–1{,}65$, обнажение Саргамыс).

На кривой нагревания известковистой глины из разреза Жаман-Арганакты, помимо термических остановок, характерных для глинистого вещества (150, 160°), отмечается эндотермическая реакция в интервале 880°, обусловленная присутствием кальцита.

В районе р. Саргамыс и родника Чайбулак встречаются тонкие пласты глинистых мергелей мощностью 0,5 м. Они также сложены пелитоморфной глинисто-кальцитовой массой, местами нарушенной ходами червей.

АЛЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА ОТЛОЖЕНИЙ

Осадки данной генетической группы встречаются в разрезах северозайсанской свиты почти повсеместно (см. фиг. 6, I–XI). Их содержание от разреза к разрезу меняется и в среднем составляет около 20–30% всего объема пород. Но иногда роль аллювиальных осадков резко возрастает (см. фиг. 6, II, III, VII, VIII, XI), и они начинают преобладать над отложениями другого генезиса.

Аллювиальные породы подразделяются на две макрофации: пойменную и русловую.

Макрофация пойменных отложений Северной зоны

Породы макрофации пойменных отложений обычно слагают 70–80% всего объема аллювиальных отложений и хорошо представлены во многих обнажениях. Полные разрезы этой макрофации в Северном Призайсанье можно наблюдать у сопок Киин-

Кериш (см. фиг. 7,в), Чакельмес (см. фиг. 7,б), Керши, Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш, на многих других участках, в Семипалатинском Прииртышье – у пос. Черемушки. Они подразделяются на две фации: песчано-алевритовых осадков прирусловой части поймы (АПП) и алевритово-песчано-глинистых осадков полупроточных или застойных водоемов поймы (АПА). Каждая фация имеет определенный набор литогенетических типов, описание которых было дано выше (см. гл. III).

В разрезах пойменные отложения узнаются по песчано-алевритово-глинистому составу пород, наличию горизонтально-волнистой и мелкой косоволнистой слоистости, хорошей сортировке материала; часто в них встречаются псевдоморфозы гётита по корешкам и веткам. Цвет пород красный, коричневый, белый.

Обломочные минералы пойменных отложений Северной зоны повсеместно представлены кварцем, составляющим 94–97% всех зерен, встречаются единичные обломки полевых шпатов, мусковита, местами биотита; в тяжелой фракции преобладают ильменит, магнетит, циркон, турмалин.

Глинистое вещество имеет под микроскопом чешуйчатое строение и слагается в основном каолинитом (N = 1,552–1,558). Последний часто встречается в форме псевдоморфоз по листочкам мусковита.

Кривые нагревания глин (фр. < 0,001) различных литогенетических типов пойменных отложений (фиг. 22,а) имеют хорошо выраженную эндотермическую остановку в интервале 550–590° и экзотермическую реакцию в интервале 950–980°, что характерно для каолинита. Примесь монтмориллонита и гидрослюд в пробах незначительна и на характере кривых не отражается. Правда, у ряда образцов намечается выполаживание каолиновых пиков (обр. 64ж, 62б, 62в, ч-5) и появление низкотемпературной эндотермической остановки в интервале 100–110°, что может указывать на присутствие примеси монтмориллонит-гидрослюдистых минералов. Последние устанавливаются в образцах только с помощью рентгеновских методов исследований (фиг. 22,б). В частности, небольшая примесь гидрослюды к каолиниту обнаружена в обр. 66в [дифрактограмма обр. 66в (I), рефлексы 9,9; 4,92 Å], следы монтмориллонита фиксируются с помощью базального рефлекса 17,8 Å. В обр. 62б (I) содержание гидрослоистых минералов несколько возрастает (рефлексы 10,1–9,9 и 4,98–4,99 Å), наблюдается также небольшая примесь монтмориллонита (рефлекс 17,8 Å). В обр. 34в (I) установлена значительная примесь как гидрослюд (рефлексы 9,9; 4,92–4,96 Å), так и монтмориллонита (рефлексы 17,6 Å).

Но основным глинистым минералом всех исследованных образцов является каолинит (базальные рефлексы 7,16; 3,57 Å).

Из неглинистых минералов во всех пробах присутствует кварц (3,31–3,36 Å), а в обр. 66в, отмечается примесь гётита (4,16 Å).

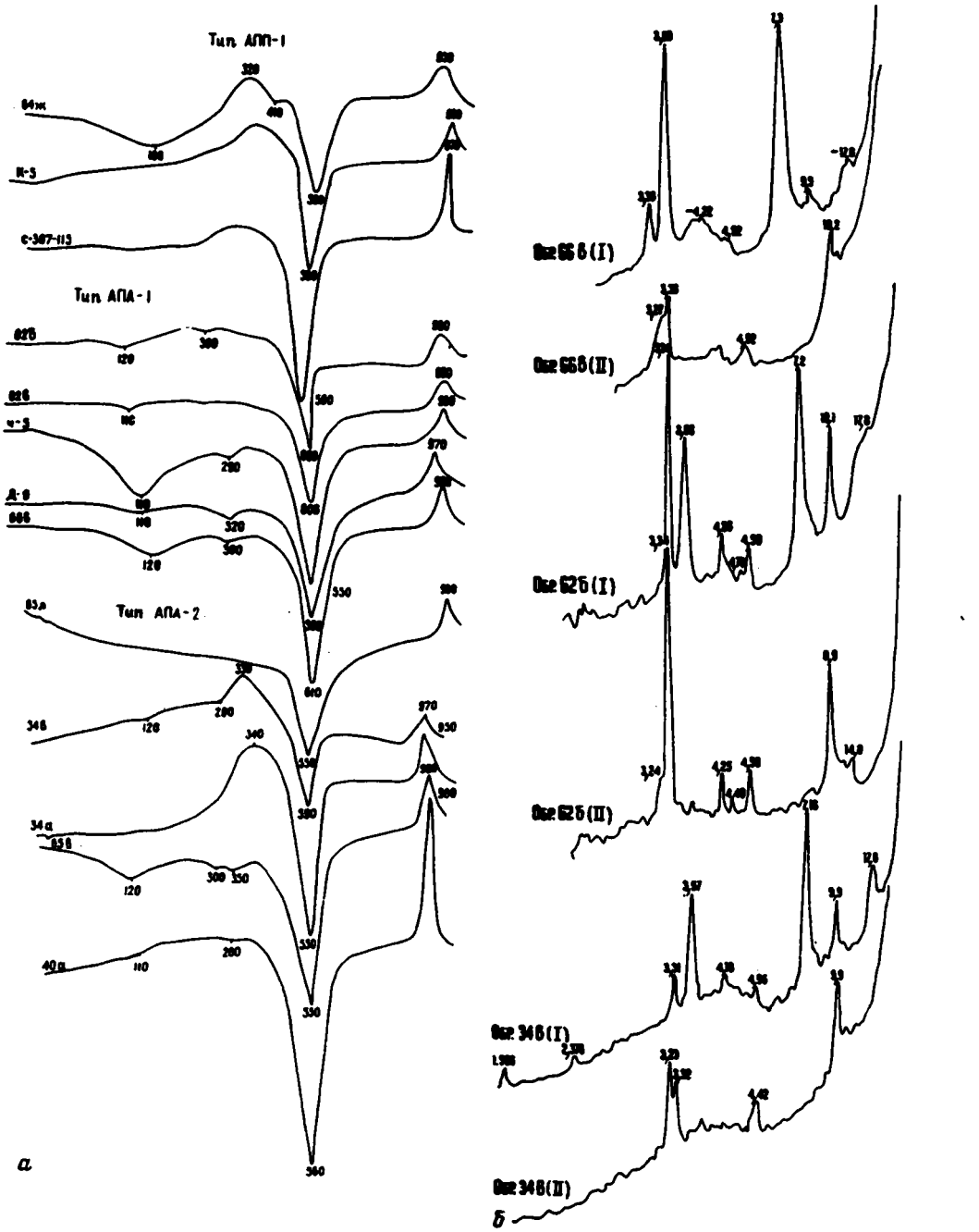
Результаты силикатного анализа пород и глин (фр. < 0,001) из пойменных фаций свиты Северного Призайсанья приведены в табл. 5. Для пелитовых фракций (обр. 34в и 66в) установлено сравнительно низкое значение отношения $SiO_2 : Al_2O_3$, равное соответственно 2,71:1 и 2,33:1, а также невысокое содержание щелочных металлов, что характерно для каолиновых глин. В составе пород (алевритовые глины, алевриты, обр. 66в, 191г, 186а) по сравнению с пелитовыми фракциями общее количество SiO_2 возрастает до 72,86; 57,05; 81,18% в основном за счет обломочного кварца.

В алевритовой глине обр. 66в установлено присутствие аморфной SiO_2 (6,86%), не связанной с Al_2O_3.

В целом результаты исследований свидетельствуют о преимущественно каолиновом составе глин пойменных фаций Северной зоны. В качестве примеси в них присутствуют монтмориллонит и гидрослюда, суммарное содержание которых обычно не превышает 20–30% от всех пелитовых частиц и лишь в отдельных пробах возрастает до 50%.

Аутигенные минералы в пойменных отложениях Северной зоны представлены гидроокислами железа, окрашивающими породы в красные или коричневые тона или образующими стяжения, конкреции и псевдоморфозы по корешкам и веткам (см. фиг. 8,а).

По результатам силикатного анализа конкреций (табл. 6) видно, что содержание в них Fe_2O_3 всегда резко превышает значение FeO. Количество Fe_2O_3 в породах (см. табл. 5) изменяется от 0,63 – 1,51% – в бесцветных осадках (обр. 186а, 191г и 66в) и до 8,90% – в красноцветных алевритовых (обр. 34в). Значение FeO обычно не превосходит 0,14% (обр. 34в, 66в, 186а). В процентном же отношении FeO обычно



Фиг. 22. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр. < 0,001) из пойменных фаций Северного Призайсанья

На дифрактограммах образцы 66в (I), 62б (I), 34в (I) насыщены глицерином; образцы 66в (II), 62б (II), 34в (II) прокалены.

Литогенетический тип АПП-1 обр. 64 ж – пески глинистые, серые, с выделениями полуокисленного растительного детрита, отпечатками древесины и флоры, с примазками ярозита, разрез Чакельмес; обр. К-5 – алевритистые пески красные, разрез Кериш; обр. с-307-115 – пески алевритистые, белые, с линзами ожелезнения, скв. 307, глубина 115 м.

Литогенетический тип АПА-1: обр. 62 б – алевриты серые, с выделениями полуокисленного растительного детрита и отпечатками флоры, разрез Жуван-Кара; обр. 62в – алевриты светло-коричневые, с мелкими желтыми и розовыми пятнами и

Таблица 5

Химический состав (в %) пород и глинистых фракций пойменных отложений северозайсанской свиты Северного Призайсанья

Компоненты	Разрез Киин-Кериш		Разрез Букомбай		Разрез у сопок Керши	
	Обр. 34в, алевритовая глина красная (АПА-2)		Обр. 66в, алевритовая глина красная, с пятнами ожелезнения (АПА-1)		Обр. 191г, алевритовая глина белая (АПА-2)	Обр. 186а, алеврит белый песчаный (АПП-1)
	порода	фр. <0,001	порода	фр.<0,001	порода	порода
SiO_2	52,75	48,20	72,86	49,40	57,05	81,18
TiO_2	0,94	1,13	0,85	1,28	0,72	1,05
Al_2O_3	24,90	24,19	14,39	27,43	27,02	8,49
Fe_2O_3	8,90	11,40	1,51	5,11	1,43	0,63
FeO	0,01	0,46	0,14	Нет	0,08	0,06
MnO	0,01	0,03	0,01	0,014	0,03	0,03
CaO	0,77	0,58	0,78	2,10	0,26	0,53
MgO	0,81	0,67	0,46	0,52	0,32	0,75
Na_2O	0,18	0,23	0,45	0,40	0,89	0,50
K_2O	2,35	2,10	1,30	1,10	0,82	1,16
H_2O^+	7,91	8,81	5,08	9,47	9,62	4,62
H_2O^-	0,90	1,33	1,74	2,35	1,32	0,63
P_2O_5	0,01	0,11	Следы	Нет	0,07	0,19
CO_2	Нет	0,20	"	0,06	Нет	Нет
C	"	0,11	"	0,18	"	"
Σ	100,44	99,65	99,57	99,41	99,69	99,82
Кварц	Не опр.	8,35	48,04	3,06	Не опр.	Не опр.
SiO_2 аморфн.	2,21	Не опр.	2,76	6,86	"	"
Al_2O_3 раств.	0,91	"	0,27	0,00	"	"
SiO_2 : Al_2O_3	Не опр.	2,71:1	Не опр.	2,33:1	"	"

составляет в породе 0,05% от всего железа и в основном связано с примесью обломочных минералов: ильменита или магнетита. Соответственно с этим в солянокислых вытяжках среди реакционноспособного железа (обр. 34в и с-308-55) основная роль принадлежит его соединениям в трехвалентной форме (0,16-2,46%). Роль двухвалентного железа невелика (0,06-0,22%). Следовательно, среди легкорастворимых форм содержание Fe^{2+} составляет 1-10%, а Fe^{3+} - 90-94%. Содержание Fe^{3+} нераствори-

Продолжение подписи к фиг. 22 а,б

псевдоморфозами гётита по корешкам растений, разрез Жуван-Кара; обр. ч-5 - пески белые, алевритистые, разрез Чакельмес; обр. Д-9 - алевриты красные, разрез Уш-Кара; обр. 66в - алевриты красные с белыми пятнами, разрез Букамбай.

Литогенетический тип АПА-2: обр. 65л - алевриты красные с белыми пятнами и большим количеством псевдоморфоз гётита по корешкам, разрез Уш-Кара; обр. 34в - глины красные, алевритистые, разрез Киин-Кериш; обр. 34а - глины светло-коричневые, алевритистые, с выделениями полуокисленного растительного детрита и отпечатками флоры, разрез Киин-Кериш; обр. 65в - глины красные, алевритистые, разрез Уш-Кара; обр. 40а - глины красные, алевритистые, с белыми пятнами, разрез Керши

Таблица 6

Химический состав (в %) гётит-гематитовых конкреций вишнево-красного цвета из пойменных отложений северозайсанской свиты у сопок Киин-Кериш

Компоненты	Обр. 427	Компоненты	Обр. 427
SiO_2	28,62	Na_2O	0,16
TiO_2	0,61	K_2O	1,17
Al_2O_3	12,62	H_2O^+	5,42
Fe_2O_3	47,07	H_2O^-	1,10
FeO	0,01	P_2O_5	1,13
MnO	0,15	CO_2	Нет
CaO	0,24	C	"
MgO	0,75		
		Σ	106,05

мого колеблется в этих образцах от 1,47 до 3,57%, а Fe^{2+} нерастворимого - от 0,0 до 0,05%.

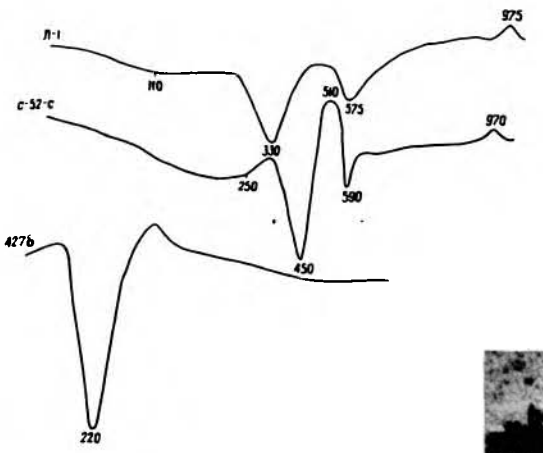
Все это позволяет говорить о резком преобладании в породах пойменных фаций Северной зоны окисных форм аутигенного железа над закисным; присутствие органического углерода в них не установлено.

Термический анализ железистых конкреций (фиг. 23, обр. Л-1) свидетельствует об их гётит-гидрогётитовом составе (эндотермическая реакция в интервале 330°). В качестве примеси в пробах присутствует каолинит (остановки 575,975°). На кривых нагревания глин, окрашенных в красный и коричневый цвета (см. фиг. 22,а, обр. 626, ч - 5, Д-9, 66в), появляется эндотермическая остановка в интервале 280-332°, обусловленная примесью гётита или гематита. Дифрактограмма красной алевритистой глины (см. фиг. 22,б, обр. 34в (I) имеет ясно выраженный рефлекс 4,16 Å также характерный для гётита.

Как видно из табл. 6,в железистых конкрециях, помимо минералов окисного железа (Fe_2O_3 = 47,07%), отмечается значительная примесь глины (Al_2O_3=12,62%). Роль остальных компонентов незначительна . Следовательно, по составу это - глинисто-гётит-гематитовые конкреции.

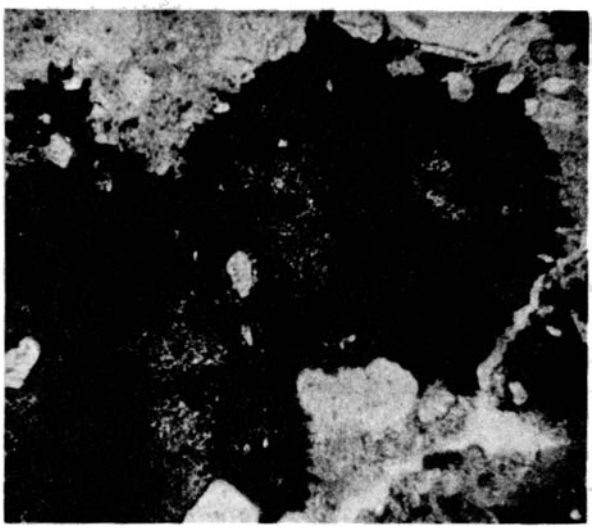
В единичных случаях среди пойменных отложений северозайсанской свиты Семипалатинского Прииртышья (скв. 52, глубина 115 м) встречены мелкие конкреции сидерита. В шлифах они образуют сферолиты радиально-лучистого строения (фиг. 24) размером до 0,5 мм. Центральная их часть сложена свежим сидеритом, по периферии всегда отмечается ожелезненная каемка. Иногда эти конкреции содержат зерна кварца. На термограммах этих проб (см. фиг. 23, обр. с-52-с) отмечаются эндотермическая остановка в интервале 450° и экзотермическая реакция - 510°. Температурные эффекты 590° и 970° связаны с присутствием примеси каолинита.

В обнажениях Киин-Кериш, Чакельмес и других среди линз пород пойменных фаций, содержащих ископаемую флору, иногда наблюдаются примазки и псевдоморфозы ярозита по растительным остаткам или тонкие прожилки гипса. Термограмма гипса (см. фиг. 23, обр. 427б) имеет четко выраженную эндотермическую остановку в интервале 220°. Видимо, образование ярозита и гипса связано здесь с окислением первичного пирита. Подобное явление (Ерофеев, 1969) часто наблюдается в породах окисленных углисто-колчеданных формаций - ашутасской и турангинской свит. Обрывки полуокисленного растительного детрита и отпечатки флоры хорошо просматриваются в этих линзах визуально, а цвет обогащенных органикой пород становится серым и темно-корич-



Фиг. 23. Термограммы аутигенных минералов из пойменных отложений Северной зоны

Обр. Л-1 – гётит-гидрогётитовые выделения по корешкам и веткам, разрез Уш-Кара в Северном Призайсанье; обр. с-52-с – сидеритовые конкреции из скв. 52 Семипалатинского Прииртышья; обр. 427б – гипсовые прожилки в алевритах, разрез Киин-Кериш



Фиг. 24. Сферолиты сидерита из пойменных отложений скв. 52 с глубины 115 м, Семипалатинское Прииртышье. Николь один, увел. 70

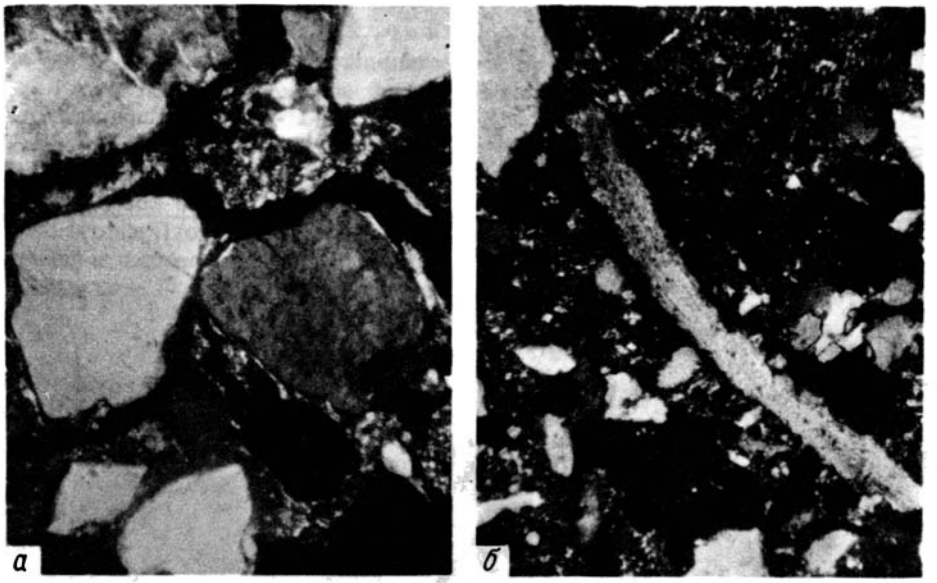
невым. По результатам химического анализа, содержание органики в обр. 34в из флороносных алевритов разреза Киин-Кериш составляет 0,22%, содержание растворимого железа (Fe^{2+} и Fe^{3+}) составляет соответственно 0,11 и 0,00%, нерастворимого (Fe^{2+} и Fe^{3+}) – 0,004 и 3,01%. В данном случае роль двухвалентного реакционноспособного железа несомненно возрастает. Однако этот единичный пример не может изменить общего вывода о резком преобладании в пойменных фациях свиты окисных форм аутигенного железа над закисными.

Выделения аутигенного кремнезема в невыветрелых осадках пойменных фаций макроскопически и в шлифах зафиксированы не были. Однако в щелочных вытяжках всех исследованных проб (обр. 34в, 66в) всегда присутствует аморфная SiO_2 соответственно в количествах 2,21; 2,76 и 6,86% при содержании Al_2O_3: 0,91; 0,27 и 0,00%. Как видно, здесь имеется излишек свободной SiO_2 над Al_2O_3 сверх отношения (2:1), допустимого при растворении каолинита. Следовательно, в пойменных породах присутствует примесь тонкораспыленного опала.

Макрофация русловых отложений Северной зоны

Породы макрофации русловых отложений обычно составляют в разрезах свиты 20–30% от всех аллювиальных отложений. В Северной зоне осадки этой генетической группы хорошо обнажены во многих районах Зайсанской впадины: разрезы Чакельмес, Керши (см. фиг. 7,а), Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш и другие, в Семипалатинском Прииртышье эти толщи можно наблюдать у поселков Черемушки, Белокаменка.

В русловом аллювии выделяются две фации: песчано-гравийно-галечных осадков русла крупной равнинной реки (АРК) и песчаных осадков русла мелкой равнинной



Фиг. 25. Шлифы пород из русловых фаций Северного Призайсанья (тип АРМ-1). Николи скрещены, увел. 70

а – песок кварцевый глинистый, обр. с-308-17, скв. 308, глубина 17 м, разрез Жуван-Кара; б – пластинка мусковита, замещенная каолинитом, угловатые зерна кварца, обр. 62а, разрез Жуван-Кара

реки либо притоков и протоков крупных рек (АРМ). Описание литогенетических типов данных фаций было дано выше.

Отложения характеризуемой макрофации представлены толщей кварцевых песков, гравийников, иногда с линзами кварцевых галечников или алевритов с крупной и мелкой косой и косоволнистой слоистостью. Часто встречаются линзы заглинизированных песков, песчаников с гётит-гематитовым цементом.

Цвет пород серый, белый с красными и коричневыми линзами. Окатанность обломочного материала различная: наряду с хорошо окатанными зернами (фиг. 25,а) часто встречаются полуокатанные, плохо окатанные, иногда угловатые и остроугольные обломки (фиг. 25,б). Последние наиболее характерны для осадков литогенетического типа АРМ-1.

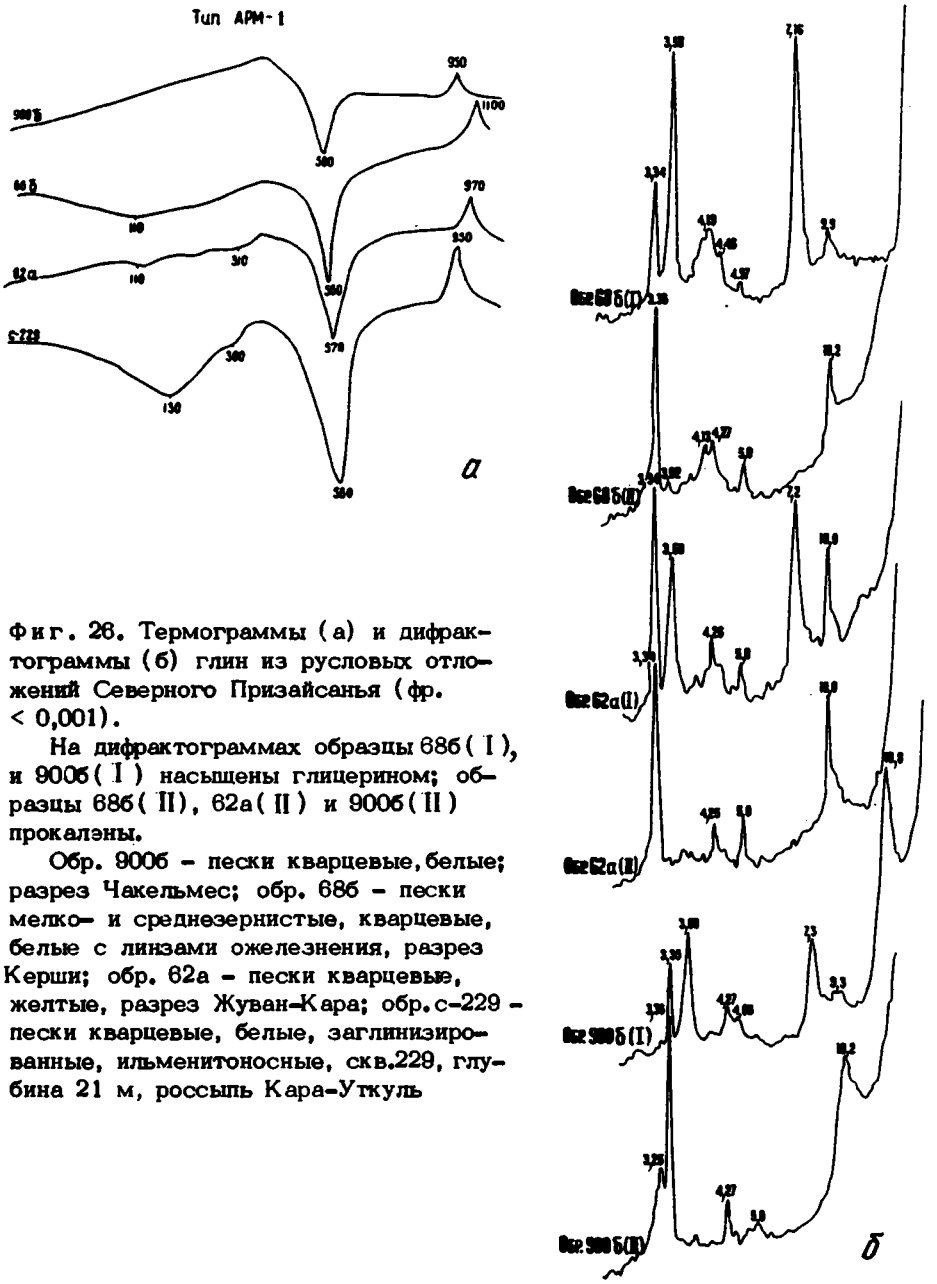
В обломочных минералах русловых отложений в легкой фракции преобладающее значение получает кварц (до 90-95%), встречаются также кварциты (до 3-5%), обломки полевых шпатов (до 2-4%), мусковит (до 5%), иногда биотит. Листочки мусковита и биотита часто бывают сильно каолинизированы, наблюдаются псевдоморфозы глин по листочкам слюды (см. фиг. 25,б).

В тяжелой фракции встречаются зерна ильменита, циркона, турмалина, иногда касситерита и сфена.

По данным силикатного анализа, общее содержание SiO_2 в песках русловой фации часто превышает 90% (табл. 7, обр. ч-3а). В заглинизированных песках (обр. 317) значение SiO_2 снижается главным образом за счет примеси каолинита.

Глинистые минералы слагают цемент в песках и песчаниках и имеют под микроскопом чешуйчатую структуру. В некоторых образцах (62а, 68б) фиксируются отдельные участки, сложенные колломорфным глинистым веществом, образование которого связано с воздействием на осадок процессов почвообразования и выветривания. Однако в характеризуемых породах масштабность проявления этих процессов сравнительно невелика.

Кривые нагревания глин (фр. < 0,001) из русловых фаций Северной зоны (фиг. 26,а, обр. 900б, 68б, 62а, с-229) типично каолиновые (термические остановки в интервале 560-580° и 950-970°). Пологая форма пиков на кривых, а также появление низкотемпературной реакции в интервале 110-130° могут свидетельствовать о примеси минералов монтмориллонит-гидрослюдистой группы.



Фиг. 26. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин из русловых отложений Северного Призайсанья (фр. < 0,001).

На дифрактограммах образцы 68б (I), и 900б (I) насыщены глицерином; образцы 68б (II), 62а (II) и 900б (II) прокалены.

Обр. 900б – пески кварцевые, белые; разрез Чакельмес; обр. 68б – пески мелко- и среднезернистые, кварцевые, белые с линзами ожелезнения, разрез Керши; обр. 62а – пески кварцевые, желтые, разрез Жуван-Кара; обр. с-229 – пески кварцевые, белые, заглинизированные, ильменитоносные, скв.229, глубина 21 м, россыпь Кара-Уткуль

Результаты рентгеноструктурного анализа (обр. 68б, 62а и 900б) приведены на фиг. 26,б. Как видно, каолинит является основным глинистым минералом (рефлексы 7,16–7,7 Å и 3,58 Å). Примесь гидрослюды (рефлексы 9,9–10,2 Å и 4,97–5 Å) встречается во всех исследованных образцах, наибольшее ее содержание установлено в пробе 62а. Лишь в обр. 900б преобладающее развитие получают смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы (рефлексы 18,8; 9,3 Å). На всех дифрактограммах фиксируется примесь кварца (рефлексы 3,34; 4,27 Å).

Некоторые колебания в минералогическом составе глинистых минералов русловых фаций Северной зоны (от каолинового до смешанного каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового) связаны с размывом различных по составу кор выветривания в питающих провинциях. В частности, в разрезе Чакельмес существенная примесь монтмориллонит-гидрослюдистых минералов характерна для глин различных фаций всей нижней части свиты (см. фиг. 18,а, обр. 33а; фиг. 26, обр. 900б).

Таблица 7

Химический состав (в %) кварцевых глинистых песков из русловых фаций северозайсанской свиты Северного Призайсанья

Компоненты	Разрез Чакельмес Обр. ч-3а (АРМ-1)	Разрез на левом берегу р. Черный Иртыш у пос. Буран Обр. 317(АРМ-1)	Компоненты	Разрез Чакельмес Обр. ч-3а (АРМ-1)	Разрез на левом берегу р. Черный Иртыш у пос. Буран Обр. 317(АРМ-1)
SiO_2	92,32	82,20	MgO	0,48	0,75
Al_2O_3	3,66	6,84	K_2O	0,32	1,50
Fe_2O_3	1,14	1,51	Na_2O	0,20	0,70
FeO	0,08	1,83	П.п.п.	1,44	2,52
TiO_2	0,05	0,55	C	Нет	Нет
CaO	0,26	0,30			
MnO	0,03	0,03	Σ	100,1	99,45
P_2O_5	0,03	0,12	H_2O	0,36	0,80
			$S_{общ.}$	0,06	0,70

Аутигенные минералы представлены в русловых фациях Северной зоны минералами гётит-гидрогётита, гематита; они входят в цемент песчаников либо окрашивают линзы пород в красные, коричневые и бурые цвета.

Макрофации русловых и пойменных отложений Юго-Восточной зоны

Породы аллювиального генезиса в разрезах характеризуемой зоны представлены песками, алевритами, глинами. Их цвет изменяется от белого до коричневого и ярко-красного. По сравнению с разрезами северных частей территории в них несколько сокращается количество стяжений гётит-гидрогётитовых минералов.

В Южном Призайсанье представлена как русловая, так и пойменная макрофация. Русловый аллювий в основании северозайсанской свиты установлен, например (см. фиг. 6, IV), в разрезах Динозавровый и Арасан-Талды. В обнажениях Саргамыс и Тайжузген он фиксируется в средней части, а у пос. Зайсан слагает основную часть ее разреза.

Отложения пойменных фаций встречены (см. фиг. 6, IV) в разрезах Тайжузген, Кара-Адыр, Динозавровый, Чайбулак, Арасан-Талды, Зайсан и др.

Обломочные минералы представлены в аллювии Южного Призайсанья кварцем (88-95%), полевыми шпатами (до 5-10%), листочками мусковита (до 4-5%), часто сильно каолинизированными, обломками эффузивов. В тяжелой фракции установлены магнетит, ильменит, лейкоксен, эпидот, пироксен, циркон, турмалин, гранат, сфен и др.

Выше отмечалось (см. гл. IV), что этот обломочный материал поступал из различных питающих провинций.

1. С размывом каолиновых кор выветривания мусковитовых гранитов и эффузивно-осадочных толщ кислого и среднего состава связано поступление обломочного материала в аллювий разрезов Тайжузген I, II, Кара-Адыр, Арансан-Талды, Зайсан и др.

2. Коры выветривания более основных по составу пород, местами прорванные мелкими массивами щелочных гранитов служили поставщиком магнетита, лейкоксена,

эпидота, пироксенов, а также кварца, иногда образующего сростки с нерешетчатым микроклином.

Глинистое вещество в аллювиальных породах Южного Призайсанья изучалось с помощью термического и рентгеноструктурного анализов. Глины сложены в основном ферримонтмориллонитом, каолинитом, а местами содержат примесь смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых агрегатов или гидрослюд.

На термограммах (фиг. 27,а) присутствие каолиновых минералов в пробах приводит к появлению реакций в интервалах 570–600° и 950–960° (обр. 49в, 47в, 47г, 11д, 11в, 11м, 11г, 11ж, 51з). У монтмориллонитовых глин отмечаются более округлые формы пиков на кривых нагревания (обр. 51з, 53с, 23а, 52б, 52в, 52з) в интервалах 110–150°, 550–570°, 840–880° и 900–910°, а у некоторых образцов (51з, 52э, 11ж) появляется дополнительная эндотермическая реакция в интервале 180–210°.

На дифрактограммах образцов (фиг. 27,б), насыщенных глицерином, каолиновые минералы (обр. 49в, 47в, 47г, 11д, 11в, 11ж, 11м, 11л) приводят к появлению четко выраженных базальных рефлексов 7,1–7,3 и 3,57–3,58 Å, исчезающих после прокаливания.

У монтмориллонита (обр. 47г, 11в, 11г, 11м, 11л, 52з) базальный рефлекс выражен в интервале 17,6–18,0 Å; для смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов (обр. 11д, 11ж, 23а, 52б, 52д) отмечается базальный рефлекс 18,1–18,9 Å, а у гидрослюды (обр. 47г, 11д, 11в, 11м и др.) 9,9–10 Å и 4,98–5,0 Å.

Из приведенного материала видно, что распределение глин в аллювиальных породах Южного Призайсанья также контролируется составом кор выветривания питающих провинций. В разрезах Тайжузген, Зайсан, Арасан-Талды, где развиты как русловые, так и пойменные фации, они слагаются преимущественно каолинитом с примесью монтмориллонита, гидрослюд либо смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов [см. фиг. 27,а, обр. 11д, 11в, 11т, 11г, 11ж, 11м; фиг. 27,б, обр. 49в(I), 47г(I), 11д(I), 11в(I), 11г(I), 11ж(I), 11м(I), 11л(I)].

В то же время в разрезах Динозавровый и Саргамыс, где также встречаются породы как русловых, так и пойменных фаций, главенствующее значение получают монтмориллонитовые глины либо смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы с преобладанием в пакетах монтмориллонита над гидрослюдами [см. фиг. 27,а, обр. 53с, 23а, 23в, 52б, 52з; фиг. 27,б, обр. 53с(I), 23а(I), 52б(I), 52д(I), 52з(I)]. Примесь каолинита и гидрослюд во всех исследованных пробах невелика.

Аутигенные минералы представлены в разрезах аллювиальных толщ Южного Призайсанья в основном минералами гётит-гидрогетита и гематита, обычно рассеянными в породе и образующими пятна и линзы ожелезнения, мелкие стяжения и псевдоморфозы по корешкам и веткам.

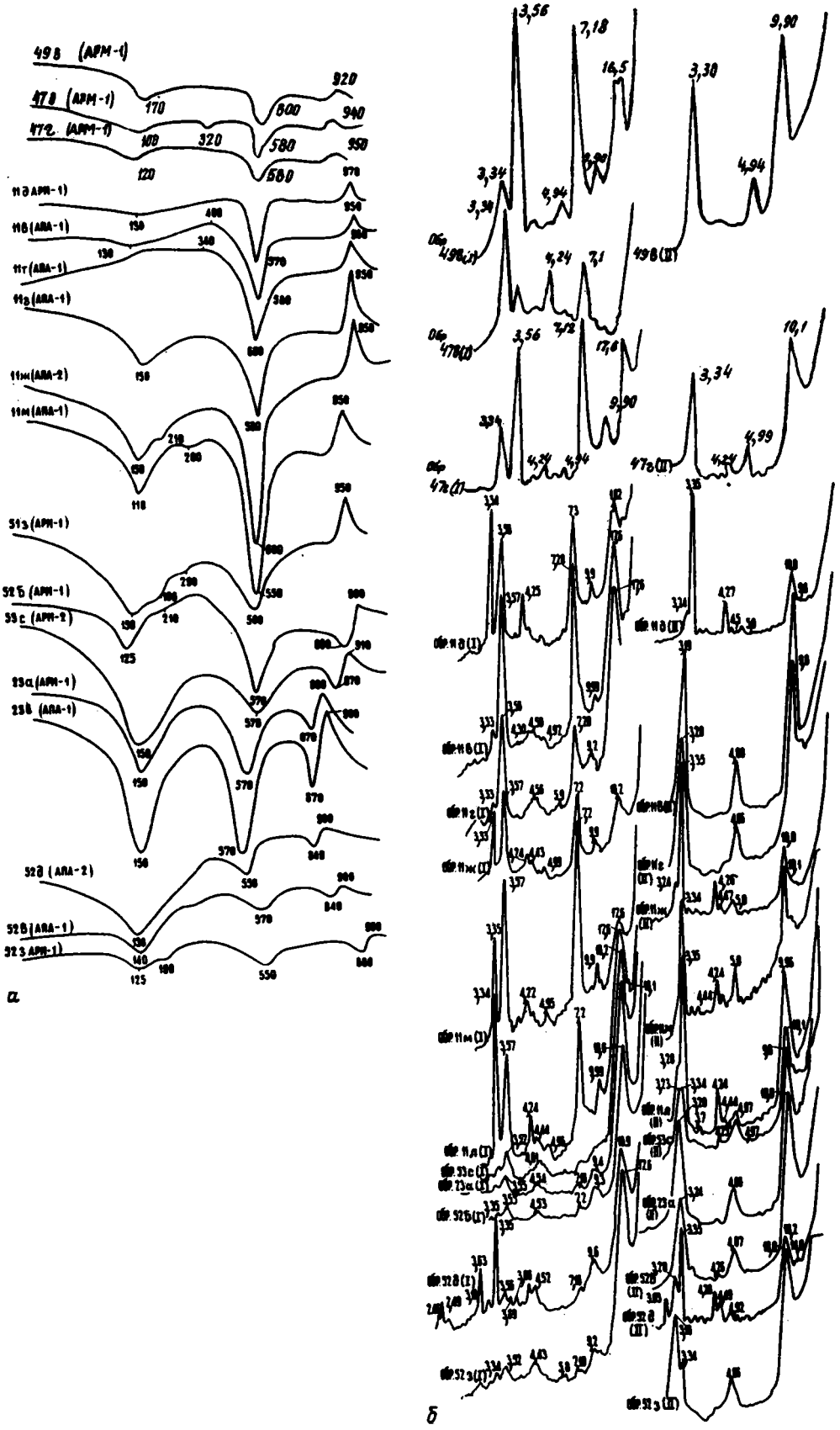
Соединения закисного железа здесь не были встречены. В связи с этим содержание органического углерода в породах (по данным химических анализов) обычно около нуля. Лишь в разрезе Тайжузген I в основании пачки аллювиальных пород встречена мелкая линза пойменных алевритов и алевритовых песков темно-серого цвета, содержащая полуокисленный гелефицированный растительный детрит, отпечатки флоры.

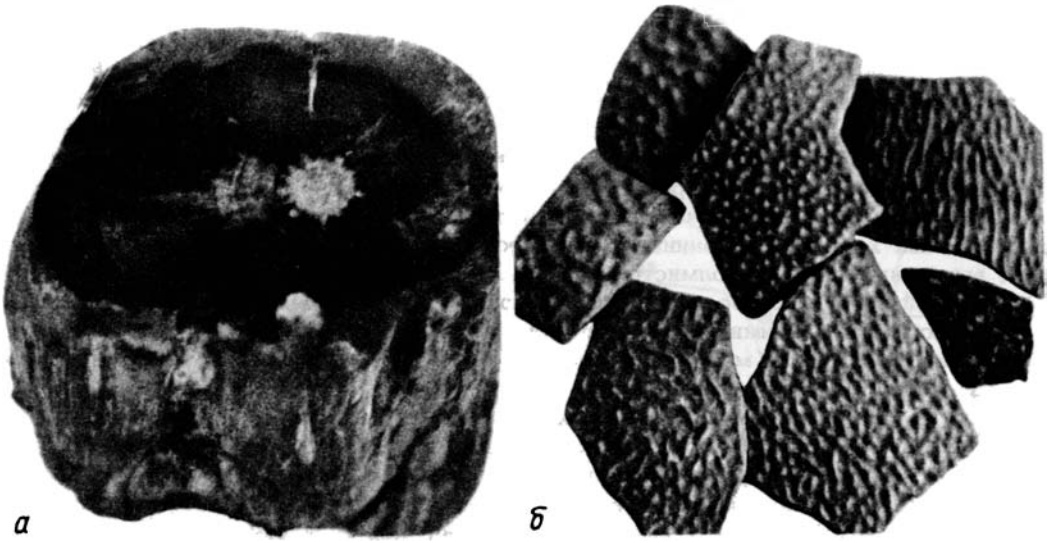
В разрезе Динозавровый среди пойменных отложений наблюдаются белые известковисто-глинистые стяжения размером до 5–10 см. Под микроскопом их основная масса представлена мелкокристаллическим кальцитово-глинистым агрегатом. В пустотах, трещинках вокруг обломков кварца отмечаются выделения крупнозернистого кальцита, образовавшегося после карбонатной массы.

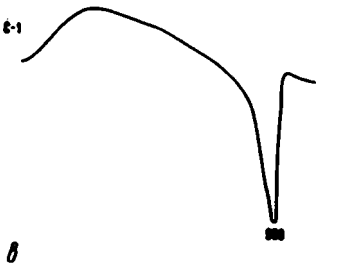
В других разрезах аллювиальных отложений Южного Призайсанья кальцит не встречен.

Макроскопически скопления аутигенного кремнезема в невыветрелых аллювиальных породах наблюдались нами лишь в обнажении у сопок Жак-Тологай. Здесь установлены обломки замещенной халцедоном древесины, хорошо сохранившей свое внутреннее строение (фиг. 28,а).

Скорлупа яиц динозавров (фиг. 28,б), обнаруженная в аллювиальных глинистых песках, имеет кальцитовый состав и бурно реагирует с HCl. На кривой нагревания пробы из скорлупы фиксируется эндотермическая остановка в интервале 900°.


498 (АРМ-1)
478 (АРМ-1)
472 (АРМ-1)
11з (АРМ-1)
11б (АРА-1)
11г (АРА-1)
11д (АРА-1)
11ж (АРА-2)
11м (АРА-1)
51з (АРМ-1)
52б (АРМ-1)
52с (АРМ-2)
23а (АРМ-1)
23б (АРА-1)
52в (АРА-2)
52в (АРА-1)
52з (АРМ-1)
а
б





Фиг. 28. Органические остатки из аллювиальных отложений северозайсанской свиты. Нат. вел.

а – окремненная древесина разреза Жак-Тологай; б – скорлупа яиц динозавров из пойменных отложений разреза Динозавровый Южного Призайсанья; в – термограмма пробы из скорлупы (обр. с – 1)

Фиг. 27. Термограммы (а)и дифрактограммы (б) глин из русловых и пойменных отложений Южного Призайсанья (фр. < 0,001)

На дифрактограммах образцы 49в(I), 47в(I) и другие насыщены глицерином; образцы 49в(II), 47в(II) и другие прокалены

Обр. 49в – пески белые, крупнозернистые, разрез Зайсан: обр. 47в – пески желтовато-белые, крупнозернистые, разрез Арасан-Талды; обр. 47г – пески белые, мелкозернистые, разрез Арасан-Талды; обр. 11д – пески серые, среднезернистые, разрез Тайжузген I; обр. 11в – алевриты темно-серые, с обугленным растительным детритом, разрез Тайжузген; обр. 11т – алевриты красно-коричневые, разрез Тайжузген I; обр. 11г – алевриты песчанистые, разрез Тайжузген I; обр. 11ж – алевриты серовато-белые, разрез Тайжузген I; обр. 11м – алевриты кирпично-красные, разрез Тайжузген I; обр. 11л – глины серые, с коричневыми пятнами, горизонтальнослоистые, разрез Тайжузген I; обр. 51з – пески среднезернистые, серовато-белые, разрез Динозавровый; обр. 52б – пески крупнозернистые, серовато-белые, разрез Динозавровый; обр. 53с – пески глинистые, среднезернистые, серые, разрез Саргамыс III; обр. 23а – пески среднезернистые, белые, разрез Динозавровый; обр. 23в – пески сильноглинистые, серовато-белые, разрез Динозавровый; обр. 52д – пески сильноглинистые, мелкозернистые, голубовато-серые, разрез Динозавровый; обр; 52в – глины светло-зеленые, песчанистые, разрез Динозавровый; обр. 52з – пески сильноглинистые, коричневые, разрез Динозавровый

ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНАЯ ГРУППА ОТЛОЖЕНИЙ

Породы этой группы отложений встречаются большей частью в основании разрезов северозайсанской свиты и залегают непосредственно на образованиях коры выветривания. На их долю обычно приходится до 1-2% всего разреза.

Осадки делювиально-пролювиального генезиса подразделяются на три фации: щебнистых осадков делювиальных временных потоков холмистой равнины (ДЩ), глинисто-галечных осадков стрежневых частей делювиально-пролювиальных временных потоков подножий сопок холмистой равнины (ДПГ), песчаных осадков делювиально-пролювиальных временных потоков холмистой равнины (ДПП).

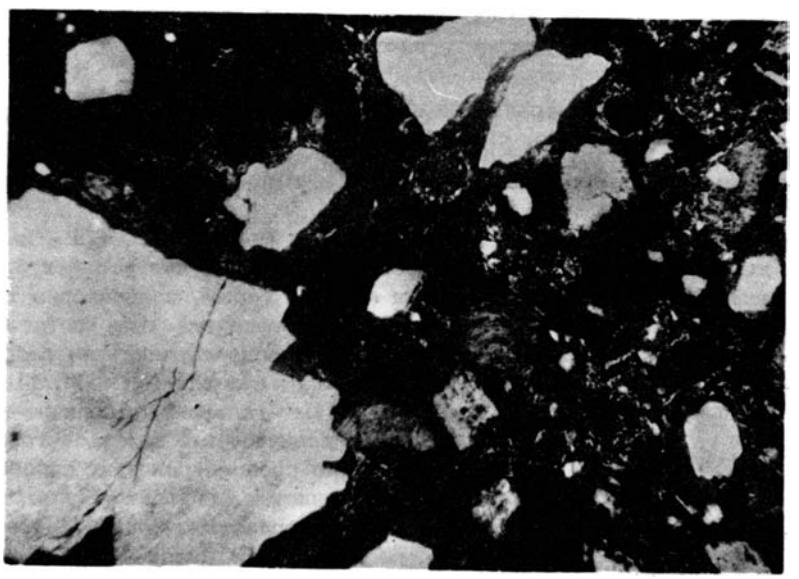
В Северной зоне наиболее интересные и полные разрезы делювиально-пролювиальных фаций вскрыты многими скважинами (см. фиг. 6, I, скв. 16; фиг. 13, скв. 343). В обнажениях эти породы можно наблюдать в районе сопок Чакельмес (см. фиг. 6, III), Кериш (см. фиг. 6, III), Актобе и др.

Обломки в делювиально-пролювиальных отложениях Северной зоны представлены кварцем (до 70-90%), встречаются зерна полевых шпатов (до 3-10%), мусковита, ильменита и магнетита, циркона, турмалина.

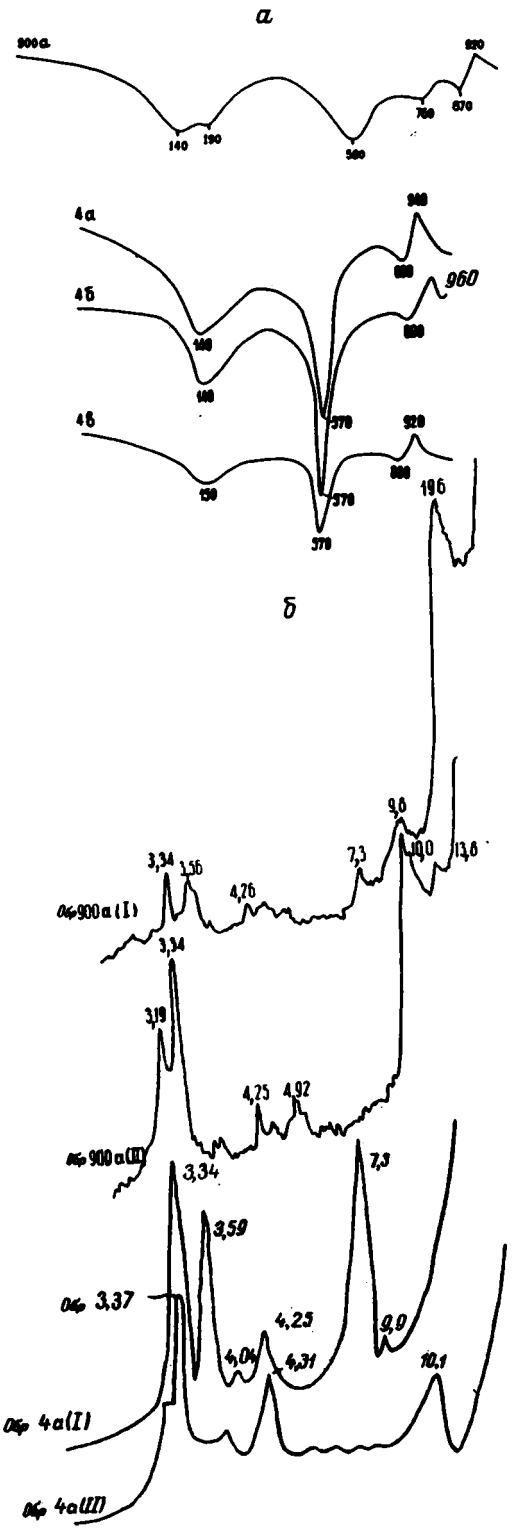
В некоторых участках, особенно в базальных горизонтах северозайсанской свиты, содержание неустойчивых к выветриванию минералов и обломков пород резко возрастает. Например, в песчано-глинисто-щебнистых отложениях основания разреза свиты у горы Чакельмес (фиг. 29) значение полевых шпатов достигает 15-20%. Здесь встречаются также обломки сланцев, листочки мусковита. Зерна полевых шпатов и сланцев сильно выветрелы, часто каолинизированы. Однако такие породы, имеющие мезомиктово-олигомиктовый состав обломочных минералов, встречаются в разрезах свиты редко.

Глинистые минералы пород делювиально-пролювиальных фаций сложены смесью монтмориллонита, гидрослюд и каолинита. Термограмма образца глин (фиг. 30, а, обр. 900а) из делювиальных отложений нижней части разреза свиты у горы Чакельмес имеет типично монтмориллонитовый облик (эндотермические остановки 140°, 190°, 580°, 760°, 870°, экзотермическая реакция 920°).

Дифрактограмма этого же образца (фиг. 30, б) свидетельствует о присутствии в нем смешаннослойных монтмориллонит- гидрослюдистых глинистых минералов (рефлексы 19,6; 9,8 Å) и примеси каолинита (рефлексы 7,3; 3,56 Å).



Фиг. 29. Глины сильнопесчанистые. Обр. 900а из глинистой массы, цементирующей щебенку, в делювиальных отложениях разреза Чакельмес Северного Призайсанья. Увел. 70, николи скрещены



Фиг. 30. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр. < 0,001) из делювиально-пролювиальных отложений северозайсанской свиты

На дифрактограммах образцы 900а (I), 4а (I) насыщены глицерином, образцы 900а (II), 4а(II) прокалены

Литогенетический тип ДШ-1: обр. 900а - щебень сильно заглинизированный, разрез Чакельмес.

Литогенетический тип ДПГ-1: обр. 4а - галечники эффузивов крупнообломочные, сильно выветрелые, плохо сортированные, заглинизированные, разрез Кусто; обр. 4б - галечники эффузивов мелкообломочные, сильно выветрелые, плохо сортированные, заглинизированные, разрез Кусто; обр. 4в - глины песчанистые, со скоплениями крупных галек, сильно выветрелых, разрез Кусто

Результаты силикатного анализа пелитовых фракций из делювиальных отложений разреза Чакельмес даны в табл. 8.

Как видно из таблицы, в исследованном образце отмечается несколько повышенное содержание щелочей при сравнительно высоком значении отношения $SiO_2:Al_2O_3$= 3,29:1, что подтверждает монтмориллонит-гидрослюдистый состав слагающих его глин.

Аутигенные минералы в делювиально-пролювиальных отложениях Северной зоны представлены гётитом и гидрогётитом в форме либо мелких конкреций, либо линз ожелезненных пород бурого и красного цветов.

В Юго-Восточной зоне делювиально-пролювиальные отложения установлены лишь в разрезах Кусто (см. фиг. 10,б), где они залегают в основании свиты и представлены пластами глинисто-галечных пород, плохо сортированных, неслоистых, мощностью 0,5-2 м (типы ДПГ-1 и ДПП-1).

Обломки представлены гальками эффузивно-осадочных пород (андезитовых порфиритов, туфопесчаников); они часто почти полностью замещены глиной (см. фиг. 15).

Глины, по данным термического и рентгеноструктурного анализов (см. фиг. 30а,б, обр. 4а, 4б, 4в) представлены каолинитом (термические остановки в интервалах 570-580° и 920-960°, базальные рефлексы на дифрактограммах 7,16-7,3; 3,57-3,59Å)

Таблица 8

Химический состав (в %) глин (фр.<0,001) из делювиальных фаций разреза Чакельмес в Северном Призайсанье

Компоненты	Обр. 900а	Компоненты	Обр. 900а
SiO_2	49,93	H_2O^+	6,84
TiO_2	0,97	H_2O^-	7,54
Al_2O_3	20,37	P_2O_5	0,16
Fe_2O	6,32	CO_2	Нет
FeO	0,21	C	"
MnO	0,05	Σ	99,64
CaO	0,78	Si_2O аморфн.	1,94
MgO	2,97	Al_2O_3 раств.	1,34
Na_2O	1,07	Fe_2O_3	1,50
K_2O	1,28	Кварц	9,92
		SiO_2:Al_2O_3	3,29:1

с примесью монтмориллонита (термические эффекты 140–150°, 170°, 570–580°, 880–890° и 920–940°, базальные рефлексы 17,6–17,8 Å) и гидрослюд (базальные рефлексы 9,9–10; 4,9–5,0 Å). В обр. 4в и монтмориллонит, и гидрослюды начинают играть главенствующую роль.

Из аутигенных минералов в делювиально-пролювиальных осадках Юго-Восточной зоны установлены лишь гётит и гидрогётит, образующие в породах пятна ожелезнения красного и коричневого цветов.

ПОЙМЕННЫЕ И ПРОЛЮВИАЛЬНО-ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ С НАЛОЖЕННЫМИ ТАКЫРАМИ И СОЛОНЧАКАМИ

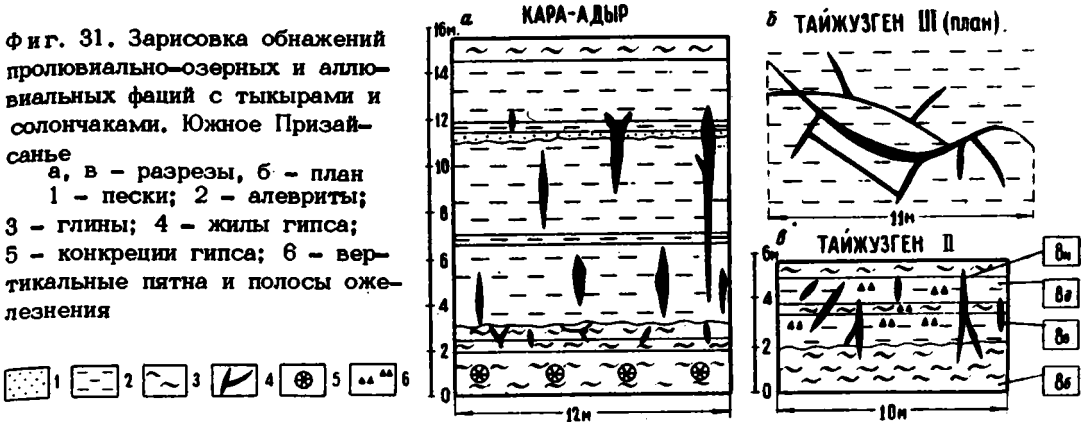
В ряде разрезов северозайсанской свиты хорошо видно, что среди пролювиально-озерных либо пойменных осадков появляются такыры или солончаки. Первые характеризуются формированием в первичноосадочных породах системы вертикальных трещин, заполненных жильным гипсом, вторые – образованием конкреций гипса, иногда барита.

В Северном Призайсанье подобные породы встречаются сравнительно редко. В южной части впадины их роль несколько возрастает.

Глинисто-алевритовые пойменные и пролювиально-озерные отложения с наложенными такырами

Обнажения данных пород можно наблюдать в Северном Призайсанье – у сопок Кериш, в южной части Зайсанской впадины – в разрезах Тайжузген II (см. фиг. 9,а,б; 31,б,в), Кара-Адыр (фиг. 31,а) и на других участках. Здесь хорошо видно, как в горизонтально-слоистых пойменных алевритах или пролювиально-озерных глинах появляется система вертикально ориентированных трещин, заполненных гипсом. Толщина жил гипса изменяется от 2–3 мм до 10–20 см. Их длина в вертикальных разрезах колеблется в широких пределах; от 15–30 см до 4–8м,. иногда 10–12 м. Как видно из приведенных рисунков (см. фиг. 31,а, б), одна жила гипса может пересекать несколько различных по гранулометрическому составу и генезису пластов пород (например, глин и алевритов, алевритов и песков и т.д.) либо располагаться в пределах одного слоя.

В плане данные жилы имеют прямую или изогнутую форму, иногда, пересекаясь одна с другой, образуют систему трещин сложной конфигурации (см. фиг. 31,б), ха-



Фиг. 31. Зарисовка обнажений пролювиально-озерных и аллювиальных фаций с тыкырами и солончаками. Южное Призайсанье

а, в – разрезы, б – план
1 – пески; 2 – алевриты; 3 – глины; 4 – жилы гипса; 5 – конкреции гипса; 6 – вертикальные пятна и полосы ожелезнения

рактерную для такыров. Изучение вещественного состава пойменных и пролювиально-озерных фаций с такырными трещинами, заполненными гипсом, показало, что существенного преобразования обломочных и глинистых минералов исходных пород здесь не происходит.

На фиг. 32,а приведены кривые нагревания глин пролювиально-озерно-такырных (обр. 40к, разрез Керши) и пойменно-такырных осадков (см. фиг. 31, обр. 8и, 8д, 8в, разрез Тайжузген). Для сравнения здесь же помещены термограммы обычных глин, слагающих пролювиально-озерные либо пойменные фации, из этих же участков (обр. 40ж, Керши; обр. 11м, Тайжузген). Все приведенные кривые имеют типично каолиновый облик (эндотермические эффекты в интервале 550–570° и экзотермические остановки в интервале 950–970°). Низкотемпературная эндотермическая реакция в интервале 100–140° связана с присутствием в пробах примеси монтмориллонита и гидрослюд. В обр. 8и в интервале 130° происходит разрушение гипса.

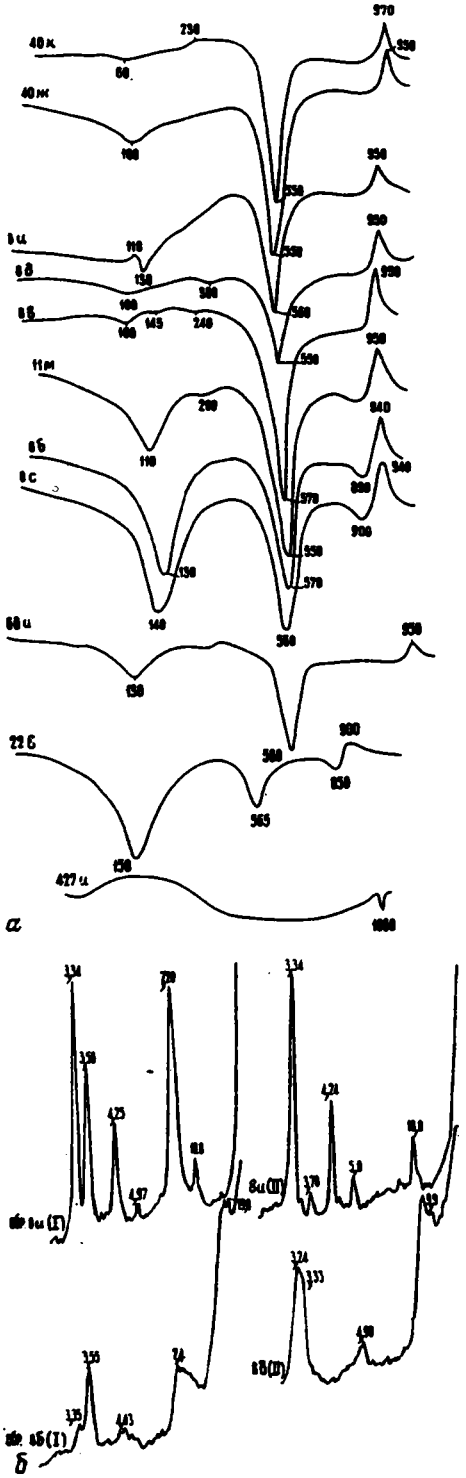
Дифрактограммы обр. 8и (фиг.32,б), взятого на контакте с жилкой гипса, свидетельствуют, что он сложен каолинитом (базальные рефлексы 7,16; 3,58 Å). Рентгенограммы глин из такырно-пойменных и обычных пойменных осадков (см. фиг. 27,б) данного района обладают большим сходством.

Аналогичная картина имеет место в том случае, если такыры развиваются на пролювиально-озерных отложениях с исходными глинами, имеющими монтмориллонит-каолиновый состав. Кривая нагревания подобных глин из такыров разреза Тайжузген I (обр. 8б) очень напоминает термограмму обычных пролювиальных глин из этого же обнажения (обр. 8с).

Состав аутигенных минералов исходных фаций после наложения на них такыров также существенно не менялся. Помимо жильного гипса, сложенного волокнистыми агрегатами, и стяжений гидроокислов железа, другие новообразования в этих осадках зафиксированы не были. Причем соотношение между аутигенными минералами всегда остается постоянным: жилки гипса повсеместно рассекают более ранние по времени формирования линзы и пятна ожелезнения либо глинисто-гётитовые стяжения. Следовательно, после формирования такырных трещин и заполнения их гипсом миграция соединений железа в породах прекратилась.

Следует остановиться еще на одном вопросе: можно ли в разрезах точно установить те слои, которые являлись древней поверхностью такырообразования? В ряде случаев на этот вопрос можно ответить положительно. Например, в обнажении Кара-Адыр (см. фиг. 31,а) это слой 3 (снизу). Время формирования такыра здесь совпало с перерывом в осадконакоплении, который наступил после завершения отложения пролювиально-озерных осадков (слой 3) и перед началом осаждения пойменных алевритов (слой 4).

В вышележащей же части разреза (слои 6–9), где породы также интенсивно преобразованы такыром, найти такую границу довольно сложно. Прожилки гипса встречаются здесь на различных уровнях, и остается неясным, имеет ли здесь место одна эпоха такырообразования, когда гипс заполнил систему трещинок в различных частях разреза, или таких эпох было несколько.



Солончаковые отложения

Солончаковые фации встречены среди отложений пролювиально-озерного генезиса. Литологически они представлены светло-зелеными загипсованными глинами и отличаются от такырных осадков формой выделения гипса, который образует здесь конкреции или друзы.

В северном Призайсанье обнажения пород солончаково-озерного генезиса встречаются в виде линз мощностью до 0,2-1,0 м в разрезах у сопок Пшук.

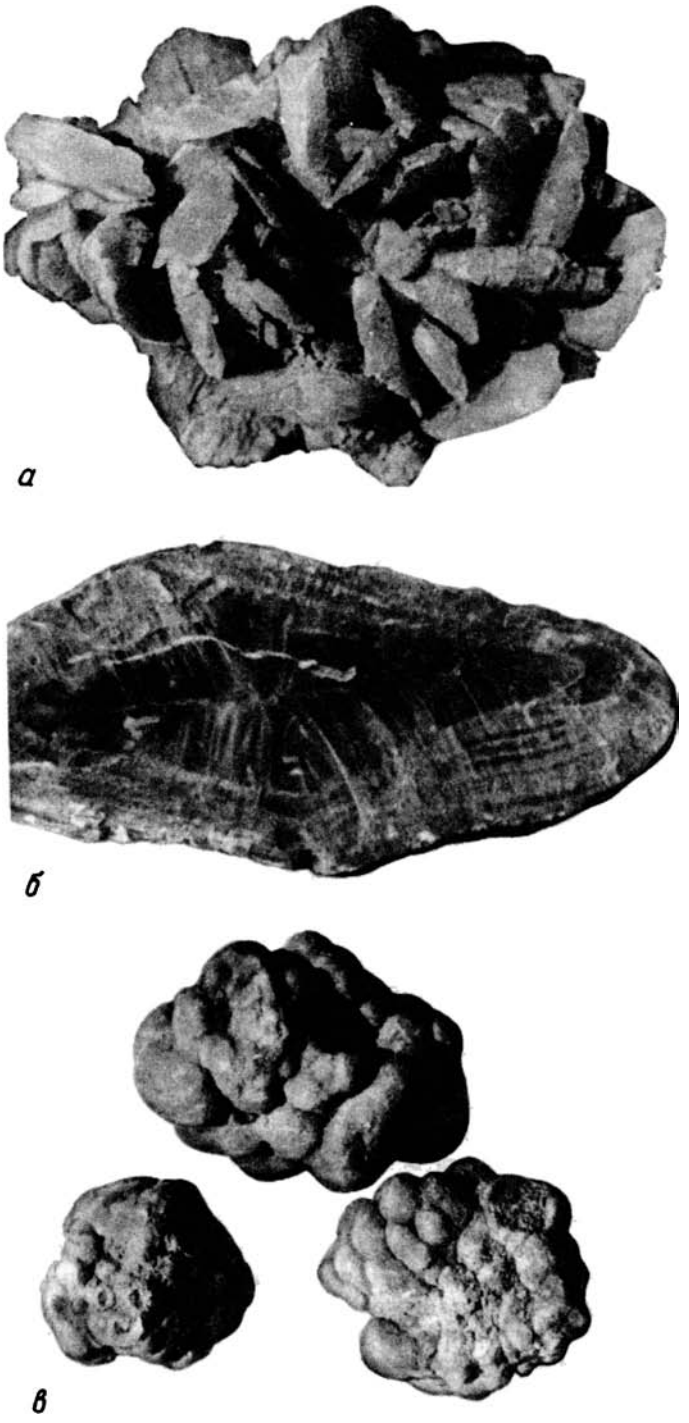
В Южном Призайсанье прослои гипсоносных глин наблюдаются в обнажениях у сопок Кара-Адыр (см. фиг. 31, а, слой 1), а также Тайжузген, Арасан-Талды, Жак-Тологай и др.

Из кривых нагревания глин пролювиально-озерно-солончаковых фаций (см. фиг. 32а, обр. 22в и 68и) видно, что исходный каолинитовый материал коры выветривания, поступающий из питающих провинций в Северном Призайсанье, и монтмориллонитовый – в Южном Призайсанье, не испытывал существенного преобразования в солончаках. Состав глин в обр. 68и (разрез Керши) – каолинитовый (термические остановки 580 и 950°), а в обр. 22в (разрез Саргамыс) – монтмориллонитовый (остановки 150, 565, 850 и 900°).

Фиг. 32. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр < 0,001) и конкреций из такырных и солончаковых фаций

Образцы 8и (I), 8б (I) насыщены глицерином; образцы 8и (П), 8б (П) прокалены.

Обр. 40к – глины беловато-серые, с пятнами ожелезнения и вертикальными прожилками гипса (пролювиально-озерная фация с такырами), разрез Керши; обр. 40ж – глины беловато-серые, с пятнами ожелезнения, не затронутые процессами такырообразования (пролювиально-озерная фация), разрез Керши; образцы 8и, 8д, 8в – алевриты глинистые, пестроцветные с пятнами ожелезнения и вертикальными жилами гипса (пойменная фация с такырами), разрез Тайжузген; обр. 11 м – алевриты глинистые кирпично-красные (пойменная фация), разрез Тайжузген; обр. 8б – глины пестроцветные, розовато-коричневые, с серыми пятнами, вертикальными жилами гипса (пролювиально-озерная фация с такырами), разрез Тайжузген: обр. 8с – глины розовато-коричневые (пролювиально-озерная фация), разрез Тайжузген; обр. 68и – глины серовато-зеленые, с конкрециями гипса (солончаковая фация), разрез Керши; обр. 22в – глины зеленовато-серые, с коричневыми пятнами и конкрециями гипса, разрез Саргамыс II; обр. 427н – конкреция барита, разрез Киин-Кериш



Фиг. 33. Аутигенные минералы из солончаковых фаций. Нат. вел.
а – роза гипса (обнажение Кара-Адыр); б – конкреция гипса (обнажение Тайжузген); в – конкреция барита (обнажение Киин-Кериш)

Аутигенные минералы представлены в солончаковых фациях гипсом, образующим друзы и розы кристаллов (фиг. 33а), конкреции (фиг. 33,б) размером до 10–15 см. В обнажениях Киин-Кериш и Жуван-Кара среди пролювиально-озерных осадков встречены линзы зеленоцветных глин (мощностью 0,5 м), содержащие мелкие конкреции барита (фиг. 33в). Под

микроскопом последний представлен мелкозернистой массой; в трещинках и пустотках наблюдаются скопления более крупных баритовых зерен (Ng = 1,648; Np = 1,636; Ng - Np = 0,009). В качестве примеси в конкрециях присутствует глина. На термограмме данной конкреции (см. фиг. 32, обр. 427н) отмечается эндотермическая реакция в интервале 1080°.

Следовательно, проведенные нами исследования не позволили зафиксировать существенного изменения минералогического состава терригенных и глинистых минералов в солончаках и такырах. Если такие преобразования и имеют место, то для их выявления следует провести специальные исследования.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД СЕВЕРОЗАЙСАНСКОЙ СВИТЫ, НЕ ИЗМЕНЕННЫХ ПРОЦЕССАМИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЯ

Весь вышеизложенный материал свидетельствует, что отложения северозайсанской свиты сложены различными генетическими группами осадков, среди которых установлены аллювиальные, пролювиальные и пролювиально-озерные, делювиально-пролювиальные.

В терригенных минералах наиболее часто встречается кварц, составляющий 90–95% всех зерен. Наблюдаются также единичные обломки полевых шпатов, мусковита, ильменита, магнетита, циркона, турмалина. Лишь иногда в более грубообломочных по составу осадках (пролювиального, делювиально-пролювиального, руслового генезиса) несколько увеличивается содержание полевых шпатов либо обломков осадочных пород (до 20–30%).

Состав глинистых минералов на большей части исследуемой территории почти не зависит от фациальной принадлежности осадков и связан с поступлением в области аккумуляции преимущественно продуктов размыва каолиновых кор выветривания: это в основном каолинит с примесью ферримонтмориллонита и гидрослюд. Иногда в грубообломочных породах делювиального либо пролювиального генезиса содержание двух последних минералов возрастает. Размыв ферримонтмориллонитовых кор выветривания пород основного состава, слагавших отдельные участки областей денудации в Юго-Восточной зоне, способствовал локальному поступлению ферримонтмориллонитового глинистого вещества, что привело к увеличению содержания его в осадках.

Обнаруженные в северозайсанской свите аутигенные минералы довольно однообразны: гётит, гидрогётит, гематит, окрашивающие породы в красные и коричневые тона, образующие стяжения, псевдоморфозы по корешкам, веткам и слагающие цемент песчаников; соответственно этому содержание органического углерода в породах обычно равно нулю.

Частая прерывистость процессов осадконакопления приводила к окислению формирующихся осадков как делювиально-пролювиальных, так и аллювиальных и пролювиально-озерных фаций, причем на поверхности осушавшихся слоев в условиях субтропического климата быстро образовывались почвы. Остатки корешков растений древних почв, замещенных гётитом, хорошо сохранились, например, в охарактеризованных выше пойменных отложениях (см. фиг. 8, а).

Если осадконакопление на участке с почвой сравнительно быстро возобновлялось, процессы выветривания не успевали привести к глубокому минералогическому преобразованию исходных пород. Их деятельность ограничивалась лишь окислением органики и минералов с двухвалентным железом, местами возникающих на начальной стадии диагенеза. В этом случае мы не наблюдаем четко выраженного зонального строения профиля выветривания. Подобные древние почвы хорошо обнажены, например, южнее сопок Уш-Кара. Здесь в красных пойменных алевритах видны замещенные лимонитом корешки растений. Иногда верхняя часть этих почв (мощностью 0,1–1,0 м) осветлялась, а интенсивность красной окраски в подстилающих породах (0,1–0,4 м) возрастала. Местами в породах наблюдаются гётитовые конкреции, появляются колломорфные глинистые образования. Следовательно, здесь намечается уже обособление основных зон профиля выветривания, причем верхняя его часть осветляется, а нижняя – становится пестроцветной.

Таким образом, почти все вышеохарактеризованные породы, описанные как невыветрелые, уже несут в себе начальные черты воздействия процессов окисления, почвообразования и выветривания. Однако в группе пород, выделенных в горизонты выветривания (их характеристика будет дана ниже), степень проявления данных процессов значительно возрастала.

Глава VI

ХАРАКТЕРИСТИКА И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, ИЗМЕНЕННЫХ ПРОЦЕССАМИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ВЫВЕТРИВАНИЯ

Породы, измененные процессами почвообразования и выветривания, играют существенную роль в строении разрезов характеризуемой свиты. В центральных частях крупных областей аккумуляций, таких, как Зайсанская впадина, они слагают 40–60% всего объема осадков, в периферических участках этих областей – 70–80%, а в мелких депрессиях древней денудационной равнины (районы Южного Алтая и Чингиза) мы имеем дело почти только с осадками, сильно преобразованными элювиальными процессами. Для того, чтобы разобраться в причинах формирования различных минералогических типов профилей выветривания, зафиксированных в отложениях северозайсанской свиты, необходимо восстановить палеоландшафтные и палеоклиматические условия.

О КЛИМАТЕ И ЛАНДШАФТАХ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ – ПАЛЕОЦЕНОВОЙ ЭПОХИ

Большинство геологов и палинологов, изучавших верхнемеловые – нижне–среднепалеогеновые отложения соседних с Восточным Казахстаном регионов (Центрального Казахстана, Приаралья, Тургая), отмечают, что в начале палеогена здесь господствовал жаркий, видимо, субтропический переменно–влажный климат (Заклинская, 1955; Лавров, 1957; Разумова, 1961, и др.). Для территории Восточного Казахстана в позднем мелу – палеоцене В.С. Ерофеев (1969) также предполагал существование в целом гумидного тропического климата с сезонами увлажнений и засух.

Важные и конкретные сведения о климате, растительном и животном мире времени формирования северозайсанской свиты мы находим в работах палеофлористов, палинологов, палеонтологов. На схеме А.Н. Криштофовича (1955, 1957) для начала палеогена Восточный Казахстан располагается в самой северной части Гелинденской палеофлористической провинции, на границе с Гренландской. В пределах Гелинденской провинции произрастала тропическая и субтропическая вечнозеленая растительность, гренландский тип флоры развивался в условиях умеренно теплого климата.

Собранные из северозайсанской свиты Восточного Казахстана палеонтологические, палеофлористические и палинологические остатки можно условно объединить в две группы: позднемелового и позднемел–палеоценового возраста. Наличие фауны динозавров в базальных горизонтах северозайсанской свиты Южного Призайсанья (Бажанов, 1961) позволяет предполагать, как считает А.К. Рождественский, что они обитали в условиях достаточно теплого или жаркого, скорее всего субтропического климата. Из нижней же части северозайсанской свиты Южного Призайсанья И.А. Ильинской (1962) были изучены отпечатки листовой флоры в районе р. Тайжузген; подобный по составу тип палеофлоры был выявлен Э.В. Романовой из местонахождения Жуван–Кара.

И.А. Ильинская (1962), Б. А. Борисов, И.А. Ильинская, Г.Г. Мартинсон и Л.И. Хозацкий (1963) на основании преобладания во флоре Тайжузгена таких относящихся к Гренландской провинции растений, как Trochodendroides, Nordenskioldia, Gluptostrobus, отмечают, что в позднемеловую эпоху на характеризуемой территории господствовал умеренный, теплый и равномерно влажный климат. Однако Л.Н. Ржаникова (1968), дополнительно изучавшая спорово–пыльцевой комплекс из местонахождения тайжузгенской флоры, справедливо указывает, что климат в ту эпоху был значительно теплее, чем для типичной гренландской флоры. В этом местонахождения присутствует и примесь южных, гелинденского типа растений, таких,

как Dryophullum, Dewalquea, а также пыльца растений Laurus, Sabal и др. В итоге Л. Н. Ржаникова считает, что климат в характеризуемую эпоху был, видимо, теплым и жарким; ландшафты скорее всего представляли собой залесенные равнины с полуоткрытыми пространствами.

Из средней и верхней частей разрезов северозайсанской свиты имеются более обширные сборы флоры и получены богатые спорово-пыльцевые комплексы. По заключению И.А. Ильинской (1962), Б.А. Борисова, И.А. Ильинской, Г.Г. Мартинсона и Л.И. Хозацкого (1963), отпечатки палеоценовой флоры из местонахождений Актобе, Чакельмес (Северное Призайсанье) тяготеют к южной Гелинденской провинции и свидетельствуют о местообитаниях с недостаточной влажностью во время вегетационного периода при относительно теплых или даже жарких температурных условиях. Следовательно, можно сделать вывод, что остатки растений, собранные из средней части северозайсанской свиты, накапливались в условиях субтропического либо тропического, возможно переменно-влажного климата.

Палеоценовая флора горы Киин-Кериш приурочена к самой верхней части разреза северозайсанской свиты и, по данным И.А. Ильинской (1963), тяготеет все к той же Гелинденской палеофлористической провинции. Л.Н. Ржаникова (1968) на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов из этих флороносных слоев отмечает в нем преобладающее распространение остатков вечнозеленой субтропической либо тропической растительности, произраставшей в условиях жаркого или очень теплого климата. Она отмечает наличие двух типов палеоландшафтов: 1 – залесенных территорий преимущественно вблизи озерно-болотных и речных водоемов и 2 – полусаванных – вдали от водоемов, где периоды засух способствовали произрастанию ксерофитной древесно-кустарниковой растительности. Предположение Э.В. Романовой (1963) об умеренно теплом палеоклимате во время формирования киин-керишских флороносных слоев не встретило поддержки со стороны И.А. Ильинской и Л.Н. Ржаниковой.

Таким образом, материалы указанных исследователей в целом позволяют предположить, что основная по объему часть осадков северозайсанской свиты (средняя + верхняя) накапливалась в условиях жаркого и, возможно, периодически засушливого субтропического либо тропического климата. В отношении палеоклимата позднемеловой эпохи существуют некоторые расхождения. Находка фауны динозавров и исследования Л.Н. Ржаниковой свидетельствуют о достаточно жарком климате; И.А. Ильинская же предполагает наличие умеренно теплого, равномерно влажного климата.

В свою очередь литолого-фациальный анализ верхнемеловых и палеоценовых отложений позволяет сделать дополнительные выводы о характере палеоклиматов и палеоландшафтов. Преимущественно каолиновый состав пород характеризуемой свиты, интенсивная миграция и перераспределение в них соединений железа, – все это в целом характерно для гумидного типа литогенеза.

Рассмотрим, имеются ли дополнительные подтверждения выводам И.А. Ильинской о смене субтропического или тропического палеоценового климата умеренно теплым равномерно влажным в позднемеловую эпоху. В Северном Призайсанье осадки, слагающие низы характеризуемой свиты (у сопок Жуван-Кара, Кара-Бирюк, Кериш) с верхнемеловой флорой гренландского типа, не отличаются ни минералогически, ни по фациальному облику от вышележащих слоев, охарактеризованных палеоценовой гелинденской флорой (разрезы Чакельмес, Киин-Кериш). В Южном Призайсанье нижние слои северозайсанской свиты, содержащие скорлупу яиц динозавров (разрезы Саргамыс) и гренландского типа флору, также очень похожи на осадки, слагающие в данном районе ее среднюю либо верхнюю части, возможно, имеющие также палеоценовый возраст. Следовательно, однонаправленная и закономерная смена минералогического состава осадков или фаций в средней и верхней частях свиты по сравнению с нижней ни в Северном, ни в Южном Призайсанье зафиксирована не была.

В то же время данные литолого-фациального анализа позволяют утверждать, что верхнемеловые и палеоценовые осадки Юго-Восточной зоны накапливались в несколько более аридной обстановке, чем в Северной. На это указывает увеличение в породах Южного Призайсанья красноцветных линз, рост количества монтмориллонитовых минералов, появление карбонатных конкреций и большее развитие солончаков и такыров, содержащих конкреции и вертикальные жилы гипса. Глубина проникновения последних в породу составляет 1-2 м от поверхности такыра, а в единичных случаях

достигает 6–8 м.. Интересно, что пойменные алевритистые осадки, содержащие известную тайжузгенскую флору, при прослеживании на запад (через 300–500 м) фациально замещаются толщей пойменных алевритов с большим количеством такырных трещин с гипсом. Этот факт несомненно указывает на то, что климат во время формирования флороносных слоев был не равномерно влажным и умеренным, как считает И.А. Ильинская, а жарким, как предполагает Л.Н. Ржаникова. Так же как и в палеоцене, для него была характерна смена влажных и засушливых сезонов, причем периоды засух наиболее сильно проявились в Юго-Восточной зоне, где наряду с накоплением каолиновых глин формировались солончаки и такыры. На наш взгляд, не следует резко противопоставлять климатическую обстановку позднемеловой и палеоценовой эпох. Расположение Зайсанской впадины на границе двух флористических провинций (Гелинденской и Гренландской) естественно обусловливало произрастание в условиях одного климата представителей обоих типов флоры. В зависимости от местных (локальных) условий на тех или иных участках описываемого района могли чередоваться в пределах одной климатической зоны растительные группировки обеих палеофлористических зон. Литолого-фациальный анализ отложений северозайсанской свиты позволяет выделить два основных типа палеоландшафтов: 1 – речные долины (включавшие водные артерии, пойму, террасы рек, озерные водоемы) и 2 – пролювиально-озерные равнины. Следует отметить, что все известные месторождения листовых отпечатков, найденные в отложениях северозайсанской свиты, связаны с пойменно-озерными фациями и формировались в пределах палеоландшафта речных долин. Вполне закономерно, что здесь господствовала влаголюбивая флора (главным образом, древесная либо водные озерно-болотные формы растений). На этих участках сезоны засух могли слабо отражаться на характере произраставших растений либо не отражаться совсем (флора месторождений Тайжузген, Киин-Кериш). В лесах той эпохи здесь произрастали такие тропические растения, как пальма, секвойя, гинкго, магнолия, араукария и другие, часто встречались представители более умеренной хвойной и листопадной широколиственной флоры: метасеквойя, глиптостробус, платан, ликвидамбр, троходендроидес и другие, а также заросли древовидных лиан и водных папоротников. Характер данной флоры, а также присутствие обрывков растений с огромными устьицами и порами свидетельствуют о наличии сильно увлажненных участков (Ржаникова, 1968).

Ответить на вопрос об облике растительного покрова в пределах ландшафта пролювиально-озерной равнины более сложно. Здесь сезоны засух приводили к усыханию временных водотоков, мелких водоемов и к формированию преимущественно глинистых, песчано-глинистых плохо сортированных осадков пролювиального и пролювиально-озерного генезиса. Среди данных пород отпечатки флоры не встречены. Но результаты палинологических исследований позволяют предположить здесь развитие более ксерофитной, преимущественно травянисто-кустарниковой растительности. Несмотря на то, что большая часть палинологических комплексов выделена из тех же флороносных слоев (пойменных фаций), состав спор и пыльцы дает более полное представление о растительных группировках региона в целом, чем скопления листовой флоры. В силу большой подвижности в осадки речных долин заносились споры и пыльца растений из окружавших ландшафтов. Л.Н. Ржаникова (1968) отмечает присутствие в составе палинологического комплекса из флороносных слоев Киин-Кериша для мел-палеоценовой эпохи наряду с древесными формами травянисто-кустарниковых растений и предполагает развитие одновременно с лесными массивами открытых пространств полусаванного типа.

Очень интересен состав спорово-пыльцевого комплекса, полученного Л.Н. Ржаниковой из керна скв. 307 с глубины 153 м (Северное Призайсанье), вскрывшей толщу осадков пролювиального и пролювиально-озерного генезиса. В нем доминирует пыльца травянистых растений (маревые, гвоздичные, злаковые, осоковые, сложноцветные), примесь же древесных пород играет резко подчиненную роль.

Все вышеизложенные данные позволяют предположить существование для позднемеловой – палеоценовой эпохи двух типов ландшафтов: 1 – более увлажненных, тяготевших к речным долинам и озерным водоемам, заросшим преимущественно гидрофильной растительностью, где накапливались осадки аллювиального и аллювиально-озерного генезиса, и 2 – переменно-влажных открытых травянисто-кустарниковых пространств, занимавших водоразделы и междуречья, где формировались преимущественно делювиально-пролювиальные и пролювиально-озерные осадки.

На палеогеографической схеме В.М. Синицына (1961, 1962), для ранне-средне-палеогеновой эпохи район Восточного Казахстана располагается между саванной Центрального Казахстана и сухими Центрально-Азиатскими саваннами. Учитывая вышеотмеченные особенности строения палеоландшафтов, типы растительного покрова, положение характеризуемого региона в зоне субтропиков в условиях гумидного климата на границе с аридной зоной, мы также предполагаем развитие на территории Восточного Казахстана той эпохи ландшафта типа саванны, в том понимании, которое вкладывается в данный термин рядом географов. Вслед за Егером (Jaeger, 1945) и Троллем (Troll, 1935) мы понимаем под саванной климатическую зону области тропических летних дождей с засушливым периодом от 2,5 до 7,5 – 10 месяцев, в растительности которой могут чередоваться лесные массивы и открытые травянистые пространства – злаковники, на фоне которых местами равномерно распределены деревья или кустарники[1]. В современных ландшафтах эта зона располагается в тропическом либо субтропическом климате между областью равномерно влажных тропических лесов, с одной стороны, и пустынь и полупустынь – с другой. Она может включать следующие растительные формации: травянистую саванну, парковую саванну, саванновые и листопадные леса, изолированные участки вечнозеленого тропического леса.

Ниже остановимся на классификации различных минералогических типов выветрелых пород, сформировавшихся в палеосаванне Восточного Казахстана.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОФИЛЕЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В позднемеловую – раннепалеогеновую эпоху процессы почвообразования и выветривания отложившихся осадков проявлялись, как и в современных условиях, в первую очередь на пологих водораздельных пространствах, террасах и высокой пойме рек, там где осадконакопление временно прекращалось.

В работах Б. Б. Полынова (1956а, б, в), М.А. Глазовской (1960), Р.Х.Айдиняна (1949) и многих других исследователей было убедительно показано, что процессы почвообразования и физико-химического выветривания взаимосвязаны и протекают одновременно. Однако их соотношение в ряде случаев бывает различно. Можно согласиться с выводами М.А. Глазовской (1960), что рост почвообразовательных процессов возрастает при пенепленизации рельефа, и практически сфера их интенсивного действия может быть ограничена глубиной проникновения корневой системы растений. Почва представляет собой поверхностный слой, где происходит интенсивное взаимодействие между "живой и неживой природой". И хотя мощность почвы в различных климатических зонах различна, обычно ее граница определяется глубиной 4–5 м. По мнению М.А. Глазовской, если мощность коры выветривания лежит в тех же пределах, нет основания отделять почвенный профиль от профиля коры выветривания.

При изучении древнего элювия верхние горизонты, сложенные почвами, обычно не сохраняются, и поэтому о минералогическом составе данных образований имеется еще мало сведений.

В погребенных горизонтах выветривания северозайсанской свиты, мощность которых обычно не превышала 4–6 м, тип возникающих почв во многом определял направленность процессов выветривания. Здесь как раз отмечается совместное проявление почвенных процессов и процессов выветривания, формирующих единый профиль.

Неоднородность ландшафтов саванны приводила к появлению различных литологических типов почвенных профилей. Классификация выветрелых пород северозайсанской свиты приведена в табл. 9. На ней выделены литологические типы профилей с учетом палеоландшафтных особенностей саванны и состава субстрата.

Как видно из табл. 9, первая группа профилей образовалась при выветривании осадков во влажных (лесных) участках саванны, приуроченных к речным долинам, озерным водоемам, заросшим преимущественно влаголюбивой древесной или озерно-

---

[1] В отличие от географов многие ботаники, например Вальтер (1968), считают, что саванны – это однородные растительные сообщества, где на фоне злакового покрова распространены отдельные более или менее далеко отстоящие друг от друга древесные растения.

Таблица 9

Классификация профилей выветривания

Группа	Подгруппа	Тип профиля
I. Возникшая в увлажненных (лесных) участках саванны, тяготеющая к речным долинам и озерным водоемам	А. Сформировавшаяся на кварц-каолиновом субстрате с примесью мусковита, гидрослюд и монтмориллонита	а. С интенсивным перераспределением гидроокислов железа и каолинизацией слюд, монтмориллонита и гидрослюд
II. Возникшая в переменно-влажных травянистых участках саванны, тяготеющая к водораздельным пространствам	Б. Сформировавшаяся на кварц-каолиновом субстрате с примесью монтмориллонита, гидрослюд, мусковита	б. С окремнением верхов профиля, перераспределением гидроокислов железа и каолинизацией слюд, монтмориллонита, гидрослюд
		в. С окремнением верхов профиля, перераспределением гидроокислов железа и аллофанизацией каолинита
	В. Сформировавшаяся на ферримонтмориллонитовом субстрате с примесью гидрослюд и каолинита	г. С окремнением и карбонатизацией верхов профиля, перераспределением гидроокислов железа и образованием алюминиевых монтмориллонитов
		д. С окремнением верхов профиля, перераспределением гидроокислов железа, образованием алюминиевых монтмориллонитов
		е. С окремнением верхов профиля и замещением конкреционного гипса опалом

болотной растительностью. В этой группе отмечается одна подгруппа выветрелых пород (А), формирующаяся на кварц-каолиновом субстрате, содержащем примесь мусковита, гидрослюд и монтмориллонита, и один литологический тип профиля (а).

Вторая группа профилей возникла в переменно-влажных участках саванны, тяготеющих к водораздельным пространствам, заросшим в основном травянисто-кустарниковой растительностью. В ней выделяются две резко различные по минералогическому составу подгруппы выветрелых пород (Б и В). Первая из них формируется на кварц-каолиновом субстрате, содержащем примесь полевых шпатов, слюд, гидрослюд и монтмориллонита, и включает два основных типа элювиальных профилей (б и в), вторая подгруппа образуется на существенно ферримонтмориллонитовом субстрате, содержащем примесь каолинита и гидрослюд; она, в свою очередь, состоит из трех литологических типов профилей (г, д, е).

Чем же подтверждается пространственная приуроченность выветрелых пород к различным ландшафтам саванны?

На приведенных литолого-фациальных разрезах профили выветривания I группы приурочены большой частью к погребенным аллювиальным либо пролювиально-озерным толщам. Этот комплекс песчано-глинисто-алевритовых пород слагал поверхности древних речных либо озерных террас; в их основании обычно фиксируются русловые отложения. Разрезы северозайсанской свиты имеют в этих участках повышенные мощности, развитые здесь осадки накапливались в понижениях древнего рельефа, где располагались реки либо озера. Подобные профили выветривания наблюдаются (см. фиг. 6, II), например, в районе сопок Киин-Кериш, в скв. 305, в обнажении Тайжузген I (см. фиг. 6, IV) и др. Они приурочены к верхней части пойменных алевритов, алевритистых глин с линзами песков. Из разрезов данных аллювиальных толщ собраны и определены отпечатки листьев гидрофильной лесной и водно-болотной растительности, а также ее спорово-пыльцевые комплексы (Ильинская, 1962, 1963; Романова, 1960а, б, 1963; Ржаникова, 1968).

Для профилей выветривания второй группы характерно окремнение исходных песчано-глинистых-алевритовых пород. Из ранее приведенных литолого-фациальных разрезов видно, что кремнисто-пестроцветные породы, измененные элювиальными процессами, приурочены большой частью к пролювиальным, пролювиально-озерным, делювиально-пролювиальным толщам (местами включающим мелкие линзы аллювия). Они большей частью слагают участки с пониженными мощностями северозайсанской свиты (видимо, древние водораздельные пространства (см. фиг. 6, II, скв. 22, 307, 232). Л.Н. Ржаниковой в окремненных почвах, развитых на осадках пролювиально-озерного генезиса, был обнаружен ранее охарактеризованный спорово-пыльцевой комплекс (см. фиг. 16, скв. 307, глубина 153 м), в котором доминирует пыльца травянистых растений. Остатки опализированных клеток листьев травянисто-злаковой растительности (фитолиты), как будет показано ниже, часто встречаются в верхах данных профилей выветривания.

По данным А.В. Македонова (1966), подобное явление – окремнение почв – характерно также и для современных пустынных или саванных районов Африки, Австралии и происходит в условиях сухого жаркого либо переменно-влажного субтропического климата. Ниже перейдем к описанию строения и состава элювиальных профилей всех вышеотмеченных подгрупп пород.

ВЫВЕТРИВАНИЕ КВАРЦ-КАОЛИНОВОГО СУБСТРАТА (С ПРИМЕСЬЮ ГИДРОСЛЮД, СЛЮД И МОНТМОРИЛЛОНИТА) В УВЛАЖНЕННЫХ (ЛЕСНЫХ) УЧАСТКАХ САВАННЫ (ПОДГРУППА А, ТИП а)

Общее строение профилей выветривания

Выветрелые породы подгруппы А широко развиты в Северном и Южном Призайсанье и Семипалатинском Прииртышье. Они тяготели к увлажненным участкам саванны (речным долинам, озерным водоемам) и формировались на пролювиально-озерных либо пойменных осадках. Подобные горизонты выветривания хорошо обнажены, например, в разрезах аллювиальных толщ у сопок Киин-Кериш, Тайжузген и содержат линзы пород с отпечатками листовой флоры, спорово-пыльцевыми комплексами, указывающими на произрастание влаголюбивой древесно-болотной растительности.

В качестве примера разберем строение профиля выветривания пойменных отложений у сопок Киин-Кериш (фиг. 34,а), где обнажена верхняя часть разреза свиты. Толща аллювиальных отложений залегает здесь с размывом на выветрелых глинах, имеющих пролювиально-озерный генезис. В ее основании наблюдается переслаивание песков, алевритов, гумусированных алевритов с отпечатками листовой флоры белого, серого и шоколадного цвета, мощностью 6 м (русловая и пойменная фации). Выше залегает монотонная пачка пойменных алевритов и алевритистых глин красного и желтовато-коричневого цвета, мощностью 7,5 м. Горизонт (фиг. 34,а), подверженный интенсивному выветриванию, фиксируется в верхней части алевритистой толщи, его строение видно на фотографии. Сначала в материнских красных алевритах (слой 1) появляются белые вертикальные пятна или полосы (слой 2), количество которых снизу вверх быстро увеличивается. В плане данные полосы обеления часто образуют систему взаимно пересекающихся жил (фиг. 34,б). Постепенно (через 1-2 м вверх по разрезу) белые цветовые тона начинают преобладать над красными, одновременно гидроокислы железа локализуются в форме вертикальных пятен, прожилок, стяжений, и, таким образом, первоначально красноцветные породы становятся пестроцветными (слой 3). Самая верхняя часть выветрелой пачки (слой 4) мощностью 0,1-0,3 м лишена соединений гидроокислов железа и имеет ярко-белый цвет. Причем первичная горизонтальная слоистость глинистых алевритов в этой части сильно нарушена, породы приобретают комковатую отдельность, в них наблюдаются следы корешков и ходы червей (см. фиг. 34,а). Выше с размывом залегает четырехметровая пачка глин пролювиального генезиса (слои 5-6), кровля которой также преобразована процессами выветривания (слой 6).

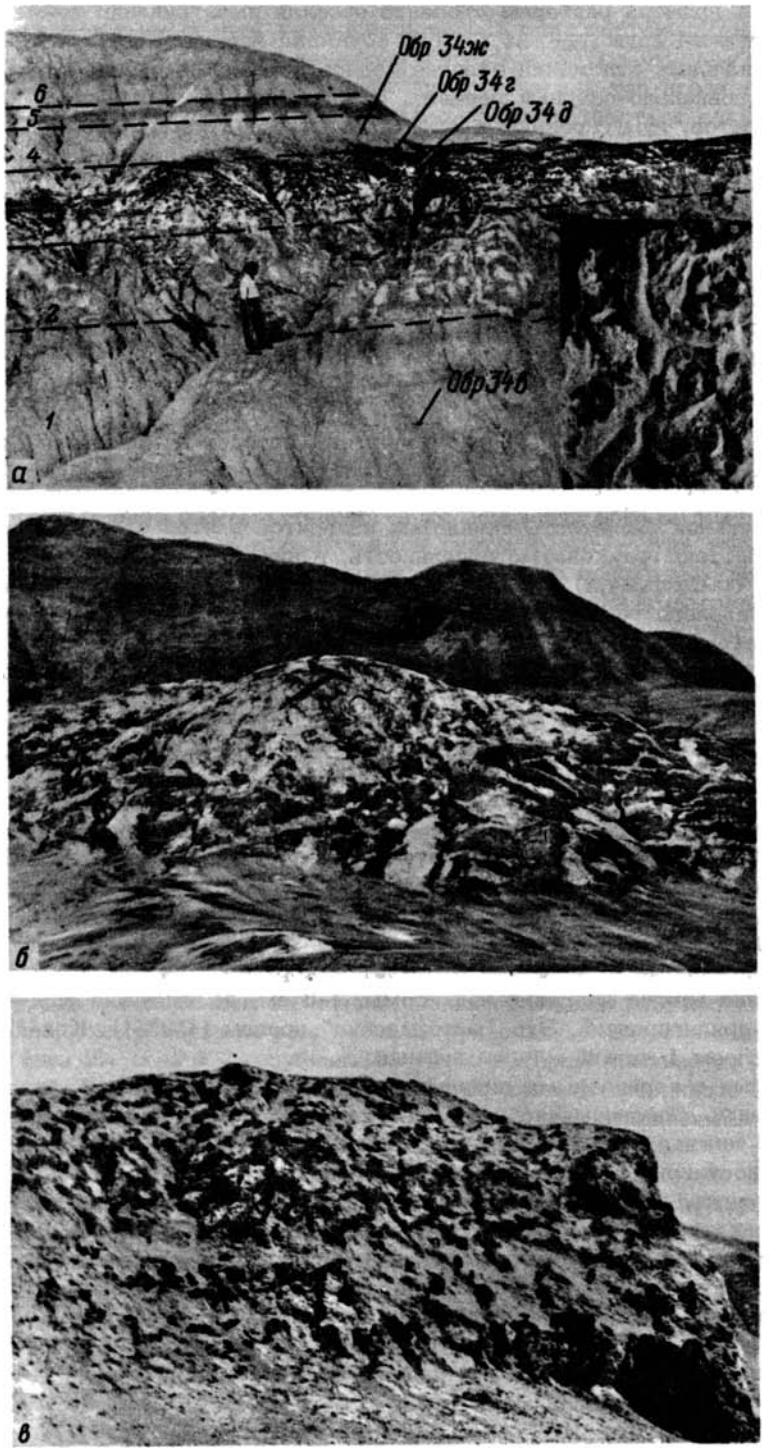
Строение выветрелых пород, сформировавшихся на делювиальных, пролювиальных и пролювиально-озерных отложениях, аналогично вышеприведенному профилю (см. фиг. 34,в). Хороший разрез подобных пород наблюдался нами у сопок Пшук (фиг. 35). Здесь обнажается толща пород северозайсанской свиты сравнительно небольшой мощности:

	Мощность, м
1. Глины аргиллитоподобные, сухаристые, слабо окремненные, пестроцветные (серовато-белые с ярко-красными вертикальными пятнами и полосами), со стяжениями гематита и гётита. Эта пачка представляет собой верхнюю часть одного из горизонтов выветривания (ПОГ-1а). Видимая	1
2. Глины темно-серые, с мелкими красными и коричневыми пятнами ожелезнения (пятна неправильной формы, 1-3 см, не имеющие определенной ориентировки). Это "материнские" породы (ПОГ-1). Контакт со слоем 1 четкий, через размыв	1,3
3. Глины серые с коричневыми пятнами и полосами, вертикальной ориентировки. Одновременно цвет этой пачки становится более светлым. Это нижняя зона профиля выветривания (ПОГ-1а). Контакт со слоем 2 постепенный	0,5
4. Глины плотные, аргиллитоподобные, белые, с вертикальными ярко-красными пятнами, полосами и со стяжениями гётита (ПОГ-1а). В кровле (мощностью 5-10 см) намечается почти полный вынос гидроокислов железа и происходит обеление пород. В этом слое наиболее интенсивно проявлены черты выветривания. Контакт со слоем 3 постепенный, со слоем 5-через размыв.	1
5. Пески глинистые, переходящие в коричневые глины нового седиментационного цикла. Видимая	1

Общий вид пестроцветных выветрелых пород пролювиально-озерных фаций в обнажениях Пшук показан на фиг. 34,в.

Из приведенных примеров видно, что в строении вышерассмотренных горизонтов выветривания намечаются (снизу вверх) три основные зоны.

I. Нижняя зона является переходной от исходных пород к выветрелым. Для нее характерно появление вертикальных пятен и жил обеления среди пород, еще сохранивших исходный облик и имеющих красный или серый цвет. Это слои 2 и 3 соответственно в разрезах у сопок Киин-Кериш и Пшук (см. фиг. 34,а, 35). Ее мощность колеблется в интервале 0,5-2 м.



Фиг. 34. Обнажения выветрелых пород северозайсанской свиты в Северном Призайсанье

а – строение профиля выветривания пойменных отложений у сопок Киин-Кериш (в разрезе). Внизу справа образец глинистого алеврита комковатой текстуры, со следами деятельности червей (из слоя 4); б – вертикальные жилы обеления в красных пойменных алевритах Киин-Кериш (в плане); в – обнажение пород пролювиально-озерного генезиса, преобразованных процессами почвообразования и выветривания, у сопок Пшук

II. Средняя зона имеет пятнистую окраску и характеризуется, с одной стороны, интенсивным обелением исходных пород, а с другой – накоплением соединений гётита и гематита в форме вертикальных пятен, прожилок, полос, стяжений. В разрезах Киин-Кериш и Пшук (см. фиг.34, а, 35) к ней соответственно отнесены слои 3 и 4. Ее мощность изменяется в пределах 1–3 м.

III. Верхняя зона выветрелых пород окрашена в серовато-белые цвета. Первичная слоистость осадков здесь сильно нарушена ходами червей (см. фиг. 34), корешками растений; в результате они имеют комковатую текстуру. В разрезе Киин-Кериш к данной зоне относится слой 4, в обнажениях у сопки Пшук она слабо намечается в самых верхах слоя 4, так как размыта вышележащими песчаными осадками. Мощность верхней зоны 0,05–0,2 м.

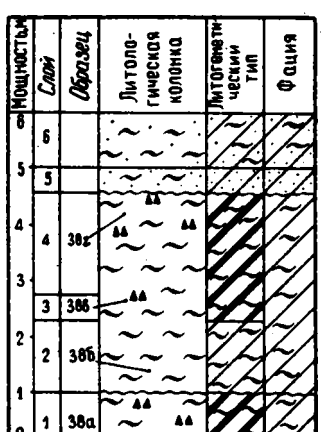
Итак, пестроцветы северозайсанской свиты напоминают образования каолиновой коры выветривания. Для тех и других характерно зональное строение разрезов с постепенным переходом от материнских к сильно выветрелым породам, наложение вертикальных полос, пятен и трещин ожелезнения на первичную слоистость, наличие в каждой более верхней по разрезу зоне комков и линз реликтов пород нижней зоны, неровный характер границ, не совпадающий с первичной слоистостью, осветление и обеление пород верхних участков профиля.

В то же время видно, что выветривание исходных осадков сопровождалось формированием типичного почвенного профиля с осветленным верхним горизонтом (зона III) и подстилающим иллювиальным слоем (зона II). Основная часть профиля обычно слагается I и II зонами, имеющими суммарную мощность до 5–6 м. Самый же верхний – осветленный – слой часто бывает почти размыт, а там, где он встречается, его мощность обычно не превышает 0,05–0,2 м.

Однако процесс почвообразования не может объяснить все особенности строения профилей. В них отмечается, например, более интенсивное обеление исходных пород и перераспределение аутигенного железа, чем в современных почвах. Заслуживает внимания и тот факт, что насыщенные пятнами и конкрециями гётита и гематита выветрелые породы часто возникают на слабо ожелезненном субстрате, как это, например, имеет место в вышеприведенном разрезе у сопок Пшук. Подобные явления обычно связаны в почвах с процессами гидроморфизма (псевдооглеения).

Согласно Е. Мюкенгаузену (Герасимова, 1964), для образования псевдоглея необходимы теплый влажный климат и наличие водонепроницаемого горизонта, непосредственно подстилающего почвенный профиль.

Северозайсанская свита сложена преимущественно водонепроницаемыми глинистыми и глинисто-алевритовыми осадками. В такой толще условия для больших скоплений грунтовых вод были неблагоприятны, и, напротив, роль верховодки резко возрастала. Благодаря возникновению почв верхняя часть исходного глинистого субстрата сильно разрыхлялась, в нем появлялись пустотки за счет корешков растений и деятельности организмов. Периоды засух способствовали возникновению трещин усыхания. Во влажные сезоны характеризуемые почвы насыщались водами, богатыми органо-минеральными соединениями. Они постепенно передвигались к местам разгрузки – речным долинам, озерным котловинам и накладывали существенный отпечаток на процессы почвообразования: способствовали восстановлению железа, его миграции и интенсивному перераспределению. В результате в одних участках происходило вымывание окислов железа и обеление пород, в других – их концентрация. Кислород, проникающий в почвы по вертикальным трещинкам, пустотам, корневищам, способствовал окислению мигрирующих закисных соединений железа и осаждению гётита и гематита с образованием системы вертикальных пятен, полос ожелезнения и конкреций.



Фиг. 35. Разрез профиля выветривания пролювиально-озерных пород у сопок Пшук в Северном Призайсанье
Условные обозначения см. на фиг. 6

По данным Е. Мюкенгаузена, наиболее интенсивная зона ожелезнения и роста конкреций в современных почвах располагается на глубине 0,5–1,5 м, где кончается влияние разрыхляющего действия почвы и залегает водоупор (материнские неразрыхленные почвой породы).

Следовательно, данный тип выветривания пород сопровождался формированием почв, осложненных псевдоглеем. Приуроченность данных профилей выветривания к лесным (более увлажненным) участкам саванны не исключало воздействия засушливых периодов на формирующиеся осадки, что приводило к образованию в них (см. фиг. 34,б) погребенных трещин обеления или ожелезнения, напоминающих такыры.

Сезонные изменения климата могли приводить к смене окислительной и восстановительной обстановок в почвах. Э.В. Кронблюм и Б.А. Зимовец (Зимовец, 1967) выделяют почвы, гидроморфные процессы в которых протекают: 1) в условиях стабильного увлажнения и 2) переменного увлажнения. Причем во времени могут преобладать либо восстановительные, либо окислительные процессы. При преобладании во времени процессов восстановления над окислением происходит вынос соединений железа, а при обратном явлении – его закрепление в профиле. Подобным путем, видимо, и сформировались как обеленные, так и пестроцветные выветрелые породы характеризуемой свиты.

Минералогическая характеристика выветрелых пород (тип профиля а)

Какие же преобразования происходят в исходных породах при выветривании? Результаты силикатного анализа невыветрелых и измененных выветриванием пород пойменных и пролювиальных фаций приведены в табл. 10.

Из профиля выветривания пойменных отложений нами были исследованы четыре пробы: 34 в – исходная порода (красная алевритистая глина), 34г – пятно обеления иллювиального слоя, 34д – гётитовые конкреции иллювиального слоя и 34ж – верхняя осветленная часть слоя. Привязка этих проб к разрезу дана на фиг. 34, а. Результаты силикатного анализа проб свидетельствуют, что наибольшие колебания испытывают в них соединения окисного железа. В исходной породе Fe_2O_3 = 8,90%, в пятнах обеления иллювиального слоя – 2,37%, в гётитовых конкрециях – 53,23%, в пробе из осветленного слоя – 3,21%. Учитывая, что насыщенность пятнами ожелезнения иллювиального слоя довольно большая, суммарные содержания в нем гидроокислов железа несомненно выше, чем в исходной породе.

Из верхнего осветленного слоя, напротив, происходит вынос Fe_2O_3. Направленного изменения содержаний других компонентов в выветрелых и исходных породах профиля не зафиксировано.

Из горизонта выветривания пролювиальных отложений были исследованы две пробы (см. фиг. 35): 38б – исходная порода и 38г – средняя проба из белого и красного пятна иллювиального слоя. Как видно, здесь также происходит увеличение среднего содержания гидроокислов железа в иллювиальном слое от 5,43 до 9,83%. Колебания количества остальных компонентов незначительны.

Приведенные результаты силикатных анализов пород свидетельствуют о том, что профили выветривания данного типа не следует сопоставлять с современными подзолистыми почвами, несмотря на кажущееся сходство в их строении (наличие верхнего осветленного горизонта и подстилающего иллювиального слоя с конкрециями гидроокислов железа). Ведь характерным признаком подзолистых почв (Виленский, 1954) является не только вынос из верхнего осветленного слоя в нижний иллювиальный горизонт Fe_2O_3 и Al_2O_3, но и обогащение первого из них SiO_2 за счет накопления остаточного кварца.

В разрезе Киин-Кериш содержание SiO_2 и Al_2O_3 в породах из осветленного и иллювиального слоя (обр. 34ж и 34г) практически не изменяется.

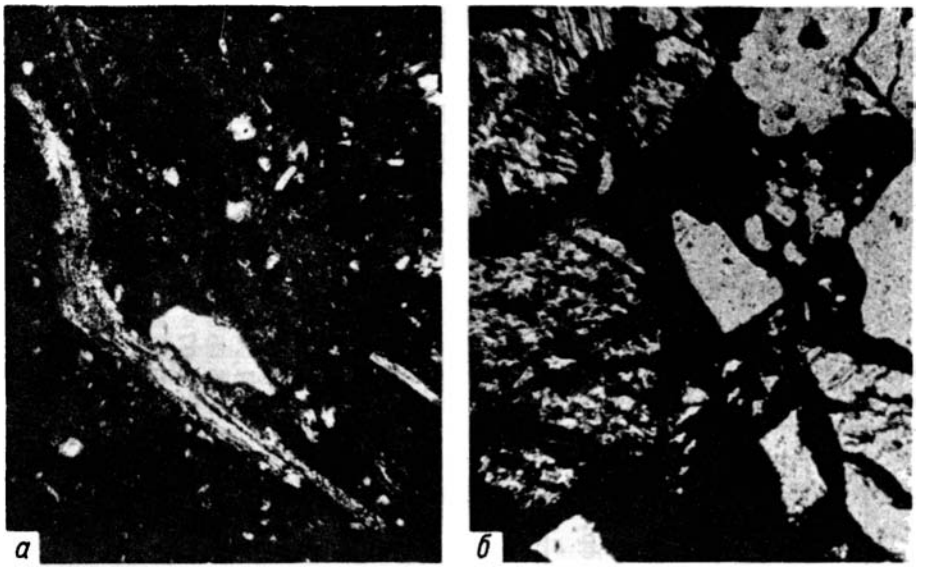
Ниже остановимся более подробно на преобразованиях основных породообразующих минералов в профилях выветривания данного типа.

Обломочные минералы представлены в невыветрелых породах различных фаций северозайсанской свиты зернами, устойчивыми к выветриванию. Это в основном кварц, кварциты с единичными обломками полевых шпатов, мусковита, магнети-

Таблица 10

Химический состав (в %) пород и глинистых фракций из профилей выветривания увлажненных (лесных) участков саванны

Компоненты	Разрез у сопок Киин-Кериш							Разрез у сопок Пшук			
	Обр. 34в, алевритистая глина красная (не выветрелая, АПА-2)		Обр. 34г, алевритистая глина пестрая (иллювиальный слой, АПА-2а)		Обр. 34д, красная гётитовая конкреция (иллювиальный слой, АПА-2а)	Обр. 34ж, алевритистая глина серовато-белая (обеленный слой, АПА-2а)		Обр. 38б, глина серая с пятнами ожелезнения (не выветрелая, ПОГ-1)		Обр. 38г, глина пестрая (иллювиальный слой, ПОГ-1а)	
	порода	фр.<0,001	порода	фр.<0,001	порода	порода	фр.<0,001	порода	фр.<0,001	порода	фр.<0,001
SiO_2	52,75	48,20	56,60	45,51	26,83	56,71	43,01	58,38	48,16	53,99	48,96
TiO_2	0,94	1,13	0,85	1,32	0,68	1,07	1,27	0,85	0,82	0,85	0,89
Al_2O_3	24,90	24,19	25,13	33,38	8,58	24,60	32,24	21,45	29,25	22,15	29,06
Fe_2O_3	8,90	11,40	2,37	3,12	53,23	3,21	5,54	5,43	4,06	9,83	4,64
FeO	0,01	0,46	0,01	0,07	0,01	0,20	Нет	0,01	0,29	0,01	0,07
MnO	0,01	0,03	Нет	0,02	0,14	0,01	0,014	0,01	0,03	0,006	0,02
CaO	0,77	0,58	1,07	0,49	1,48	0,92	1,55	1,19	1,61	0,83	0,45
MgO	0,81	0,67	0,77	0,01	0,57	0,66	0,60	0,47	0,32	1,58	0,34
Na_2O	0,18	0,23	0,62	0,21	1,18	0,53	2,09	0,62	0,17	0,45	0,51
K_2O	2,35	2,10	2,47	2,16	1,04	1,17	1,19	1,00	1,09	1,72	1,78
H_2O^+	7,91	8,81	8,43	11,04	5,66	9,19	10,13	8,06	10,16	7,41	9,94
H_2O^-	0,90	1,38	1,24	1,92	1,20	1,80	1,46	2,07	3,54	1,38	2,78
P_2O_5	0,01	0,11	Нет	0,05	0,44	Нет	0,04	0,01	0,07	0,15	0,12
CO_2	Нет	0,20	"	Нет	Нет	"	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
C	"	0,11	"	0,05	"	"	0,24	"	0,15	"	0,15
Σ	100,44	99,55	99,56	99,35	100,04	100,07	99,37	99,55	99,72	100,34	99,71
Кварц	Не опр.	8,35	Не опр.	Нет	Не опр.	21,30	Нет	Не опр.	2,48	Не опр.	1,66
$SiO_2:Al_2O_3$	"	2,71:1	"	2,27:1	"	Не опр.	2,23:1	"	2,62:1	"	2,59:1



Фиг. 36. Шлифы обломочных минералов, измененных процессами почвообразования и выветривания. Николи скрещены

а – замещение каолинитом пластинки мусковита, шлиф с-308-55, скв. 308, глубина 55 м, увел 180 (литогенетический тип АПА-1а); б – заполнение гётитом трещинок в полевых шпатах и кварце, шлиф 161и, разрез Кериш, николь один, увел. 70 (литогенетический тип АРМ-1а)

та, ильменита, циркона и турмалина. Поэтому значительного преобразования зрелого по составу обломочного материала при его выветривании не происходит. Зато изменения слюд, содержащихся в виде примесей к кварцу в исходных породах, выражены отчетливо. При их выветривании пластинка мусковита разбухает по спайности, концы ее (по длинной оси) утолщаются и происходит замещение кристалла каолинитом в первую очередь по этим краевым участкам (фиг. 36,а).

Часто в образцах сильно выветрелых пойменных алевритов мусковит исчезает совсем, в то же время появляются псевдоморфозы каолинита по пластинкам слюды. Помимо этого процесса, при выветривании пород иногда происходит растрескивание обломочных зерен кварца или полевых шпатов и заполнение трещинок гидроокислами железа (фиг. 36,б).

Глинистое вещество в исходных породах аллювиального, делювиально-пролювиального, пролювиального и пролювиально-озерного генезиса, как было отмечено выше, представлено главным образом каолинитом с примесью монтмориллонита, гидрослюд и имеет волокнисто-чешуйчатую микроструктуру.

Выветривание глинистых пород сопровождается уплотнением исходного вещества, оно становится более сухаристым, аргиллитоподобным, соединения гидроокислов железа стягиваются в вертикальные пятна и прожилки, в результате чего красные, коричневые и серые глины преобразуются в ярко-белые и пестрые.

Под микроскопом выветрелые глины имеют также волокнисто-чешуйчатую микроструктуру. Иногда среди них отмечается и аутигенное колломорфное вещество, однако последнее встречается в элювиальных горизонтах этой группы пород редко. Значения показателей преломления глин изменяются в пределах 1,550-1,561.

Кривые нагревания глинистых фракций из горизонтов выветривания пойменных и пролювиальных фаций (фиг. 37,а, обр. с-308-55, 40б, с-308-80, с-22-15, 34ж, 33в, с-180-225, 35в, 38а, 40к, 38г) типично каолиновые с хорошо выраженными термиче-

скими остановками в интервале 560–640°. В качестве примеси во многих пробах присутствует гётит (остановки 280–310°). Примесь монтмориллонит-гидрослюдистых минералов, видимо, незначительна и на характере кривых не отражается. Сопоставляя термограммы глин из горизонтов выветривания и подстилающих их исходных пород в разрезах Киин-Кериш (обр. 34г, 34ж и 34в) и Пшук (обр. 38г и 38б), где элювиальные процессы выветривания затрагивают осадки как пойменных, так и пролювиально-озерных фаций, можно отметить, что у выветрелых пород термические реакции, связанные с разрушением каолинита, проявляются более интенсивно, чем у неизмененных осадков (привязка образцов к разрезу дана на фиг. 34,а, 35). Это может свидетельствовать о каолинизации монтмориллонит-гидрослюдистых минералов, входящих в качестве примеси к каолиниту в материнских породах. Данное предположение подтверждается результатами рентгеноструктурного анализа этих же образцов.

Из приведенных дифрактограмм (фиг. 37,б) видно, что у пойменных отложений (обр. 34г, 34,ж) в процессе их выветривания интенсивность базальных рефлексов каолинита (7,16–7,2 и 3,57 Å) возрастает, а монтмориллонит-гидрослюдистых минералов (17,6–17,8; 9,9; 4,91–4,99 Å) сокращается. Подобная же картина намечается и на дифрактограммах выветрелых пород пролювиально-озерных фаций. В обр. 38г (по сравнению с обр. 38б) фиксируется некоторый рост содержания гидрослюды, однако это явление, видимо, случайное, не отражающее всей направленности процессов почвообразования и выветривания.

Под электронным микроскопом глины, слагающие данную группу выветрелых пород, представлены в основном шестиугольными частичками каолинита. В качестве примеси присутствуют чешуйки, имеющие нечеткие очертания, по-видимому, принадлежащие гидрослюде.

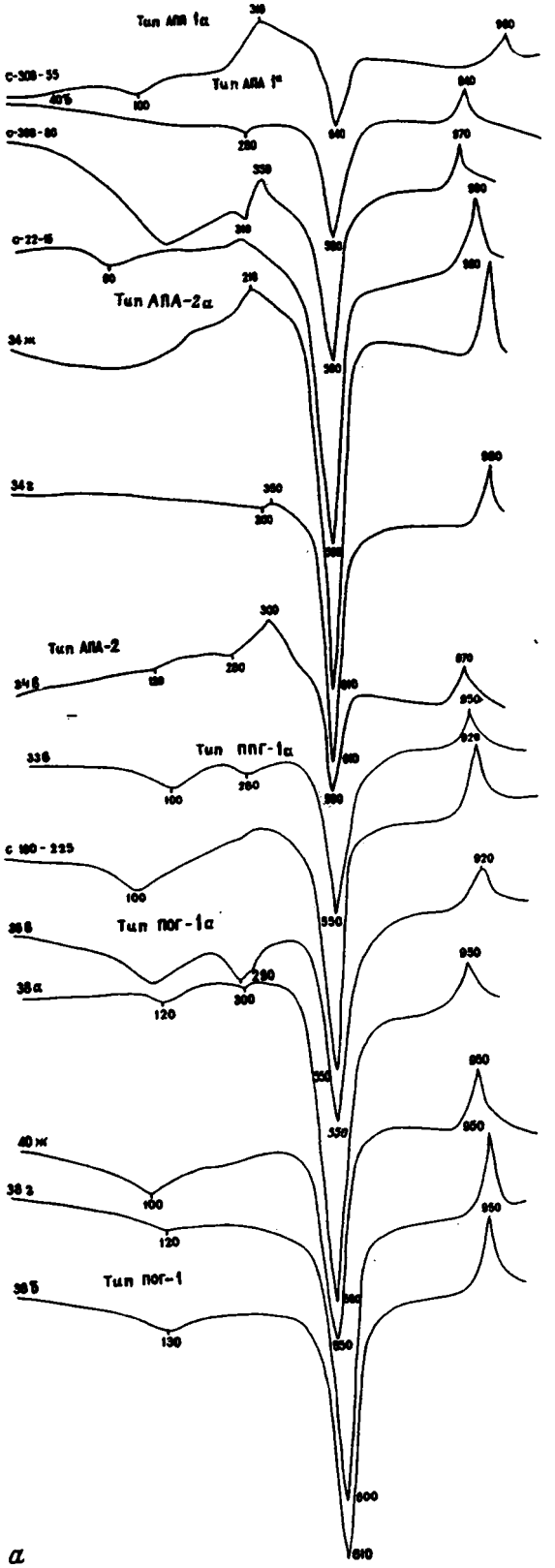
Результаты силикатного анализа выветрелых глин (фр.<0,001) пролювиально-озерных и пойменных фаций приведены в табл. 10 (обр. 34г, 34ж, 38г). Если сравнить их по составу с подстилающими материнскими породами (обр. 34в, 38б), то можно отметить, что в горизонтах выветривания происходит увеличение содержания Al_2O_3 и соответственно снижение значения отношения SiO_2 к Al_2O_3 в образцах пойменных отложений (разрез Киин-Кериш) от 2,71:1 до 2,27:1, а пролювиальных отложениях (разрез Пшук) – от 2,62:1 до 2,59:1, что также может свидетельствовать о каолинизации исходных пород (слабый в профиле Пшук).

Из аутигенных минералов в данной группе выветрелых пород основная роль принадлежит соединениям окисного железа (гётиту, гидрогётиту и гематиту), которые окрашивают породу в красные и коричневые тона. В осадках, измененных элювиальными процессами (по сравнению с исходными), происходит интенсивное перераспределение соединений железа: стягивание их в прожилки, трещинки, полосы и пятна вертикальной ориентировки, часто весьма сложной конфигурации (фиг. 38,а, б, в, г). Обычно наблюдаются участки обеленного глинистого вещества, рассеченные на отдельные изолированные комочки системой многочисленных прожилок, заполненных гидроокислами железа. В результате этого первичная слоистость в породе часто почти полностью исчезает, и возникают сетчато-комковатые текстуры. Подобные образования часто наблюдаются в современных почвах. Сходные сетчатые формы выделения гётита в шлифах были показаны нам Е.А. Яриловой в образцах почв Гвинеи.

Помимо пятен и прожилок гидроокислы железа образуют в породах бобовины (фиг. 38,д) и конкреции (фиг. 38,е), входят в цемент песчаников. Среди данных минералов по цвету можно выделить три основные разности: коричневые, красные и темно-вишнево-красные.

На кривых нагревания железистых конкреций (фиг. 39) фиксируются термические эффекты в интервалах 580–590° и 950–980°, связанные с присутствием примеси каолинита. Гидроокислы железа проявляются по эндотермической реакции в интервале 300–370°. В исследованных образцах намечается следующая закономерность: у всех конкреций коричневого и бурого цвета интенсивность этой термической реакции максимальна (обр. Л-1 и с-232–120). У разностей красного цвета (обр. 34д и 38к) наблюдается сокращение амплитуды пика на кривой, а у темно-вишнево-красных образцов этот эффект выражен совсем слабо (обр. 236).

В последней пробе появляется дополнительная эндотермическая реакция в интервале 415°.

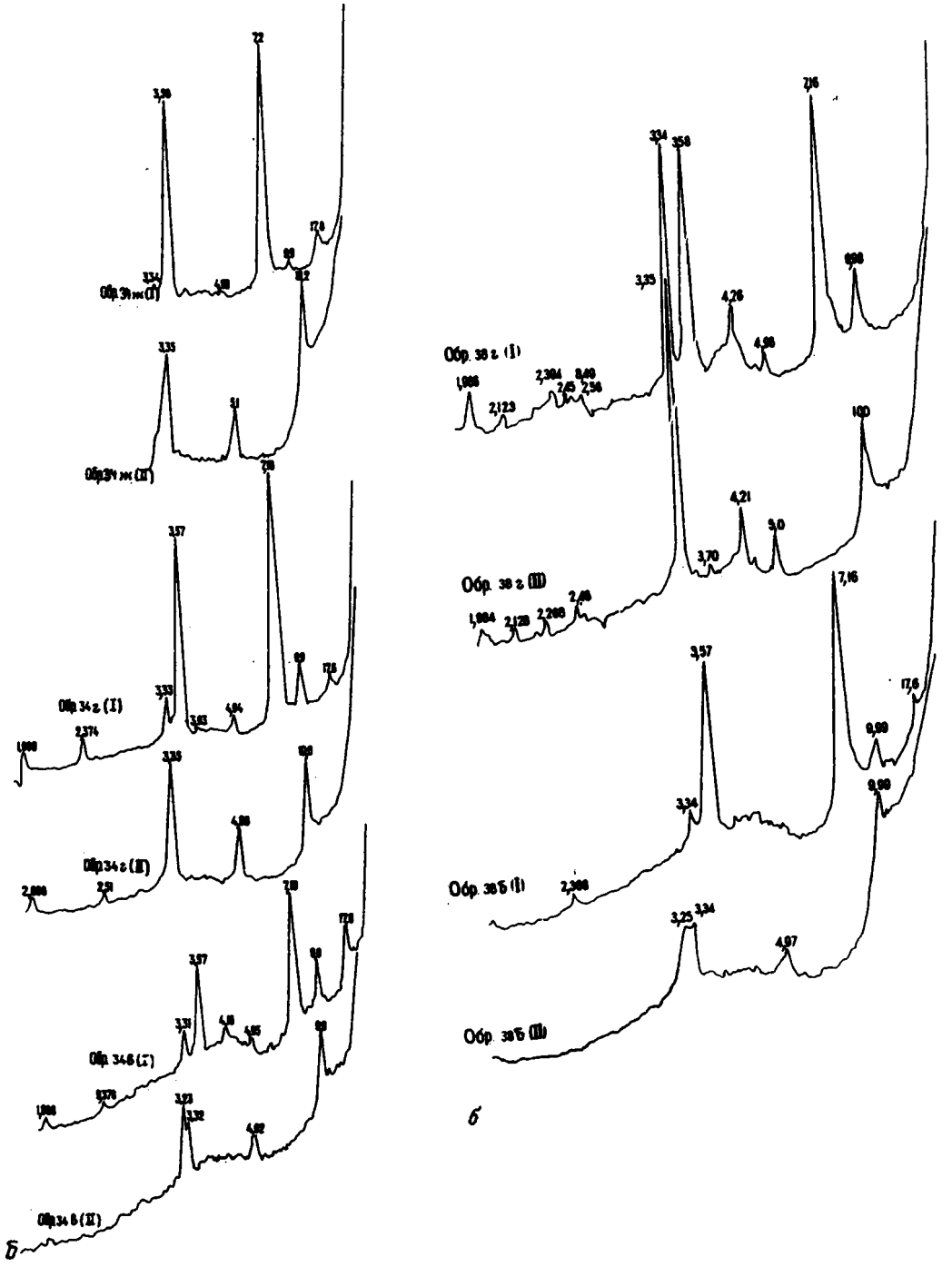


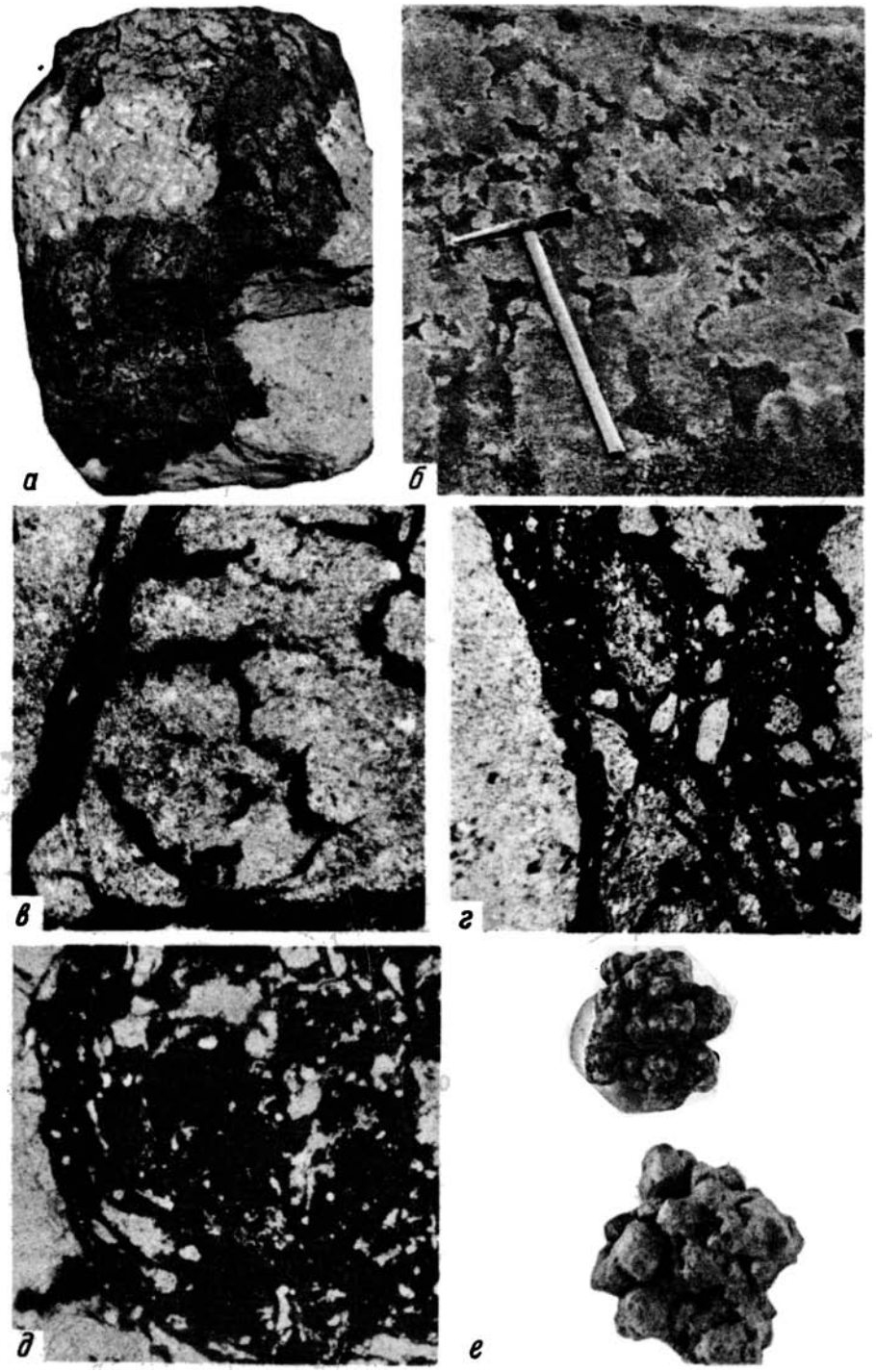
Фиг. 37. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр. < 0,001) различных литогенетических типов из профилей выветривания влажных (лесных) участков палеосаванны Северного Приазайсанья

На дифрактограммах образцы 34в(I), 34г(I), 34ж(I), 38б(I), 38г(I) насыщены глицерином; образцы 34в(II), 34г(II), 34ж(II), 38,б(II), 38г(II) прокалены

Пойменные фации: разрез Киин-Кериш: обр. 34г (АПА-2) - глины красные, алевритистые, невыветрелые; обр. 34г(АПА-2а) - глины алевритистые, белые, с ярко-красными пятнами ожелезнения и сегрегациями гётита (иллювиальный слой). Обр. 34ж(АПА-2а) - глины алевритистые, серовато-серые (осветленный слой). Обр. с-22-15 - алевриты (АПА-1а) белые, с вишнево-красными пятнами и конкрециями гётита (иллювиальный слой), скв. 22, глубина 15 м. Обр. с-308-80 - то же скв. 308, глубина 80 м. Обр. 40б - то же, разрез Керши. Обр. с-308-55 - пески мелкозернистые, белые с вишнево-красными вертикальными пятнами (иллювиальный слой, АПА-1а), скв. 308, глубина 55 м.

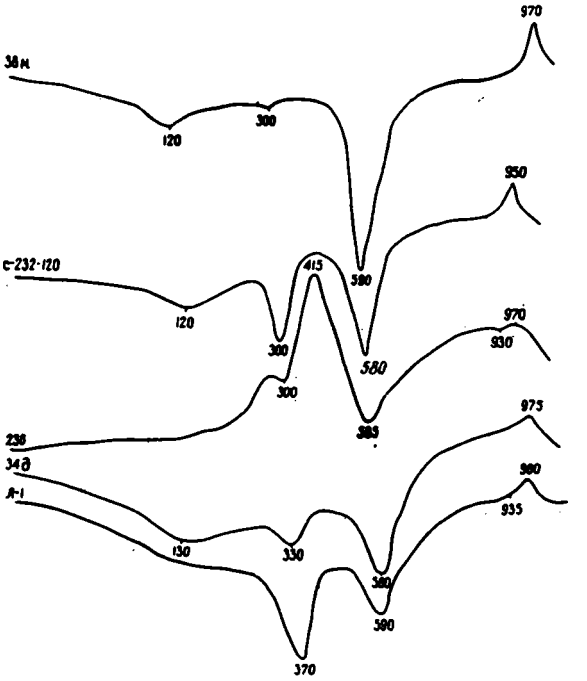
Пролювиальные и пролювиально-озерные фации: разрез Пшук: обр. 38,б(ПОГ-1) - глины серые, местами ожелезненные, невыветрелые; обр. 38г(ПОГ-1а) - глины белые, с ярко-красными вертикальными пятнами ожелезнения, плотные (иллювиальный слой). Обр. 40ж - глины беловато-серые, с вертикальными пятнами ожелезнения, разрез Керши. Обр. 38а - глины белые, с вишнево-красными пятнами ожелезнения вертикальной ориентировки (иллювиальный слой, ПОГ-1а). Обр. 35в - глины белые, с вертикальными вишнево-красными пятнами ожелезнения, разрез Кара-Бирюк. Обр. с-180-225 - глины песчанистые, белые, с вертикальными красными пятнами ожелезнения (иллювиальный слой, ППГ-1а), скв. 180, глубина 225 м. Обр. 33в - то же, разрез Чакельмес


Обр. 34 г (I)
Обр. 34 г (II)
Обр. 34 б (I)
Обр. 34 б (II)
Обр. 38 г (I)
Обр. 38 г (III)
Обр. 38 б (I)
Обр. 38 б (III)
б
б



Фиг. 38. Формы выделения гётита и гематита в выветрелых породах

а – вертикальные пятна гётит-гематита в выветрелых породах керна скв.22, глубина 9 м, Северное Призайсанье (уменьшено в два раза); б – вертикальные пятна и полосы гётит-гематита в обнажении Тайжузген I . Южное Призайсанье; в,г – строение пятен ожелезнения в шлифах, Северное Призайсанье, николь один, увел. 70. Гидроокислы железа разъединяют глинисто-алевритовую массу на изолированные комочки: в –обр. 38,г разрез Пшук (пролювиально-озерная фация), г – обр. с-27-240, скв.27, глубина 240 м (пойменная фация); д – часть гётитовой бобовины, обр. 38а, разрез Пшук в Северном Призайсанье, увел. 40, николь один; е – гётит-гематитовые конкреции в натуральную величину, разрез Уш-Кара в Северном Призайсанье



фиг. 39. Термограммы глинисто-гетитовых конкреций и ожелезненных глин из выветрелых пород.

Обр. 38к - проба из вишнево-красного пятна ожелезнения, разрез Пшук (пролювиально-озерная фация); обр. с-232-120 - проба из коричневого пятна ожелезнения, скв. 232, глубина 120 м (пойменная фация); обр. 236 - железистая конкреция темно-вишнево-красного цвета, разрез Уш-Кара (пойменные отложения); обр. 34д - конкреции красно-коричневого цвета, разрез Уш-Кара (пойменные отложения); обр. Л-1 - железистая конкреция коричневого цвета, разрез Уш-Кара

По результатам термических исследований можно сделать вывод, что среди аутигенных минералов железа присутствуют два основных минерала: гётит-гидрогётит (бурый) и гематит (красный). Увеличение содержания гематита в образцах приводит к выполаживанию пиков на термограмме. Экзотермическая остановка в интервале 416° в обр. 236, возможно, связана с присутствием примеси лепидокрокита.

С целью проверки результатов термических исследований был проведен рентгеноструктурный анализ всех трех разностей железистых конкреций (Л-2, 34д, 236), результаты которого приведены в табл. 11. Помимо аутигенных гидроокислов железа в них присутствуют кварц, каолинит, магнетит, ильменит и другие минералы, что значительно затрудняет полную расшифровку дебаеграмм. Из приведенной таблицы видно, что проба Л-2 сложена в основном гётит-гидрогётитом (интенсивность рефлекса в области 4,16 Å-9, а в области 2,69-2,70 Å - только 5).

В обр. 34д интенсивность рефлекса 4,18 Å снижается до 6, а рефлекса 2,70 Å возрастает до 10, что указывает на присутствие смеси гётита и гематита. И, наконец, в обр. 236 рефлекс 4,16-4,18 Å не выражен, а рефлекс 2,70 Å имеет также интенсивность 10, что указывает на преимущественно гематитовый состав слагающих его минералов. Присутствие лепидокрокита с характерными базальными рефлексами (6,25-3,28 Å) в обр. 236 не подтвердилось.

Следовательно, коричневые и бурые цветовые тона гидроокислов железа принадлежат гётит-гидрогётиту, в красных породах к этим минералам примешивается гематит, а в темно-красных и вишнево-красных образцах последний доминирует.

Результаты силикатного анализа гётит-гематитовых конкреций (см. табл. 10, обр. 34д) из разреза выветрелых пород Киин-Кериш свидетельствуют, что содержание Fe_2O_3 =53,23%, FeO=0,01%. В качестве примеси присутствуют каолинит (Al_2O_3 =8,58%) и обломочный кварц.

Анализ форм железа в образцах выветрелых пород этой группы (С-232-140, С-27-140 и 33в) указывает, что среди легкорастворимых форм также преобладают соединения Fe^{3+} (1,45 - 2,46%) над Fe^{2+}(0,11 - 0,22%). Значение же трудно-растворимых форм колеблется: Fe^{3+} - 5,43-9,10, а Fe^{2+} - 0,00-0,06%. Это еще раз подтверждает вывод о наличии главным образом окисных соединений железа в данных породах.

Кроме гётит-гидрогётита и гематита, другие аутигенные минералы в данном типе выветрелых пород не обнаружены. Содержание в них органического углерода равно нулю.

Таблица 11

Межплоскостные расстояния и интенсивность рефлексов минералов железистых конкреций

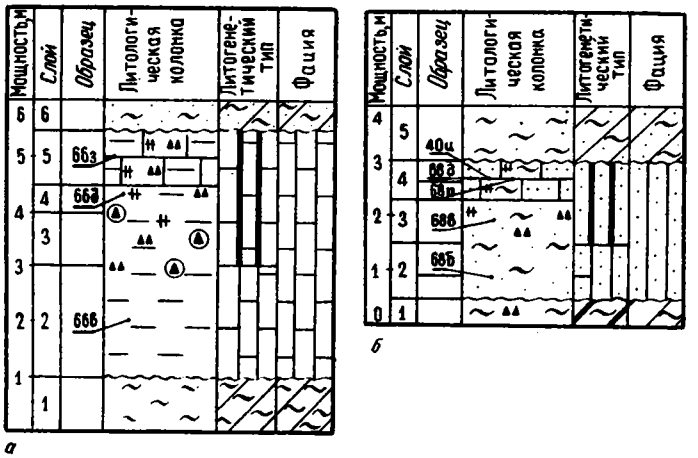
Обр. Л-2		Обр. 34д		Обр. 236	
I	d/n	I	d/n	I	d/n
4р	10,0	3	10,2	3	10,0
4	7,2	4	7,2	3р	7,1
3	4,98	2	4,98	2	4,98
2	4,44	2	4,44	2	4,47
-	-	-	-	6	4,21
9	4,16	6	4,18	-	-
1	3,88	-	-	1	3,90
-	-	4	3,68	7	3,69
1	3,54	1	3,56	-	-
10ш	3,34	9ш	3,34	8ш	3,34
0,5	3,16	0,5	3,19	0,5	3,22
-	-	-	-	1	3,13
0,5	2,97	1	2,98	0,5	2,98
5	2,69	10	2,70	10	2,70
-	-	-	-	1	2,57
-	-	7	2,523	9	2,523
4	2,502	-	-	-	-
8	2,435	2	2,445	3	2,445
-	-	0,5	2,342	0,5	2,340
-	-	-	-	0,5	2,275
3	2,245	-	-	-	-
-	-	7	2,203	-	-
2	2,184	-	-	-	-
1	2,117	0,5	2,120	7,0	2,208
2ш	1,979	1	1,987	2	1,993
1	1,913	0,5	1,919	1	1,920
-	-	6	1,841	-	-
-	-	-	-	7	1,818
6	1,813	-	-	1	1,813
-	-	-	-	1	1,727
7	1,717	8	-	9	1,694
2	1,604	-	-	4	1,604
1	1,596	2	1,584	-	-
3	1,556	1	1,563	3	1,564
2	1,537	2	1,537	3	1,540
3	1,500	2	1,507	2	1,507
-	-	7	1,486	7	1,483
2	1,449	8	1,449	8	1,452
4ш	1,378	-	-	-	-

Примечание. III - широкие линии рефлексов.

ВЫВЕТРИВАНИЕ КВАРЦ-КАОЛИНОВОГО СУБСТРАТА В ПЕРЕМЕННО-ВЛАЖНЫХ (ТРАВЯНИСТЫХ) УЧАСТКАХ САВАННЫ (ПОДГРУППА Б)

Общая характеристика профилей выветривания

В отличие от вышеохарактеризованных выветрелых пород (подгруппы А) в описываемых элювиальных профилях (подгруппа Б) наблюдается интенсивное окремнение их верхних частей (фиг. 40, а, б), которое часто сопровождается появлением аутигенных глинистых минералов колломорфной микроструктуры. Следует отметить, что выветрелые породы данной подгруппы формируются на осадках различного генезиса (преимущественно на пролювиальных, пролювиально-озерных и делювиальных, а также на небольших линзах руслового и пойменного аллювия). Однако направленность минералогических преобразований исходного вещества в них не зависит от фациальной принадлежности осадков, имеющих в основном первоначально кварц-каолиновый состав.



Фиг. 40. Литолого-фациальные разрезы профилей выветривания Северного Прибайсанья

а – у сопок Букомбай (тип б); б – у сопок Керши (тип в)
Условные обозначения см. на фиг. 6

Ниже кратко остановимся на описании строения различных типов профилей выветривания. В первом из них (тип б) окремнение верхов профиля не сопровождается глубоким изменением исходного глинистого вещества, имеющего чешуйчатую микроструктуру, во втором (тип в), напротив, это глинистое вещество интенсивно замещается аутигенными колломорфными пелитовыми образованиями.

Строение профиля выветривания Букомбай (тип б)	Мощность, м
1. Глины пролювиально-озерного генезиса (Фиг. 40а, снизу вверх)	1,0
2. Алевриты красные с белыми вертикальными пятнами и редкими стяжениями гётита, имеющие волнисто-горизонтальную слоистость (пойменные фации – исходные породы)	2,0
2. Алевриты белые с вишнево-красными пятнами вертикальной ориентировки, со стяжениями гётита и гематита (по сравнению со слоем 2 содержание последних резко возрастает). Слоистость пород – волнисто-горизонтальная, местами нарушенная. Контакт с предыдущим слоем – постепенный. Это нижняя часть профиля выветривания . . .	0,5

Мощность, м

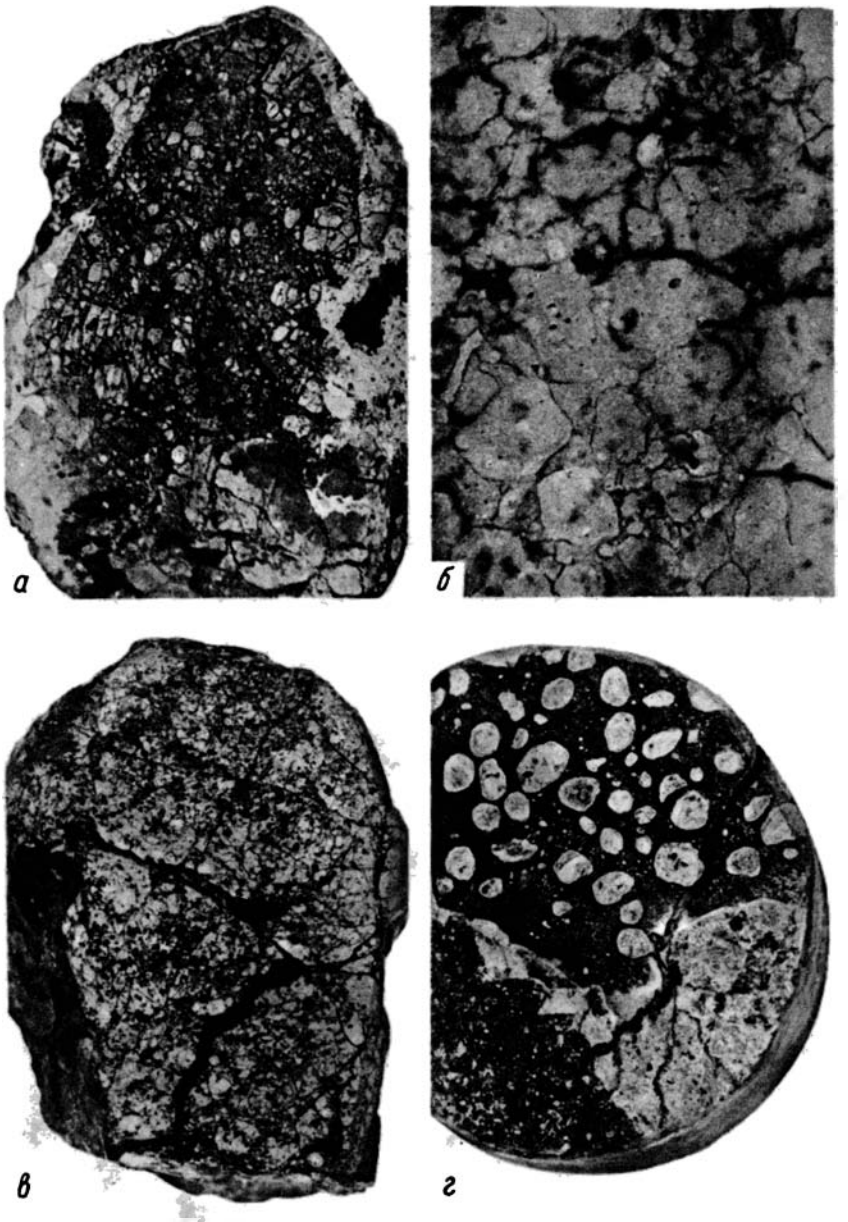
4. Алевролиты белые комковатые, с вертикальными пятнами окремнения и ожелезнения. Первичная слоистость осадков здесь сильно нарушена. Это средняя часть профиля связана постепенным переходом со слоем 3 0,5
5. Алевролиты комковатые, очень плотные и крепкие, с глинисто-кремнистым цементом и вертикальными пятнами и жилками ожелезнения. Встречаются сгустки, бобовин гётита и гематита. Первичная горизонтально-волнистая слоистость в породах очень сильно нарушена (она сохранилась лишь на отдельных локальных участках). Это верхняя часть профиля выветривания 1–1,5
6. Выше с четким контактом залегают песчанистые пролювиальные глины нового седиментационного цикла. Видимая 0,5

При изучении пород данного элювиального профиля визуально и под микроскопом видно, что выветривание исходного материала сопровождается: 1) интенсивным окремнением верхних частей профиля; 2) перераспределением соединений железа (стягиванием их в вертикальные пятна и полосы); 3) сохранением в основной массе глинистого вещества выветрелых образцов первичной чешуйчатой микроструктуры; содержание аутигенных колломорфных глинистых образований не превышает 5–10%.

Таблица 12

Химический состав (в %) пород и глинистых фракций из профиля выветривания Букомбай в Северном Призайсанье

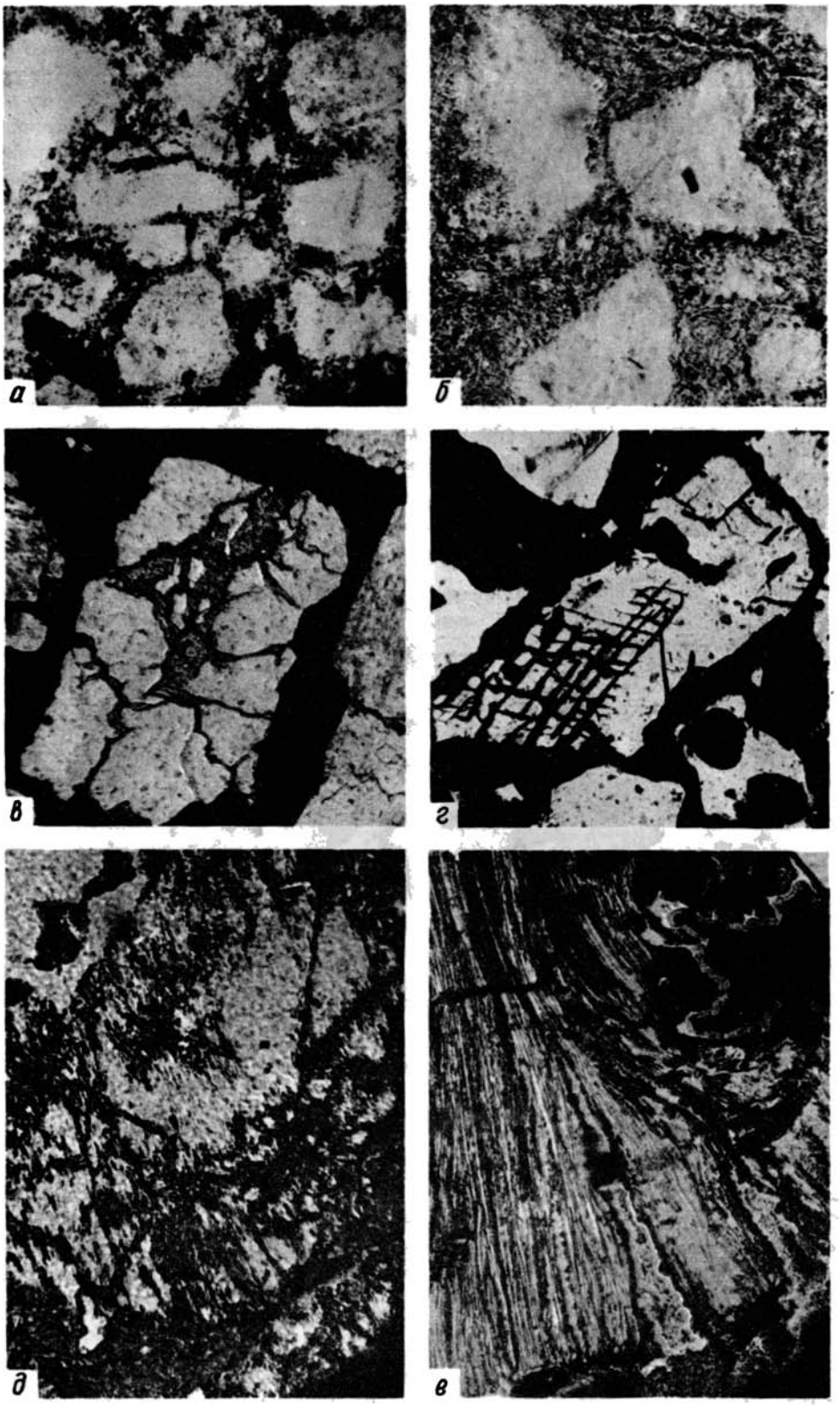
Компоненты	Обр. 66в, алеврит пестроцветный (исходная порода, АПА-2)		Обр. 66д, алеврит пестроцветный (из горизонта выветривания, АПА-2а)		Обр. 66з, алевролит сильно окремненный (из горизонта выветривания, АПА-2а)
	порода	фр.<0,001	порода	фр.<0,001	порода
SiO	72,86	49,40	73,90	52,07	83,81
TiO_2	0,85	1,28	0,76	1,53	0,76
Al_2O_3	14,39	27,43	13,57	27,40	2,28
Fe_2O_3	1,51	5,11	0,95	3,40	9,83
FeO	0,14	Нет	0,14	Нет	0,23
CaO	0,78	2,10	0,65	1,19	0,49
MgO	0,46	0,52	0,46	0,52	0,05
MnO	0,01	0,014	0,01	0,01	0,08
P_2O_5	Следы	Нет	Нет	0,01	0,05
Na_2O	0,45	0,40	1,01	0,52	0,11
K_2O	1,30	1,10	0,53	0,52	0,11
H_2O^+	5,08	9,47	5,55	9,95	1,72
H_2O^-	1,74	2,35	2,08	2,33	0,63
CO_2	Нет	0,06	Нет	Нет	Нет
C	"	0,18	0,08	"	"
Σ	99,57	99,41	99,69	99,51	100,15
Кварц	48,04	3,06	44,06	3,16	73,56
I SiO_2 аморфная	2,76	6,86	5,16	10,18	5,02
I Al_2O_3 растворимый	0,27	Нет	0,07	0,80	Нет
II SiO_2 аморфная	Не опр.	1,81	Не опр.	2,21	Не опр.
II Al_2O_3 растворимый	"	1,64	"	1,51	"
$SiO_2 : Al_2O_3$	"	2,33:1	"	2,45:1	"



Фиг. 41. Глины комковатой текстуры из верхней части профилей выветривания Северного Призайсанья. Пришлифовка, нат. вел.

а – из разреза Актобе (обр. 292а); б – из скв. 307, глубина 175 м; в – из разреза Букомбай (обр. 225); г – копрогенные породы из скв. 27, глубина 225 м. Трещинки, разъединяющие глины на комочки, заполнены (снимки): а – опалом, б – колломорфным глинистым веществом, в – гётитом, г – копролиты, сцементированные глинисто-опалово-гётитовым веществом

Результаты силикатного анализа исходных и выветрелых пород разреза Букомбай (табл. 12, обр. 66д, 66а и 66э; их привязка к разрезу дана на фиг. 40,а) свидетельствуют, что вверх по профилю происходит увеличение общего содержания SiO_2 (до 83,81%) за счет аутигенного опала и халцедона и сокращение содержания Al_2O_3 (до 2,28%), а также щелочей: CaO (до 0,49%) MgO (до 0,05%), Na_2O (до 0,11%) и K_2O (до 0,11%).



Фиг. 42. Преобразование обломочных зерен в породах, измененных процессами почвообразования и выветривания. Шлифы, николь один

Разрезы почвенных профилей, подобные данному, встречены в Северном Призайсанье – у сопки Аркаул, в районе пос. Чиганчи, в Семипалатинском Прииртышье – у пос. Муралды, у р. Чаган и на других участках.

Однако значительно более часто опализация выветрелых пород сопровождается широким развитием глин колломорфной микроструктуры (тип в). Подобные горизонты выветривания обнажены у сопок Чакельмес, Керши, Кара-Бирюк, Аркаул, Актобе. В Южном Алтае и Чингизе они слагают почти все известные обнажения свиты, а в Семипалатинском Прииртышье встречены в разрезах скв. 65 и 52. Обычно содержание колломорфного глинистого вещества колеблется здесь в пределах 10–30%, а иногда достигает 100% всей глинистой массы. Особенно сильному изменению подвержены пелитовые частички, входящие в цемент песков (руслового либо делювиально-пролювиального генезиса), наиболее проницаемых для агентов физико-химического выветривания. В качестве иллюстрации приведем описание строения одного из типичных разрезов профилей выветривания данного типа пород.

Строение профиля выветривания у сопок Керши (тип в)

Здесь (см. фиг. 40,б) среди пролювиальных глинистых фаций встречены линзы руслового аллювия, в верхней части сильно преобразованного элювиальными процессами. Строение разреза следующее (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Глины пролювиальные, пестроцветные, серые, с вертикальными красными пятнами, подстилают профиль выветривания (слои 2–4). Видимая	0,5
2. Пески алевритистые, глинистые, белые, с линзами и пятнами ожелезнения, имеющие мелкую косоволнистую либо волнисто-горизонтальную слоистость (материнские породы)	1,0
3. Пески с вертикальными красными пятнами и полосами ожелезнения, нарушающими первичную слоистость пород, более плотные, чем слой 2. Местами среди русловых фаций встречаются линзы пойменных алевритов мощностью 0,2–0,3 м (нижняя часть профиля выветривания) . . .	0,8
4. Песчаники, содержащие линзы алевролитов серого цвета, с вертикальными пятнами ожелезнения. В их цементе исходные чешуйчатые выделения глин полностью замещены аутигенными колломорфными; отмечается также опал и гематит-гётит. Первичная слоистость осадков сильно нарушена, они приобретают комковатую текстуру (верхняя часть профиля выветривания)	0,7
5. Выше с размывом залегают глины серые, вязкие, нового седиментационного цикла	2,2

Анализ строения профилей Букомбай (тип б) и Керши (тип в) позволяет выделить в них две зоны. Нижняя зона представлена рыхлыми пестроцветными глинами, алевритами, песками, неясно выраженной первичной слоистостью. Мощность 0,5–3,0 м. Верхняя зона сложена очень плотными песчаниками, алевролитами, аргиллитами или

Продолжение подписи к фиг. 42

а – коррозия зерен кварца опалом, обр. 28б, разрез Аркалык в Чингизе, увел. 170; б – коррозия зерен кварца колломорфным глинистым веществом, обр. из скв. 17, глубина 27 м, Северное Призайсанье, увел. 170; в – заполнение трещинок в зерне кварца колломорфным глинистым веществом, обр. 65л, разрез Уш-Кара, Северное Призайсанье, увел. 170; г – заполнение трещинок в зерне микроклина гётитом, обр. 68к, разрез Керши, Северное Призайсанье, увел. 170; д – замещение зерна микроклина колломорфным глинистым веществом, обр. 40и, разрез Керши, Северное Призайсанье, увел. 70; е – замещение зерна мусковита колломорфным глинистым веществом, обр. 68 п, разрез Керши, Северное Призайсанье, увел. 70

глинами пестроцветными, с опалово-глинисто-гётитовым цементом либо с выделениями этих аутигенных минералов в форме вертикальных полос и пятен. Первичная слоистость пород сильно нарушена либо не видна совсем, они приобретают комковатую текстуру из-за многочисленных трещинок, заполненных выделениями опала, аутигенной глины и гётита (фиг. 41, а, б, в). Мощность зоны 0,5-2,5 м.

Следовательно, в данном случае мы имеем дело с элювиальными профилями, осложненными почвами, в верхней части которых происходит интенсивное преобразование исходных пород.

В кровле ряда данных профилей встречаются также копрогенные формы (фиг. 41, г), связанные с жизнедеятельностью червей, термитов или грызунов, а также фитолиты - продукты разложения в почве растений, которые широко представлены в современном элювии и описаны И.В. Тюриным (1937), Е.А. Яриловой (1953), Е.И. Парфеновой и Е.А. Яриловой (1962), Р.С. Кутузовой (1968). Находка фитолитов обычно указывает, что вмещающие породы представляют собой верхнюю часть почвенного профиля (зону перегноя растительной массы). Более детальное описание вышеотмеченных кремнистых биогенных образований будет дано ниже.

Минералогическая характеристика выветрелых пород (подгруппа Б, типы профилей б, в)

Обломочные минералы

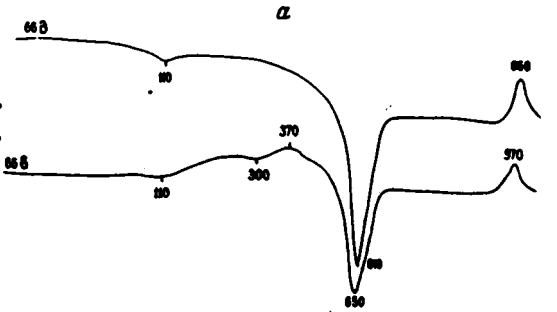
У характеризуемых пород изменение обломочных минералов при их выветривании выражено более заметно, чем в вышеотмеченных осадках подгруппы А. Так как в рассматриваемых типах выветривания (б, в) направленность данных преобразований сходная, дадим их совместное описание. В измененных выветриванием осадках, как и в исходных породах, основная часть терригенных минералов (93-95%) представлена кварцем. Но эти обломки обычно сильно корродированы опалом (фиг. 42,а) или выделениями колломорфного глинистого вещества (фиг. 42,б). В ряде случаев выветривание осадков приводило к интенсивному растрескиванию зерен кварца с заполнением трещинок аутигенной глиной (фиг. 42,в), либо гётитом. Подобное явление наблюдалось также у полевых шпатов и мусковита.

На приведенных фотографиях (фиг. 42, д, е) хорошо выражен также и процесс замещения микроклина и мусковита колломорфным глинистым веществом, весьма характерный для данной подгруппы выветрелых пород. При этом аутигенная глина вначале проникает в зерна по трещинкам спайности, а затем, разрастаясь, замещает примыкающие участки кристаллов. В ряде случаев остатки первичных силикатных минералов сохраняются лишь в виде небольших островков среди глин. Этот же процесс при выветривании мусковита сопровождается заметным разбуханием и утолщением концов пластинок с образованием вееpоподобных слюдисто-глинистых агрегатов.

Глинистое вещество

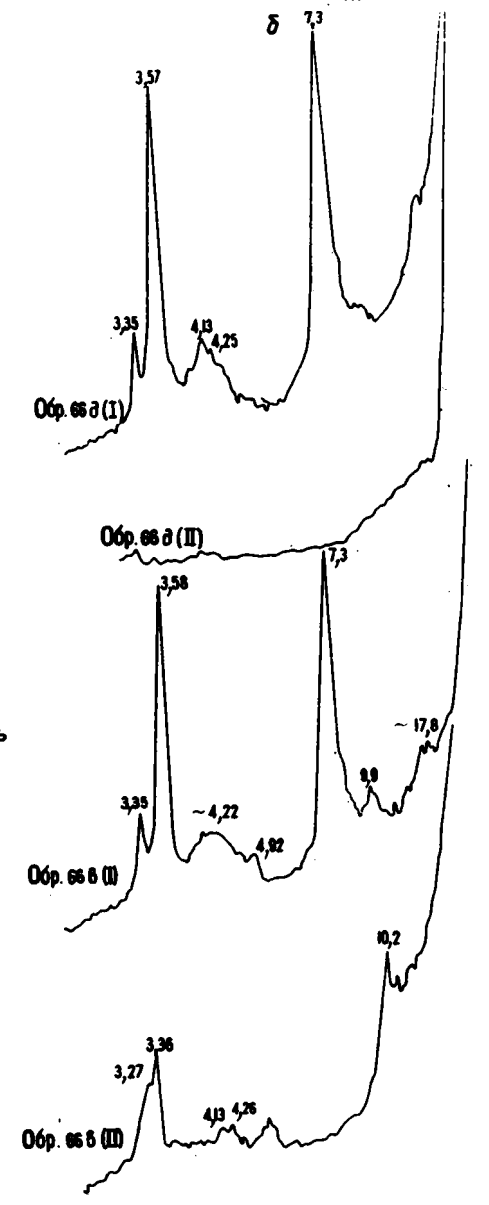
Как отмечалось выше, процессы выветривания пород сопровождались замещением чешуйчатых форм глинистого вещества колломорфными.

Выветрелые породы с невысоким содержанием (до 10%) аутигенных колломорфных глинистых выделений (тип б). Данная разновидность выветрелых пород установлена, например, в вышеохарактеризованном разрезе Букомбай. При сравнении минералогического состава выветрелых и исходных глин (см. фиг. 40, а, обр. 66д и 66в) намечается некоторое увеличение содержания каолинита в первых и соответственно снижение минералов монтмориллонит-гидрослюдистой группы. У выветрелых разностей глин (обр. 66д) термические эффекты каолинита (фиг. 43, а) - 610 - 650° и 960 - 990° - и его базальные рефлексы на дифрактограммах (фиг. 43, б) - 7,3; 3,57 А - выражены более отчетливо,



фиг. 43. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр. < 0,001)

Образцы 66в(I)и 66д(I) насыщены глицерином, образцы 66в(II), 66д(II) прокалены. Разрез Букомбай. Обр. 66д – алеврит белый, выветрелый; обр. 66в – алеврит пестрый (исходная порода)



чем у исходных пород (обр. 66в). Одновременно наблюдается сокращение величины монтмориллонит-гидрослюдистых рефлексов (17,8; 9,9; 49 Å).

Результаты силикатного анализа проб глин (фр. < 0,001), отобранных из средней части профиля выветривания (под окремненным пластом – обр. 66д) и исходной породы (обр. 66в), свидетельствуют (см. табл. 12), что у первой происходит уменьшение содержания Fe_2O_3 (от 5,11 до 3,40%) и K_2O (от 1,10 до 0,52%). Последнее также может указывать на процесс каолинизации гидрослюдистых минералов. Правда, значение отношения $SiO_2:Al_2O_3$ в исследованных образцах почти не изменяется, а в пробе 66д зафиксировано даже некоторое его увеличение (до 2,45:1).

Суммируя результаты всех видов исследований глинистого вещества, можно отметить, что в профиле выветривания Букомбай (тип б), ясно фиксируется процесс каолинизации монтмориллонита и гидрослюд, содержащихся в виде небольшой примеси к каолиниту в исходных породах. Возникающий при этом аутигенный каолинит может входить в состав как чешуйчатых, так и колломорфных глинистых образований

Выветрелые породы с повышенным содержанием (10–100%) колломорфных глинистых выделений (тип в). Изучению колломорфного глинистого вещества в современных почвах посвящены работы ряда зарубежных исследователей – Е. Фрейя м М. Клайна (Frei, Cline, 1949), Р. Брюера (Brewer, 1956) и Рейсайда (Raeside, 1957); Мак Калеба (Mc Caleb, 1954) и других.

В нашей стране наиболее подробную характеристику пелитовых аутигенных частиц можно найти в статьях Е.А. Яриловой и и Е.И. Парфеновой (1957, 1959, 1960) и Н. Г. Минашиной (1958).

На территории СССР данная разновидность глин установлена в современных иллювиальных горизонтах подзолистых почв средней полосы гумидной зоны, а в аридных ландшафтах часто встречается в солонцах, солодях и такырах. Е.А. Ярилова и

Е.И. Парфенова (1957) считают, что колломорфные глинистые образования возникают при взаимодействии почвенных органо-минеральных растворов, связанных с разложением растительности и продуктов вышелачивания подстилающих пород. Н.Г. Минашина (1958) предполагает, что эти соединения могут возникать и из природных, оптически не ориентированных глин при условии их пептизации с последующим передвижением суспензии в виде коллоидных растворов и осаждением пелитовых частиц в иллювиальных горизонтах либо при усыхании глинистых суспензий в солонцах, солодях, такырах.

У геологов описание колломорфных глин встречается реже. Сведения о данных образованиях мы находим, например, у В.Н. Разумовой (1957, 1961) при характеристике континентальных мел-палеогеновых толщ Центрального Казахстана. Их возникновение В.Н. Разумова связывает с солончаковыми процессами. И.Г. Лискун (1968) подобные минералы установлены в почвах неогеновой павлодарской свиты Зайсанской впадины. Следовательно, генетическая связь данных глинистых разностей с почвами зафиксирована многими исследователями.

Интересно, что вещественный состав колломорфных глинистых выделений (судя по литературным данным) испытывает довольно большие колебания: от монтмориллонитизированного каолинита и диспергированного каолинита (Разумова, 1957, 1961) до смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых агрегатов (Ярилова, Парфенова, 1957, 1959, 1960). Это, видимо, связано с различиями в составе исходного субстрата и в типе почвенных профилей, к которым приурочены данные минералы.

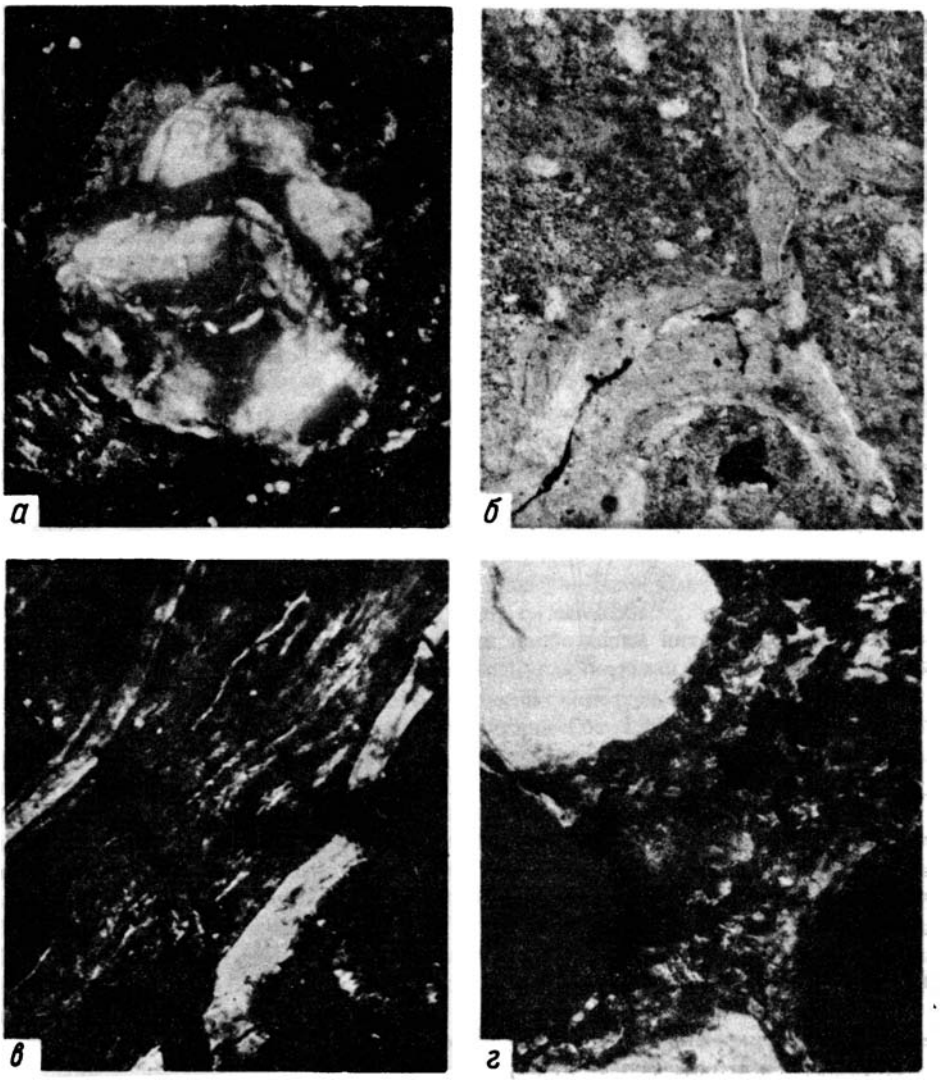
Вполне закономерно, что и в разрезах горизонтов выветривания северозайсанской свиты, венчающихся почвами, мы часто наблюдаем сходные по морфологии глинистые выделения. Они отмечались нами в вышеохарактеризованных иллювиальных горизонтах, возникших в увлажненных участках саванны, но особенно большое распространение эти образования получают в профилях выветривания переменно-влажных травянистых областей.

В шлифах хорошо видно (фиг. 44,а, б), что колломорфные глинистые образования выполняют пустотки, трещинки либо развиваются по исходной чешуйчатой массе глин (фиг. 44,в), иногда целиком замещая ее (фиг. 44,г). Песчаники, в цементе которых произошло полное замещение чешуйчатых глин колломорфными, встречены в верхних частях горизонтов выветривания у сопок Керши, Чакельмес, Уш-Кара. Выветрелые породы, содержащие подобные аутигенные глинистые выделения, обычно становятся более плотными и крепкими и поэтому в обнажениях они часто бронируют рыхлые песчано-алевритовые отложения. Макроскопически отличить данные разности глин от чешуйчатых трудно. Правда, иногда в пришлифовках (см. фиг. 41,б) на более светлом фоне проявляются темные трещинки, заполненные колломорфным глинистым веществом.

Процесс замещения чешуйчатой глинистой массы ее аутигенными выделениями хорошо виден в шлифах (см. фиг. 44,в). Вначале колломорфная глина обычно проникает в крупные трещины, начиная замещать исходную глинистую массу, расположенную между ними.

Выделения колломорфного глинистого вещества установлены в выветрелых породах различного генезиса (пролювиально-озерных, делювиально-пролювиальных, аллювиальных). Оно имеет в шлифах светло-желтый цвет, в скрещенных николях обладает зональным угасанием и желтыми тонами интерференционных окрасок первого порядка. Показатели преломления данного вещества изменяются в широких пределах, причем в ряде случаев эти колебания обнаруживаются даже в различных участках одного и того же шлифа. Максимальное значение показателя преломления ($N=1{,}561$) установлено в обр. С-341-285 (скв. 341, глубина 285 м), $N=1{,}549-1{,}552$ зафиксирован для аутигенных глин серии проб: С-232-145 (скв. 232, глубина 145 м), С-180-236 (скв. 180, глубина 236 м), 900г (разрез Чакельмес) и др. В большинстве же случаев значение показателей преломления глинистого вещества опускается ниже канадского бальзама, причем значение $N=1{,}528-1{,}531$ установлено в образцах 40и, 68д, 68п (разрез Керши), С-307-175 (скв. 307, глубина 175 м), Н-1 (разрез Аркаул) и др. И наконец самое низкое значение $N=1{,}516-1{,}522$ зафиксировано в обр. 40в (разрез Керши).

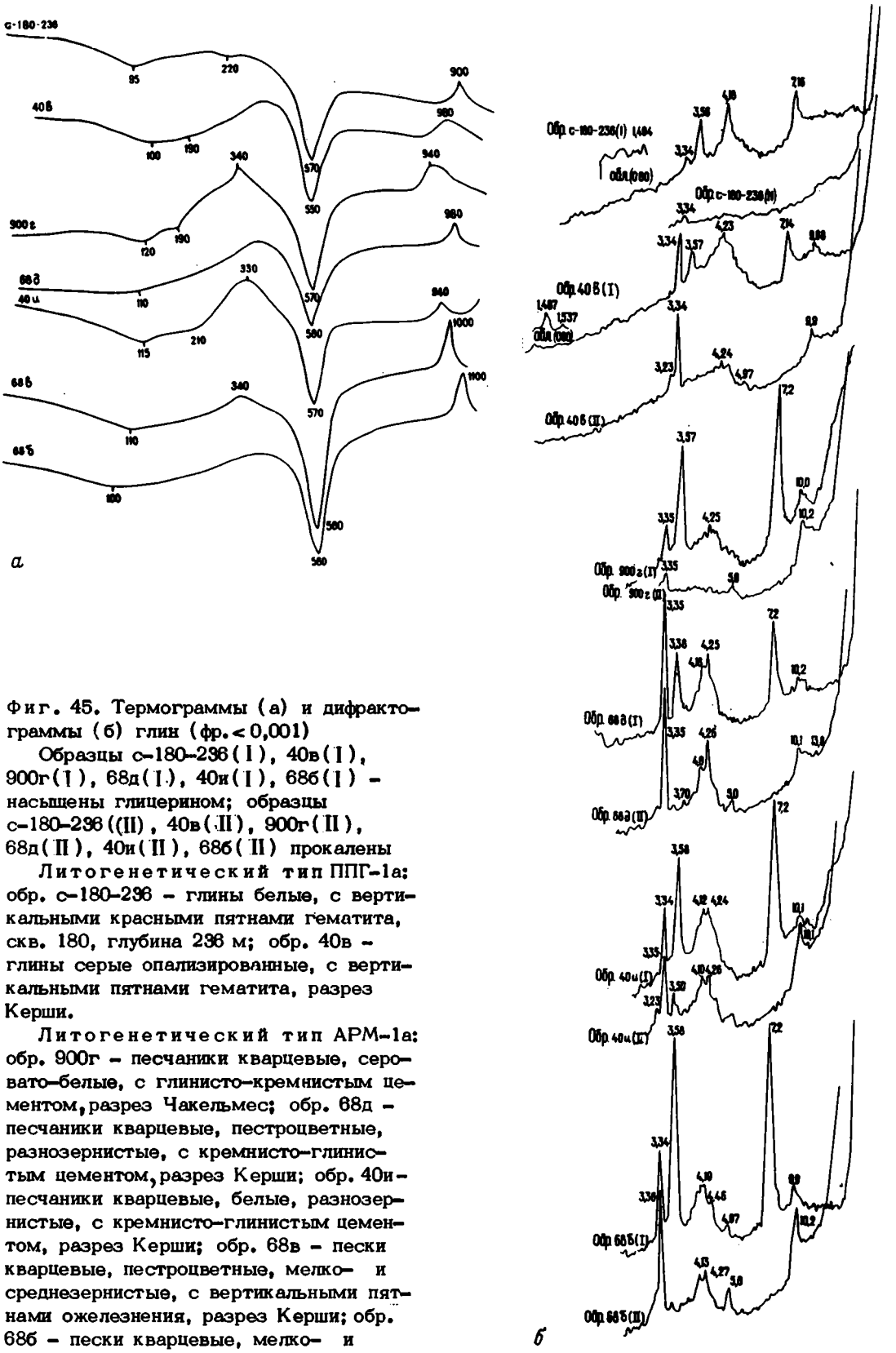
Результаты термических, рентгеноструктурных, электронно-микроскопических и химических анализов аутигенных глинистых минералов, слагающих данные образцы, показали, что их состав довольно сложный.



Фиг. 44. Выделение колломорфного глинистого вещества в шлифах выветрелых пород Северного Призайсанья. Увел. 70

а – заполнение пустоток, скв. 180, глубина 236 м, николи скрещены; б – заполнение трещинок, скв. 232, глубина 172 м, николь один; в – замещение чешуйчатых разностей глин колломорфным веществом, скв. 27, глубина 30 м, николи скрещены; г – колломорфное глинистое вещество в цементе песчаников, обр. 40и, разрез Керши, николи скрещены

Для выявления общей направленности процессов преобразования глинистого вещества в профиле выветривания наиболее детально нами был изучен вышеохарактеризованный разрез Керши (см. фиг. 40,б). Из невыветрелых и слабо выветрелых пород (русловые фации) были отобраны образцы песков 68б и 68в, в которых глинистое вещество, входящее в цемент, имеет в основном чешуйчатую микроструктуру с единичными выделениями колломорфных образований. В цементе же песчаников образцов 68д, 40и и 68п, отобранных из верхней части профиля выветривания, присутствует только колломорфное глинистое вещество (N = 1,528–1,531). Привязка всех данных образцов к разрезу дана на фиг. 40,б.



Фиг. 45. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр.< 0,001)

Образцы с-180-236(I), 40в(I), 900г(I), 68д(I), 40и(I), 68б(I) – насыщены глицерином; образцы с-180-236((II), 40в(II), 900г(II), 68д(II), 40и(II), 68б(II) прокалены

Литогенетический тип ППГ-1а: обр. с-180-236 – глины белые, с вертикальными красными пятнами гематита, скв. 180, глубина 236 м; обр. 40в – глины серые опализированные, с вертикальными пятнами гематита, разрез Керши.

Литогенетический тип АРМ-1а: обр. 900г – песчаники кварцевые, серовато-белые, с глинисто-кремнистым цементом, разрез Чакельмес; обр. 68д – песчаники кварцевые, пестроцветные, разнозернистые, с кремнисто-глинистым цементом, разрез Керши; обр. 40и – песчаники кварцевые, белые, разнозернистые, с кремнисто-глинистым цементом, разрез Керши; обр. 68в – пески кварцевые, пестроцветные, мелко- и среднезернистые, с вертикальными пятнами ожелезнения, разрез Керши; обр. 68б – пески кварцевые, мелко- и среднезернистые, глинистые, с линзами ожелезнения, разрез Керши

Помимо этого, были детально исследованы образцы из других профилей выветривания, содержащие колломорфное глинистое вещество, отличающееся значениями показателей преломления от вышеописанного:

обр. 900г (АРМ-1а) – песчаник кварцевый, с глинисто-опаловым цементом. В цементе присутствует только колломорфное вещество (N =1,549-1,552), разрез Чакельмес;

обр. 40в (ППГ-1а) – глина серая, опализированная, с вертикальными пятнами гётита и гематита (чешуйчатая, с выделениями по трещинкам и пустотам колломорфных глинистых образований, N=1,516-1,522), разрез Керши;

обр. с-180-236 (ППГ-1а) – глина белая с вертикальными ярко-красными пятнами гётита и гематита (чешуйчатая, с выделениями колломорфных образований, N =1,549-1,552), скв. 180, глубина 236 м.

Следует подчеркнуть, что в образцах 40и, 68д, 68п, 900г отмечается только колломорфное глинистое вещество, а в образцах 40в и с-180-236 оно находится в смеси с чешуйчатыми пелитовыми частичками и его содержание не превышает 30-40%.

Кривые нагревания исходных и аутигенных глин приведены на фиг. 45,а. Как видно, все исследованные образцы сложены каолинитом (термические остановки в интервалах 550-580° и 940-1100°). В разрезе горизонта выветривания Керши у чисто колломорфных пелитовых частиц (обр. 40и, 68д) происходит заметное сокращение высоты каолиновых пиков по сравнению с подстилающими не измененными элювиальными процессами глинами (обр. 66б, 68в). Подобное же уменьшение амплитуды каолиновых пиков видно и в образцах 900г, 40в, с-180-236.

Для суждения о составе аутигенных глин наибольший интерес представляют те пробы, которые сложены чисто колломорфными глинистыми разностями (обр. 40и, 68д и 900г). Результаты термического анализа свидетельствуют, что резкое колебание значений показателей преломления этих глин (от 1,528-1,531 в обр. 40и и 68д до 1,549-1,552 в обр. 900г) практически не отражается на характере кривых нагревания.

Обращает на себя внимание появление на термограммах (обр. 40и и 900г) дополнительной эндотермической остановки в интервале 190-210°, которая обусловлена (как это будет показано ниже) наличием в образцах аллофана. Подобная же остановка выражена и на кривых обр. 40в и с-180-236 (190 и 220°).

Из приведенных дифрактограмм (фиг. 45,б, обр. с-180-236, 40в, 900г, 68д, 40и и 68б) видно, что в разрезе Керши не измененные выветриванием глины сложены в основном каолинитом (базальные рефлексы 7,2; 3,58 Å) и содержат незначительную примесь гидрослюд (9,9-10,2; 4,97 Å).

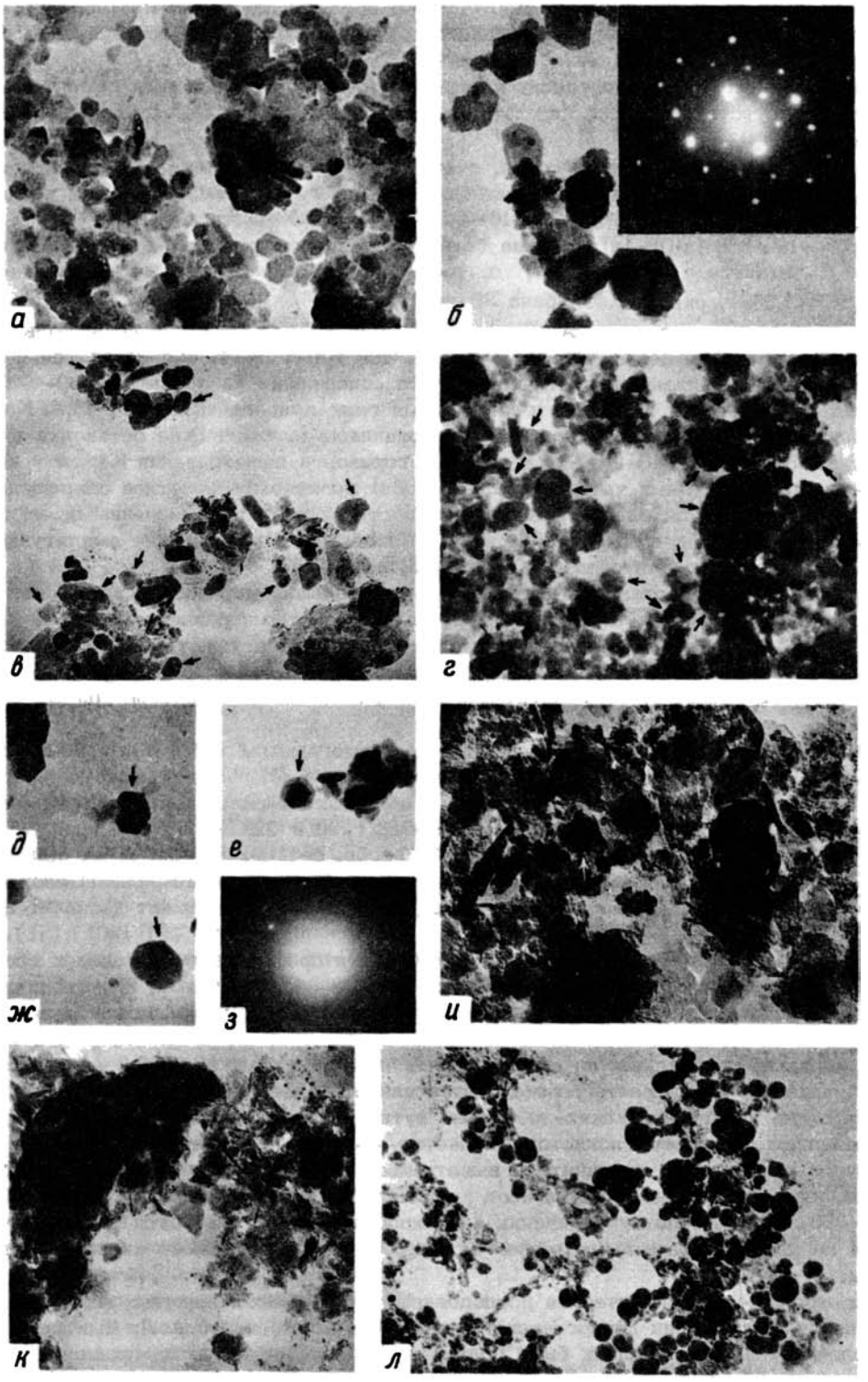
В обр. 68д и 40и, отобранных из верхней части профиля выветривания и сложенных мономинеральными колломорфными глинистыми образованиями, происходит сокращение интенсивности базальных рефлексов каолинита (7,2; 3,58 Å), наиболее сильно выраженное в обр. 68д.

Содержание гидрослюды по разрезу почти не изменяется (9,9-10,2 Å). Закономерное уменьшение на дифрактограммах интенсивности базальных рефлексов каолинита и отсутствие проявления каких-либо иных аутигенных минералов, связанных с преобразованием исходного глинистого вещества, позволяют сделать предположение о частичной аморфизации каолинита в выветрелых породах характеризуемого профиля.

Снижение интенсивности рефлексов каолинита зафиксировано и в образцах 40в, с-180-236, 900г. После прокаливания всех проб каолинит становится рентгеноаморфным и на дифрактограммах сохраняются лишь базальные рефлексы кварца и гидрослюды.

Электронно-микроскопические исследования аутигенных глинистых минералов проводились в лаборатории Геологического института совместно с А.Л. Дмитриком. Наиболее детальному анализу была подвергнута серия образцов из профиля выветривания у сопок Керши. На приведенных микрофотографиях видно, что не измененные выветриванием чешуйчатые разности глин (фиг. 46, а, б, обр. 68б)сложены различными по размеру кристаллами каолинита, хорошо ограненными, шестиугольной формы и имеют четкую дифракционную картину (фиг. 46,б), подтверждающую их кристаллическое строение.

Колломорфное глинистое вещество из горизонтов выветривания выглядит уже иначе (фиг. 46, в-к). В профиле Керши (обр. 40и, 68д) эти аутигенные глины пред-



Фиг. 46. Электронно-микроскопические снимки и микродифракционные картинки глинистых частиц из профилей выветривания Северного Призайсанья (тип в)

Невыветрелые (чешуйчатые) разности глин: а, б – разрез Керши, обр. 68б, увел. 25 000. Выветрелое колломорфное глинистое вещество: в,г,д,е,ж,з,и,к – разрез Керши, образцы 40и и 68д, увел. 25 000; л – скв. 180, глубина 236 м, увел. 65 000

ставлены частичками двух основных типов: 1) меньшая их часть сложена шестиугольными кристалликами каолинита, небольшими по размеру, хорошо ограненными, подобными вышеохарактеризованным (они всегда имеют четкую микродифракционную картину); 2) большинство частичек, слагающих данные образцы, имеет более округлую форму шестиугольников (некоторые из них отмечены на фотографии стрелочками, см. фиг. 46, в, г). Причем степень округления частичек различна: иногда намечаются все шесть первичных граней кристалла, в других случаях сохраняется одна либо несколько граней, а остальные становятся круглыми, и наконец встречаются почти целиком шарообразные формы. Стадии округления кристалла каолинита можно наблюдать на фиг. 46 (д - начальная стадия, е - промежуточная, ж - конечная). У полукруглых частичек микродифракционная картина становится нечеткой, а у округлых (см. фиг. 46, ж, з) она исчезает, что свидетельствует о их аморфном строении.

По форме и свойствам шарообразные частички напоминают аллофан (Грим, 1959; Beutelpacher, 1968). Подобные округлые зерна наблюдались в образцах с колломорфными глинами (68п, 900г, 40и, с-180-236 и др.). Причем в пробе с-180-236 в отдельных участках просматриваемого препарата встречены и чисто шарообразные формы (фиг. 46,л).

Суммируя результаты вышеприведенных исследований, можно предположить, что в данном типе выветрелых пород происходит диспергация и аморфизация исходного каолинита с превращением его в аллофан, а под электронным микроскопом можно наблюдать все стадии данного процесса. Следовательно, аутигенное колломорфное глинистое вещество представляет собой смесь каолинита, аллофанизированного каолинита и аллофана. Процесс аллофанизации каолинита объясняет сокращение амплитуды рентгеновских рефлексов и термических пиков, появление эндотермической реакции в интервале 190-210°, колебание значений показателей преломления в шлифах. У более аллофанизированных разностей N=1,518-1,532, у менее аллофанизированных N=1,542-1,561.

Результаты силикатного анализа глинистых фракций (обр. 68п, 68д, 40и, 900г и с-180-236) приведены в табл. 13. В ее левой части для сравнения помещены пробы глин, не измененных и слабо измененных выветриванием (обр. 68б и 68в). Как видно, резко выраженных колебаний в составе всех приведенных проб не происходит. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ колеблется в интервале 2,08 : 1 - 2,14 : 1. Интересен факт почти постоянного повышенного содержания в колломорфном глинистом веществе аморфной кремнекислоты (до 1-22%), хотя под микроскопом наличие опала фиксируется в породах далеко не всегда. Видимо, минералы кремнезема образуют в глинистом веществе тонкораспыленную массу. Это, конечно, также сказывается на суммарных значениях показателей преломления аутигенной глины (у опала N = 1,44-1,47).

Следует отметить, что в почвах аллофан наблюдается довольно часто (Грим, 1959; Горбунов, 1963; Милло, 1968; Fildes, 1955; Jackson, 1959; Beutelpacher, 1968 и др.). Наиболее детальные сведения об этом минерале содержатся в работе К.А. Вада (Wada, 1967). Однако вопрос о путях его образования еще недостаточно ясен. По данным Н.И. Горбунова (1963), есть основания предполагать, что аллофан синтезируется в почве в результате взаимодействия кремнекислоты и гидроокиси алюминия, образовавшихся при разрушении первичных и вторичных минералов, а также и из золы отмерших растений.

На примере изучения вышеохарактеризованных выветрелых пород северозайсанской свиты можно сделать и еще один вывод: аллофан возникал в переменно-влажных травянистых почвах саванны непосредственно из кристаллов каолинита вследствие их аморфизации. При этом, по-видимому, происходило сдвигание октаэдрических и тетраэдрических слоев в кристаллах и возникали агрегаты с беспорядочным расположением данных структурных элементов, что характерно, по Р.Е. Гриму (1959), для аллофана.

В лабораторных условиях разрушение каолинита до аморфных веществ и свободного глинозема диатомовыми водорослями наблюдалось А.П. Виноградовым и Е.А. Бойченко (1943), предполагавшими, что этот процесс может быть широко представлен в природных условиях, в том числе в почвах. Вышеприведенные данные подтверждают по крайней мере первую часть этого предположения об аморфизации (аллофанизации) каолинита.

Химический состав (в %) глинистых фракций (колломорфной и чешуйчатой микроструктуры) в профилях выветривания Северного Призайсанья

Таблица 13

Компоненты	Разрез Керши					Разрез Чакельмес	Скв. 180, глубина 236 м
	Обр. 68б, песок, в цементе чешуйчатая глина (не выветрелый, АРМ-1)	Обр. 68в, песок сильно глинистый, в цементе чешуйчатая глина (не выветрелый, АРМ-1)	Обр. 68п, песчаник, в цементе выделения колломорфной глины и опала (из горизонта выветривания, АРМ-1а)	Обр. 68д, песчаник, в цементе выделения колломорфной глины и опала (из горизонта выветривания, АРМ-1а)	Обр. 40и, песчаник, в цементе выделения колломорфной глины и опала (из горизонта выветривания, АРМ-1а)	Обр. 900г, песчаник, в цементе выделения колломорфной глины и опала (из горизонта выветривания, АРМ-1а)	Обр. с-180-236, глина пестроцветная, чешуйчатая, с выделениями колломорфной (из горизонта выветривания ПГГ-1а)
	фр. < 0,001	фр. < 0,001	фр. < 0,001	фр. < 0,005	фр. < 0,001	фр. <0,005	фр. < 0,005
SiO_2	54,62	49,55	51,59	62,42	57,27	66,83	39,57
TiO_2	1,06	0,64	0,90	0,63	0,75	1,06	1,19
Al_2O_3	26,91	26,59	28,29	13,78	23,95	17,40	19,80
Fe_2O_3	3,58	7,24	2,71	11,08	3,12	2,99	24,18
FeO	Нет	0,21	0,24	0,28	Нет	0,14	0,28
CaO	1,91	0,71	0,89	0,77	0,43	0,78	1,03
MgO	Нет	0,59	0,28	0,18	0,50	0,14	0,26
MnO	0,03	0,02	0,01	0,01	Нет	0,07	0,07
P_2O_5	0,03	0,15	0,13	0,14	0,13	0,08	0,05
Na_2O	0,24	0,30	0,19	0,15	0,51	0,64	0,23
K_2O	0,96	1,09	0,89	0,80	1,17	1,85	0,27
H_2O^+	9,45	9,52	10,81	6,12	9,17	6,15	9,80
H_2O^-	1,50	3,03	2,76	3,01	2,26	2,36	3,39
CO_2	Нет	Нет	Нет	Нет	Не опр.	Нет	Не опр.
C	"	0,15	"	0,30	0,80	0,08	0,33
Σ	100,29	99,79	99,89	99,67	99,93	100,57	100,45
Кварц	0,37	3,54	2,76	11,16	2,50	25,36	Неопр.
I SiO_2 аморфн.	Не опр.	12,37	12,94	22,78	16,14	15,38	"
I Al_2O_3 раств.	"	0,04	1,78	0,05	0,55	0,15	"
II SiO_2 аморфн.	"	2,13	1,46	5,57	Не опр.	1,93	"
II Al_2O_3 раств.	"	1,10	1,61	1,18	"	0,85	"
SiO_2:Al_2O_3	"	2,11:1	2,14:1	Не опр.	2,08:1	Не опр.	"

Следует отметить, что в исследованных образцах шарообразные выделения аллофана, возможно, не представляют собой последней стадии разрушения каолинита. В тех же препаратах (обр. 40и, 68д) под электронным микроскопом наблюдаются участки (см. фиг. 46,и, к), где видно, как эти округлые частички распадаются на облаковидную расплывчатую массу, иногда пронизанную веретенообразными кристаллами, не обладающими микродифракцией.

Подобная картина была установлена и при исследовании под электронным микроскопом других образцов, содержащих колломорфное глинистое вещество. Выделить, сконцентрировать и изучить данное облаковидное вещество нам пока не удалось. По своей форме под электронным микроскопом оно напоминает монтмориллонит. Явление монтмориллонитизации каолинита наблюдалось В.Н. Разумовой (1961) в колломорфном глинистом веществе континентальных мел-палеогеновых отложений Центрального Казахстана. Однако в наших пробах доказать такой процесс не удалось: на дифрактограммах аутигенных глин признаки примеси монтмориллонита не были обнаружены. Зато во многих исследованных образцах (40и, 68д, 900г) отмечено присутствие небольшого количества гидрослюды (рефлексы 9,9–10,1 Å и 5,0 Å), а из неглинистых минералов встречены кварц (рефлексы 3,34 и 3,35 Å) и гётит (рефлексы 4,12–4,18 Å). В ряде образцов (900г, 68д и др.) под электронным микроскопом наблюдались также единичные трубчатые кристаллы, напоминающие галлуазит. Но все эти минералы-примеси не объясняют природу хлопьевидной массы, возможно представляющей собой конечный продукт распада каолинита.

Изучение дебаеграмм аутигенного глинистого вещества (табл. 14, обр. 40и, 900г, с–180–236 и 40в) лишь подтвердило выводы о минеральном составе этих проб, полученные на дифрактометре: в обр. с–180–236 в качестве примеси к каолиниту отмечено присутствие гётита и кварца, в остальных пробах установлено небольшое количество гидрослюды.

Конкретных доказательств монтмориллонитовой природы характеризуемой хлопьевидной массы с помощью рентгеновских методов получить не удалось. Конечно, исключить этот вариант полностью нельзя: возможно, что содержание данного минерала в образцах ниже порога чувствительности прибора.

Следует иметь в виду и еще два возможных варианта предполагаемого состава хлопьевидного вещества: оно может представлять собой либо аллофан, распавшийся на бесформенную массу, либо продукт начала распада аллофана на свободные окислы. Однако доказать присутствие примеси свободного глинозема в исследованных пробах довольно трудно: на рентгенограммах базальный рефлекс гиббсита (в области 4,83–4,9 Å) может совпадать с одним из рефлексов гидрослюды. Наличие в образцах опала затрудняет фиксацию свободного Al_2O_3 и химическим путем. Появление последнего в щелочных вытяжках может быть связано с растворением силикатов.

Тем не менее присутствие свободного глинозема в образцах иногда намечается. Из табл. 13 видно, что обычно содержание Al_2O_3 в первых щелочных вытяжках (обр. 68б, 68д, 900г) не превышает 0,04–0,15%. В образцах 40и и 68п это значение соответственно достигает 0,55 и 1,78%. При повторном растворении остатка обр. 68п в раствор перешло Al_2O_3 – 1,61%, а SiO_2–1,46%. Такое соотношение между Al_2O_3 и SiO_2 не может быть объяснено растворением каолинита: у последнего оно равно примерно 1:2, что и позволяет предположить возможное присутствие в пробе свободного Al_2O_3. Конечно, окончательному решению вопроса о последующей судьбе аллофанизированного каолинита в профилях выветривания следует в дальнейшем уделить специальное внимание.

Однако этот вопрос второстепенный. Главный же процесс преобразования глинистого вещества в данном типе профиля выветривания, как было отмечено выше, заключается в аллофанизации каолинита.

Галлуазитовая разность колломорфного глинистого вещества. В серии переданных нам В.С. Ерофеевым образцов из разреза выветрелых пород Уш-Кара было установлено присутствие галлуазитовых минералов, слагающих колломорфное глинистое вещество. Вмещающая порода представляет собой сильноглинистый кварцевый песчаник, местами гравийник с бобовинами гётита. Под микроскопом хорошо видно, что обломочные зерна погружены в полуизотропную колломорфную глинис-

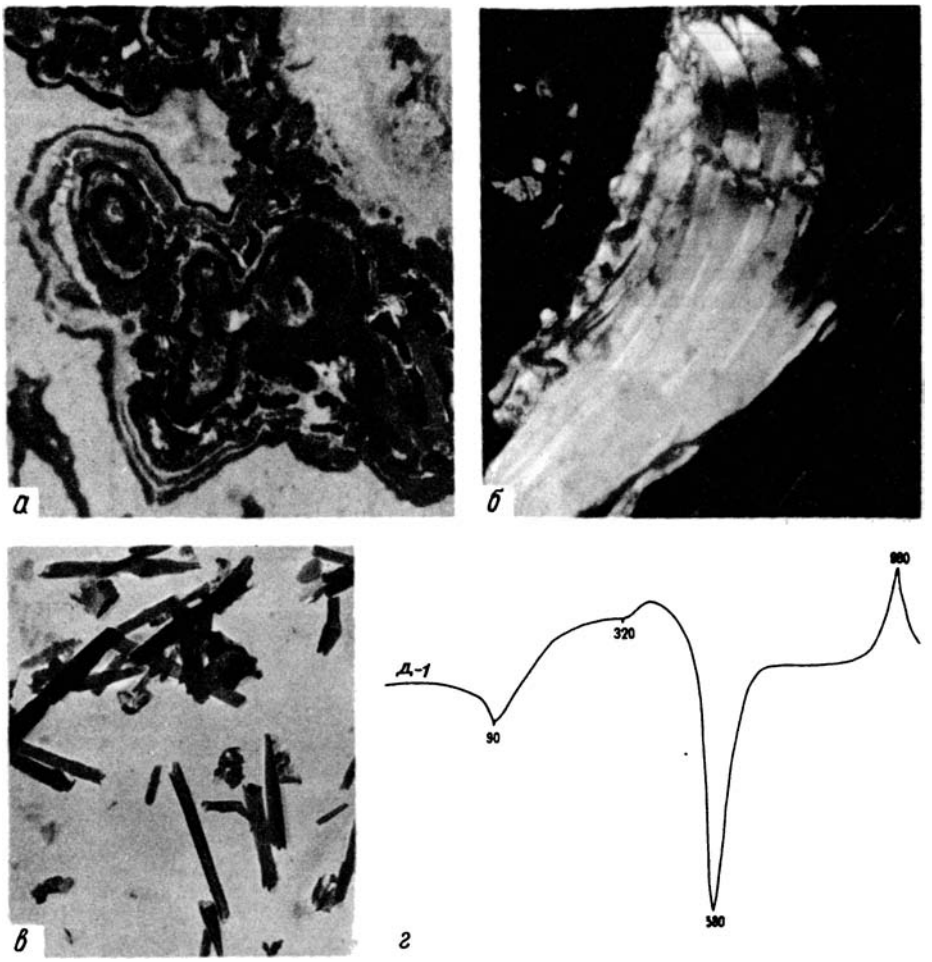
Таблица 14

Межплоскостные расстояния и интенсивность рефлексов колломорфного глинистого вещества (фр < 0,001)

Скв. 180, глубина 236 м				Резрез Керши						Разрез Чакельмес			
Обр. с-180-236, глина чешуйчатая, с выделениями колломорфной				Обр. 40в, глина чешуйчатая, с выделениями колломорфной		Обр. 40и, колломорфные глинистые выделения				Обр. 900г, колломорфные глинистые выделения			
Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
		3	10,0	2	10,2	2	9,8	9	10,2	3	10,2	7	10
5	7,3	–	–	7	7,2	9	7,1	–	–	5	7,2	–	–
1	4,9	0,5	4,9	–	–	1	4,9	3	5,0	–	–	2	5,0
4	4,51	–	–	6	4,51	0,5	4,36	1	4,36	10	4,51	1	4,47
		3	4,29	2	4,29	–	–	–	–	–	–	4р	4,25
10	4,15	3	4,12	–	–	2	4,12	10	4,12	2	4,02	–	–
		0,5	3,66	–	–	–	–	1	3,82	–	–	–	–
2	3,56	1	3,49	5	3,56	10	3,52	–	–	2	3,58	1	3,40
2	3,34	10	3,34	10	3,34	2	3,34	9	3,34	9	3,34	10	3,34
3	2,69	8ш	2,69	1	3,00	–	–	1	3,23	0,5	2,98	1	2,99
3	2,57	–	–	0,5	2,82	0,5	3,02	–	–	0,5	2,85	1	2,80
–	–	6	2,522	5	2,57	–	–	1	2,84	9	2,57	3	2,59
7	2,433			2	2,466	1	2,56	–	–	2	2,491		
1	2,342	–	–	3	2,370	2	2,50	4	2,513	–	–	2	2,479
1	2,238	–	–	1	2,292	–	–	1	2,400	–	–	1	2,383
–	–	4	2,203	2	2,134	4	2,383	–	–	6	2,352	–	–
2	2,177	–	–	2ш	1,986	1	2,894	–	–	2	2,303	–	–
–	–	0,5	2,142	1	1,900	0,5	2,201	–	–	–	–	2р	2,275
1	1,999	0,5	1,992	2	1,813	0,5	2,110	1	2,144	2	2,134	3	2,133
1	1,914	3р	1,818	0,5	1,738	–	–	2ш	1,992	3ш	1,998	–	–
1р	1,806	–	–	4ш	1,665	3ш	1,987	–	–	–	–	3ш	1,986
3	1,718	–	–	2ш	1,544	1	1,895	–	–	0,5	1,900	0,5	1,895
–	–	6	1,693	5ш	1,493	–	–	1	1,889	2	1,823	4	1,817
1	1,661	–	–	1	1,453	0,5	1,845	–	–	0,5	1,697	–	–
0,5	1,604	0,5	1,600	2	1,377	–	–	–	–	6	1,666	4ш	1,665
3ш	1,559	–	–	2ш	1,287	–	–	–	–	1	1,621	–	–
–	–	1	1,541	–	–	2	1,785	–	–	3	1,543	3	1,541
5ш	1,496	2	1,486	–	–	6	1,665	–	–	–	–	3	1,507
2	1,452	3	1,449	–	–	–	–	0,5	1,694	7	1,490	–	–
0,5	1,418	–	–	–	–	2	1,617	3	1,661	1	1,453	0,5	1,453
1	1,385	1	1,377	–	–	0,5	1,570	0,5	1,608	2	1,377	5ш	1,376
1	1,349	–	–	–	–	2	1,540	2р	1,490	–	–	–	–
1	1,318	–	–	–	–	3	1,487	2р	1,374	–	–	–	–

Примечание. Линии рефлексов: ш – широкие, р – размытые.

тую массу (фиг. 47,а), часто имеющую натечную форму (фиг. 47,б). Лишь в отдельных участках шлифа наблюдались крупные, зонально угасающие агрегаты аутигенной глины, интерферирующие светло-желтыми и белыми цветовыми тонами первого порядка. На электронных микрофотографиях эти глины сложены кристаллами трубчатой формы (фиг. 47,в), что подтверждается и микродифракционной картиной. Значительно



Фиг. 47. Выделения аутигенного колломорфного глинистого вещества в разрезе горизонта выветривания у сопок Уш-Кара Северного Призайсанья (обр. Д-1)

а – концентрические формы, шлиф, увел. 70, николь один; б – натечные формы, шлиф, увел. 70, николи скрещены; в – электронно-микроскопический снимок, увел. 20000; г – термограмма

реже в исследованных препаратах встречаются скопления округлых частичек аллофанизированного каолинита, занимающие не более 25% всей площади препарата.

Результаты рентгеноструктурного анализа (см. табл. 15) свидетельствуют, что в данной пробе отчетливо выражены основные рефлексы галлуазита (7,2; 4,47; 3,59; 2,546; 2,303; 1,796; 1,666; 1,493 Å) и гётита (4,16; 2,44 Å). После прокаливания галлуазит разрушается, а гётит переходит в гематит (рефлексы 2,69; 2,52; 2,210; 1,680; 1,489 Å).

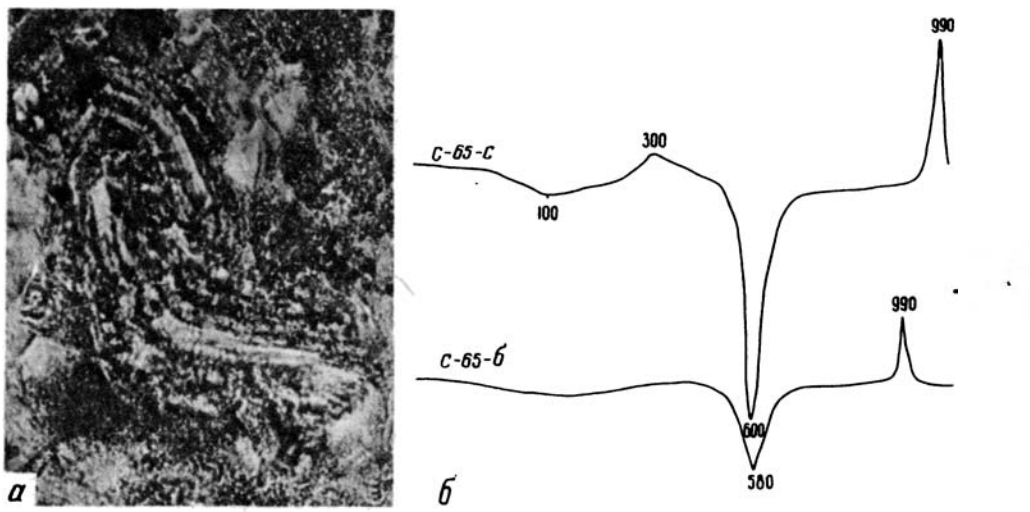
Кривая нагревания обр. Д-1 (фиг. 47,г) имеет хорошо выраженную экзотермическую реакцию в интервале 980° и эндотермическую – 580°. Появление V-образной эндотермической остановки в интервале 90° с потерей межслоевой воды и указывает на присутствие в образце гидратированной формы галлуазита (Грим, 1959). Эндотермическая реакция в интервале 320° обусловлена примесью гётита.

К сожалению, в данном случае мы не знаем, из какого первичного по составу глинистого вещества возник галлуазит.

Следовательно, наряду с аллофаново-каолинитовым составом аутигенных колломорфных глин встречаются и их галлуазитовые разности.

Червеобразные кристаллы каолинита в аутигенных глинах. Подобные червеобразные глинистые образования установлены в горизонте выветривания пролювиальных фаций скв. 65 на глубине 5–7 м (Семипалатинское Прииртышье). В шлифах (фиг. 48) они встречаются вместе с колломорфным веществом и образуют в нем сгустки червеобразных кристаллов (N =1,544–1,546). Показатель преломления колломорфных выделений в данном образце равен 1,540–1,543.

Однозначно решить вопрос о порядке выделения червеобразных и колломорфных образований аутигенной глины не удалось. В одних участках шлифа отмечается, как трещинки с колломорфной глиной рассекают червеобразные кристаллы, в других наблюдаются обратные соотношения: кристаллы каолинита вырастают из колломорфной глины. Возможно, их формирование происходило одновременно.



Фиг. 48. Червеобразные кристаллы каолинита и окружающие их участки с выделениями колломорфного глинистого вещества (а) в образце из скв. 65, глубина 5 м (Семипалатинское Прииртышье); николь один, увел. 170

Справа – кривые нагревания (б) данного образца глин (фр. < 0,001). В обр. с-65-с преобладают червеобразные кристаллы, в обр. с-65-б – колломорфное глинистое вещество

Для минералогической характеристики участков глин с червеобразными кристаллами, сложенными преимущественно колломорфными глинистыми образованиями, был выполнен термический анализ (см. фиг. 48). Как видно, первые (обр. с-65-с) слагаются каолинитом, вторые (обр. с-65-б) – аллофанизированным каолинитом, что приводит к сокращению высоты каолинитовых пиков на кривых нагревания.

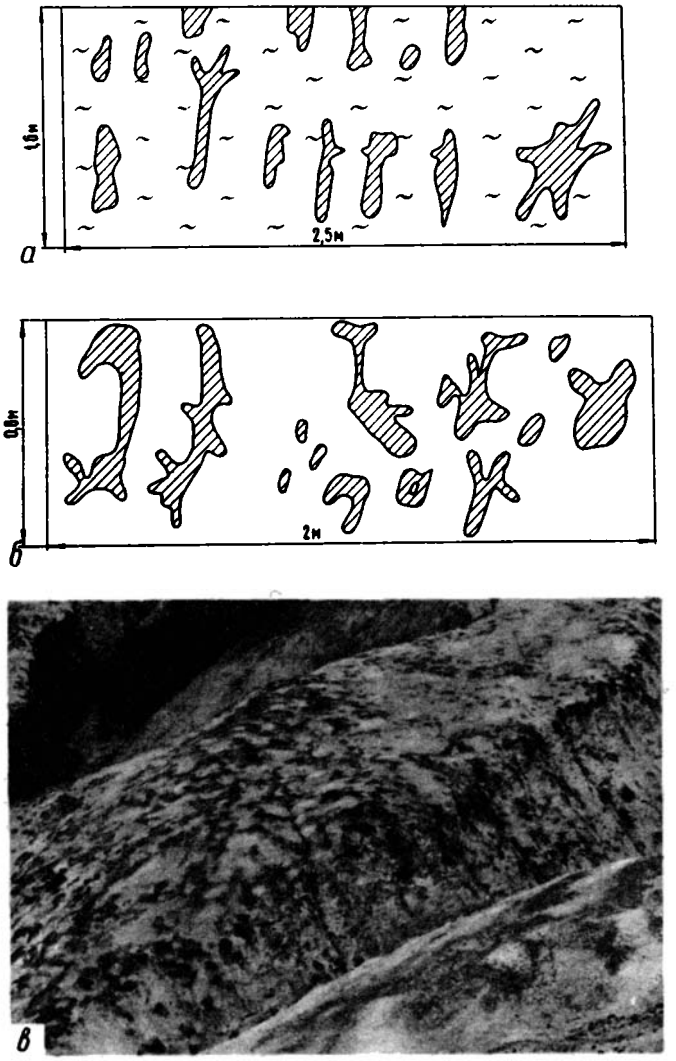
На электронных микрофотографиях данного образца глин представлены хорошо ограненные шестиугольные кристаллики каолинита и полукруглые частички аллофанизированного каолинита.

В других разрезах выветрелых пород характеризуемой территории подобные червеобразные кристаллы не были встречены.

Аутигенные минералы

Помимо колломорфного глинистого вещества, из вновь образованных минералов в данной подгруппе выветрелых пород наиболее распространены гидроокислы железа: гётит, гидрогётит, гематит, а также опал; редко встречаются гипс и кальцит.

Гидроокислы железа образуют в характеризуемых породах пятна и прожилки вертикальной ориентировки (фиг. 49, а, б, в), часто весьма причудливой формы, красного, коричневого и вишнево-красного цвета. Ширина их колеблется от 2 до 5–10 см, иног-

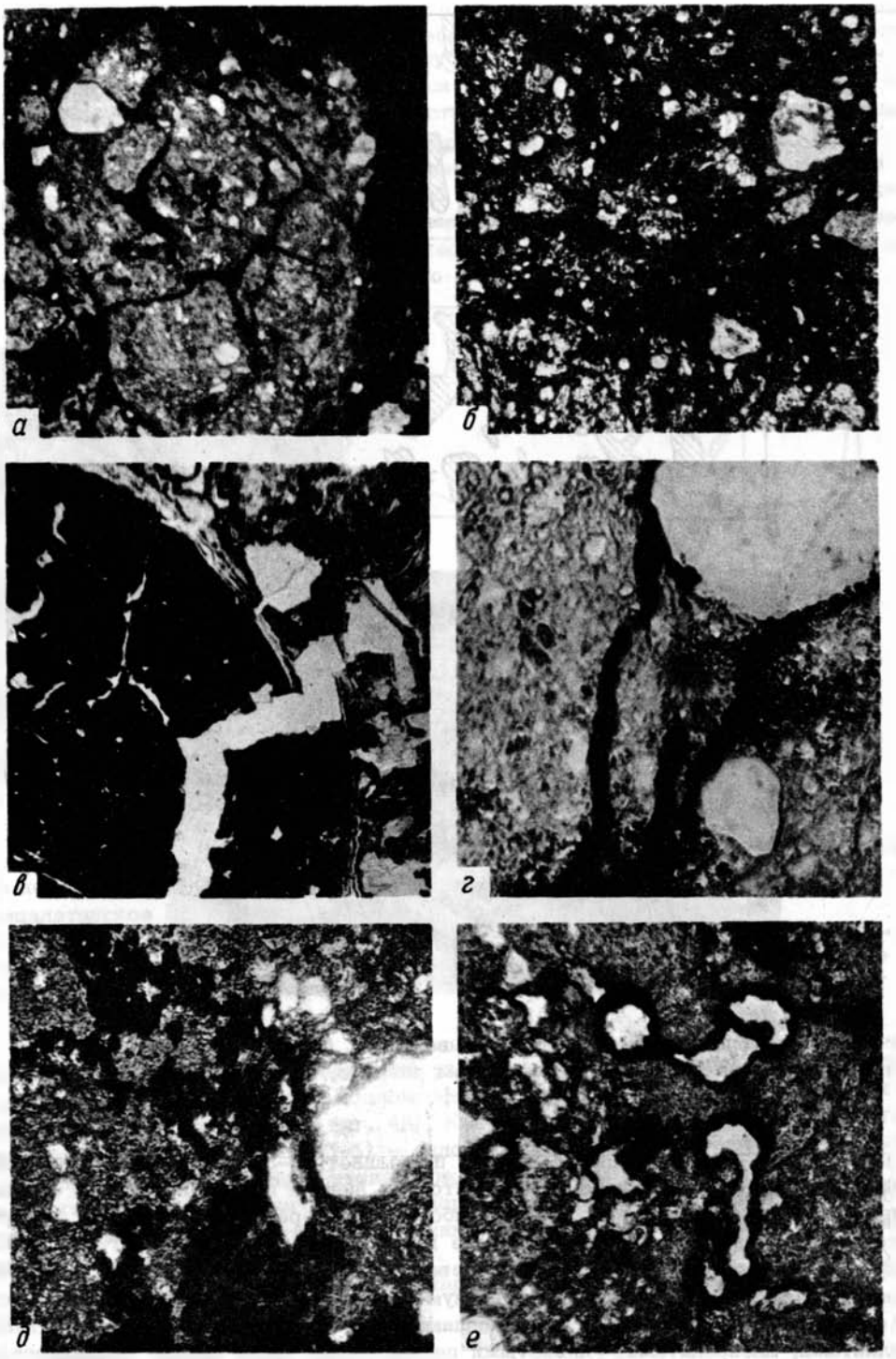


Фиг. 49. Форма пятен ожелезнения в выветрелых породах у сопки Чакельмес
а, б – зарисовка пятен в вертикальном разрезе, в – вид пятен в плане

да достигает 15–20 см, длина обычно не превышает 20–50 см, но иногда возрастает до 80–100 см. Под микроскопом видно, что эти внешне однородные пятна состоят из системы прожилков гётит-гидрогётита либо гематита различной толщины, которые рассекают исходную породу на отдельные изолированные комочки (фиг. 50,а,б).

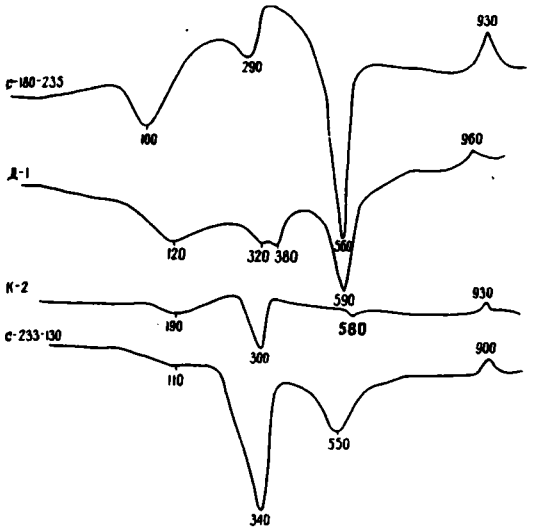
В ряде разрезов выветрелых пород северозайсанской свиты (у гор Букомбай, у сопок Аркаул, Уш-Кара и др.) присутствуют бобовины гётит-гидрогётитового состава (фиг. 50,в) размером 0,5–2 см. Вмещающие их породы представлены плотными аргиллитами, алевролитами, глинистыми песчаниками, часто сильно опализированными, мошностью не более 0,2–0,5 м.

Мелкоолитовые скопления гётит-гидрогётита размером 0,075–0,5 мм (фиг.50,г,д) наблюдались в шлифах образцов выветрелых пород из скв. 255, из разрезов свиты у южного подножия гор Букомбай и др. Они заполняют трещинки, иногда окаймляют обломочные зерна и образуют своеобразные цепочки мелкоолитовых частиц коричневато-желтого и темно-бурого цвета. Состав выделений не остается постоянным. В ряде участков шлифа видно, что содержание гидроокислов железа в конкрециях сокращается, они становятся полупрозрачными и переходят в глинисто-железистые образования колломорфной микроструктуры (фиг. 50,д).



Фиг. 50. Форма выделения гётита и гематита в шлифах из выветрелых пород. Николь один

а – прожилки гётита и гематита в глине, обр. 225, разрез Букомбай, увел. 70; б – остатки глинистых частиц в гётит-гематитовой конкреции, обр. 35а, разрез Кара-Бирюк, увел. 70; в – часть бобовины гётита в колломорфном глинистом веществе, обр. Д-1, разрез Уш-Кара, увел. 40; г, д – цепочки гётитовых и глинисто-гётитовых конкреций, напоминающие колонии спор, увел. 170 (г – обр. 225 из обнажения у родника Балован, д – обр. из скв. 27, глубина 225 м); е – гётит заполняет пустотки от корешков в породе, обр. 66г, разрез Букомбай, николь один



Фиг. 51. Термограммы ожелезненных глин и железистых конкреций из выветрелых пород Северного Призайсанья

Обр. с-180-235 - пятна ожелезнения красно-коричневого цвета в глине, скв. 180, глубина 235 м; обр. Д-1 - бобовина красного цвета, разрез Уш-Кара; обр.К-2 - конкреция гётит-гематита красного цвета, разрез Керши; обр. с-233-130 - бобовина бурого цвета, скв. 233, глубина 130 м

По форме данные глинисто-гётитовые стяжения очень напоминают колонии фоссилизированных железисто-марганцевых бактерий (Кузнецов и др., 1962; Аристовская, 1965). Вполне закономерно, что в древних почвах имелись необходимые условия для их жизнедеятельности.

В шлифах выветрелых пород наблюдалась также система круглых отверстий и пор, периферические части которых заполнены гидроокислами железа (фиг. 50, е). Их возникновение, видимо, связано с замещением в почве корешков гётитом.

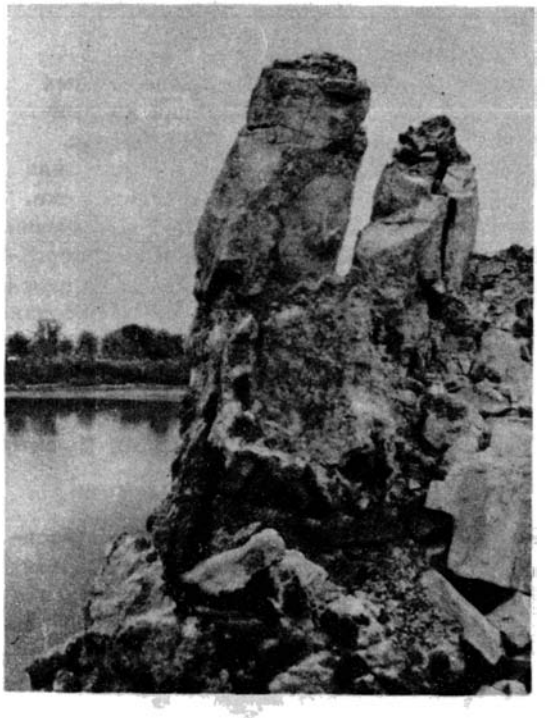
Кривые нагревания (фиг. 51) выделений гидрооксилов железа (из конкреций и пятен ожелезнения) имеют хорошо выраженную эндотермическую остановку в интервале 290-340°, обусловленную присутствием гётита, гидрогётита и гематита. Остальные реакции на термограммах (550-590° и 900-960°) связаны с примесью каолинита. У образцов, окрашенных в коричневато-бурые тона, в составе которых преобладают минералы гётит-гидрогётита, интенсивность эндотермических реакций (290-340°) наибольшая (обр. с-180-235, с-233-130); в пробах красного и темно-красного цвета (Д-1, К-2), сложенных смесью гётита и гематита, амплитуда данного пика на кривой заметно сокращается.

Таблица 15

Межплоскостные расстояния и интенсивность рефлексов аутигенных галлуазитовых глин из выветрелых пород (разрез Уш-Кара)

Обр. Д-1		Фр.< 0,001		Обр. Д-1		Фр. < 0,001	
Насыщенный глицерином		Прокаленный		Насыщенный глицерином		Прокаленный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
10	7,2	-	-	1	2,303	-	-
0,5	4,9	-	-	1	2,236	4	2,210
4	4,47	-	-	1	2,186	-	-
-	-	2	4,36	-	-	0,5	2,104
5	4,16	-	-	1	1,998	-	-
9	3,59	4	3,69	1	1,847	4ш	1,851
1	3,34	1	3,34	1	1,796	-	-
3	2,70	9	2,69	3	1,713	-	-
4	2,546	-	-	2	1,666	-	-
-	-	10	2,52	2	1,556	6	1,680
2	2,444	-	-	5	1,493	3	1,489
2	2,362	-	-	2	1,462	4	1,452

Примечание. Ш - широкие линии рефлексов.



Фиг. 52. Пласт сильно окремненных песчанистых глин, бронирующий останцы выветрелых пород северозайсанской свиты в обнажении Муралды Семипалатинского Прииртышья

На рентгенограммах ожелезненных глин (табл. 15, обр. Д-1; см. также табл. 14, с-180-236) примесь гётита фиксируется по базальному рефлексу 4,15-4,17 Å.

Аутигенные минералы кремнезема широко развиты в верхних частях данных профилей выветривания и представлены двумя основными разностями - опалом и халцедоном. Выветрелые породы, содержащие эти минералы, встречаются во всех структурно-геоморфологических районах: это аргиллиты, аргиллитоподобные глины (фиг. 52), песчаники и брекчии.

На территории Южного Алтая и Чингиза они слагают почти все известные разрезы северозайсанской свиты. По результатам силикатного анализа, общее содержание SiO_2 в окремненных глинах (по сравнению с невыветрелыми породами) часто увеличивается от 40-50 до 60-90%.

В районе Жана-Даурского месторождения каолиновых глин в Северном Призайсанье Н.М. Пахаруковым были встречены линзы кремнистых пород, которые, судя по шлифам, сложены почти целиком опалом (содержание аутигенного SiO_2 свыше 90%). Под микроскопом опал имеет серые и буроватые тона, отрицательный рельеф (N =1,44-1,45), в скрещенных николях - изотропен. Формы его нахождения в выветрелых породах различны.

Опал встречается вместе с глинистым веществом в цементе песчаников (фиг. 53а), причем обычно сильно корродирует обломочные зерна (см. фиг. 42,а). Он также часто образует систему прожилок (фиг. 53,б), пятен. Иногда среди выделений аутигенных глин наблюдаются глобулы опала (фиг. 53,в). Значительная примесь тонкораспыленного кремнезема связана с колломорфным глинистым веществом. Хотя под микроскопом в этих разностях глин мы не наблюдаем примесь аутигенного опала, тем не менее в щелочных вытяжках (см. табл, 13, обр. 40и, 68п) содержание аморфной SiO_2 составляет более 12%.

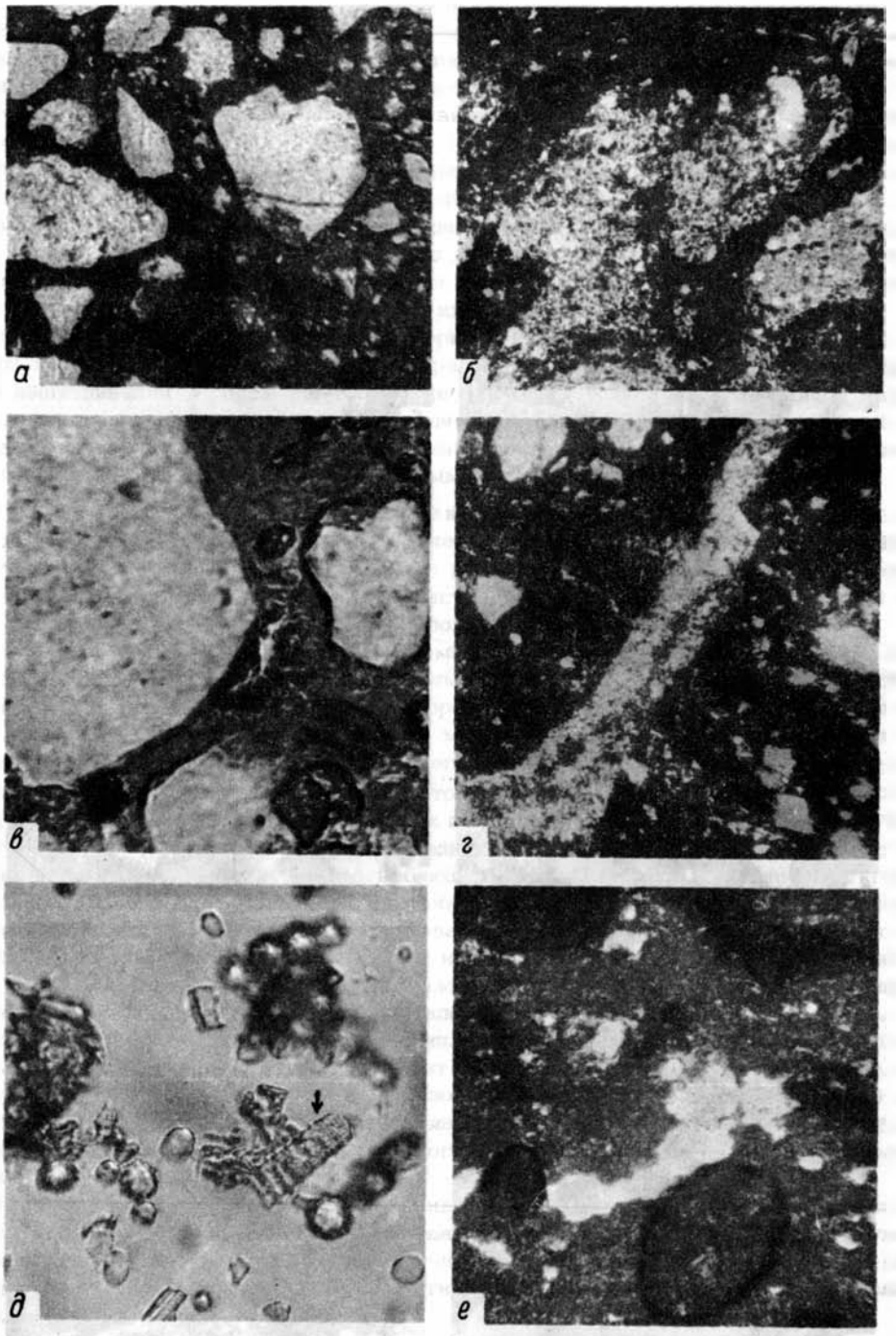
Процесс раскристаллизации прожилок опала и замещения его халцедоном можно видеть в образцах из многих профилей выветривания (фиг. 53,г).

Биогенные формы опала представлены в выветрелых породах главным образом фитолитами - опализированными остатками клеток листьев (преимущественно злаковых и осоковых травянистых растений либо иголок хвойных древесных пород), сохранившихся в золе перегноя почвы после разложения органической массы. В современных почвах эти образования изучали И.В. Тюрин (1937), Е.А. Ярилова (1953), Е. И. Парфенова и Е.А. Ярилова (1962), Р.С. Кутузова (1968).

Эти исследователи отмечают, что в золе некоторых видов трав и в хвое деревьев содержание SiO_2 резко возрастает и достигает 40-70%, что больше обычного в 5-6 раз. Вследствие этого в зоне перегноя почв образуются скопления опализированных клеток - фитолитов. Форма их выделения весьма разнообразна: встречаются округлые, удлиненные и угловатые частички размером до 0,1-0,05 мм. Характеризуемые частицы изотропны (N =1,445-1,455).

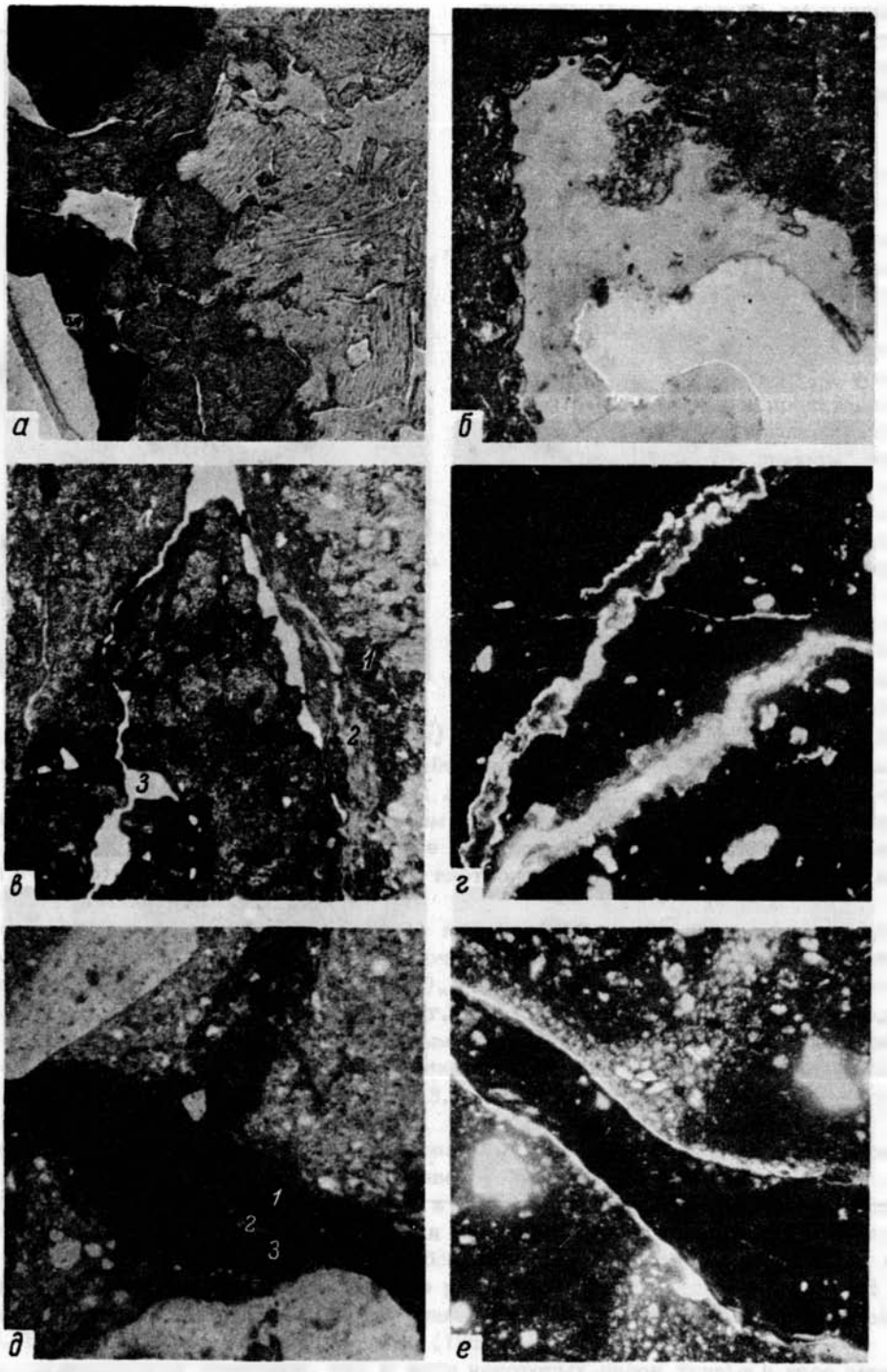
В Северном Призайсанье фитолиты мы наблюдали в образцах древних окремненных почв у сопок Аркаул, Керши (обр. Н-1, 40в), в керне скважин 27 и 307.

Л.Н. Ржаниковой удалось выделить эти окремненные частички из образцов скважины 307 с глубины 153 м и изготовить серию препаратов (фиг. 53,д). Встречаю-



Фиг. 53. Выделения опала и халцедона в шлифах из выветрелых пород. Николь один

а – песчаник с опаловым цементом, обр. 66э, разрез Букомбай, увел. 70; б – пятна и прожилки опала в глине, скв. 27, глубина 256 м, увел. 70; в – глобулы опала среди колломорфного глинистого вещества, обр. 68к, разрез Керши, увел. 70; г – жилка халцедона в песчанике с опаловым цементом, обр. 24б, разрез Карой, увел 70; д – опализированные фитолиты, споры грибков, стрелкой показан наиболее типичный фитолит злаковых растений, скв. 307, глубина 153 м, увел. 200, из коллекций Л. Н. Ржаниковой; е – скопление опализированных копролитов. скв. 27, глубина 256 м, увел. 70



Фиг. 54. Выделения аутигенных минералов в шлифах выветрелых пород Северного Призайсанья. Николь один

а – гипс, колломорфное глинистое вещество и гётит в цементе песчаника, обр. 69б, разрез Уш-Кара, увел. 70; б – выполнение колломорфным глинистым веществом пустоток в опале, скв. 27, глубина 256 м, увел. 170; в – прожилки опала (серые), колломорфного глинистого вещества (светлые) и гётита (темные) в песчанистой глине, скв. 27, глубина 256 м. Порядок выделения: 1 – опал, 2 – аутигенная глина,

щиеся здесь фитолиты (они показаны стрелками) часто очень хорошо сохраняют все самые мелкие детали своего строения. Среди них Л.Н. Ржаниковой был обнаружен комплекс пыльцевых зерен, замещенных опалом, принадлежащий преимущественно травянистым растениям. Ряд остальных биогенных форм опала - шарики, шары с шипами либо отверстиями, эллипсовидные выделения и другие - по внешнему виду очень сходны со спорами грибков (Попов, 1967). Иногда они сливаются и образуют колонии из двух-трех зерен. В ряде случаев видно, что отдельная часть данных биогенных выделений распадается на бесформенную опаловую массу.

Характерной формой нахождения биогенного опала являются и копрогенные выделения, видимо, связанные с деятельностью в почве червей или термитов (фиг. 53,е). Наиболее широко подобные породы развиты среди выветрелых толщ Южного Призайсанья, поэтому более детальное описание их будет дано ниже.

Кальцит и гипс наблюдаются в характеризуемой подгруппе выветрелых пород сравнительно редко. Выделения этих минералов установлены лишь в разрезах горизонтов выветривания у сопок Уш-Кара, где они входят в цемент песчаников наряду с гётитом и колломорфным глинистым веществом (фиг. 54,а). Данные минералы приурочены к верхней части профиля, хорошо прослеживаются по простиранию пластов, что исключает их связь с современными процессами.

Порядок выделения аутигенных минералов (подгруппа Б). Основные аутигенные минералы, встреченные в данной разновидности измененных выветриванием пород, подразделяются на два парагенетических комплекса: первый из них включает опал и колломорфное глинистое вещество, второй - представлен минералами гидроокислов железа (гётит-гидрогётитом и гематитом).

Во всех образцах, где присутствуют минералы первого парагенетического комплекса, обычно происходит почти одновременное выделение опала и аутигенной глины либо последняя формируется с некоторым запозданием и заполняет мелкие трещинки, пустотки в опале (фиг. 54,б,в). Но между этими минералами существует тесная парагенетическая связь, и они почти всегда сопровождают друг друга в породах.

Для образцов, содержащих минералы второго парагенетического комплекса, обычно характерно совместное выделение красных и бурых форм гидроокислов железа (гематита, гётита и гидрогётита), иногда два последних развиваются по первому за счет его гидратации. Часто в шлифах можно наблюдать одновременное появление аутигенных минералов первого и второго парагенетических комплексов: гидроокислов железа, опала, колломорфного глинистого вещества. При этом гётит и гематит обычно выделяются в последнюю стадию после опала и коломорфных глинистых образований (фиг. 54,в,д); более редко в шлифах можно видеть, как аутигенная глина выполняет трещинки в гётите (фиг. 54,г) или в опалово-халцедоновой массе (фиг. 54,е).

Появление двух парагенетических комплексов аутигенных минералов в данных почвенных профилях, видимо, отражает смену условий выветривания: чередование периодов увлажнений и засух. Во влажные сезоны происходило бурное разрастание травянистой растительности в саванне и появление в почвах более кислых вод, богатых органо-минеральными соединениями, которые приводили к интенсивному перераспределению соединений железа.

В периоды засух начиналось растрескивание пород в верхней части профиля выветривания, процессы испарения способствовали появлению восходящего тока грунтовых вод и возникновению более щелочных почвенных растворов, обусловливающих коррозию кварцевых зерен, перераспределение аутигенного кремнезема, а местами осаждение кальцита и гипса.

Продолжение подписи к фиг. 54

3 - гётит; г - аутигенная глина заполняет трещинки в бобовине гётита, обр. Д-1, разрез Уш-Кара, увел. 70; д - последовательное выделение в трещинке: 1 - опала (серая масса), 2 - колломорфного глинистого вещества (светлые участки в центральной части шлифа) и 3 - гётита (темного цвета), скв. 27, глубина 258, увел. 70; е - жилка ожелезненного колломорфного глинистого вещества (темного цвета) в песчанике с опаловым цементом, светлые полосы - прожилки халцедона, обр. 292б, разрез Актобе, увел. 70

Конечно, и в данной подгруппе выветрелых пород большое влияние на формирование почвенного профиля оказали вышеохарактеризованные гидроморфные процессы связанные с горизонтальным движением почвенных вод к области разгрузки. В периоды засух они переносили опал, карбонаты, сульфаты, в сезоны увлажнений - соединения железа.

Формирование кремнистых конкреций и корок в почвах климатических зон с жарким климатом происходит и в современную эпоху. В частности, в работе А.В. Македонова (1966) приведены наблюдения ряда зарубежных геологов (Кайзера, Бассета, Кайо и др.) над этими процессами в почвах полупустынь и саванн Австралии, Африки, Бразилии. А.В. Македонов отмечает, что массовое образование кремнистых конкреций, в целом характерное для зон полупустынь и сухих саванн, может происходить и в ландшафтах с жарким климатом, где резко выражена смена сухих и влажных сезонов. Особенно интересна его ссылка на работу Бассета (Bassett, 1954), наблюдавшего широко распространенное поверхностное окремнение почв в условиях злаковой саванны и саванных лесов области Танганьики. Здесь периоды увлажнений сменяются засухами продолжительностью около четырех месяцев, причем в дождливые сезоны происходит выщелачивание и мобилизация кремнезема, в сухие сезоны - его выпадение в почвах в форме корок или стяжений.

Подобные процессы могли иметь место и во время накопления осадков северозайсанской свиты.

Видимо, далеко не случайна и связь окремнения почв с ландшафтами злаковой саванны. Мы уже отмечали выше, что именно в золе листьев злаковых растений содержится огромное количество фитолитов (до 40-70%).

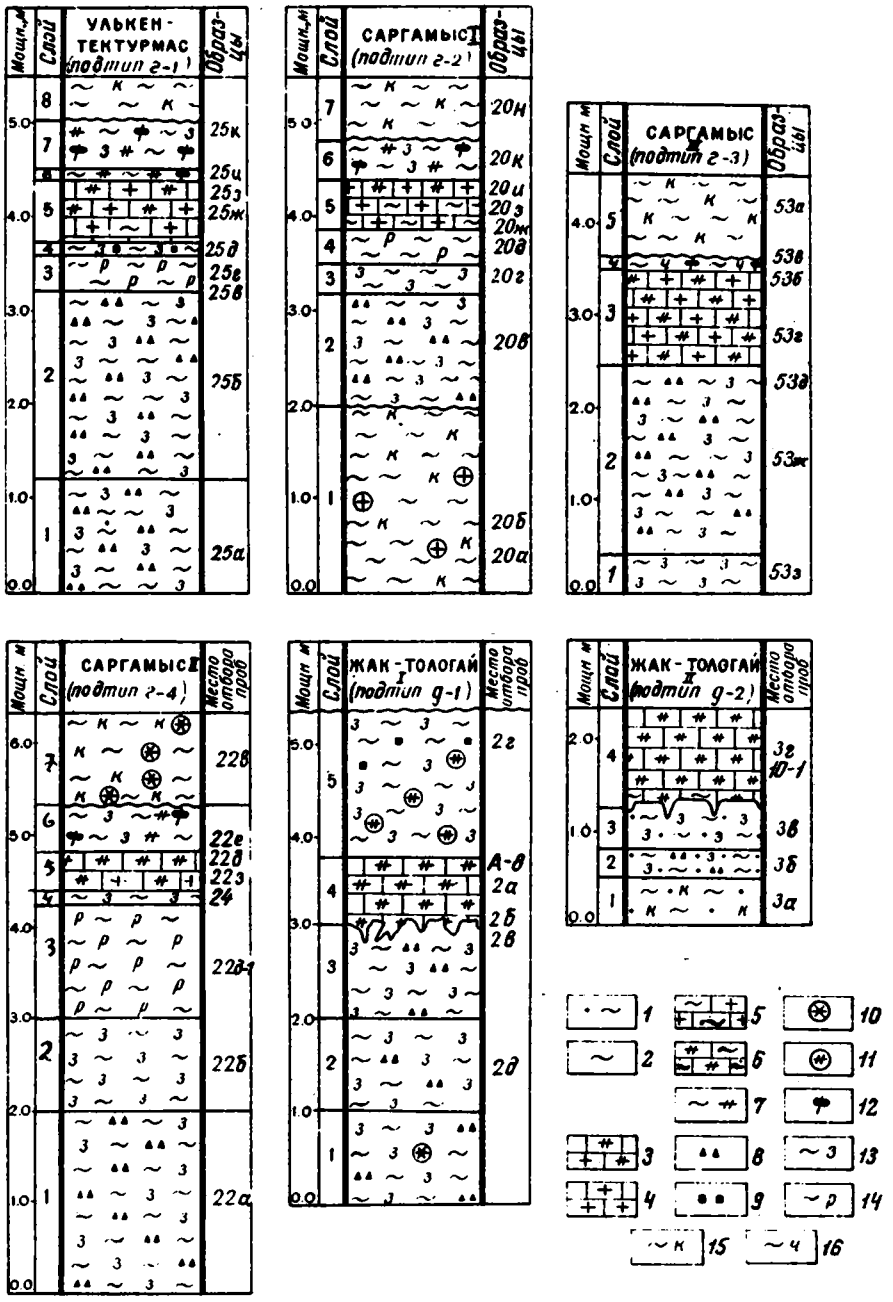
В современной саванне (Ильинский, 1937; Алехин, 1950; Баранов, 1959) заросли злаковых растений достигают гигантских размеров (3-5 м). Бурно разрастаясь в периоды увлажнений, они поглощают аутигенный кремнезем из почв и тем самым частично предотвращают его вынос. В засушливые сезоны злаковники отмирают, покрывая поверхность почвы слоем биомассы, органическая часть которой разрушается, а скопления кремнистых клеток накапливаются в верхней части профиля выветривания.

В дальнейшем может происходить перераспределение опала почвенными растворами, причем он смешивается с новыми порциями окислов кремнезема, которые поступают из более глубоких горизонтов в сухие сезоны. Иными словами, злаково-осоковая растительность играет роль своеобразного фильтра, удерживающего аутигенный кремнезем в почвах в периоды увлажнений, когда начинается нисходящее движение вод.

ВЫВЕТРИВАНИЕ ФЕРРИМОНТМОРИЛЛОНИТОВОГО СУБСТРАТА В ПЕРЕМЕННО-ВЛАЖНЫХ (ТРАВЯНИСТЫХ) УЧАСТКАХ САВАННЫ (ПОДГРУППА В)

Выветрелые породы подгруппы В наблюдаются только в Южном Призайсанье, где в осадках свиты большое распространение получают глинистые толщи ферримонтмориллонитового состава, связанные с размывом кор выветривания основных и ультраосновных пород. В результате процессов почвообразования и выветривания происходит накопление в верхней части данных профилей кремнезема, карбонатов, интенсивное изменение исходного глинистого вещества. На большую роль почвенных процессов в генезисе этих образований, помимо зонального строения горизонтов выветривания и внешних текстурно-структурных признаков породы, указывают наличие во всех исследованных разрезах скоплений фитолитов - продуктов перегноя в почве листьев растений, следы деятельности червей, выделения колломорфных глинистых образований.

Хорошие обнажения выветрелых пород подгруппы В можно наблюдать в районе сопок Улькен-Тектурмас, Жак-Тологай, на правом берегу р. Саргамыс. Детали строения профилей не остаются постоянными, что позволяет выделить среди них ряд литологических типов (см. табл. 9, г, д, е) и подтипов (фиг. 55, г-1, г-2, г-3, г-4, д-1, д-2; фиг. 56, а, б).



Фиг. 55. Строение профилей выветривания переменно-влажных травянистых почв саванны, сформировавшихся на ферримонтмориллонитовых исходных породах (подгруппа В, типы г, д, подтипы г-1, г-2, г-3, г-4, д-1, д-2)

1 – глины песчанистые; 2 – глины; 3 – кремнисто-известковисто-глинистая корка; 4 – известковистая корка; 5 – известковисто-глинистая корка; 6 – кремнисто-глинистая корка; 7 – опализированная глина; 8 – пятна гидроокислов железа красного и коричневого цвета; 9 – пятна гидроокислов марганца; 10 – стяжения гипса; 11 – стяжения халцедона; 12 – скопления фитолитов; 13 – глины зеленые; 14 – глины розовые; 15 – глины красно-коричневые; 16 – глины черные

Строение и минералогическая характеристика профиля выветривания у сопок Улькен-Тектурмас (подтип г-1)

Приведем описание одного из типичных разрезов выветрелых пород у сопок Улькен-Тектурмас (см. фиг. 55,а).

Здесь обнажается средняя часть северозайсанской свиты (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глины светло-зеленые, неслоистые, комковатые, с красными и коричневыми пятнами гидроокислов железа. Под микроскопом порода сложена в основном чешуйчатыми пелитовыми частичками, местами с выделениями аутигенных колломорфных глинистых образований. В составе легкой фракции наблюдаются мелкие (алевритовые) обломки угловатого и окатанного кварца. В тяжелой фракции основная часть зерен принадлежит магнетиту, часто встречается лейкоксен, а из прозрачных минералов - эпидот; в виде единичных зерен установлено присутствие пироксена, циркона, турмалина 3,0
2. Глины светло-зеленые, восковидные, неслоистые, комковатые, с большим количеством красных пятен гидроокислов железа. В шлифах видно, что глинистое вещество сложено разностями как чешуйчатой, так и колломорфной микроструктуры, его содержание возрастает. Состав обломочных минералов в тяжелой и легкой фракциях такой же, как и в слое 1 2,0
3. Глины светло-розовые, неслоистые, комковатые, колломорфной микроструктуры. По составу обломочные зерна в легкой и тяжелой фракциях аналогичны таковым слоя 1 0,4
4. Глины неслоистые, комковатые, темно-зеленые, с пятнами омарганцевания колломорфной микроструктуры. Участками в них встречаются известковистые стяжения. Состав легкой и тяжелой фракций в целом аналогичен составу этих фракций в слое 1. Отличия заключаются в том, что в легкой фракции наряду с обломочными зернами кварца наблюдаются выделения биогенного опала, напоминающие споры грибков 0,1
5. Кремнисто-карбонатная порода белого и серовато-белого цвета. В нижней части последняя сложена мелкозернистой глинисто-кальцитовой массой с выделениями аутигенного глинистого вещества и опализированных фитолитов. Местами в породе фиксируются темные округлые комочки кальцита, напоминающие копролиты червей. Результаты силикатного анализа пробы из данного слоя приведены в табл. 16, обр. 25ж (CaO = 51,05%, CO_2 = 39,55%, Al_2O_3 = 0,92%, SiO_2 = 4,97%); роль остальных компонентов невелика. В средней и верхней частях кремнисто-карбонатной корки содержание аутигенных минералов кремнезема возрастает. Последние представлены здесь в основном тонкораспыленным опалом, образующим пятна, сгустки и стяжения в карбонатной массе, размером до 5-10 см. Характерным признаком опализированных пород является их комковатая текстура, отсутствие слоистости. В шлифах часто видны многочисленные скопления опализированных копрогенных выделений (фиг. 57,а), обусловливающие главные текстурные особенности породы. По данным силикатного анализа, в пробе из кремнистого пятна (табл. 16, обр. 25э) содержится SiO_2 - 93,27%, Al_2O_3 - 1,0%, CaO - 2,27%. Из других биогенных образований наблюдаются фитолиты, иногда замещенные халцедоном. Последний заполняет также трещинки и пустотки, цементирует капролиты (см. фиг. 57,а). Встречаются также аутигенные колломорфные глинистые выделения. Контакт с вышележащим слоем постепенный 0,6
6. Вверх по разрезу содержание кальцита и кремнезема в корке сокращается, и она постепенно сменяется плотной окремненной глиной зеленовато-серого цвета, с кремнистыми конкрециями. Основная масса породы в шлифах представлена глинистым веществом (фиг. 57,б) с большим количеством опализированных фитолитов (фиг. 57, в, г) - от 15-25 до 30-40% всей породы. Здесь очень часто также встречаются биогенные

Фиг. 56. Обнажения выветрелых пород Южного Призайсанья (подгруппа В)
а – профиль выветривания с кремнисто-карбонатной коркой у сопок Улькен-Тектурмас (подтип г-1); б – профиль выветривания с кремнистой коркой у сопок Жак-Тологай (подтип д-1)

Мощность

формы, напоминающие споры грибков (Попов, 1967), замещенные опалом (фиг. 57,г); иногда они образуют скопления (колонии) или развиваются непосредственно на фитолитах (фиг. 57,д). Изредка можно видеть остатки диатомей. Показатели преломления всех вышеописанных окремненных биогенных частичек N = 1,445 – 1,455. Хемогенные выделения опала встречаются в форме пятен или прожилок, заполняют пустотки в породе или, местами раскристаллизовываясь, замещаются халцедоном

Химический состав (в %) пород и глинистых фракций из профиля выветривания Улькен-Тектурмас

Компоненты	Обр. 25 а		Обр. 25 б		Обр. 25 в	
	Глина зеленая с красными пятнами (ПОГ-1)		Глина зеленая с красными пятнами (ПОГ-1а)		Глина розовато-зеленая (ПОГ-1а)	
	порода	фр.<0,001	порода	фр. <0,01	порода	фр. <0,001
SiO_2	57,83	48,45	49,11	54,24	53,18	51,56
TiO_2	0,89	0,85	0,94	1,27	0,26	0,34
Al_2O_3	14,57	20,51	14,26	14,18	22,47	22,26
Fe_2O_3	9,15	5,06	18,91	11,91	2,63	3,29
FeO	0,01	0,04	Нет	Нет	0,01	0,28
MnO	0,08	0,05	0,28	0,14	0,10	0,08
Mn_2O	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
CaO	1,60	2,52	1,61	1,91	1,49	1,69
MgO	1,99	1,94	2,53	2,33	2,62	2,56
Na_2O.	1,63	1,95	1,42	1,66	1,70	1,25
K_2O	0,22	0,29	0,07	0,03	0,05	0,09
H_2O^+	4,88	8,64	4,22	4,53	6,76	7,16
H_2O^-	6,71	10,35	7,17	7,12	8,37	8,07
P_2O_5	0,05	0,02	0,01	0,04	Нет	0,01
CO_2	Нет	Нет	Нет	0,20	"	Нет
C	"	"	"	0,07	"	1,20
Σ	99,56	100,67	100,61	99,63	99,64	99,84
SiO_2 аморфн.	Не опр.	1,42	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,80
Al_2O_3 раств.	"	0,53	"	"	"	1,47
Кварц	"	0,78	"	"	"	Нет
$SiO_2:Al_2O_3$	"	3,9 : 1	"	"	"	3,85 : 1

Мощность, м

(фиг. 57,е). Состав терригенных обломков в данных осадках такой же, как и в слое 1. В легкой фракции наблюдаются алевритовые зерна кварца, рассеянные среди массы фитолитов, в тяжелой – преобладают магнетит, лейкоксен, а из прозрачных зерен – эпидот, пироксены; в виде единичных обломков встречены циркон и турмалин . . . 0,1

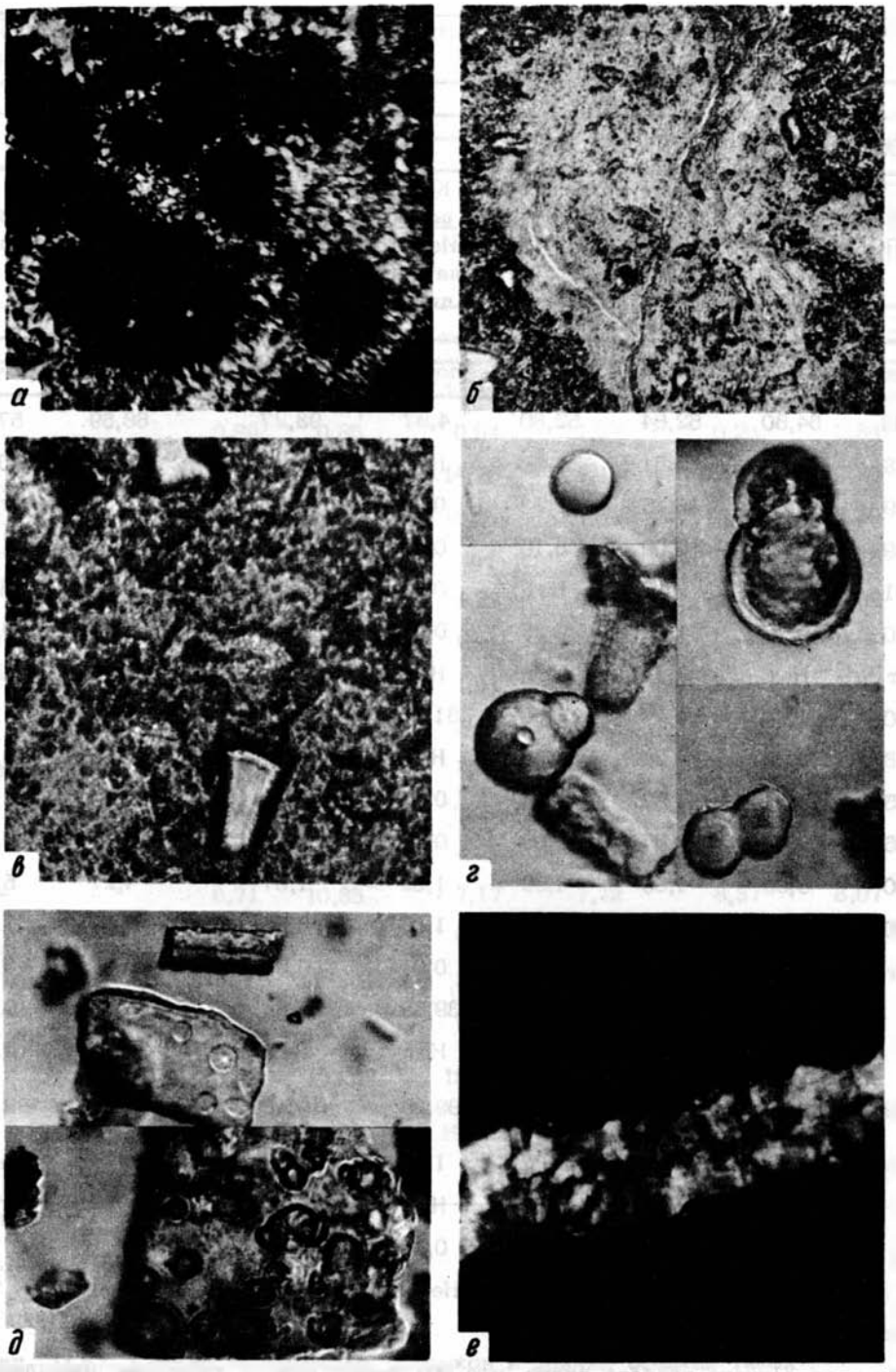
7. Глины зеленовато-серые, окремненные, связаны постепенным переходом с предыдущим слоем, отличаются лишь некоторым уменьшением содержания аутигенного кремнезема и увеличением количества глинистого вещества. Формы выделения опала и халцедона такие же, как и в слое 6 . . . 0,5
8. Выше с размывом и четким контактом залегают глины коричневого цвета – нового седиментационного цикла 2,0

Таблица 16

Обр. 25г		Обр. 25д		Обр. 25ж	Обр. 25з	Обр. 25и	
Глина розовая (ПОГ-1а)		Глина темно-серая с черными пятнами (ПОГ-1а)		Кремнисто-карбонатная корка (ПОГ-1а)		Глина зеленая опализированная (ПОГ-1а)	
				Из карбонатного пятна	Из кремнистого пятна		
порода	фр. <0,001	порода	фр. <0,001	порода	порода	порода	фр. <0,001
54,49	54,60	52,64	52,80'	4,97	93,27	66,59	57,37
0,13	0,12	0,51	0,42	Нет	0,04	0,42	0,42
20,89	19,89	15,45	17,33	0,92	1,00	11,72	16,23
1,69	3,42	5,09	5,10	0,17	Нет	3,24	4,43
0,01	Нет	Нет	Нет	0,07	0,19	Нет	Нет
0,10	0,10	1,36	0,28	0,05	0,01	0,16	0,10
Нет	Нет	3,17	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
1,50	1,68	1,97	2,50	51,05	2,27	1,46	1,43
3,48	3,32	4,26	4,50	Нет	Нет	2,35	3,48
1,85	1,91	1,92	1,66	0,64	0,25	1,63	2,03
0,05	0,03	0,07	0,09	0,14	0,18	0,10	0,09
5,80	5,96	4,80	4,96	1,32	1,37	4,27	5,68
9,60	8,50	9,18	4,59	1,00	0,56	7,57	7,89
Нет	Следы	0,05	0,23	0,01	0,05	0,005	0,04
"	0,16	Нет	Нет	39,55	0,88	Нет	0,26
"	Нет	"	"	Нет	Нет	"	0,15
99,59	99,69	100,47	99,46	99,89	100,07	99,51	99,60
Не опр.	2,97	Не опр.	2,77	1,34	8,68	Не опр.	Не опр.
"	1,07	"	0,98	Нет	Нет	"	"
"	0,60	"	1,86	0,78	42,02	"	"
"	4,55 : 1	"	4,87 : 1	Не опр.	Не опр.	"	"

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 (слои 6, 7) 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. В самой нижней части профиля (см. табл. 16, обр. 25б) по сравнению с исходными породами (обр. 25а) возрастает со-



Фиг. 57. Аутигенные минералы из профиля выветривания Улькен-Тектурмас Южного Призайсанья

а – опализированные копролиты, сцементированные халцедоном, обр. 25е, николи скрещены, увел. 70; б – выделение колломорфного глинистого вещества с опализированными фитолитами, обр. 25и, николь один, увел. 70; в – замещение опалового вещества фитолитов халцедоном, обр. 25и, николь один, увел. 70; г – опализированные биогенные формы (споры грибков, фитолиты), обр. 25 и, увел. 200 (в правом верхнем и левом нижнем углах увеличение 400); д – колонии спор, вверху фитолит, типичный для злаковых растений, обр. 25 и, увел. 170; е – жилка халцедона в глине, обр. 25 и, николи скрещены, увел. 70

держание Fe_2O_3 (до 18,91%), а в верхней части (обр. 25в, 25г, 25д, 25и) значение окислов железа сокращается до 5,09–1,49%. Содержание Al_2O_3 и MgO по профилю возрастает: первого до 22,47%, второго – до 4,26. В кремнисто-карбонатной корке значение CaO (обр. 25ж) достигает 51,05%, а SiO_2 (обр. 25з) – 93,27%. Примесь фитолитов к глине в верхней части профиля (обр. 25и) приводит к увеличению содержания в породе SiO_2 до 66,59%. Существенного изменения других компонентов по профилю не зафиксировано. Правда, в его средней части (обр. 25д) установлено местное увеличение содержания в породе окислов марганца (MnO – 1,36%, Mn_2O – 3,17%).

Ниже рассмотрим преобразование глинистого вещества в профиле выветривания Улькен-Тектурмас. Для решения вопроса о составе глин нами были выполнены различные исследования пелитовых частиц (термические, фиг. 58,а; рентгеноструктурные, фиг. 58,б; силикатные, см. табл. 16; электронно-микроскопические, фиг. 59).

На термограммах глин из нижней части профиля выветривания (обр. 25а, 25б) хорошо выражены три эндотермические реакции (160°, 570°, 880–860°) и одна экзотермическая (920°), что характерно для ферримонтмориллонита. На дифрактограммах данных образцов, насыщенных глицерином [25а (I), 25б (I)], фиксируется базальный рефлекс 17,6 Å, характерный для монтмориллонитов. В качестве примеси в образце присутствуют смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования (судя по серии базальных рефлексов 8,8–9,9 Å), а также каолинит (рефлексы 7,1; 3,55 Å), исчезающие после прокаливания.

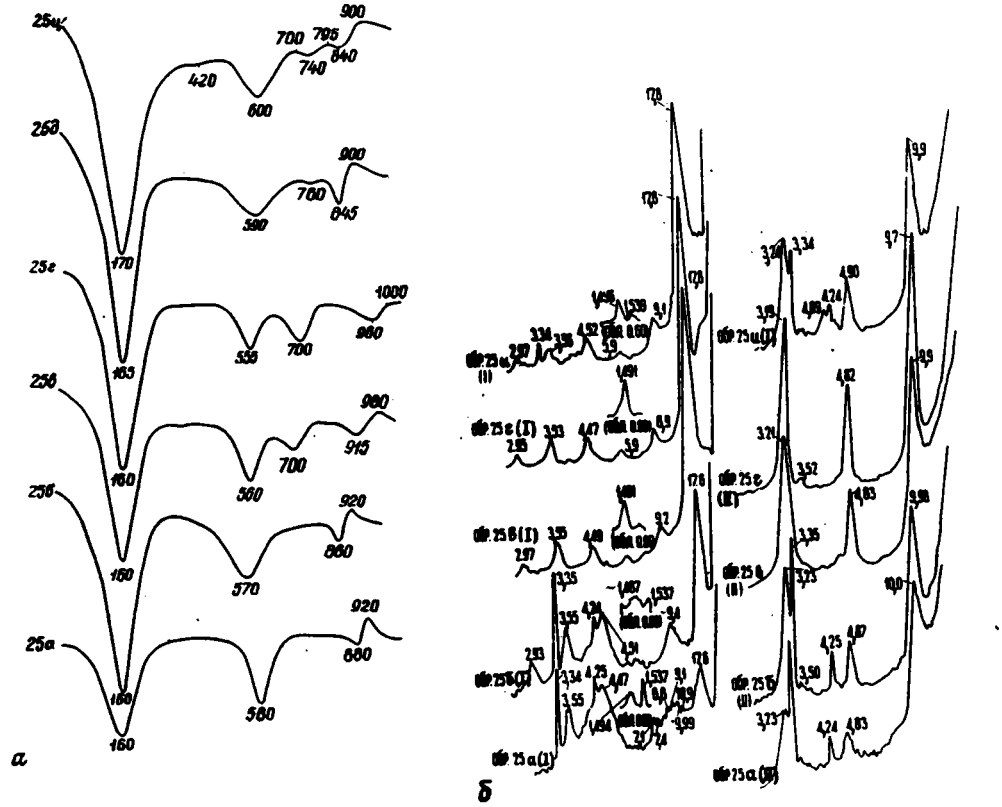
Под электронным микроскопом основная масса вещества характеризуемых проб представлена крупными хлопьями, сгустками и веретенообразными выделениями монтмориллонита (см. фиг. 59, а, в). В виде примеси в отдельных участках обр. 25а встречаются трубки галлуазита (см. фиг. 59,б), единичные шестиугольные кристаллики каолинита и чешуйки, напоминающие гидрослюды, количество которых в обр. 25б резко сокращается.

Состав образцов 25в и 25г из средней части профиля выветривания, по сравнению с исходными, существенно изменяется. На кривых нагревания (см. фиг. 58,а) происходит некоторое сокращение высоты второго эндотермического пика и снижение интервала температурной остановки до 560–555° (по сравнению с 580–570° у исходных пород). Одновременно появляется дополнительная эндотермическая реакция в интервале 700°, видимо, характерная для алюминиевых монтмориллонитов. Дифрактограммы этих глин [см. фиг. 58,б, обр. 25в (I), 25в (II), 25г (I), 25г (II)] свидетельствуют, что они сложены диоктаэдрическим монтмориллонитом (рефлексы 17,6–17,8; 8,9–9,2; 4,47–4,49; 3,53–3,55; 2,95–2,97 и 1,491; 1,294 Å). Смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы и каолинит в обр. 25г не фиксируются.

Из сравнения результатов силикатного анализа выветрелых (обр. 25в и 25г) и исходных глин (обр. 25а и 25б) видно, что из первых выносятся железо и калий, причем содержание Fe_2O_3 сокращается до 3,29; K_2O – до 0,03%. Одновременно в характеризуемом профиле снизу вверх намечается рост значений MgO до 3,32% и Al_2O_3 до 22,26%. Существенных колебаний содержания других компонентов не зафиксировано. Как видно, отношение SiO_2:Al_2O_3 в исходных породах (обр. 25а и 25б) составляет 3,86 : 1, в выветрелых (обр. 25в, 25г, 25д, 25и) – 3,85 – 4,87:1.

В электронно-микроскопических препаратах образцов 25в, 25г (см. фиг. 59, г, д) видно, что основная часть суспензий сложена облаковидной глинистой массой; хлопьевидные выделения и сгустки встречаются здесь редко, а в обр. 25г они почти полностью исчезают. Кристаллы галлуазита, каолинита и гидрослюды в данных образцах не встречаются. В обр. 25д и 25и из верхней части профиля остановка в интервале 740–760° выражена очень слабо. Одновременно с этим происходит повышение интервала проявления второй эндотермической реакции до 590–600°. На дифрактограмме обр. 25и(I), как и для нижележащих проб (обр. 25в, 25г), ярко выражен базальный рефлекс в области 17,6 Å. Раздваивание пиков в области 9,1–9,4 Å, а также их некоторое смещение к 10 Å позволяют сделать вывод о присутствии смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов. В их пакетах минералы монтмориллонитовой группы преобладают над гидрослюдами.

Силикатный анализ глинистых фракций в образцах 25д и 25и (см. табл. 16) свидетельствует о том, что в них, по сравнению с образцами 25в и 25г, происходит рост содержания MgO (до 4,50–3,48%), Fe_2O_3 (до 5,1–4,43%) и K_2O (до 0,09%).



Фиг. 58. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) глин (фр.< 0,001) из профиля выветривания Улькен-Тектурмас

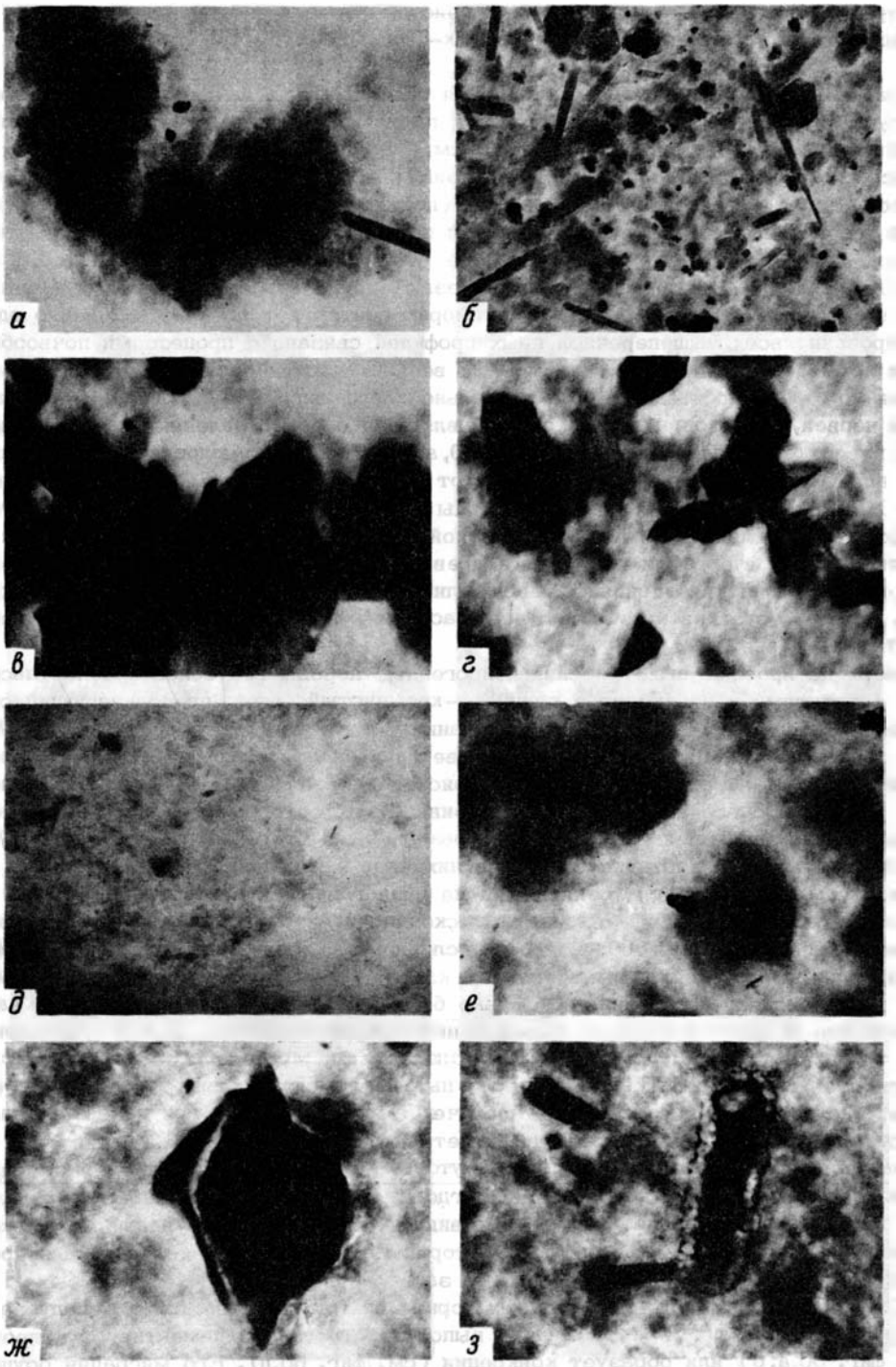
Образцы 25а(I), 25б(I), 25в(I), 25г(I),25и(I) насыщены глицерином; образцы 25а(II), 25б(II), 25в(II), 25г(II), 25и(II) прокалены. Привязка образцов к разрезу дана на фиг. 55

В обр. 25д зафиксировано также резкое увеличение содержания окислов марганца (MnO - 0,28%).

На электронных микрофотографиях в обр. 25д (см. фиг. 59,г) на фоне расплывчатых облаковидных выделений монтмориллонита появляются и хлопья данного минерала. Количество последних в обр. 25и несколько возрастает, причем в данной пробе наблюдаются сгустки глинистого вещества, всегда окаймленные тонкими изогнутыми веретенообразными кристаллами (см. фиг. 59,ж). Здесь встречаются чешуйки, своей формой напоминающие гидрослюды, а также фоссилизированные корешки растений (см. фиг. 59,з).

Итак, в вышеохарактеризованном профиле выветривания более полиминеральное глинистое вещество (обр. 25а, 25б), имеющее сложный, преимущественно ферримонтмориллонитовый состав с примесью смешаннослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов, а также галлуазита и каолинита, имеет явно выраженную тенденцию к преобразованию в чистый алюминиевый диоктаэдрический монтмориллонит (видимо, с частичным замещением алюминия в октаэдрических слоях магнием и железом). В самой верхней части почвенного профиля вновь возникают смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые образования, видимо, менее железистые, чем нижние (исходные) глины.

Более детальные исследования кристаллохимических преобразований глинистого вещества в данном типе профиля выветривания проведены нами совместно с Б.П. Градусовым и Н.П. Чижиковой.



Фиг. 59. Электронно-микроскопические снимки глин (фр.< 0,001) из профиля выветривания Улькен-Тектурмас, увел. 20000

а – обр. 25а; б – обр. 25б; в – обр. 25б; г – обр. 25в; д – обр. 25г; е – обр. 25д; ж – обр. 25и; з – обр. 25и

Строение и минералогическая характеристика профилей выветривания Саргамыс I, II, III и Жак-Тологай I, II

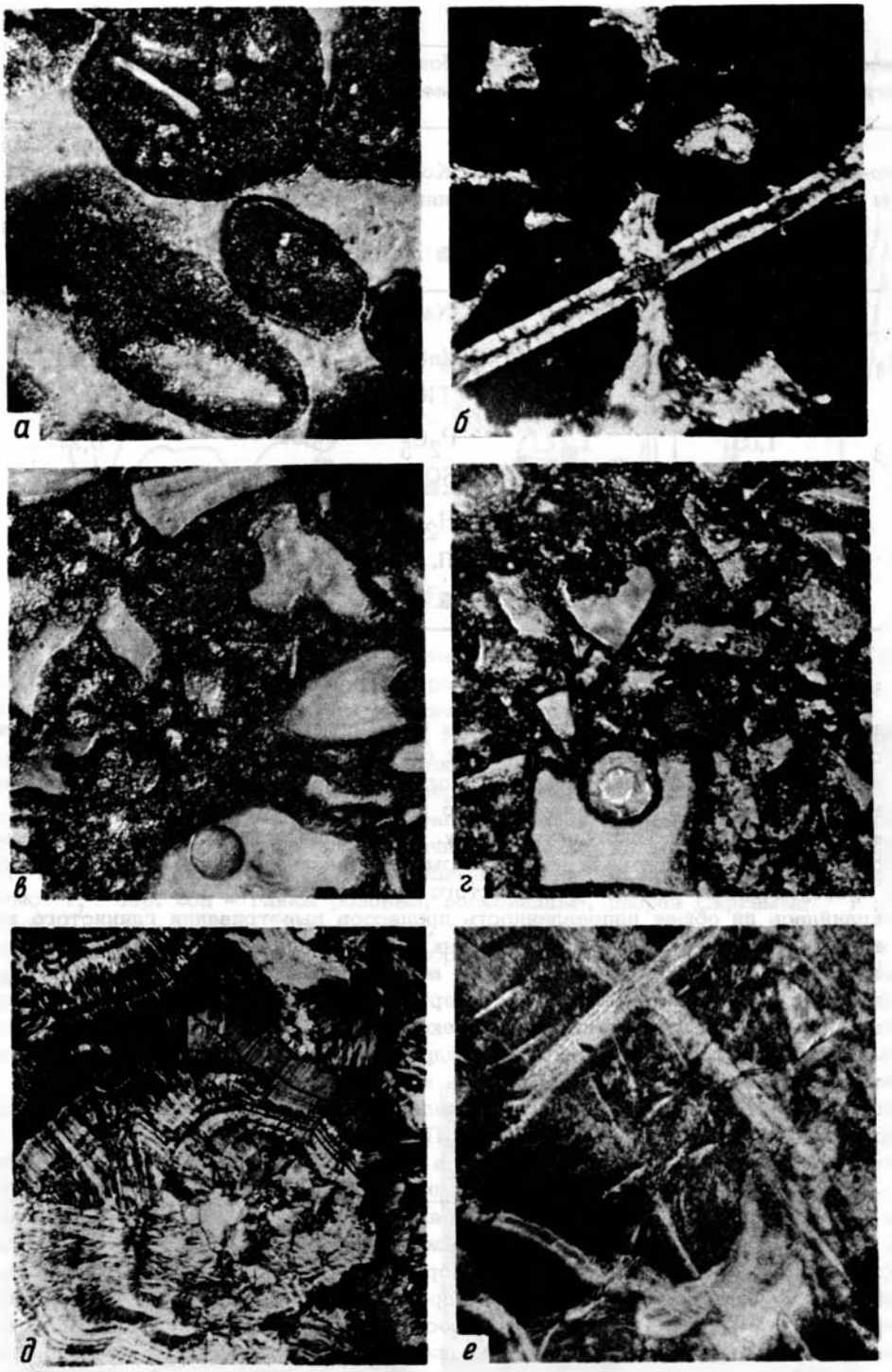
Как отмечалось выше, детали строения профилей выветривания характеризуемой подгруппы выветрелых пород не остаются постоянными, что позволяет выделить ряд их минералогических типов и подтипов (см. фиг. 55). В частности, в разрезах Саргамыс II (подтип г-2) дополнительно появляются горизонты чисто зеленых восковидных глин, в обнажении Саргамыс III (подтип г-3) исчезает пласт монтмориллонитов розовой окраски, и в верхней части профиля появляются породы, окрашенные в темно-серые до черного тона; в районе сопок Жак-Тологай (см. фиг. 56,б, подтипы д-1 и д-2) из корки полностью исчезают карбонаты, а из глинистой части разреза выпадают горизонты розовых монтмориллонитов и т. д. Но несомненно одно: формирование всех вышеперечисленных профилей связано с процессами почвообразования и выветривания. Повсеместно в их верхних частях развита кремнисто-карбонатная корка мощностью 0,1-1,5 м с сильно нарушенной текстурой за счет деятельности червей, термитов, местами представляющая собой скопления опализированных, реже известковистых копролитов (фиг. 60, а, б). В шлифах копролиты имеют округлую либо эллипсовидную форму с диаметром от 0,2 до 3-4 мм и напоминают описанные И.В. Хворовой (1958) копрогенные породы из верхнего и среднего карбона Русской платформы. В отложениях северозайсанской свиты их происхождение связано с жизнедеятельностью червей и грызунов в древней почве. Встречаются также копролиты, содержащие скопления опализированных, либо замещенных халцедоном фитолитов (фиг. 60,б) - остатков клеток листьев растений, не разложившихся в организме животных и червей.

Вверх по профилю выветривания копрогенные породы все более и более насыщаются фитолитами и переходят в глинисто-кремнистый слой, представляющий собой горизонт опада листьев в почве. Содержание фитолитов составляет в нем 20-80% всей породы (фиг. 60, в, г). В большинстве случаев эти остатки растений сложены опалом, который местами начинает раскристаллизироваться и замещаться халцедоном. Данный процесс хорошо виден на приведенных фотографиях (см. фиг. 60, а, б). По своей форме фитолиты очень разнообразны, чаще всего встречаются прямоугольные призматические частички, иногда в них видны выделения опализированных спор грибков (см. фиг. 60, в, г), селившихся на разлагавшейся растительной массе.

Следует иметь в виду, что местами скопления фитолитов могут напоминать пепловые частички (см. фиг. 60, в, г). С последними их сближает остроугольная форма зерен, а округлые края опализированных клеток могут быть похожи на пузырьки газа в вулканогенном материале. Однако более внимательное изучение этих частичек исключает возможность их вулканогенного происхождения. В пользу данного вывода свидетельствует большое распространение в их массе классических по форме фитолитов (например, злаковых), спор и пыльцы, имеющих явно биогенное происхождение, чисто опаловый состав этих частичек (N = 1,44-1,45), приуроченность данных скоплений только к верхам профилей выветривания (причем как к каолиновым, так и к монтмориллонитовым глинам) и их отсутствие в осадках обычного озерного, пролювиального или аллювиального генезиса, где вулканогенный материал также должен был бы захорониться. Следует иметь в виду, что проявления вулканизма в позднемеловое - палеогеновое время на территории Восточного Казахстана и в непосредственно прилегающих к нему районах не зафиксированы.

Халцедон в кремнисто-карбонатных корках обычно развивается по опалу за счет его раскристаллизации. Этот минерал выполняет трещинки, цементирует копролиты (см. фиг. 60, а, б) или образует конкреции (см. фиг. 60, д). Его миграция осуществлялась иногда в несколько стадий: в ряде шлифов мы наблюдаем двукратное либо многократное взаимное пересечение жилок халцедона различной генерации (см. фиг. 60, е). Конкреции и стяжения халцедона встречаются не только в кремнисто-карбонатном пласте почвенного профиля, но и во вмещающих породах. Макроскопически они имеют водяно-прозрачный или слабо голубоватый цвет, в шлифах обнаруживают радиально-лучистое либо концентрическое строение.

В разрезе Жак-Тологай корка (табл. 17, обр. 10-1) сложена в основном смесью опала и халцедона (SiO_2 =93,43%). В пробе из разреза Саргамыс I (обр. 24) содержание SiO_2 снижается (до 31,98%) за счет примеси кальцита (CaO= 35,63%, потери при прокаливании - 29,43%).



Фиг. 60. Выделение аутигенного кремнезема в шлифах

а – опализированные копролиты, сцементированные халцедоном с фитолитами, обр. А-8, разрез Жак-Тологай, николь один, увел. 70; б – опализированные копролиты, сцементированные халцедоном с прожилками этого минерала (более поздней генерации), обр. 2а; разрез Жак-Тологай, николи скрещены, увел. 70; в,г – скопление опализированных и замещенных халцедоном фитолитов из верхней части почвенного профиля Саргамыс II; на некоторых фитолитах видны округлые споры грибков; обр. А-12д, увел. 180, николь один; д – халцедоновая конкреция, разрез Динозавровый; е – жилки халцедона различной генерации в кремнистой корке, обр. 22д, разрез Саргамыс II, николи скрещены, увел. 70

Таблица 17

Химический состав (в %) кремнисто-карбонатных корок из профилей выветривания Южного Призайсанья (Ерофеев, 1969)

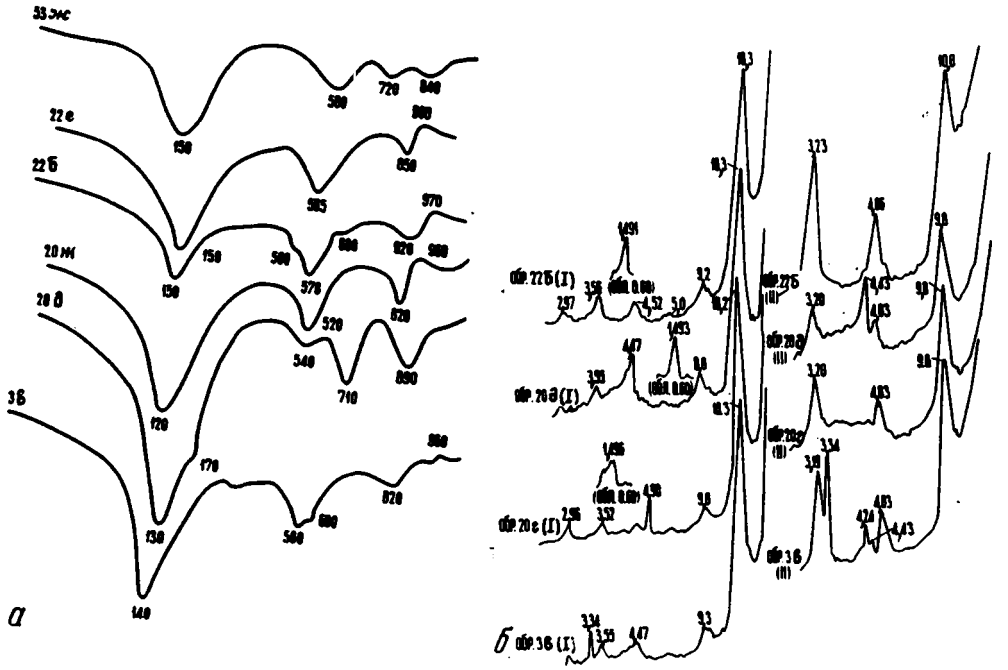
Компоненты	Разрез Жак-Тологай II, обр. 10-1, кремнистая корка	Разрез Саргамыс II, обр. 24, кремнисто-карбонатная корка	Компоненты	Разрез Жак-Тологай II, обр. 10-1, кремнистая корка	Разрез Саргамыс II, обр. 24, кремнисто-карбонатная корка
SiO_2	93,43	31,98	Na_2O	0,10	0,10
Al_2O_3	0,96	0,96	MnO	0,02	0,03
FeO	1,00	Нет	TiO_2	0,75	Нет
Fe_2O_3	1,05	1,27	P_2O_5	0,01	0,27
MgO	0,13	0,53	SO_3	Нет	0,14
CaO	0,22	35,63	H_2O	1,10	0,64
K_2O	0,10	0,10	П. п. п.	2,16	29,43
			Σ	99,93	100,33

Интересен и тот факт, что несмотря на почвенный генезис кремнисто-карбонатных корок и огромную роль, которую в их образовании играли растительность, черви, грибки, споры, диатомеи, содержание органического углерода в данных породах всегда равно нулю. Это свидетельствует о необычной интенсивности процессов выветривания, разложивших биогенную массу. Возникшие при этом органо-минеральные соединения способствовали интенсивному перераспределению аутигенных минералов и преобразованию исходного глинистого вещества.

Сохранилась ли общая направленность процессов выветривания глинистого вещества во всех рассмотренных выше профилях Южного Призайсанья? Проведенные нами исследования позволяют ответить на этот вопрос положительно. Повсеместно исходные ферримонтмориллонитовые глины, содержащие небольшую примесь гидрослюд и каолинита, в той или иной степени замещаются алюминиевым монтмориллонитом или смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями с резким преобладанием в пакетах монтмориллонита над гидрослюдой.

Это подтверждается результатами исследований глинистых проб из ряда профилей (их привязка к разрезу дана на фиг. 55). Приведенные термограммы (фиг. 61,а) типично монтмориллонитовые. Причем в ряде образцов, где присутствует аллюминиевый монтмориллонит (53ж, 22б, 20д), помимо трех основных эндотермических остановок (130-150°, 520-570° и 840-920°), появляется дополнительная термическая реакция в интервале 680-720°. В остальных же пробах (22е, 20ж, 3в), видимо, доминируют более железистые разности монтмориллонитов. Дифрактограммы образцов 20г, 20д, 20б, насыщенные глицерином и прокаленные, приведены на фиг. 61, б. Они свидетельствуют о сравнительно чистом составе выветрелых глинистых минералов, которые повсеместно представлены смешаннослойными монтмориллонит-гидрослюдистыми агрегатами с преобладанием пакетов диоктаэдрического монтмориллонита над гидрослюдами. Для этих минералов характерны базальный рефлекс в интервале 18,3 Å, раздваивание пиков на кривой в интервале 8,8-9,6 Å и наличие рефлексов 4,9-5; 4,47-4,52; 3,52-3,56 и 1,491-1,496 Å.

Как видно на электронно-микроскопических снимках глинистых суспензий (фиг. 62,а,б), все образцы сложены в основном облаковидной массой с хлопьевидными выделениями (алюминиевый монтмориллонит и ферримонтмориллонит), небольшая примесь темных чешуек с нечеткими гранями может принадлежать гидрослюдистым

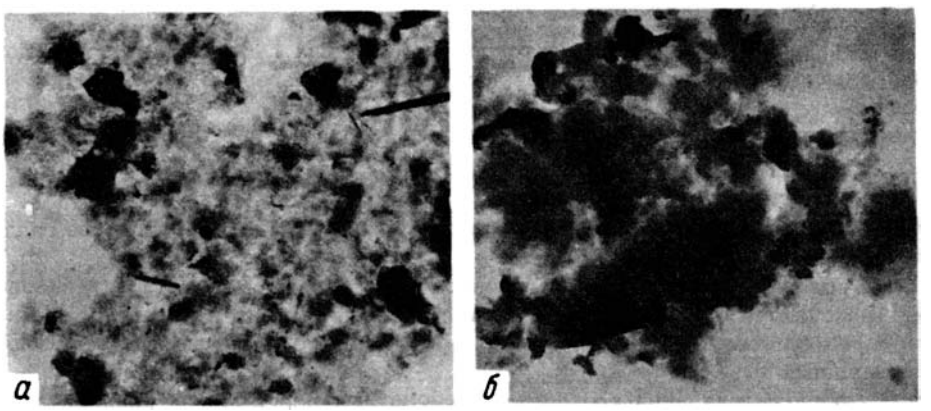


Фиг. 61. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) измененных выветриванием глин (фр.<0,001) из профилей выветривания переменно-влажной травянистой саванны, возникших на ферримонтмориллонитовом исходном материале

На дифрактограммах обр. 22б(I), 20д(I), 20г(I), 3в(I) насыщены глицерином; обр. 22б(II), 20д(II), 20г(II), 3в(II) прокалены

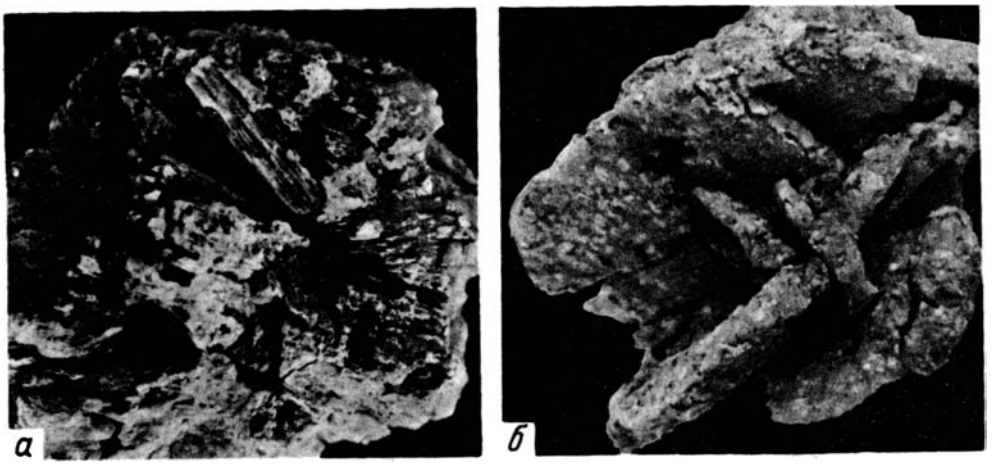
Литогенетический тип ПОГ-1а: обр. 53ж - глины зеленые, восковидные, разрез Саргамыс III; обр. 22е - глины зеленовато-серые, восковидные с выделениями опала, разрез Саргамыс II ; обр. 22б - глины зеленые, восковидные, разрез Саргамыс II; обр. 20ж - глины серые, восковидные, с мелкими красными пятнами, разрез Саргамыс I; обр. 20д - глины розовые, восковидные, разрез Саргамыс I ; обр. 20г - глины светло-зеленые, восковидные, разрез Саргамыс I.

Литогенетический тип ППГ-1а: обр. 3в - глины зеленые, песчанистые, восковидные, разрез Жак-Тологай II



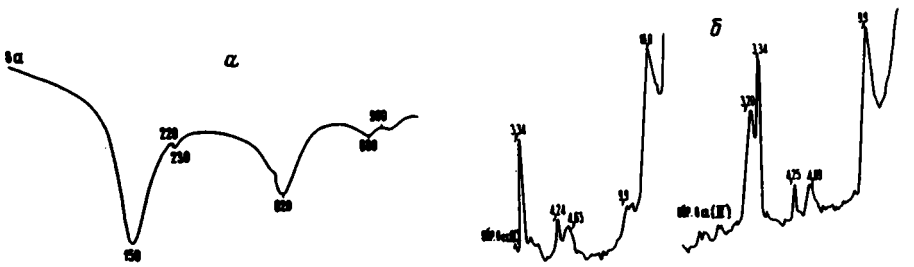
Фиг. 62. Электронно-микроскопические снимки монтмориллонитовых глин из профиля выветривания Саргамыс II Южного Призайсанья. Увел. 14 000

а - обр. 22б, глины зеленые восковидные ; б - обр. 22д, глины розовые, восковидные



Фиг. 63. Замещение друз и прожилок гипса халцедоном в разрезе выветрелых пород у р. Тайжузген. Нат. вел.

а – начальная стадия замещения: на сильно корродированной поверхности гипсовых кристаллов отлагается халцедоновая корочка; б – халцедон, полностью заместивший друзу кристаллов гипса; в – халцедон, заместивший прожилки гипса



Фиг. 64. Термограмма (а) и дифрактограммы (б) глин (обр. 8а) из почвенного профиля, развитого на солончаково-озерных фациях в разрезе Тайжузген II Южного Призайсанья

На дифрактограммах обр. 8а(I) насыщен глицерином, обр. 8а(II) прокален

агрегатам. В отдельных участках препаратов можно наблюдать единичные галлуазитовые трубки.

На фоне основных по направленности процессов в каждом из охарактеризованных профилей намечаются и некоторые второстепенные тенденции в преобразовании минералогического состава слагающих пород; их изучению следует посвятить специальные исследования.

Участки образования линз кремнисто-карбонатных пород могли представлять собой мелкие блюдцеобразные понижения в пределах возвышенной денудационной равнины. Во влажные сезоны они местами затоплялись водой; в этих заросших травянисто-осоковой и злаковой растительностью озерцах и лужах местами развивались диатомовые водоросли. В сухие сезоны бóльшая часть подобных водоемов исчезала, растущие травы засыхали и, опадая, разлагались на поверхности почв. Находки в крем-

нисто-карбонатных породах наземных гастропод (Борисов, 1963) дополнительно подтверждают тот факт, что образование этих пород в целом осуществлялось не в водной среде.

Следовательно, формирование всех окремненных почвенных профилей Южного Призайсанья, как и в Северной зоне, связано с чередованием периодов увлажнений и засух. Первые способствовали выносу из верхних горизонтов почвы гидроокислов железа и образованию подстилающих пестроцветных глин, вторые приводили к накоплению карбонатов, аутигенного кремнезема, засолонению пород галитом и сульфатами. Гидроморфные процессы, так же как и в Северном Призайсанье, принимали большое участие в перераспределении аутигенных минералов (гидроокислов железа, опала, кальцита, глин) в породах. Травянистая растительность в периоды увлажнений удерживала от выноса аутигенный кремнезем в почвах. Ее разложение в засушливые сезоны приводило к поступлению в породы опала в форме фитолитов и его дальнейшему перераспределению в почвах.

В заключение остановимся еще на одной разновидности выветрелых пород (см. табл. 9, тип е), формирующихся на пролювиально-озерно-солончаковых фациях. Такие разрезы наблюдаются в обнажениях Тайжузген II, Кара-Адыр и др. Они характеризуются появлением в измененных выветриванием породах псевдоморфоз халцедона по конкрециям гипса, мономинеральных монтмориллонитовых глин, часто имеющих серую либо черную окраску. Выделение гипса в этих осадках (в форме конкреций либо прожилок) происходило в солончаковых почвах, затем при дальнейшем развитии элювиальных процессов началось окремнение верхних частей профиля, которое сопровождалось замещением гипса опалом. В образцах даже макроскопически можно видеть все стадии данного процесса. На первом этапе опал покрывает тонкой корочкой сильно корродированную поверхность кристаллов гипса (фиг. 63,а); постепенно возникают чисто кремнистые псевдоморфозы по кристаллам либо прожилкам гипса (фиг. 63,б,в), причем опал, раскристаллизовываясь, часто замещается халцедоном.

Темная и черная окраска некоторых разностей вмещающих глин не связана с высоким содержанием органики, а обусловлена присутствием гидроокислов марганца.

Термограмма и дифрактограмма образца глин из подобного почвенного профиля приведены на фиг. 64 и позволяют сделать вывод об их монтмориллонитовом составе.

Таким образом, именно процессы почвообразования и выветривания первичных ферримонтмориллонитовых глин в большинстве рассмотренных профилях приводили к образованию алюминиевых монтмориллонитов. Промышленные скопления этих глин встречаются как среди выветрелых пород, так иногда и в пролювиально-озерных осадках. В последнем случае их формирование, видимо, всецело связано с выносом алюминиевых монтмориллонитов из почв. Данный минерал легко образует с водой тончайшую суспензию и в такой форме мог поступать в озерные водоемы, где накапливался в глинистых осадках, перемежающихся с пластами мергелистых глин. Именно такой генезис имеют ранее охарактеризованные слои озерных монтмориллонитов из нижней части разреза месторождения бентонитовых глин на правобережье р. Саргамыс (см. фиг. 20, обр. 53н, 53о и др.). Строение низов данного разреза (см. фиг. 6, IV) указывает на обычный осадочный генезис слагающих пород. Для них характерны выдержанность минералогического состава глин по разрезу, наличие ровных постепенных контактов между пластами, появление слоев мергелистых пород, отсутствие каких-либо признаков, указывающих на проявление процессов почвообразования и выветривания. Выше по разрезу в этом же обнажении появляется типичный почвенный профиль (Саргамыс III, см. фиг. 6, IV и 55), имеющий зональное строение, характеризующийся интенсивным преобразованием исходной породы в его средней и верхней частях.

Весь вышеизложенный материал позволяет утверждать, что на строение и формирование горизонтов выветривания северозайсанской свиты существенную роль оказывал целый ряд факторов, главными из которых являются: литологический и фациальный состав исходных пород, приуроченность их к определенному типу ландшафтов саванны, палеогидрогеологические условия, в связи с чем и возникли различные литологические типы и подтипы профилей выветривания.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть многообразие типов и подтипов почвенных профилей и протекающих в них процессов, исследование которых следует продолжать в дальнейшем.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВЫВЕТРЕЛЫХ ПОРОД СЕВЕРОЗАЙСАНСКОЙ СВИТЫ

Разрезы характеризуемой толщи состоят из серии мелких осадочно-седиментационных циклов, большинство которых завершалось перерывом в осадконакоплении. В этом случае на сформировавшихся осадках возникали почвы. Если процессы выветривания и почвообразования воздействовали на породу длительное время, то происходило преобразование минералогического состава ряда слагающих ее компонентов и формировались вышеохарактеризованные горизонты выветривания. При быстром возобновлении осадконакопления на данном участке, несмотря на наличие почв, эффективность процессов выветривания была невелика. В погребенных породах часто встречаются линзы пород, пронизанные многочисленными лимонитизированными корешками и корнями растений, но следов глубокого минералогического преобразования данные слои не несут. Эти погребенные почвенные профили можно рассматривать лишь как зачаточные горизонты выветривания.

Следовательно, в разрезах северозайсанской свиты наблюдаются различные по степени преобразования выветрелые породы. В горизонты выветривания мы выделяем только те из них, которые несут ярко выраженные текстурно-минералогические признаки химического преобразования, заключающиеся в существенном изменении облика первоначальной породы - ее уплотнении, перераспределении аутигенных минералов с образованием пятен и прожилок вертикальной ориентировки и т. д.

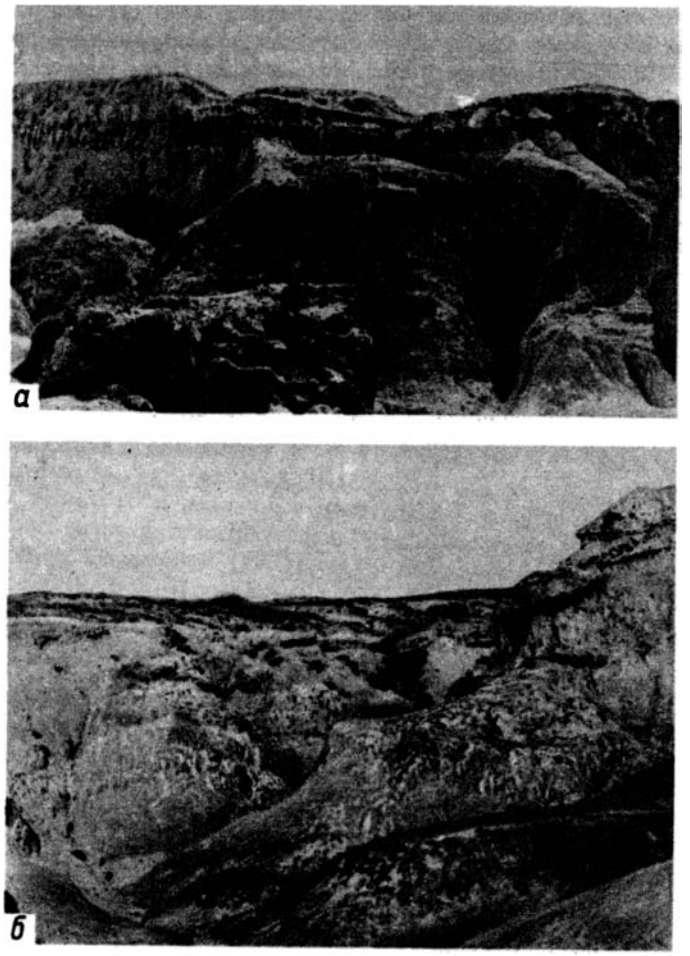
Как отмечалось, мощность профилей выветривания обычно не превышает 3-6 м. Чем же объясняется тот факт, что в разрезах северозайсанской свиты мощность выветрелых пород часто достигает нескольких десятков метров, как это имеет место, например, в обнажениях у сопок Керши, Чакельмес, Кара-Бирюк и многих других. При более детальном изучении этих толщ можно видеть, что они состоят из нескольких профилей выветривания, слившихся один с другим (фиг. 65,а,б). При этом вертикальные пятна ожелезнения из более верхних профилей проникают в нижележащие, в результате чего породы сливаются в единую пестроцветную пачку. Процессы почвообразования и выветривания в значительной мере нарушают первичные текстурно-структурные признаки пород, и при преобладающем глинистом характере толщ выделить все составляющие осадочно-седиментационные циклы и профили выветривания часто бывает довольно трудно. Но в хорошо обнаженных разрезах они всегда различимы по ритмичному чередованию слоев, характеризующихся различной насыщенностью пятнами ожелезнения и окремнения.

Расчленение горизонтов выветривания на слагающие их профили и выделение различных литологических типов последних - задача довольно сложная. Ее решение можно осуществлять при наличии хорошо обнаженных разрезов, а также в ряде случаев применяя послойное изучение пород под микроскопом. Еще более трудно проследить эти профили по керну колонковых скважин, где мы имеем небольшие кусочки пород, в которых не всегда отчетливо выражены главные литологические признаки слоя. Поэтому на литологических колонках (см. фиг. 6, I-XII) показаны большей частью не отдельные профили выветривания, а пачки, в которых выветрелые породы резко преобладают над невыветрелыми и слабо выветрельми (горизонты выветривания).

Внутри северозайсанской свиты измененные элювиальными процессами толщи не являются региональными стратиграфическими горизонтами. Обычно они прослеживаются лишь на несколько десятков километров, протянуть их дальше уже не удается: от разреза к разрезу изменяется как количество выветрелых пачек, так и соотношение между измененными и неизмененными элювиальными процессами породами.

Вышеохарактеризованные горизонты выветривания могут быть отнесены к внутриформационным корам, по классификации В.Н. Разумовой и Н.П. Хераскова (1963).

Из приведенного материала видно, что направленность процессов преобразования исходного вещества в горизонтах выветривания во многом определяется типом почвенного профиля. Возникает вопрос, можно ли установить современные аналоги рассмотренным горизонтам выветривания. Следует отметить, что до настоящего времени имеется мало работ, посвященных детальным комплексным химико-минералогическим исследованиям процессов преобразования исходного вещества в почвах тропической либо субтропической зоны; многое еще не ясно и в расшифровке путей трансформации глинистых минералов. Различные сведения о почвах данных климатических



Фиг. 65. Строение пачек выветрелых пород северозайсанской свиты
а – два горизонта выветривания (I и II) в пачке выветрелых пород у сопок Чакельмес в Северном Призайсанье; б – слияние многих горизонтов выветривания в единую пестроцветную пачку у сопок Керши в Северном Призайсанье

зон можно найти в работах П. Фагелера (1935), Р. Гансена (1962), И.П. Герасимова (1968а, б), Н. И. Горбунова (1965), С.В. Зонна (1968), П. Ричарда (1961), Г. Вальтера (1968), В. М. Фридланда (1964, 1968), Г. Иенни (1948), Д. Г. Виленского (1954) и других, а также в Указаниях по классификации и диагностике почв (1967). Анализ данных материалов не позволяет выявить современных аналогов древним профилям почвообразования и выветривания Восточного Казахстана. Последние, в отличие от современных, имеют обычно более значительные мощности, характеризуются более интенсивным преобразованием или перераспределением исходного терригенного, глинистого и аутигенного вещества. Для них характерно совместное проявление ряда процессов: почвообразования, псевдоглеения и выветривания. И, наконец, они существенно отличаются составом субстрата, что определяет различный характер процессов минералообразования. Тем не менее как в древних, так и в современных почвенных профилях фиксируются минералогически сходные образования либо однонаправленные в отдельных звеньях процессы: формирование верхнего – осветленного и нижнего – иллювиального слоя; появление корок окремнения либо кремнистых конкреций; формирование горизонтов с фитолитами, гётитовыми конкрециями, спорово-бактериальными формами и др. Ранее отмечалось, что среди пород северозайсанской свиты, описанных как не измененные выветриванием, часто встречаются маломощные (до 20–50 см)

зачаточные горизонты выветривания (красноцветные либо сероцветные почвы) с большим количеством корешков, замещенных гётитом, и конкреции гидроокислов железа. В этих почвенных профилях интенсивность проявления элювиальных процессов (сравнительно с горизонтами выветривания) невелика. С нашей точки зрения именно данные маломощные почвы могут в какой-то мере сопоставляться с современными красноземами тропиков и субтропиков.

Для образования же мощных горизонтов выветривания, подобных верхнемеловым-палеоценовым в современную эпоху, видимо, нет благоприятных условий. Ведь для их формирования необходимо достаточно длительное воздействие почвенных процессов на осадок в условиях слабого проявления процессов эрозии. Это в широких масштабах возможно только в обстановке затухания тектонических подвижек, пенепленизации рельефа, в условиях крайне медленного прогибания областей аккумуляции. В современную же тектонически активную эпоху в большинстве случаев происходит интенсивная эрозия водоразделов и имеет место бо́льшая скорость прогибания областей аккумуляции, что резко ограничивает интенсивность воздействия элювиальных процессов на осадки.

Глава VII.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ КРЕМНИСТО-ГЁТИТ-КАОЛИНОВОЙ ФОРМАЦИИ

ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРОЗАЙСАНСКОЙ СВИТЫ

Методика формационного анализа

Для территории Казахстана различные вопросы формационного анализа континентальных кайнозойских толщ рассматривались В.В. Лавровым (1959, 1965), К.В. Никифоровой (1960), В.Н. Разумовой (1961), В.В. Лавровым и В.С. Ерофеевым (1958), И.С. Чумаковым (1965), В.С. Ерофеевым и Ю.Г. Цеховским (1966а), В.С. Ерофеевым (1969).

В настоящее время существуют различные направления в учении об осадочных формациях. В своих исследованиях мы использовали основные выводы, полученные представителями ряда направлений:

1. Принципиальные положения о процессах литогенеза в бассейнах седиментации различных климатических зон изложенные в работах Н.М. Страхова (1960, 1963). Ими мы и руководствовались в своих исследованиях.

2. Основные методические приемы выделения и изучения континентальных осадочных формаций, разработанные (на примере угленосных) группой геологов ГИН АН СССР под руководством Ю.А. Жемчужникова (Жемчужников и др., 1958, 1960) и получившие наиболее детальное развитие в работах П.П. Тимофеева (1964, 1968, 1969, 1970). Вслед за П.П. Тимофеевым мы считаем, что формация – это геологическое тело, состоящее из более мелких генетических единиц – парагенетически связанных комплексов (фаций), сформировавшихся в определенной тектоно-климатической обстановке и приуроченных к той или иной палеотектонической структуре. Причем фация (см. гл. III) – это также маленькое тело (осадок), сформировавшееся в определенных физико-географических условиях.

3. Ряд выводов В.П. Казаринова (1958), В.П. Казаринова, В.И. Бгатова и других (Выветривание и литогенез, 1969) о влиянии процессов, протекающих в областях денудации, на состав осадочных толщ, а также В.В. Лаврова (1959, 1965), отводящего большое значение изучению аутигенных минералов – индикаторов среды осадкообразования.

В настоящей работе мы стремились, хотя бы в общих чертах, проследить весь путь возникновения характеризуемой толщи, начиная от областей денудации и кончая зоной аккумуляции. В совокупности эти процессы и приводят к образованию определенного геологического тела – осадочной формации. Противопоставлять основные звенья единой цепи литогенеза и говорить о главенствующей роли в формировании состава осадочной толщи процессов, подготовляющих исходный материал в зоне денудации или протекающих в бассейнах седиментации, конечно, не следует. Это как бы две стороны одной медали, и только совместное рассмотрение их позволяет получить наиболее полные представления об условиях образования формации.

Для континентальных палеоген-неогеновых отложений Алтая первая попытка комплексного подхода к изучению условий формирования толщ содержится в работе В.С. Ерофеева (1969). Ее автор разбирает широкий круг вопросов стратиграфии, палеогеографии, литологии группы кайнозойских формаций. Правда, вопросу детального литолого-фациального анализа толщ в этой работе уделяется еще мало внимания.

Породы северозайсанской свиты Восточного Казахстана имеют четкие литологические признаки, позволяющие легко отделять их в разрезах от других толщ. Они были выделены еще В.В. Лавровым и В.С. Ерофеевым в составе кремнисто-гидрогё-

титовой формации. Позже В.С. Ерофеевым и Ю.Г. Цеховским (1968а) и В.С. Ерофеевым (1969) были намечены основные причины, приводящие к возникновению данной толщи.

В последние годы основное внимание было уделено нами решению вопросов литолого-фациального состава этой формации. Вслед за П.П. Тимофеевым (1964, 1968, 1969, 1970) мы считаем, что самым дробным элементом формационного анализа являются литогенетические типы и фации, описание которых было дано выше.

Однако фации встречаются в разрезах свиты не случайно, а образуют закономерно повторяющиеся сочетания (циклы), отражающие существование определенных обстановок осадконакопления (составные части ландшафта формации).

Под элементарными циклами мы понимаем генетически связанные комплексы отложений одного или нескольких литологических типов, многократно повторяющиеся в разрезе и отражающие определенные этапы развития отдельных участков области аккумуляции, характеризующиеся закономерным изменением режима осадконакопления.

В отложениях северозайсанской свиты выделяются следующие осадочно-седиментационные циклы: пролювиальные, делювиально-пролювиальные, аллювиальные и аллювиально-пролювиальные, а также аллювиально-пролювиальные с наложенными солончаками и такырами. Ниже дадим краткое описание этих крупных генетических единиц, слагающих тело характеризуемой формации.

Характеристика циклов

Пролювиальные циклы (см. фиг. 6, цикл I) широко развиты в отложениях северозайсанской свиты. Наиболее полный их разрез (по набору фаций) обычно начинается с кварцевых глинистых песков или песчаников, плохо сортированных неслоистых либо с неясной горизонтальной слоистостью (литогенетические типы ПП-1, ПП-1а). Непосредственно выше часто залегает пачка песчанистых каолиновых или монтмориллонитовых глин, иногда аргиллитов с выделениями гётита, опала, плохо сортированных неслоистых (литогенетические типы ППГ-1, ППГ-1а). Верхняя часть цикла нередко венчается пачкой пролювиально-озерных алевритистых глин или аргиллитов каолинового или монтмориллонитового состава, с выделениями гётита, иногда опала, редко кальцита (литогенетические типы ПОГ-1, ПОГ-1а). Различные комбинации вышеотмеченных литогенетических типов обусловливают появление нескольких вариантов пролювиальных циклов: одни отличаются отсутствием песчаных осадков в основании цикла, в других, напротив, выпадают глинистые осадки пролювиально-озерного генезиса в верхней части цикла, третьи могут состоять из одного литогенетического типа. Наиболее широкое развитие пролювиальные циклы имеют в Зайсанской впадине (см. фиг. 6, I-XI). Их мощность колеблется от 5 до 30 м.

Делювиально-пролювиальные циклы (II) отличаются от пролювиальных тем, что в их основании присутствуют щебни, галечники, местами брекчии с кремнисто-глинистым цементом (литогенетические типы ДЩ-1, ДЩ-1а) или кварцевые глинистые заглинизированные галечники, иногда песчаники с кремнисто-глинистым цементом (литогенетические типы ДПГ-1, ДПП-1, ДПП-1а, ПОГ-1, ПОГ-1а), связанные постепенным переходом с подстилающими делювиальными отложениями. Делювиально-пролювиальные циклы встречаются в Зайсанской впадине (см. фиг. 6, I, скв. 26; II, скв. 343; III, разрез Чакельмес; IV, разрезы Кусто, Уйдене и др.), в Семипалатинском Прииртышье (см. фиг. 6, XI, разрез Муралды), в Южном Алтае (см. фиг. 6, I, X).

Различные сочетания слагающих данные циклы литогенетических типов обусловливают появление множества вариантов их строения. Местами, например, они представлены только осадками делювиального генезиса (см. фиг. 6, XI, 41). Мощность делювиально-пролювиальных циклов колеблется от 0,5-2,9 до 20 м.

Полные разрезы аллювиальных циклов (III) обычно состоят из двух частей: нижней, сложенной грубообломочными осадками различных литогенетических типов русловой макрофации, и верхней, имеющей алевритисто-глинистый состав и пойменный генезис. Различные комбинации фаций и литогенетических типов, участвующих в наборе аллювиальных толщ, обусловливают появление нескольких аллювиальных циклов.

Главные из них следующие:

а. Цикл состоит только из одних песчаных русловых (АРМ-1, АРМ-1а) либо алевритово-глинистых пойменных отложений (АПП-1, АПП-1а, АПА-1, АПА-1а). Подобные циклы встречены в Зайсанской впадине (см. фиг. 6, I, скв. 16, 8; II, скв.22, 307, 259 и др.), в Семипалатинском Прииртышье (см. фиг. 6, XI, скв. 52, 324, разрез Чэремушки). Мощность пород, слагающих данные циклы, обычно небольшая (5-15 м).

б. В основании аллювиальных отложений залегают русловые фации крупных равнинных рек, представленные кварцевыми галечниками с хорошо окатанными обломками и крупной параллельной косой однонаправленной слоистостью (литогенетический тип АРК-1). Вверх по разрезу эти породы сменяются пойменными фациями: алевритами, алевритовыми глинами с волнистой, волнисто-горизонтальной мелкой косоволнистой слоистостью (литогенетические типы АПП-1, АПП-1а, АПА-1, АПА-1а, АПА-2). Примером такого цикла может служить разрез Жуван-Кара в Зайсанской впадине (см. фиг. 6, III). Данная разновидность цикла встречается сравнительно редко, их мощность не превышает 10 м.

в. Третья разновидность аллювиальных циклов является весьма распространенной и отличается от вышеописанных тем, что русловые фации в их нижних частях представлены отложениями русел мелких рек; кварцевыми песками и гравелитами с крупной и мелкой косой и косоволнистой параллельной и сходящейся слоистостью. Строение верхней пойменной части разреза сходно с предыдущим циклом. Подобные аллювиальные толщи отмечаются в разрезах Зайсанской впадины (см. фиг. 6, I, скв. 26, 72; II, скв. 307, 259, 305; III, разрезы Чакельмес, Жуван-Кара, Керищ, Черный Иртыш; VI, разрез Динозавровый и др.), Семипалатинского Прииртышья (см. фиг.6, XI, скв. 52, скв. 324 и др.).

Мощности данных циклов обычно колеблются в пределах 10-30 м. Все вышеперечисленные типы аллювиальных циклов обычно контактируют в разрезах через размыв.

Аллювиально-пролювиальные циклы (IV) имеют двучленное строение: в их нижней части залегают аллювиальные отложения, которые постепенно сменяются в верхах разреза пролювиальными. В зависимости от набора литогенетических типов и фаций можно выделить множество типов аллювиально-пролювиальных циклов. В одних случаях в нижних частях отмечаются как русловые, так и пойменные отложения, в других - только русловые либо пойменные фации. Неоднородно и строение верхних частей циклов: они могут слагаться одним или несколькими литогенетическими типами пролювия.

Аллювиально-пролювиальные циклы наблюдаются во многих разрезах свиты Северного и Южного Призайсанья (см. фиг. 6, I, скв. 17; II, скв. 229, 7, 22, 305, разрез Киин-Керищ; III, скв. 41, 2а, 308, 233, 47,43 ,180, разрезы Чакельмес и Кара-Бирюк; IV, разрезы Динозавровый, Саргамыс III и др.). Мощность аллювиально-пролювиальных циклов колеблется от 10 до 60 м.

Аллювиально-пролювиальные циклы с наложенными такырами или солончаками (V) связаны с развитием в пойменных и пролювиально-озерных осадках вертикальных трещин, заполненных жилами гипса, либо с образованием в исходных осадках конкреций гипса или барита. В Северной зоне эти циклы встречаются очень редко, в Юго-Восточной - их значение в строении разреза свиты возрастает (см. фиг. 6, IV, разрезы Кара-Адыр, Тайжузген II). Эти породы, образование которых связано с перерывами в осадконакоплении, приурочены к верхним частям осадочно-седиментационных серий. Мощность характеризуемых циклов колеблется от 1-2 до 10-14 м.

Положение горизонтов выветривания в циклах седиментации

Горизонты выветривания могут занимать в циклах седиментации два различных положения. Наиболее часто выветрелые породы венчают верхнюю часть седиментационных циклов. Такое их положение часто отмечается в разрезах свиты у сопок Чакельмес, Кара-Бирюк, а также в керне буровых скважин (см. фиг. 6, I-IV и др.).

В ряде случаев выветрелые породы слагают целиком весь разрез цикла седиментации, что наиболее характерно для периферических участков Зайсанской впадины, Семипалатинского Прииртышья и древних областей денудации (см. фиг. 6, I, XI).

Формирование горизонтов выветривания указывает на завершение цикла седиментации и наступление сравнительно длительного перерыва в осадконакоплении, во время которого возникали почвы и происходило глубокое преобразование состава исходных пород. Поэтому при общем глинистом характере толщ, слагающих разрез свиты, появление горизонтов выветривания позволяет выделить составные циклы в довольно однообразных по гранулометрическому составу породах. Но эта задача осложняется там, где несколько профилей выветривания сливаются друг с другом и образуются пачки пестроцветных пород. Весьма трудно бывает увидеть все циклы седиментации в не измененных выветриванием гранулометрически однородных породах или в керне буровых скважин при неполном его выходе. Поэтому на приведенных в работе литолого-фациальных профилях, составленных по естественным разрезам и керну буровых скважин (см. фиг. 6, I - VI и др.), их мощность может достигать нескольких десятков метров, что не всегда соответствует действительности. Скорее всего некоторые из этих крупных циклов седиментации являются по существу макроциклами, все составные единицы в которых не были подмечены из-за вышеуказанных трудностей.

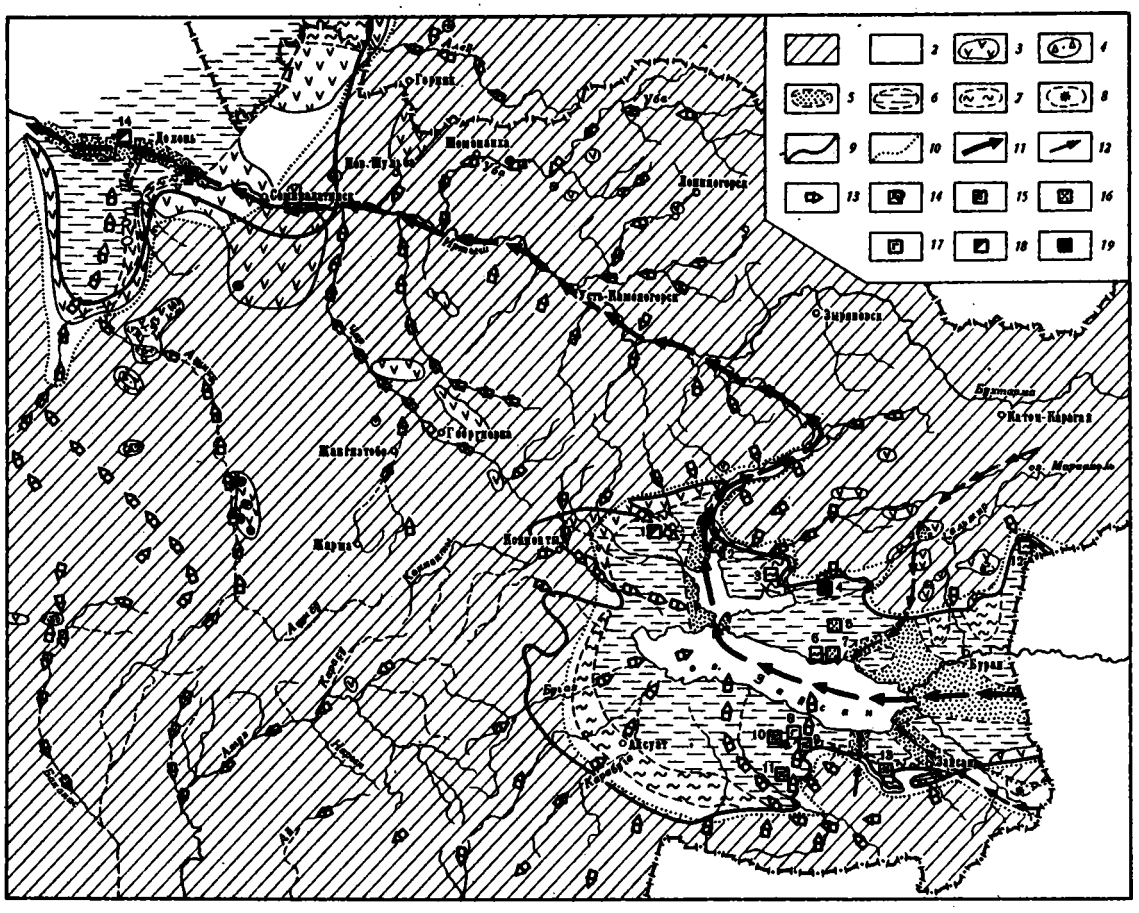
Характеристика градаций

Обычно циклы не являются конечной единицей формационного анализа континентальных толщ и слагают более крупные единицы - мезоциклы и макроциклы (Тимофеев, 1964, 1968, 1969, 1970), являющиеся еще более полифациальными телами, которые хорошо прослеживаются на больших площадях, а их набор в вертикальных разрезах слагает градации. Последние слагают тело формации.

Как отмечалось выше, в строении вертикальных разрезов северозайсанской свиты принимают участие различные комбинации циклов: пролювиальных, аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, делювиально-пролювиальных и аллювиально-пролювиальных с наложенными такырами и солончаками. Но невыдержанность и пестрота слагающих толщу фаций, отсутствие региональных маркирующих горизонтов (как литологических, так и палеонтологических) не позволяют на современном этапе скоррелировать одновозрастные генетические подразделения на больших площадях Северного либо Южного Призайсанья и тем более всей территории Зайсанской впадины, Семипалатинского Прииртышья или Восточного Казахстана. В данном случае мезо- и макроциклы являлись бы и подсвитами верхнемеловой - палеоценовой толщи. Пока такие построения с большей или меньшей степенью уверенности можно проводить лишь в пределах одного или нескольких соседних участков Зайсанской впадины либо Семипалатинского Прииртышья, хорошо обнаженных или разбуренных сетью скважин (например, участки разведки россыпей касситерита - Торт-Калмак, ильменита - Кара-Уткуль, бентонитовых глин - Таганский, Динозавровый и др.).

В разрезах Северного Призайсанья у сопки Акжал (см. фиг. 6, II, скв. 307) снизу вверх четко прослеживаются три крупные пачки, сложенные преимущественно пролювиальными, аллювиальными и опять пролювиальными толщами. В обнажениях Чакельмес (см. фиг. 6, III)в разрезе свиты среди пролювия фиксируются уже две крупные аллювиальные пачки. В более западных и восточных разрезах свиты эти сочетания также не сохраняются. Например (см. фиг. 6, II, III) у сопок Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Уш-Кара, Кинн-Кериш и скважинах 250, 305, 218, 259, 215 разрезы северозайсанской свиты начинаются с аллювиальных отложений, которые либо сменяются в верхней части пролювиальными, либо слагают почти весь ее разрез. Еще далее на восток (см. фиг. 6, I, II, III, скв. 232, 341, 342, 343) в строении свиты основную роль начинают играть пролювиальные отложения. Также трудно коррелировать вышеохарактеризованные разрезы центральных частей впадины с разрезами ее западных районов (см. фиг. 6, II, III, IV, у сопок Аркаул, скв. 308, 17, 40, 42, 44 и др.).

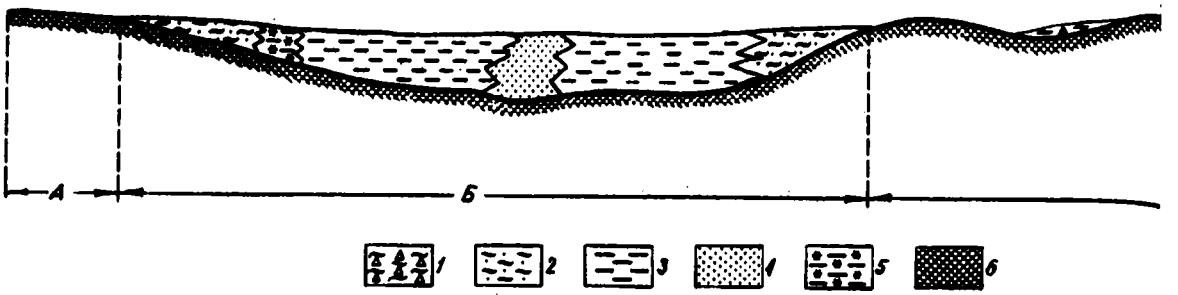
Подобная фациальная невыдержанность разрезов свиты характерна и для районов Южного Призайсанья. Например, в разрезах Тайжузген I (см. фиг. 6, III) также установлено его трехчленное строение и выделяются пачки (снизу вверх): пролювиальная, аллювиальная и вновь пролювиальная. Прослеживая эти разрезы на запад, можно заметить, что мощность аллювиальной толщи снижается. Параллельно с этим в разрезах Тайжузген I и Кара-Адыр в аллювиальных отложениях появляются такыры,



Фиг. 66. Схематическая палеогеографическая карта времени накопления пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации Восточного Казахстана

1 – возвышенная денудационная пенепленизированная равнина, покрытая площадной корой выветривания с мелкими депрессиями; 2 – древние области аккумуляции: Зайсанская впадина и Семипалатинское Прииртышье, представляющие собой низменную аккумулятивную равнину; 3 – реликты древней площадной коры выветривания, сохранившиеся в настоящее время в областях денудации. Градации: 4 – делювиально-пролювиальная; 5 – аллювиальная; 6 – аллювиально-пролювиальная; 7 – пролювиальная; 8 – аллювиально-пролювиальная с наложенными солончаками и такырами; 9 – современные границы Зайсанской и Семипалатинской впадин; 10 – предполагаемые древние границы впадин; 11 – главная древняя транзитная долина р. Пра-Иртыш; 12 – крупные древние притоки Пра-Иртыша; 13 – второстепенные направления транспортировки материала. Проявления и месторождения полезных ископаемых: 14 – огнеупорные глины; 15 – бентонитовые глины; 16 – кварцевые пески; 17 – гипс; 18 – россыпи ильменита; 19 – россыпи касситерита.

Месторождения (цифры на карте): кварцевых песков (2 – Куйган, 5 – Кызыл-Как, 7 – Бакланье); огнеупорных глин (3 – Жана-Даур, 6 – Чакельмес, 12 – Алексеевское); гипса (8 – Тайжузген); бентонитовых глин (9 – Динозавровое, 10 – Жак-Тологай, 11 – Таганское, 13 – Чайбулак); россыпей ильменита (1 – Кара-Уткуль; 14 – Черемуховское); россыпей касситерита (4 – Торт-Калмак)



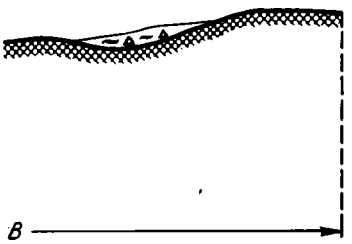
а у сопок Жак-Тологай аллювий фациально замещается пролювием. На юг и юго-восток от разреза Тайжузген I (см. фиг. 6, VI) аллювиальные пачки, слагающие среднюю часть разреза, выклиниваются, а в основании свиты появляются отложения новой палеореки. По направлению на восток, в обнажениях Кусто и Чайбулак I, представлены только пролювиально-озерные и делювиально-пролювиальные фации, в районе родника Арасан-Талды роль аллювия опять возрастает, и, наконец, у пос. Зайсан последний слагает основную часть разреза характеризуемой толщи.

Следовательно, протянуть одинаковые по возрасту пачки даже в ряде близлежащих опорных разрезах часто бывает трудно, что не позволяет пока выделить крупные единицы – макроциклы и подформации. Поэтому ниже дадим характеристику градаций, отражающих изменения фациального состава толщ в различных участках характеризуемой территории и являющихся самыми крупными составными единицами формаций.

По преобладанию в разрезах северозайсанской свиты (см. фиг. 6, I - XI) тех или иных циклов нами выделяется следующий набор градаций: 1) аллювиальная; 2) пролювиальная; 3) – аллювиально-пролювиальная; 4) делювиально-пролювиальная; 5) аллювиально-пролювиальная с наложенными солончаками и такырами.

Площади распространения этих градаций для мел-палеоценовой эпохи Восточного Казахстана показаны на палеогеографической карте (фиг. 66). Градации распределены в характеризуемом районе не беспорядочно, а образуют закономерные сочетания (фиг. 67). В областях древней денудации (Причингизье, Южный и Рудный Алтай), где отложения северозайсанской свиты имеют небольшие мощности и развиты локально, в мелких разрозненных эрозионно-тектонических депрессиях представлена преимущественно делювиально-пролювиальная градация. В древних областях седиментации (Зайсанская впадина и частично Семипалатинское Прииртышье) отложения характеризуемой свиты имеют большие мощности и площади развития. Они сложены градациями: аллювиально-пролювиальной, аллювиальной, пролювиальной и местами аллювиально-пролювиальной с наложенными солончаками и такырами.

Строение градаций в различных участках характеризуемой территории можно видеть на ранее приведенных литолого-фациальных профилях, где, помимо литологических колонок, выделены литогенетические типы пород, фации и циклы седиментации (см. фиг. 6, I-XI). На основании анализа этих профилей были выделены площади распространения градаций. При нанесении колонок на профиль мы стремились расположить их так, чтобы они воссоздали принципиальную картину строения тела формации и его положения в завершающую стадию образования: контуры древних областей аккумуляции и денудации, направление уклонов местности и пути транспортировки материала. Поэтому фрагменты разрезов северозайсанской свиты, вскрываемые в настоящее время в ядре либо на крыльях горст-антиклинальных структур (обнажения Актобе, Керши, Уш-Кара, Жуван-Кара, Пшук, Аркаул и др.), помещены в нижние части профилей. Подобным образом мы поступали и с разрезами свиты, расположенными в пределах современных поднятий, с размывом перекрываемыми породами верхнепалеогенового либо неоген-четвертичного возраста. Полными мы условно считаем те разрезы характеризуемой толщи, которые перекрыты эоценовой турангинской либо зимунайской свитами. Хотя подобные построения позво-



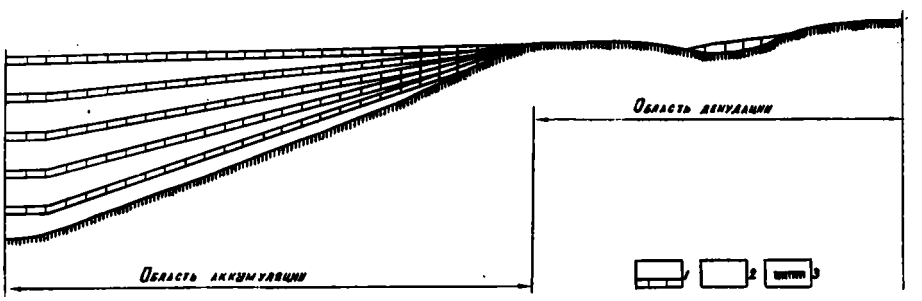
Фиг. 67. Схема строения пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации Восточного Казахстана

А – Саур-Манрак – Тарбагатай; Б – Зайсанская впадина; В – Южный и Рудный Алтай, Чингиз. Градации: 1 – делювиально-пролювиальная; 2 – пролювиальная; 3 – аллювиально-пролювиальная; 4 – аллювиальная; 5 – аллювиально-пролювиальная с наложенными такырами и солончаками; 6 – кора выветривания палеозойского фундамента

ляют восстановить лишь приблизительные контуры тела формации и его местоположение в древнем рельефе, однако и они могут дать важные представления о палеоландшафтной обстановке в характеризуемую эпоху.

Градации древних областей аккумуляции (Зайсанской впадины и Семипалатинского Прииртышья). В Северном Призайсанье наибольшее распространение имеют породы аллювиально-пролювиальной, пролювиальной и аллювиальной градаций. Последняя образует в теле формации ленты аллювиальных пород и отражает наличие в рельефе крупных древних речных долин, развивающихся на протяжении всей характеризуемой эпохи. Такая древняя долина установлена в районе сопок Киин-Кериш, Жуван-Кара, Уш-Кара и прослежена скважинами 250, 305, 215, 218 (см. фиг. 6, II, III, VIII) на север по направлению к Южному Алтаю. Отдельные участки, в разрезах которых преобладают аллювиальные фации, представлены также в районе сопок Ак-Тобе и северо-западнее пос. Курчум.

В Южном Призайсанье в большинстве изученных сводных разрезов свиты преобладающее развитие получают пролювиально-озерные либо аллювиально-пролювиальные фации, местами с наложенными такырами и солончаками. Крупные линзы погребенного аллювия установлены в низах свиты в районе обнажения Динозавровое и Арасан-Талды. Несомненно, что в позднемеловое время здесь существовали сравнительно крупные речные долины. Несколько позже, в дат-палеоценовое время, подобная река протекала в районе обнажения Тайкузген I. Фрагменты самой крупной речной долины Южного Призайсанья, функционировавшей на протяжении почти всей позднемеловой – палеоценовой эпохи, зафиксированы на месте обнажения Зайсан. Истоки этой реки располагались в районе Саура или Сайкана. По данным В.И. Самодурова, с ее отложениями связаны пачки русловых песков, обнаженные восточнее пос. Зайсан, недалеко от места выхода в котловину р. Теректы.



Фиг. 68. Схема соотношения выветрелых и не измененных выветриванием пород в различных областях Восточного Казахстана

1 – выветрелые породы; 2 – не измененные выветриванием породы; 3 – коры выветривания фундамента

Аллювиально-пролювиальная градация с наложенными такырами и солончаками представлена только в разрезах Тайжузген II, Кара-Адыр.

Схематическое строение тела северозайсанской свиты (в поперечном разрезе Зайсанской впадины) дано на фиг. 67.

В Семипалатинском Прииртышье (см. фиг. 66) наибольшее развитие получает аллювиально-пролювиальная градация; в центральной части района в широтном направлении полосой протягивается аллювиальная градация, приуроченная к долине Пра-Иртыша. Отложения с такырами и солончаками в Семипалатинском Прииртышье не установлены.

Важно также отметить, что в вертикальных разрезах свиты крупных областей денудации обычно наблюдается чередование выветрелых и не измененных выветриванием пород примерно в равных пропорциях (фиг. 68); на периферических участках этих областей роль первых возрастает, и они слагают здесь 60–90% всего объема осадков.

Градации мелких депрессий древних областей денудации. Подобные депрессии известны (см. фиг. 66) на территории Южного Алтая (разрезы Такыр и Карой). В пределах Рудного Алтая слагающие их кремнисто-пестроцветные породы местами были объединены И.С. Чумаковым (1965) с олигоценовой чаграйской свитой; в Чингизе они обнажаются в районе сопок Уш-Кызыл, Ордатас, Аркалык и на других участках, где часто образуют развалы так называемых сливных песчаников. Хотя мощности этих осадков обычно не превышают 1–2 м, а площади распространения ограничены десятками – сотнями квадратных метров, однако их изучение позволяет получить важные сведения о процессах, протекающих на больших пространствах денудационных равнин, окружавших позднемеловые–палеоценовые области аккумуляции.

Разрезы мелких депрессий сложены преимущественно делювиально-пролювиальными циклами (крупнозернистыми песчаниками, брекчиями с кремнисто-глинисто-гётитовым цементом). Остатки древних аллювиальных толщ прослежены лишь на Южном Алтае в урочище Кара-Агаш и представлены толщей заглинизированных песков с линзами алевритов, с вертикальными коричневыми пятнами ожелезнения (русловые и пойменные фации).

Характерно, что все породы описываемых районов обычно сильно преобразованы выветриванием (см. фиг. 68). Не измененные элювиальными процессами осадки здесь почти не встречаются. Напротив, в пределах древних областей денудации (Зайсанская впадина и Семипалатинское Прииртышье) грубообломочные делювиально-пролювиальные отложения, располагаясь в нижних частях осадочно-седиментационных циклов, обычно не испытывали выветривания (разрезы Кусто, Чакельмес, Кериш и др.). Это вполне естественно. Ведь именно в пределах возвышенной денудационной равнины интенсивным элювиальным процессам подвергались не только коренные породы палеозойского фундамента, но и линзы рыхлого осадочного материала, местами накапливающегося в мелких эрозионно-тектонических депрессиях. В последующие эпохи данные осадки большей частью были уничтожены эрозией, но на отдельных участках они сохранились под более молодыми по возрасту толщами, предохранявшими их от размыва. На Южном Алтае, например, таким защитным чехлом служили отложения эоценовой турангинской свиты.

Формационный тип пород северозайсанской свиты

Рассмотрев вопрос о генетических подразделениях, слагающих формацию, напомним ее характерные литологические признаки.

Она представлена преимущественно глинистыми либо глинисто-алевритовыми толщами. Роль песчаных пачек невелика, еще более редко встречаются линзы галечников и щебней.

В составе обломочных зерен (различных фаций) доминируют минералы, устойчивые к выветриванию: кварц, а в тяжелой фракции – ильменит, магнетит, циркон, местами эпидот. Среди глин преобладает каолинит, местами встречается монтмориллонит. Из аутигенных минералов основное значение имеют гётит, гидрогётит, гематит,

халцедон и опал. Содержание органического углерода в породах обычно равно нулю, а линзы, обогащенные гумусом, растительным детритом, для них не характерны.

На формирование данной толщи влияли два основных фактора: 1) размыв и переотложение в позднемеловую – палеоценовую эпоху материала площадной, преимущественно каолиновой коры выветривания; 2) многократное воздействие на формировавшиеся осадки процессов почвообразования и выветривания. В результате этого образовалась зрелая по минералогическому составу толща верхнемеловых – палеоценовых пород, в вертикальном разрезе которой наблюдается непрерывное чередование сильно и слабо выветрелых пород.

Некоторые аутигенные минералы наиболее часто встречаются в осадках свиты, проходят через все ее фации и отражают специфику осадочных процессов той эпохи: каолинит, гетит, гематит и опал. Большое распространение в разрезах верхнемеловых – палеоценовых отложений существенно каолиновых глинистых толщ, содержащих линзы окремнения, связано с глубоким выветриванием исходных полимиктовых пород фундамента – поставщиков осадочного материала. Наличие в породах гётита, гематита обычно указывает либо на ее образование в аэральных условиях либо на воздействие процессов почвообразования и выветривания.

В итоге отложения верхнего мела и палеоцена можно выделить как континентальную пестроцветную кремнисто-гётит-каолиновую формацию. Она накапливалась в условиях в целом гумидного субтропического (переменно-влажного) климата в эпоху пассивного тектонического режима. На территории Восточного Казахстана характеризуемая толща имеет мощность до 100–150 м, с размывом залегает на образованиях площадной каолиновой коры выветривания фундамента и через размыв контактирует с вышележащими толщами эоцена, олигоцена, неогена либо антропогена. Западнее, за пределами района исследований, континентальная пестроцветная кремнисто-гётит-каолиновая формация протягивается в прилегающие районы Павлодарского Прииртышья, где наблюдалась нами совместно с В.С. Ерофеевым и В.М. Мацуем в обрывах р.Иртыш, у поселков Энбекши, Тектогай, Каратерек. Она сложена здесь плотными окремненными каолиновыми глинами, содержащими беспорядочно расположенные остроугольные зерна кварца; для пород характерно наличие ярко-красных пятен, полос гётит-гематита.

Еще западнее, в Центральном Казахстане, формационно однотипные с северо-зайсанской свитой толщи описаны В.Н. Разумовой (1961) в составе железисто-каолиновой подформации верхов верхнего мела – палеоцен-эоцена. Это породы коскакольской и сарысуйской свит Тенгизской и Джезказганской впадин, представленные каолиновыми глинами, кварцевыми песками, песчаниками с кремнисто-гётитовым цементом. Для них характерно наличие вертикально ориентированных пятен и полос гидроокислов железа и опала. В.Н. Разумова считает, что железисто-каолиновая подформация на ряде участков Центрального Казахстана фациально замещается бокситоносной каолиновой (аркалыкская и джартасская свиты), имеющей также позднемеловой – палеоцен-эоценовый возраст. По минералогическому составу обе подформации близки между собой и различаются главным образом появлением бокситоносных пачек и степенью окремнения. В.В. Лавров (1965) полагает, что синхронно с бокситообразованием в ряде депрессий этого же района происходило и угленакопление. Однако необходимо подчеркнуть, что качество данных углей низкое, а площади развития – очень мелкие.

По направлению к Южному Казахстану, Узбекистану и Киргизии, по данным К.В. Никифоровой и В.Н. Разумовой (1959), А.В. Сочавы (1968, 1969), гумидные пестроцветные толщи сменяются аридными красноцветами.

В районах Приаралья, Тургая, Приуралья и Западной Сибири, ограничивающих с севера и запада территорию Центрального и Восточного Казахстана, судя по работам А.Л. Яншина (1953), В.В. Лаврова (1957, 1959, 1965), К.В. Никифоровой и В.Н. Разумовой (1959), Е.В. Шумиловой (1963), И.Г. Зальцмана (1968), В.П. Казаринова и др. (1969), маастрихт-дат-палеоценовые отложения сложены преимущественно морскими толщами, резко отличными по минералогическому составу от охарактеризованных континентальных аналогов Казахстана. Это талицкая, ивдельская, марсятская, ганкинская, парабельская и другие свиты, представленные темно-серыми глинами, местами опоковидными, известковистыми, пиритизированными, переслаивающимися с мергелями и содержащими линзы и прослои песков кварцевых, кварц-глауконитовых.

В пределах впадин Горного Алтая В.С. Ерофеевым и Л.Н. Ржаниковой (1969) также прослежены осадки, формационно идентичные северозайсанской свите и являющиеся ее возрастными аналогами. Они протягиваются еще дальше в восточные окраины Западно-Сибирской низменности, в районы Енисейского кряжа, где выделены К.В. Боголеповым (1961) в составе пестроцветной кремнисто-каолиновой и бокситоносной формации сантон-датского и дат-палеоцен-эоценового возраста.

В юго-восточной части исследованной нами территории (Южное Призайсанье, Кендерлыкская мульда, хр. Саур) в континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации постепенно появляются черты аридной красноцветной сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовой толщи. При этом в породах возрастает роль пролювиальных и такырно-солончаковых фаций, загипсованных или известковистых глин, прослоев и линз красноцветных отложений. Далее, во впадинах Монголии, Китая и в северных отрогах Джунгарского Алатау (Саидов, 1956; Синицин,1961; Барсболд , 1969; Ерофеев , 1969; и др.) отложения позднемелового и палеоценового возраста все больше и больше слагаются аридными континентальными толщами. Это преимущественно красноцветные пачки глин, песков, алевритов, часто сильно загипсованные и известковистые.

Следовательно, континентальная пестроцветная кремнисто-гетит-каолиновая формация, помимо района наших исследований, распространена в Центральном Казахстане, Горном Алтае, Енисейском кряже и ограничена с запада и севера морскими, а с юга и юго-востока - континентальными аридными толщами.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ-ПАЛЕОЦЕНОВОЙ ЭПОХИ

В течение большей части меловой эпохи на территории Восточного Казахстана осадконакопление не происходило. В позднем мелу этот район представлял собой пенепленизированную денудационную равнину, покрытую площадными корами выветривания. В маастрихт-датское время на характеризуемой территории сформировались две крупные области аккумуляции (Зайсанская впадина и Семипалатинское Прииртышье) и началось накопление континентальных, преимущественно глинистых толщ (пестроцветной кремнисто-гётит- каолиновой формации). Максимальная амплитуда прогибания фундамента отмечается в ряде районов Зайсанской впадины, где мощность осадков достигает 150-200 м; в Семипалатинском Прииртышье она не превышает 80-100 м.

Судя по составу слагающих свиту пород, тектонический режим района в позднем мелу - раннем палеогене отличался крайним спокойствием. В ее разрезах преобладают глинистые и глинисто-алевритовые осадки, линзы песков, галечников встречаются редко. Этим она существенно отличается от ряда других свит палеогена (например, турангинской и ашутасской), которые слагаются песчано-алевритовыми породами. Анализ фаций также свидетельствует о выровненном рельефе и пассивном тектоническом режиме той эпохи. В их составе обычно представлены мелкие линзы пролювиально-озерных, пойменных отложений, не выдержанные по простиранию, содержащие слабо сортированный и плохо окатанный материал, накопившийся в слабопроточных или периодически пересыхающих водотоках и застойных водоемах. В то же время орогенные средне-верхнекайнозойские формации Восточного Казахстана слагаются более крупными линзами русловых, пойменных, озерных фаций либо пролювиальных конусов выноса с четко выраженным зональным строением, указывающих на наличие расчлененного рельефа и значительные уклоны местности. Осадки северозайсанской свиты накапливались на протяжении длительного отрезка времени (маастрихт, дат, палеоцен), но их мощности не превышают 100-200 м. В то же время у эоценовых осадков (зимунайская + турангинская + часть тузкабакской свиты) они достигают 300 м, у олигоценовых (аральская и частично павлодарская свита) - 400-600 м, у плиоценовых (часть павлодарской и вторушкинская свита) - 700-800 м. Характерно также и то, что мощности описываемой толщи обычно постепенно убывают от внутренних частей впадин к внешним, а более интенсивное их колебание в ряде периферических разрезов Зайсанской впадины связано с размывом пород в последующие эпохи.

Остатки позднемелового палеоценового пенеплена, разбитого на отдельные блоки системой разломов в более поздние эпохи, хорошо вырисовываются в настоящее время по ряду профилей буровых скважин под породами северозайсанской свиты (например, Торкткалмакский участок). В районе горных сооружений Южного и Рудного Алтая и Саур-Манрака идеально плоские поверхности выравнивания сохранились на вершинах хребтов (часто вместе с древними корами выветривания). Они описаны в работах И.С. Чумакова (1965), В.С. Ерофеева (1969). На фоне сильно расчлененного горного рельефа эти участки поражают своей абсолютно ровной поверхностью.

Все вышеотмеченные факторы несомненно указывают на затухание тектонических движений и пенепленизацию рельефа в позднемеловое - раннепалеогеновое время.

Как уже отмечалось выше, климат в ту эпоху, по данным палеофлористических и палинологических исследований, был субтропическим или тропическим, в целом влажным (гумидным), с сезонами засух. Это подтверждается и литолого-фациальным анализом толщ: они сложены кварц-каолиновыми породами, в которых осуществлялась интенсивная миграция соединений железа. В то же время появление солонцов и такыров, окремнение почв указывают на наличие засушливых сезонов. В самой юго-восточной части исследуемого района по мере приближения к засушливым ландшафтам Центральной Азии в строении разрезов свиты несколько увеличивается роль аридных фаций (этот район можно рассматривать как переходную зону от гумидного к аридному климату).

В позднем мелу - палеоцене характеризуемая территория представляла собой саванну. Открытые водораздельные пространства, заросшие травянисто-кустарниковыми растениями, чередовались с лесными субтропическими зарослями, распространенными на поймах и террасах рек, по берегам озерных водоемов. На этой территории четко выделяются два основных типа ландшафта (см. фиг. 66): низменная аккумулятивная равнина и возвышенная холмистая денудационная равнина с мелкими депрессиями.

Первый тип ландшафтов занимал районы древней Зайсанской впадины и Семипалатинского Прииртышья. Здесь простиралась пологонаклонная пролювиальная равнина с долинами рек, приуроченных к небольшим понижениям в рельефе, берега которых были покрыты галерейными лесами. Среди водотоков преобладали мелкие, медленно текущие речки с непостоянным дебитом, часто полностью пересыхавшие в засушливые сезоны и отлагавшие песчано-алевритово-глинистый материал. Более крупные водные артерии, приносившие грубообломочные осадки, встречались очень редко: линзы галечников и песков в большинстве случаев не протягиваются на большие расстояния, а быстро сменяются обычными песчано-алеврито- глинистыми породами - отложениями русел мелких рек. В нижней части северозайсанской свиты линзы песчано-галечного материала с крупной параллельной косой слоистостью зафиксированы лишь в районе сопок Кериш, Жуван-Кара, Кара-Бирюк, в разрезе Динозавровый, у поселков Зайсан и Алексеевка. В средней части разреза свиты подобные породы наблюдаются в разрезах Керши, Чакельмес и установлены по скважинам у пос. Торт-Калмак, севернее мыса Бакланий и на некоторых других участках. Интересно, что даже среди аллювиальных толщ, заполняющих древние крупные долинообразные депрессии, встречено очень мало прослоев песчаного материала (русловых фаций). Основное развитие здесь получают многочисленные мелкие линзы алевритово-глинистых пойменных отложений. Подобные долинообразные депрессии, заполненные аллювием (см. фиг. 66), в Северном Прииртышье установлены в районе сопок Кериш-Жуван-Кара, а в Южном Призайсанье - у г. Зайсан. Сравнительно крупные линзы руслового песчано-галечного материала тяготеют в них только к низам разреза свиты, а основная его часть сложена глинисто-алевритовыми пойменными осадками.

Следовательно, в позднем мелу - палеоцене даже в пределах сравнительно больших долинообразных депрессий не существовала единая крупная водная артерия, а имелась серия мелких речек. Все эти водотоки устремлялись к центральной части впадины, где располагался базис их разгрузки. Как уже отмечалось, центрально-зайсанские разрезы мел-палеогеновых толщ пока не изучены, так как они перекрыты мощной толщей более молодых по возрасту осадков, а также отложениями дельты р. Черный Иртыш, озером Зайсан и Бухтарминским водохранилищем. Поэтому можно лишь предполагать их строение. Скорее всего в этой части впадины располагалась такая же крупная долинообразная депрессия с серией мелких рек и водоемов (Пра-

Иртыш и Пра-Черный Иртыш), по которым в условиях в общем гумидного климата происходило удаление избытка воды. Фрагменты руслового аллювия этих рек можно наблюдать у пос. Куйган (см. фиг. 6, I,). Он вскрыт также рядом скважин на левом берегу р. Черный Иртыш в районе сопок Ак-Тобе (см. фиг. 6, III, X).

На существование крупной транзитной долины для той эпохи указывают и общегеологические данные. Ведь в бессточной впадине в периоды увлажнения должен был возникнуть крупный озерный водоем. Быстрому его заполнению водой могли способствовать глинистое ложе и небольшое превышение бортовых частей котловины над центральными. В этом случае осадки крупного водоема несомненно были бы зафиксированы в разрезах Зайсанской впадины, примыкающих к ее центральным частям (Чакельмес, Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш, Черный Иртыш, Актобе, Зайсанская опорная скважина и др.). Поскольку они не обнаружены, значит существовала транзитная долина, по которой происходил сброс воды из котловины. Совпадала ли она с современной долиной рек Черный Иртыш и Иртыш? Скорее всего да. В большинстве остальных участков впадины имеются либо обнажения свиты, либо вскрывающие ее разрезы буровые скважины, в которых наличие таких аллювиальных осадков не было установлено.

Доказательства большой древности современной речной сети имеются в работах Н.Н. Горностаева (1933), Н.Г. Кассина (1936), Ю.П. Селиверстова (1956), Л.А. Никитюк (1962), И.С. Чумакова (1965), В.С. Ерофеева, В.М. Мацуя, Ю.Г. Цеховского (1966, 1968). В.С. Ерофеев (1969) приводит убедительные аргументы для доказательства унаследованного развития альпийских структур всей южной периферии Алтая, которое началось с позднемеловой эпохи. В это время возникали основные структуры данной территории: области аккумуляции – Зайсанская впадина и Семипалатинское Прииртышье (последнее представляло собой часть Кулундинской структуры) и области сноса – поднятые участки Алтай – Саур – Тарбагатай, Калба – Чингиз. Одновременно с этим происходило заложение древней речной сети. Древние зоны крупных тектонических разломов, разграничивавшие вышеперечисленные структуры, к которым и сейчас приурочена р.Иртыш (Иртышская зона смятия, Калба – Нарымский разлом, Зайсанский региональный разлом), являлись наиболее удобным местом для формирования транзитной речной долины.

В дальнейшем существенной перестройки плана тектонических структур не происходило, что способствовало сохранению плана речной сети. В Семипалатинском Прииртышье аллювиальные толщи, слагающие основную часть разреза северозайсанской свиты у поселков Черемушки, Белокаменка и вскрытые скв. 52 у пос. Известковый, видимо, тоже представляют собой отложения Пра-Иртыша.

Второй тип ландшафта характеризуемой территории представлял собой возвышенную слабохолмистую денудационную равнину с мелкими депрессиями. Она простиралась на территории Южного Алтая, Саура, Манрак-Тарбагатая, Чингиза, Калбы и окружала древние области аккумуляции. На фоне пенепленизированного рельефа здесь возвышались невысокие холмы и сопки, окруженные делювиально-пролювиальными шлейфами. Обязательной принадлежностью этих ландшафтов были реки, питавшие речную сеть областей аккумуляции. Однако аллювиальные отложения встречены лишь в единичных случаях на Южном Алтае (см. фиг. 6, IX, разрезы Кара-Агаш и севернее пос. Карой). Они представлены выветрелыми заглинизированными русловыми песками с линзами пойменных алевритов и по строению существенно не отличаются от осадков мелких равнинных рек областей седиментации. В других районах древних областей денудации аллювиальные толщи пока не установлены. Это и неудивительно: мощность данных осадков здесь была небольшая; кроме того, именно древние долины наиболее часто наследуются реками более поздних эпох и, следовательно, являются участками проявления интенсивных процессов эрозии.

Следует отметить, что в недавно опубликованной работе Е.А. Мининой и Б.А.Борисова (1969) дается иное описание палеогеографической обстановки для районов Северного Призайсанья и Южного Алтая.

В позднемеловое время упомянутые авторы предполагают здесь развитие серии крупных речных долин, отложивших большие поля кварцевых галечников. Основанием для подобных выводов послужило отнесение к верхнемеловым отложениям палеонтологически плохо охарактеризованной толщи кварцевых галечников и песков, которая ранее датировалась большинством геологов на территории Южного Алтая средним – верхним палеогеном либо неогеном (Москвитин, 1946; Великовская, 1954; Ерофеев и др., 1968, Ерофеев, 1969; и др.).

Действительно, в основании ряда разрезов северозайсанской свиты позднемелового возраста (районы Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш, Торт-Калмак) содержатся линзы кварцевых галечников среди глинистых и глинисто-алевритовых пород. Но еще более часто слои кварцевых галечников и песков встречаются в верхнеэоценовой турангинской свите. Подобные грубообломочные осадки эоценового возраста обнажаются, например, у сопок Кериш, где они подстилаются глинистыми породами северозайсанской свиты (в последней здесь также содержатся линзы кварцевых галечников). Северо-восточнее сопок Кериш линзы кварцевых галечников в песках турангинской свиты вскрыты в скважинах 252, 233; они контактируют здесь через размыв с глинистыми породами северозайсанской свиты. Таким образом, линзы грубообломочного кварцевого материала присутствуют как в стратифицированных отложениях верхнеэоценовой турангинской, так и в верхнемеловой - палеоценовой северозайсанской свитах. Возникает вопрос: к какой части сводного разреза верхнего мела и палеогена следует отнести вышеотмеченную, палеонтологически плохо охарактеризованную толщу кварцевых галечников, песков, алевритов, развитую у северных отрогов Зайсанской впадины (обнажения Аулье-Булак, левобережье р.Такыр) и на территории Южного Алтая (поселки Горное, Джеланаш, Майкопчегайский грабен, Курчумский хребет и др.)?

Е.А. Минина и Б.А. Борисов (1969) считают, что данную толщу можно сопоставлять только с верхнемеловыми отложениями Зайсанской впадины (низами северозайсанской свиты). Мы же вслед за Ерофеевым (1969) относим ее к верхнеэоценовой турангинской свите. Чем же это вызвано?

В глинисто-алевритовой северозайсанской свите (пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации) на территории Северного Призайсанья линзы кварцевых галечников чередуются с прослоями пестро-красных алевритов, глин и часто содержат горизонты почвообразования и выветривания. В породах наблюдаются вертикальные красные пятна, полосы, а также стяжения и конкреции гётит-гематита и опала. Подобные разрезы верхнемеловых пород представлены в районе обнажений Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Кериш и др.

В песчано-алевритовой турангинской свите Зайсанской впадины (углисто-сидерит-колчеданной формации) прослои кварцевых галечников чередуются с линзами углистых, гумусированных глин и алевритов темно-серого до черного цвета и часто содержат включения растительного детрита, конкреции пирита или сидерита. В обнажениях породы турангинской свиты часто окисляются, приобретая пепельно-серые или белые цвета, причем конкреции пирита и сидерита замещаются лимонитом, ярозитом и гипсом.

Сопоставление песчано-галечниковых толщ Южного Алтая и северного обрамления Зайсанской впадины без всякого сомнения позволяет отнести их также к углисто-сидерит-колчеданной формации, идентичной верхнеэоценовой турангинской свите (как это и считалось ранее В.С. Ерофеевым, 1969). Верхнемеловые породы, развитые в Южном Алтае (разрезы Карой, Такыр) и у северной границы Зайсанской впадины (обнажение Букомбай), по литологическому составу резко отличаются от данной эоценовой толщи.

В качестве доказательства единого возраста кварцевых галечников Южного Алтая и галечников северозайсанской свиты Зайсанской впадины Е.А. Минина и Б.А.Борисов отмечают присутствие в тех и других обломков кислых эффузивов. Но сам этот факт еще не позволяет сделать подобные выводы, так как в течение всей палеоценовой, неогеновой и четвертичной истории казахской части Алтая размывались поля кислых эффузивов, развитые в наиболее поднятой северной его части. Поэтому присутствие обломков кислых эффузивов в разновозрастных кайнозойских отложениях Северного Призайсанья вполне закономерно и свидетельствует о том, что положение питающих провинций за все это время существенно не изменялось.

К сожалению, находки палеонтологических остатков в эоценовых осадках Южного Алтая крайне редки. Только в 1941-1945 гг. в прослоях глин среди кварцевых галечников шурфа 208 на территории Южного Алтая у пос. Джеланаш А.И. Москвитиным были собраны отпечатки листовой флоры. М.Ф. Нейбург определила из этих остатков такие типично палеогеновые формы, как Salix sp. Caria, возраст данной флоры был установлен ею как олигоцен - миоцен. По мнению Е.А. Мининой и Б.А. Борисова (1969), эти несколько отпечатков флоры, монографически не обработанные, не могли служить убедительным аргументом палеогенового возраста толщи. Однако выводы М.Ф. Нейбург о возрасте вмещающих пород близки к результатам наших литолого-

фациальных и формационных исследований. В самое последнее время, исходя из устного сообщения Б.А. Борисова, И.А. Ильинская вновь пересмотрела коллекцию южноалтайской флоры и датировала ее верхним эоценом, что вполне согласуется с отнесением вмещающих ее осадков к верхнеэоценовой турангинской свите.

Следовательно, изменению датировки возраста верхнеэоценовых галечников Южного Алтая на верхнемеловой противоречат результаты литолого-фациальных, формационных и палеофлористических исследований. Поэтому вышеотмеченные палеогеографические построения Е.А. Мининой и Б.А. Борисова не могут быть приняты.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЦЕССОВ СЕДИМЕНТО- И ЛИТОГЕНЕЗА

Для получения представлений о процессах литогенеза пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации остановимся более детально на описании всех их составных звеньев, в которые входят:

1. Подготовка исходного материала в области денудации.
2. Условия транспортировки и осаждения материала.
3. Диагенез, экзодиагенез и постдиагенетические преобразования осадков.

Подготовка исходного материала в области денудации

Выше было показано, что весь терригенный материал, слагающий тело пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации, представлен преимущественно продуктами переотложения кор выветривания. В позднемеловое – палеоценовое время глинистый элювий сплошным чехлом покрывал фундамент областей денудации, которые представляли собой возвышенную, слабо холмистую денудационную равнину. В ту эпоху существовало два основных типа коры выветривания: на эффузивно-осадочных или интрузивных породах кислого – среднего состава формировался каолиновый элювий, на основных или ультраосновных по составу породах – монтмориллонитовый. Площади распространения каолинового элювия намного превышали участки развития монтмориллонитового, и поэтому последний почти не оказывал существенного влияния на состав терригенного материала, слагавшего тело формации. Лишь в Южном Призайсанье роль его возросла, так как ультраосновные и основные породы слагают здесь сравнительно большие участки фундамента.

Краткое описание этих типов кор выветривания, местами сохранившихся от размыва и сейчас, было дано в гл. IV. Напомним, что их мощность обычно не превышает 10–20 м, но в зонах разломов местами достигает 50–100 м.

В течение всей позднемеловой – палеоценовой эпохи процессы денудации не приводили к размыву глинистого элювия и вовлечению в зону миграции значительных масс полимиктовых по составу обломков материнских пород: установилось определенное равновесие, при котором скорость денудации и сноса не превышала скорость нарастания коры выветривания. Это связано с изменением в строго определенных пределах интенсивности тектонических движений того времени. В результате толщина элювиального глинистого чехла, покрывающего породы фундамента, практически не изменялась. Поэтому мел-палеоценовое время нельзя рассматривать как эпоху разрушения и переотложения какой-то ранее сформировавшейся коры выветривания. На протяжении всего этого периода протекали мощные процессы выветривания, действие которых распространялось и в область аккумуляции, где элювиальные процессы часто дополнительно преобразовывали непрерывно поступавший материал размываемой коры.

Пенепленизированный рельеф и отсутствие глубоких врезов приводили к тому, что обычно разрушались самые верхние части профиля каолиновой коры выветривания. Этим и объясняется поступление в область аккумуляции кварца, каолинита, ильменита, магнетита, циркона, турмалина, местами касситерита, т.е. устойчивых к выветриванию минералов. В качестве небольшой примеси иногда среди обломков присутствуют остатки исходных пород и минералов: полевых шпатов, слюд, песчаников, сланцев, гранитов, а также продукты начальной стадии их преобразования – монтмориллонит, гидрослюды.

Монтмориллонитовый элювий основных и ультраосновных пород служил в свою очередь поставщиком монтмориллонита, эпидота, пироксенов, магнетита, лейкоксена.

В единичных случаях из питающих провинций приносились более сложные минеральные ассоциации. Это происходило там, где была полностью разрушена самая верхняя глинистая зона профиля и в область миграции временно вовлекались полимиктовые по составу обломки. Среди глин здесь основную роль начинали играть монтмориллонит-гидрослюдистые минералы. Примером таких пород является вышеохарактеризованная линза делювиальных отложений в основании разреза северозайсанской свиты у горы Чакельмес. Подобный более полиминеральный материал частично дозревал в областях седиментации в горизонтах выветривания.

Если вопрос о составе терригенного материала, поступавшего в области аккумуляции в эпохи мощного корообразования, не вызывает особых разногласий у геологов, то представления о качественном и количественном содержании химических и коллоидных соединений, мигрирующих в водотоках того времени, являются дискуссионными.

В.П. Казаринов (1958), В.П. Казаринов, В.И. Гратов и другие (Выветривание и литогенез, 1969), например, предполагают, что в орогенной обстановке при разрушении горной системы породы лишаются преимущественно соединений хлора и серы. В условиях постепенного выравнивания рельефа из них выносятся главным образом щелочные и щелочноземельные основания, железо. В обстановке пенепленизированного рельефа, когда формируются мощные коры выветривания, начинается интенсивная миграция и перераспределение кремнезема и железа. Соответственно в орогенной обстановке возникают терригенные и угленосные осадки, иногда с хемогенными солями, которые при выравнивании рельефа замещаются известковистыми, железисто-карбонатными осадками, и, наконец, в условиях пассивного тектонического режима возникают мощные коры выветривания, образуются железисто-кремнистые формации.

В.П. Петров (1967) считает, что данные выводы В.П. Казаринова вряд ли правильны. Он пишет (стр. 288): "Все вещества выносятся из выветривающихся пород сразу. Количество выносимых продуктов зависит от петрографического состава исходных и новообразованных пород и от количества выветривающихся пород... Последовательность выделения различных окислов, принятая В.П. Казариновым, в действительности не существует".

Хотя и с нашей точки зрения некоторые аргументы противников В.П. Казаринова теоретически звучат убедительно, тем не менее материал литологического изучения пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации свидетельствует, что ее породы повсеместно лишены карбонатных минералов и обогащены соединениями аутигенного кремнезема и железа, что в общем подтверждает выводы В.П. Казаринова. Но, с другой стороны, заслуживает внимания тот факт, что на юге характеризуемого района в данной толще мы наблюдаем значительные скопления гипса, формирование которого говорит о продолжающейся миграции серы. Конечно, не следует также считать, что перемещение аутигенных соединений железа характерно лишь для формаций, возникших в условиях пассивного тектонического режима. Ведь большие скопления железистых минералов в форме сидерита, пирита, лептохлоритов, шамозита фиксируются и в формациях, возникших в орогенной обстановке.

В целом же специфический состав аутигенных минералов континентальной кремнисто-гётит-каолиновой формации Восточного Казахстана все же может свидетельствовать о необычном (для современных условий) составе коллоидных и химических соединений, мигрирующих в мел-палеоценовых водотоках данной территории. В них главенствующую роль играли гидроокислы железа и окислы кремнезема, которые и перераспределялись в осадках северозайсанской свиты. С нашей точки зрения связь данного парагенеза аутигенных минералов с мощным чехлом каолиновой коры выветривания бесспорна.

Пенепленизация рельефа в позднемеловое – палеоценовое время и затухание тектонических движений не следует рассматривать как эпоху идеального выравнивания местности и исчезновения процессов эрозии (Петров, 1967). Результаты литолого-фациального анализа северозайсанской свиты свидетельствуют о том, что и в периоды мощного корообразования фиксируются более поднятые участки (возвышенная денудационная пенепленизированная равнина с пологими холмами) и области слабых прогибаний (низменная аккумулятивная равнина). Конечно, в таких условиях скорость разрушения поверхности денудационной равнины резко сокращалась. Однако считать, что процессы эрозии прекращались совсем и накопление осадочного материала не происходило, неправильно. Иное дело, что величина эрозии на единицу времени в

характеризуемую эпоху, по сравнению с орогенными периодами, уменьшалась. При этом устанавливалось определенное равновесие, и за тот промежуток времени, когда размывалась верхняя часть профиля коры выветривания, происходило параллельно нарастание ее за счет нижней зоны профиля. Таким образом, на протяжении длительного отрезка времени (позднего мела – палеоцена) в условиях стабильно пассивного тектонического режима мог быть эродирован не один десяток метров мощности пород в областях денудации, а величина элювиального глинистого чехла сохранялась неизменной.

Следовательно, и в условиях максимальной пенепленизиции рельефа суша, покрытая плащом коры выветривания, возвышаясь над морем, служила непрерывным поставщиком в него терригенного и хемогенного материала. Последний, так же как и в другие эпохи, частично оседал на суше в областях прогибаний рельефа, образуя пласты осадочных пород. Правда, мощность этих осадков обычно невелика, а в ряде районов они могут быть совершенно уничтожены последующими процессами эрозии. Там, где данные породы сохранились, их изучение позволяет расшифровать условия, господствовавшие на континенте в эпохи корообразования.

Условия транспортировки и осаждения материала

Продукты разрушения кор выветривания поступали в области аккумуляции двумя основными путями: во временных водотоках, отлагавших делювиально-пролювиальные осадки, и в постоянно действовавших реках. По строению пролювиальные отложения, образовавшиеся в условиях пенепленизированного рельефа, в значительной мере отличаются от современных осадков данной генетической группы, возникшей в эпоху орогенеза (Ботвинкина, 1962, Шанцер, 1966). В большинстве своем пролювий четвертичной эпохи образует крупные конусы выноса и сложен грубообломочным материалом. В его строении фиксируются стрежневые фации, сложенные песчано-галечными осадками, которые постепенно к периферии сменяются песчаными и песчано-глинистыми породами.

Пролювий северозайсанской свиты обычно имеет глинисто-алевритовый и песчано-глинистый состав. В условиях плоскостного смыва в ландшафте пенеплена не могли существовать крупные временные водотоки: они распадались на серию мелких, интенсивно блуждающих потоков. Поэтому пролювиальные отложения характеризуемой формации состоят из серии линзочек плохо сортированного глинистого, глинисто-алевритового или песчано-глинистого материала, испытавшего многократное переотложение в пределах слабонаклонной равнины. Такая обстановка осадконакопления не могла, конечно, привести к существенному проявлению процессов механической дифференциации, которые играют определенное значение в сортировке обломков, слагающих современные пролювиальные конусы выноса.

Условия накопления аллювиальных осадков позднемеловой – палеоценовой эпохи также отличались большим своеобразием. В подавляющем большинстве случаев реки того времени представляли собой мелкие, медленно текущие, интенсивно блуждающие водотоки с узкими речными долинами и невысокими глинистыми берегами; они часто распадались на протоки. Большое развитие в ландшафте речной долины получали участки с серией мелких водоемов, часто заболоченных, в которых формировались алевритово-глинистые толщи. В аллювиальных отложениях русловые фации имеют значительно меньшее распространение и сложены в основном плохо сортированным гравийно-песчано-алевритовым и глинистым материалом с слабо окатанными обломочными зернами. В период засух уровень воды в реках падал, сокращались площади развития водоемов и заболоченных пространств на пойме, полностью пересыхали наиболее мелкие из них, и на осадках аллювиального генезиса в ряде случаев формировались пролювиальные отложения. Неглубокий врез речной сети приводил к сравнительно быстрому заполнению осадками мелких долин и способствовал боковому блужданию речной сети. Накопившиеся в них илы попадали в аэральную обстановку и подвергались воздействию процессов окисления и выветривания. Следовательно, и в реках процессы физической сортировки обломочного материала проявлялись слабо.

Отсутствие крупных, длительно существующих водоемов не способствовало химической дифференциации поступавшего материала и накоплению хемогенных либо органогенных пород. Лишь в юго-восточной части характеризуемой территории сущест-

вовали единичные мелкие озера, где отлагались глинисто-мергелистые породы небольшой мощности. Таким образом, и в аллювиально-озерной обстановке формировались плохо и среднесортированные песчано-глинистые и глинисто-алевритовые осадки с угловатыми обломочными зернами. Это в значительной мере отличает отложения рек и озер времени образования северозайсанской эпохи от современных.

Как известно, в современную эпоху большую роль в транспортировке и концентрации некоторых элементов играют грунтовые воды. Какова же была их роль в ландшафтах позднемелового – палеоценового времени? В условиях проявления процессов мощного выветривания насыщенность вод химическими соединениями различных элементов, видимо, возрастала, по сравнению с периодами активизации тектонических движений, когда переносился главным образом химически мало разложенный материал. Небольшие уклоны рельефа ландшафта пенеплена и глинистый состав пород (как в зоне аккумуляции, так и в зоне денудации, где были развиты площадные коры выветривания) способствовали медленной фильтрации вод через породы, что в условиях жаркого субтропического климата несомненно повышало их насыщенность элементами как в растворимой, так и в коллоидной форме. Но все же роль грунтовых вод как в общем балансе транспортируемого вещества в зону аккумуляции, так и в создании крупных скоплений ряда компонентов (например, железа) была по сравнению с эпохами орогенеза невелика. Пенепленизированный рельеф и малые глубины вреза речной сети обусловливали небольшую мощность зоны активной миграции грунтовых вод, что резко снижало их долю участия в перемещении и концентрации компонентов. Не способствовал этому процессу и преобладающий глинистый состав вмещающих пород, принимавших участие в строении осадочного чехла, которые можно рассматривать как водоупоры. Лишь в почвах, где даже слои глин вследствие деятельности червей, термитов и корней растений приобретали комковую структуру, становились пористыми и водопроницаемыми, осуществлялась медленная горизонтальная миграция растворов к областям разгрузки. Эти почвенные воды оказывали большое влияние на минералогический состав ранее охарактеризованных профилей выветривания.

Диагенез, экзодиагенез и постдиагенетические преобразования осадков

Вслед за М.С. Швецовым (1958) и Е.В. Шанцером (1966) мы разделяем постседиментационные процессы, способствующие превращению осадков в породу, на две группы: 1) протекающие в субаквальной обстановке (диагенез) и 2) в субаэральной (экзодиагенез). Ниже рассмотрим особенности проявления этих процессов в осадках делювиально-пролювиального и аллювиального генезиса.

В результате усыхания или блуждания временных водотоков мелкие линзочки делювиально-пролювиального и пролювиально-озерного материала часто оказывались на поверхности и подвергались воздействию процессов окисления, почвообразования и выветривания. При этом органические соединения в них быстро разлагались, а минералы закисного железа окислялись. Одновременно происходило уплотнение осадка. Во время нового цикла седиментации порода либо захоронялась, либо перемывалась вновь. Если же перерыв в осадконакоплении на данном участке продолжался сравнительно долго, возникал профиль выветривания.

Подобную судьбу имели и аллювиальные толщи. В результате блуждания речной сети либо ее частичного усыхания в засушливые сезоны бо́льшая часть отложившихся аллювиальных осадков также оказывалась на поверхности, их постигала участь делювиально-пролювиальных осадков.

В условиях субтропического климата на пойме и террасах рек и берегах озер произрастала богатая лесная травянистая растительность, о чем говорит обилие в осадках корешков, веток, замещенных гётит-гидрогётитом либо гематитом, скопления фитолитов, отпечатков флоры. Результаты же химического анализа данных пород свидетельствуют об отсутствии в них органического углерода. Следовательно, вся масса растительности разлагалась на поверхности осадков, и даже существование сильно заболоченных участков на пойме не нарушало этого процесса. Пассивный тектонический режим не приводил к устойчивому и быстрому прогибанию

болотистых участков, где могла скапливаться большая масса растительного вещества. При небольшой скорости накопления осадков оседавшие массы органики не успевали в течение одного цикла седиментации глубоко захорониться и разлагались. Все это предопределяло незначительную интенсивность последующих процессов диагенеза, протекающих в осадках руслового или пойменного генезиса.

Лишь в единичных случаях среди погребенных аллювиальных толщ встречаются мелкие линзы пойменных пород, испытавшие обычные диагенетические преобразования – это вышеохарактеризованные флороносные пласты, содержащие растительный детрит. В этих осадках встречены конкреции пирита, сидерита, часто образующие псевдоморфозы по корешкам и веткам; на поверхности обнажений в большинстве случаев они замещаются ярозитом, гипсом и лимонитом.

Следовательно, в формировании как делювиально-пролювиальных, так и аллювиально-озерных отложений этой эпохи процессы экзодиагенеза играли главную роль. Линзы пород, прошедших обычные диагенетические преобразования, слагают менее 1% объема осадков.

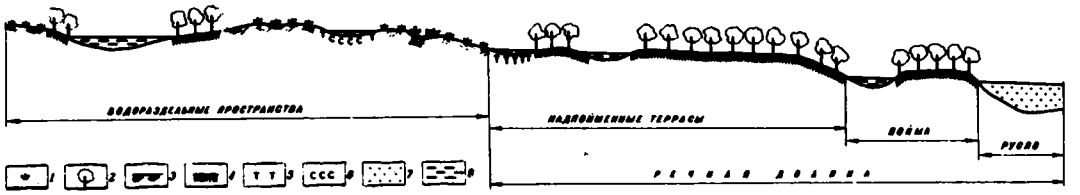
Формирование солончаков, такыров и горизонтов выветривания также следует рассматривать как своеобразное проявление процессов субаэрального диагенеза.

Следует отметить, что М.С. Швецов (1958) противопоставляет процессы выветривания и экзодиагенеза. Он пишет: "Как правило, выветривание – процесс, разрыхляющий уже существующую породу превращающий ее в скопление часто почти не связанного материала, а экзодиагенез – процесс, превращающий отложившийся рыхлый осадок в породу, обычно делающий жидкий или рыхлый материал связанным или даже твердым" (стр. 34). Приведенные определения процессов выветривания М.С. Швецова могут быть справедливы в какой-то мере лишь для выветривания магматических или метаморфизованных пород, часто слагающих фундамент, да и то далеко не всегда. Например, окремненные или ожелезненные горизонты кор выветривания часто бывают более твердыми, чем исходные породы. Если же процессы почвообразования и выветривания развиты на не измененных метаморфизмом либо эпигенезом осадочных толщах (например, поверхности современных речных террас, междуречья и водоразделы долин областей аккумуляции), то в формирующихся почвенных профилях, как известно, возникают две различные зоны: верхняя – более рыхлая (осветленный слой в подзолистых почвах) и нижняя-более плотная и твердая (иллювиальный слой).

Следуя вышеприведенному определению М.С. Швецова, верхнюю часть почвенного профиля следует считать прошедшей через стадию выветривания, а нижнюю – экзодиагенеза. В качестве одного из примеров типичной породы, испытавшей воздействие процессов субаэрального диагенеза, М.С. Швецов приводит лёсс. В нем встречаются гумусированные погребенные почвенные горизонты, однако по плотности и твердости последние обычно не отличаются от вмещающих пород. В лёссах часто наблюдаются уплотненные участки – почвенные горизонты, содержащие систему нитьевидных пор и трещин преимущественно вертикальной ориентировки, возникших за счет разрушения корешков растений и часто заполненных карбонатами.

Следовательно, при процессах почвообразования или выветривания параллельно с разрыхлением какой-либо одной части осадка часто происходит уплотнение другой его части. Если же считать (Швецов, 1958, стр. 33), что экзодиагенез – это диагенез в поверхностных условиях, то, конечно, не следует изолировать процесс накопления субаэральных осадков от процессов почвообразования и выветривания. Именно последние вызывают глубокое преобразование осадка, первоначально отложившегося либо в водной среде, либо с помощью ветра, определяют конечный минералогический состав формирующейся породы и часто превосходят по интенсивности преобразования исходного материала процессы диагенеза. Окисление же формирующихся осадков в поверхностных условиях можно рассматривать как начало их выветривания.

Во время формирования отложений северозайсанской свиты такыры и солончаки обычно развивались на осадках аллювиального или пролювиально-озерного генезиса. В пределах речных долин они большей частью тяготели к ее бортам и формировались на пойме либо на террасах. На водораздельных пространствах такыры и солончаки были приурочены к мелким депрессиям и понижениям, где накапливались осадки пролювиально-озерного генезиса. В засушливые сезоны в солончаках формировались



Фиг. 69. Схематический разрез верхнемеловой – палеоценовой аккумулятивной равнины с различными видами растительного покрова и типами почвенных профилей

1 – травянистые пространства; 2 – лесные массивы; 3 – почвы травянистых пространств; 4 – лесные почвы; 5 – такыры; 6 – солончаки; 7 – русло реки; 8 – озерные водоемы

конкреции гипса, а в такырах последний заполнял вертикальные трещины на глубину 0,5–4 м, а иногда 6–8 м.

Образование горизонтов выветривания (фиг. 69) происходило как в переменно-влажных травянистых, так и в увлажненных лесных участках саванны на породах различных фаций. Для этого необходимы следующие основные условия: 1) временное прекращение процессов осадконакопления на какой-то части аккумулятивной равнины и выведение отложившихся осадков на дневную поверхность; 2) процессы эрозии на поверхности данного участка не должны приводить к интенсивному смыву пород.

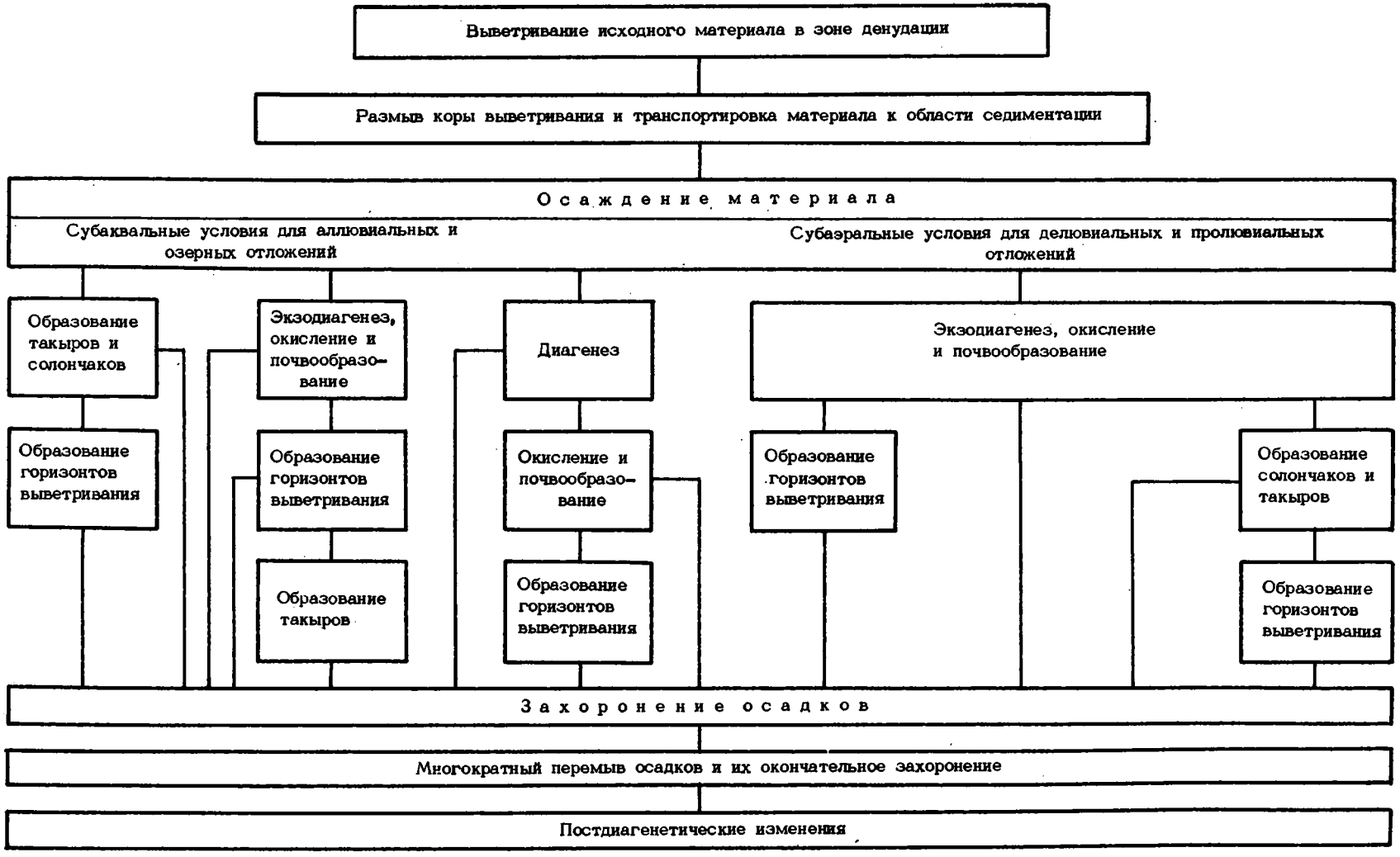
В ландшафтах пенеплена такие участки встречались довольно часто. Наиболее благоприятные условия для проявления элювиальных процессов существовали на плоских возвышенностях, водоразделах, речных террасах. Здесь в первую очередь и формировались горизонты выветривания; их мощности и площади распространения были различными. Вполне понятно, что профили выветривания выклинивались по простиранию как в наиболее пониженных частях аккумулятивной равнины, где синхронно с их образованием продолжалось накопление осадочных пород, так и на тех участках, где происходила более интенсивная эрозия положительных форм рельефа и процессы механического разрушения пород опережали их химическое выветривание.

Минералогический состав и строение профилей выветривания зависили от многих причин. Главными из них являлись состав исходных пород (каолиновый или монтмориллонитовый) и приуроченность профилей к определенным частям ландшафта саванны (см. фиг. 69). В увлажненных участках с лесными зарослями, тяготеющих к побережью рек или озерных водоемов, процессы почвообразования и выветривания приводили к перераспределению соединений железа, каолинизации монтмориллонита и гидрослюд, содержащихся в виде примеси к каолиниту в исходных породах. В пределах водораздельных пространств саванны, заросших травянисто-кустарниковой растительностью, где наиболее ярко проявлялась смена влажных и сухих сезонов, происходило окремнение верхних частей профиля выветривания, аллофанизация каолинита, перераспределение гидроокислов железа или превращение ферримонтмориллонита в алюминиевый монтмориллонит либо в смешаннослойные монтмориллонит-гидрослюдистые минералы. Если в ландшафтах древних областей аккумуляции массивы лесов и травянистые пространства чередовались примерно в равной пропорции, то в областях денудации основные площади занимала травянистая саванна.

Большое влияние на формирование горизонтов выветривания оказывали почвенные воды. Корни растений, черви, термиты разрыхляли даже самые плотные глинистые породы, которые становились водопроницаемыми. Так как залегающие в основании почвенных профилей исходные глины препятствовали вертикальной миграции вод, начиналось медленное горизонтальное передвижение последних в более пониженные участки местности. Причем во влажные сезоны с почвенными и псевдоглеевыми водами были связаны миграция и перераспределение соединений железа, каолинизация исходных пород. В сухое время года в степных участках формировались более щелочные растворы, которые способствовали аморфизации каолинита или возникновению алюминиевых монтмориллонитов, а в единичных случаях – накоплению кальцита и гипса.

Схема процессов литогенеза континентальной пестроцветной кремнисто- гётит-каолиновой формации

Таблица 18



Поскольку рельеф местности в различных участках аккумулятивной равнины с течением времени изменялся, условия для возникновения горизонтов выветривания то появлялись, то исчезали. Смещение центров более интенсивного накопления осадков обусловило неодинаковое проявление процессов выветривания в различных участках аккумулятивной равнины. Как отмечалось выше, горизонты выветривания центральных частей древних областей аккумуляции обычно бывают разобщены в вертикальных разрезах пластами невыветрелых пород; по направлению к областям денудации выветрелые породы как бы сливаются в единые пестроцветные пачки (см. фиг. 68). И этот факт вполне понятен. Именно в областях денудации той эпохи, когда господствовали процессы мощного химического разложения коренных пород, выветриванию подвергался также и осадочный материал (возникший за счет переотложения коры выветривания), заполнявший мелкие депрессии либо накапливавшийся у склонов холмов и сопок.

Причем здесь горизонты выветривания уже практически сливаются с подстилающими образованиями коры выветривания фундамента, образуя с ней единый комплекс пестроокрашенных пород. Но первые обычно имеют более грубообломочный состав, часто сохраняют признаки слоистой осадочной толщи и отделяются границей размыва от глинистого элювия дислоцированных толщ фундамента.

Таким образом, все звенья литогенетических процессов времени формирования северозайсанской свиты характеризуются специфическими чертами, отличающимися от современных. В совокупности (табл. 18) они и привели к образованию пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации, которая представляет собой продукт переотложения гумидных кор выветривания в условиях пассивного тектонического режима и субтропического переменно-влажного климата; она содержит многочисленные линзы пород, сильно преобразованных процессами почвообразования и выветривания в зоне осадконакопления.

Постдиагенетические процессы не оказали заметного влияния на облик характеризуемых пород. Обнажаясь в настоящее время в различных участках территории Восточного Казахстана, эти отложения не испытывают существенных изменений по сравнению с разрезами, вскрываемыми буровыми скважинами. Этим породы северозайсанской свиты существенно отличаются, например, от палеогеновых углистых формаций данного района (Ерофеев, 1969), процессы окисления которых в обнажениях резко изменяют их облик.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Особенности вышеохарактеризованных процессов литогенеза обусловили формирование в континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации на территории Восточного Казахстана закономерных сочетаний полезных компонентов. Огнеупорные и бентонитовые глины, кварцевые пески, циркон-ильменитовые или касситеритовые россыпи, скопления гипса, – вот тот набор ценных пород и минералов, которые были обнаружены (привязка всех месторождений дана на фиг.66).

Огнеупорные и тугоплавкие глины

Формирование этих полезных ископаемых обусловлено следующими основными причинами: 1) наличием площадной каолиновой коры выветривания в областях сноса; 2) накоплением в областях аккумуляции преимущественно глинистых осадков; 3) дополнительной каолинизацией исходного материала в горизонтах выветривания.

Каолиновые глины слагают бóльшую часть тела формации. Однако в качестве огнеупорных и тугоплавких, конечно, могут быть использованы далеко не все. Этому часто препятствуют плохая сортировка пород, пестрота фаций, повышенное содержание гидроокислов железа или песчаных зерен. Но в целом запасы этого вида сырья в породах формации огромны. Уже сейчас при сравнительно небольших объемах поисковых работ в пределах пролювиально-озерных фаций установлен ряд перспективных месторождений.

На территории Северного Призайсанья геологами Н.М. Пахаруковым и Н.А. Курбаловым разведано Жана-Даурское месторождение огнеупорных глин (см. фиг. 66,3), имеющее промышленное значение. Рудное тело представлено светло-серыми плотными

глинами, местами окремненными. Их огнеупорность изменяется от 1360 до 1710°, интервал спекания свыше 100°, кислотоупорность 92–99%. Глины пригодны и для изготовления строительной керамики.

По данным И.И. Бока, на территории Зайсанской впадины имеются еще два проявления огнеупорных глин – Алексеевское и Чакельмесское (см. фиг. 66, 12 и 6). Первое требует постановки оценочных работ, второе было осмотрено В.С. Ерофеевым и, по его заключению, не представляет практического интереса из-за крутых углов падения пластов.

В Северном Призайсанье, несомненно, могут быть обнаружены и новые крупные месторождения огнеупорных и тугоплавких глин. Нами совместно с В.С. Ерофеевым выделен ряд перспективных площадей для постановки дальнейших поисково-оценочных работ. Это Аркаульский участок, в пределах которого известно крупное Жана-Даурское месторождение огнеупорных глин, участки в районе сопок Керши, Кара-Бирюк, Уш-Кара, Кериш, Актобе, Чакельмес и около пос. Алексеевка. Здесь повсеместно развиты глинистые породы северозайсанской свиты, а перекрывающие отложения либо отсутствуют, либо мощности их незначительны.

На территории Семипалатинского Прииртышья известны Черемуховское и Кривенское проявления огнеупорных глин в отложениях, также относимых нами к северозайсанской свите. Слагающие их глины в общем невысокого качества, по огнеупорности 2–3 класса (1580–1730°), по химическому составу в основном кислые и полукислые. Месторождение Кривенское практического значения не имеет из-за фациальной невыдержанности пород и значительной мощности перекрывающих отложений. Глины Черемуховского месторождения пригодны для изготовления полукислых огнеупорных изделий.

В последние годы геологами Семипалатинской экспедиции Восточно-Казахстанского геологического управления в результате разбуривания верхнемеловых и палеогеновых пород обнаружены новые перспективные проявления огнеупорных глин. Несомненно, что породы северозайсанской свиты, развитые на побережье р. Иртыш между поселками Чаган и Известковый и в обнажениях в районе пос. Черемушки, представляют интерес на поиски этого вида сырья.

Кварцевые пески

Размыв образований коры выветривания обусловил появление в осадочных породах областей аккумуляции обломочных минералов существенно мономиктового состава. Поэтому породы пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации перспективны на поиски месторождений кварцевых песков. Однако существенно глинистый состав характеризуемой толщи, своеобразные условия седиментации (которые разбирались выше) привели к слабому проявлению процессов механической дифференциации. Поэтому линзы песков здесь плохо сортированы, глинистые, фациально не выдержанны. Это является отрицательным фактором при их поисках. Хотя объем проведенных поисково-разведочных работ на кварцевые пески в пределах исследованной территории еще незначителен, тем не менее уже обнаружен ряд проявлений и месторождений этого вида сырья. Все они приурочены к русловым фациям.

В Северном Призайсанье В.К. Яковлевым, Н.М. Пахаруковым и Б.Е. Шевченко разведано месторождение кварцевых песков у мыса Бакланий (см. фиг. 66, 7); изучалось также проявление кварцевых песков у пос. Куйган и в районе солончакового озера Кызыл-Как (см. фиг. 66, 5). Содержание SiO_2 в продуктивных пластах обычно превышает 90%, а значение Fe_2O_3 составляет 1%.

В этом районе перспективными на поиски кварцевых песков являются участки, где мощности перекрывающего осадочного чехла сравнительно невелики и большое развитие в разрезах свиты имеют породы русловых фаций. Это район сопок Чакельмес, Керши, Кара-Бирюк, Жуван-Кара, Уш-Кара, Кериш, Актобе и прилегающий участок левобережья р. Черный Иртыш, у пос. Алексеевка, севернее пос. Торт-Калмак, у пос. Куйган.

На территории Семипалатинского Прииртышья поисками кварцевых песков в отложениях северозайсанской свиты практически не занимались. Выходы ее пород в районе поселков Чаган, Известковое, Черемушки, Белокаменка заслуживают постановки оценочных работ.

Россыпные месторождения

Породы северозайсанской свиты, сложенные преимущественно глинами, накапливались при спокойном тектоническом режиме, и поэтому крупные россыпные месторождения для них в целом не характерны. Но так как в корах выветривания, покрывающих области денудации позднемеловой – палеоценовой эпохи, содержание устойчивых минералов возрастало, при их перемыве могли возникать весьма богатые по содержанию россыпи ильменита, циркона, касситерита, золота, рутила. Правда, в большинстве своем даже в реках той эпохи (как это отмечалось выше) условия для проявления процессов механической дифференциации подавлялись, что дополнительно затрудняло формирование скоплений полезных компонентов.

В настоящее время в осадках характеризуемой свиты установлен ряд мелких россыпей. Одна из них (касситеритовая) найдена и описана В.С. Ерофеевым в северной части Зайсанской впадины, в районе пос. Торт-Калмак (см. фиг. 66, 4). Она приурочена к нижней половине разреза свиты и представляет собой линзу кварцевых песчано-галечно-щебнистых пород аллювиально-пролювиального конуса выноса. Попутным полезным компонентом в ней являются ильменит и рутил. Россыпь была большей частью отработана людьми бронзового века и поэтому практического значения не имеет. Можно вполне согласиться с выводами В.С. Ерофеева о необходимости постановки поисково-оценочных работ на участке Северного Призайсанья между поселками Аркаул и Торт-Калмак. Севернее этих участков в породах фундамента установлена аномальная концентрация касситерита, который мог образовать промышленные скопления данного минерала в аллювиально-пролювиальных отложениях прилегающих районов древней области аккумуляции.

Повышенное содержание ильменита (8–22 кг/т) и циркона (0,5–1 кг/т) в породах характеризуемой свиты фиксируется довольно часто. В частности, по данным Н.М. Пахарукова и В.К. Яковлева, такое их значение установлено на месторождении кварцевых песков у мыса Бакланий и на участке Кызыл-Как. Конечно, подобные небольшие концентрации ильменита и циркона практического интереса не представляют, но они могут добываться попутно при эксплуатации кварцевых песков.

Первая россыпь ильменита (Карауткульская) на территории северо-западной части Зайсанской впадины (см. фиг. 66) была обнаружена недавно. По данным Н.М. Пахарукова, проводившего ее изучение и разведку, песчаный продуктивный пласт в основании северозайсанской свиты залегает здесь с размывом на коре выветривания гранитов, в которой содержание ильменитоносных минералов достигает 15–20 кг/т. В отложениях русел мелких рек мел-палеоценовой эпохи концентрация полезных ископаемых возрастает и достигает 22–25 кг/т. В качестве сопутствующего полезного компонента в песках присутствует циркон.

Следовательно, даже в плохо сортированном русловом аллювии могли возникать повышенные скопления ильменита и рутила, если перемывался элювий, обогащенный титановыми минералами. Поэтому следует продолжать поисковые работы по обнаружению подобных россыпей в северо-западной части впадины, где в ряде участков породы фундамента имеют повышенное содержание данных компонентов. Наряду с этим необходимо провести опробование всех погребенных линз руслового аллювия более крупных рек, известных в районе сопок Кериш, Кара-Бирюк, у пос. Алексеевка и на других участках Северного Призайсанья.

В Семипалатинском Прииртышье В.А. Даргевич также установлены повышенные содержания ильменита (5–6 кг/т) в песках, относимых нами к северозайсанской свите (проявление Черемуховское, см. фиг. 66, 14). Можно согласиться с ее мнением о постановке поисково-оценочных работ на выявление россыпей ильменита в песчаных палеогеновых отложениях, развитых в районе поселков Черемушки и Белокаменка, которые, по нашим данным, относятся к пестроцветной кремнисто-гетит-каолиновой формации и представляют собой фрагменты древнего аллювия р.Иртыш.

Из приведенного материала следует, что мелкие россыпные месторождения в данной формации все-таки возникали. Учитывая это, при последующих геологических работах следует опробовать все сравнительно крупные линзы песчаных и галечных пород с целью поисков промышленных скоплений ильменита, касситерита, циркона, золота.

Бентонитовые глины

Месторождения бентонитовых глин встречаются только на территории Южного Призайсанья. Они представлены преимущественно алюминиевыми монтмориллонитами с частичным замещением алюминия в октаэдрических слоях Mg^{2+}, Fe^{3+}.

Их образование обусловлено следующими причинами: 1) размывом в областях сноса кор выветривания основных либо ультраосновных пород, служивших поставщиком ферримонтмориллонитовых глин; 2) образованием промышленных скоплений алюминиевых монтмориллонитов за счет процессов почвообразования и выветривания исходных ферримонтмориллонитовых глин в условиях переменно-влажной травянистой саванны; 3) образованием промышленных скоплений алюминиевых монтмориллонитов за счет выноса данных минералов из почв переотложения в озерных водоемах.

Изучением месторождений бентонитовых глин Восточного Казахстана занимались многие геологи: В.Н. Щербина, Н.Н. Ощурков и В.Г. Бетехтина (1940–1942 гг.), В.С. Ерофеев, Ю.Г. Цеховский, В.К. Яковлев, М.М. Кравченко, Н.А. Курбалов (1958–1968 гг.). К настоящему времени В.К. Яковлевым и другими разведаны два крупных месторождения: Таганское и Динозавровое.

Важные данные о минералогии Таганского месторождения глин и их промышленно-технологических свойствах были получены М.С. Мирабишвили, С.П. Шипиной и др. Эти исследования свидетельствуют о высоком качестве таганских бентонитов. Они могут быть использованы в нефтеперерабатывающей и масложировой промышленности, для литейного производства, при бурении, в промышленности тонкой керамики, как катализатор при крекинге нефти и других каталитических процессах.

Основные условия, приведшие к формированию бентонитовых глин в северозайсанской свите, были впервые подмечены В.С. Ерофеевым (1964), выделившим их новый генетический тип – многостадийный седиментационно-гипергенный. Анализ палеогеографической обстановки позволил В.С. Ерофееву еще в 1959 г. выделить Приманракский район, перспективный на поиски этого вида полезных ископаемых. В результате поисково-разведочных работ, проведенных на этой площади В.К. Яковлевым, М.М. Кравченко, Н.А. Курбаловым, была открыта серия бентонитовых месторождений. Интересные проявления этих полезных ископаемых были встречены нами и на других участках Южного Призайсанья: у сопок Жак-Тологай (см. фиг. 66, 10) недалеко от родника Чайбулак (см. фиг. 66, 13).

Более детальное изучение литолого-фациального состава месторождений бентонитовых глин позволило автору монографии установить в них два основных генетических типа месторождений. У первых продуктивные пласты глин всегда венчаются кремнисто-карбонатной коркой; их генезис, как и считал В.С. Ерофеев (1969), связан с процессами почвообразования и выветривания (месторождение Таганское, проявление у сопок Жак-Тологай, верхняя часть разреза месторождения Динозавровое). Для вторых, имеющих осадочный генезис, характерно чередование в разрезах пластов монтмориллонитовых глин и мергелей (нижняя часть продуктивной толщи месторождения Динозавровое, 6-метровый пласт светло-зеленых глин; проявление Чайбулакское). Правда, и в бентонитах озерного генезиса исходными породами для накопления алюминиевых монтмориллонитов все же, видимо, служили переменно-влажные травянистые почвы, где происходило первичное образование данного минерала.

Мощности продуктивных пластов, генетически связанных с горизонтами выветривания, обычно не превышают 1–3 м; у разностей озерного генезиса они достигают 6 м. По простиранию залежи бентонитовых глин прослеживаются на десятки – первые тысячи метров.

Судя по минералогическому составу, технологические свойства озерных бентонитов не должны уступать их разностям, приуроченным к горизонтам выветривания. Вследствие больших мощностей и выдержанности продуктивных пластов разработка озерных бентонитов будет, возможно, более рациональной. В то же время, видимо, самые чистые разности алюминиевых монтмориллонитов (внешне имеющие розовый цвет и восковидный блеск) приурочены только к горизонтам выветривания. Мощности последних колеблются от 0,2 до 1,5 м, что позволяет проводить их самостоятельную разработку.

Месторождения гипса

Влияние аридного климата центральноазиатских сухих саванн временами наиболее сильно проявлялось в юго-восточной части характеризуемой территории, что приводило здесь к формированию скоплений гипса. Его образование связано с такырами или солончаками. В красноцветных и пестроцветных такырных отложениях гипс заполняет вертикальные трещины и образует жилы в осадках пойменного либо пролювиально-озерного генезиса. Осадки солончаков обычно окрашены в зеленовато-серые тона, а гипс встречается в форме конкреций.

Образование Тайжузгенского гипсового месторождения (см. фиг. 66, № 8) связано с древними такырами. Его изучение проводилось И.И. Боком, В.С. Ерофеевым, И.Г. Корсунской и Г.П. Петровым, Ю.Г. Цеховским. Толщина жил гипса колеблется здесь от 1 до 20 см. Мощности продуктивных пластов изменяются в пределах от 1,7 до 15 м. Содержание гипса составляет 12–13 %. Гипсовые жилы рассекают здесь различные по литологическому составу и генезису пласты алевритов и алевритистых глин (пойменные фации), а также глины, возникшие в пролювиально-озерной обстановке. Ряд этих пластов еще до такырообразования был интенсивно преобразован процессами выветривания. По запасам Тайжузгенское месторождение мелкое и может представлять интерес лишь для нужд местной промышленности. Фациальный анализ обстановки осадкообразования позволил установить, что такыры были приурочены к краевой части сравнительно крупной речной долины. В ее более центральных частях (на восток от месторождения в районе обнажения Тайжузген I с флорой) мощность аллювиальной пачки возрастает, появляются линзы русловых фаций и одновременно исчезают такыры. Западнее месторождения пойменные фации с такырными трещинами наблюдаются в обнажениях Кара-Адыр вплоть до района Жак-Тологай, где они замещаются осадками озерно-пролювиального генезиса, лишенными такыров.

Проблема поисков бокситов

В последние годы решению этой проблемы в Восточном Казахстане уделяется серьезное внимание. Следует отметить, что до настоящего времени в верхнемеловых – палеогеновых отложениях района, считавшихся перспективными на поиски бокситов, проявления свободного глинозема никем из геологов зафиксированы не были. По данным химического анализа максимальное содержание Al_2O_3 достигает в породах лишь 27–30%, что не свидетельствует о возможности положительного решения данной проблемы. Правда, объем оценочных работ, проведенных на бокситы в пределах исследуемой территории, еще пока невелик. Их поиски на территории Семипалатинского Прииртышья проводились И.И. Боком (1936, 1937 гг.), М.Л. Дороховой (1954 г.). Основное внимание уделялось палеоген-неогеновым отложениям и образованиям коры выветривания. При этом в некоторых участках исследуемого района был пробурен ряд скважин, опробованы отдельные выходы палеоген-неогеновых пород и образований коры выветривания. Однако бокситы обнаружены не были.

При изучении пород северозайсанской свиты Восточного Казахстана автором работы специального исследования данной проблемы не проводилось. В общей массе изученных образцов присутствие минералов свободного глинозема нами не было установлено. Только в пробе 68п из разреза Керши намечается появление небольших количеств свободного Al_2O_3 в колломорфном глинистом веществе цемента песчаников (см. табл. 13). Тем не менее отсутствие положительных результатов нельзя считать препятствием для постановки дальнейших работ в этом направлении. Площади распространения отложений верхнемелового – палеоценового возраста в Восточном Казахстане огромны, а пересекающая свиту сеть буровых скважин еще редка. Поэтому возможность попутного обнаружения бокситов была, конечно, невелика. Решение этой проблемы требует постановки специальных целенаправленных исследований. В соседних районах Центрального Казахстана и Енисейского Кряжа, в позднем мелу – палеоцен-эоцене формировались месторождения бокситов (Разумова, 1961; Лавров, 1965) в довольно сходной обстановке (субтропический климат, существование каолиновой коры выветривания, накопление формационно однотипных осадков). Однако в районах Восточного Казахстана намечается несколько большее влияние аридной обстановки, приводящей к появлению солончаково-такырных фаций с гипсом,

месторождений монтмориллонитовых глин, что, конечно, затрудняло бокситообразование и снижает перспективы их поисков. Но вполне вероятно, что продолжительность сезонов засух на протяжении маастрихт-палеоценовой эпохи колебалась, а в пределах увлажненных участков, заросших лесной растительностью, периоды аридизации могли существенно и не отразиться на общей направленности литогенетических процессов.

Сейчас еще трудно рекомендовать конкретные площади постановки поисковых работ на бокситы. Принципиально заслуживает внимания территория Северного Призайсанья и Семипалатинского Прииртышья. Опыт изучения бокситоносных толщ в сопредельных районах позволяет считать: 1) что в пределах тела формации в первую очередь должны быть исследованы бескремнистые осадки (наличие опала препятствует образованию в породах свободного глинозема) и 2) поисковые работы следует приурочить к породам, возникшим за счет разрушения кор выветривания основных пород (базальтов, диабазов, амфиболов, хлоритизированных толщ), богатых Al_2O_3. Как известно, для фундамента Северной зоны крупные массивы таких пород не характерны. Они более широко развиты в Юго-Восточной зоне; но в этом районе аридизация климата приводила к накоплению в осадках монтмориллонитовых глин. Поэтому следует продолжать поисковые работы на бокситы в Северном Призайсанье и Семипалатинском Прииртышье, выбирая первоочередные участки, отвечающие вышеотмеченным требованиям. В последние годы Восточно-Казахстанское геологическое управление и Алтайский отдел ИГН АН Казахской ССР уже проводят исследования, направленные на обнаружение бокситов в обоих этих районах.

При поисках алюминиевого сырья следует также обращать внимание и на горизонты почвообразования и выветривания в северозайсанской свите. Если интенсивные гипергенные процессы приводили здесь к аморфизации (аллофанизаций) исходного каолинита, то не исключено, что в благоприятной обстановке они могли способствовать возникновению скоплений свободного глинозема.

Исследования, проведенные нами, подтвердили широкое развитие в отложениях аркалыкской свиты Центрального Казахстана. горизонтов латеритного выветривания, в которых происходило накопление гиббсита за счет разрушения каолинита (через стадию его аморфизации). Мощности элювиальных бокситов достигают 1-2,5 м.

Пресные воды и проблема нефтегазоносности

Поискам пресных вод в условиях засушливого климата и полупустынных ландшафтов Зайсанской впадины уделяется серьезное внимание. Хотя в целом породы северозайсанской свиты сложены преимущественно глинами и представляют собой региональный водоупор, однако с линзами грубообломочных русловых фаций связаны в ряде участков Северного Призайсанья пресные, напорные, высокодебитные воды (Лукьянчиков и др., 1968). Они установлены в районе поселков Торт-Калмак, Алексеевка, у северных отрогов горы Чакельмес и на других участках впадины, где используются для нужд местного населения. Поиски пресных вод в русловых отложениях северозайсанской свиты продолжаются и в настоящее время.

На территории Центральной структурно-фациальной зоны Зайсанской впадины решается проблема поисков нефтесодержащих пород мезозойского либо позднепалеозойского возраста (Ерофеев и др., 1967). Для вероятных скоплений нефти в целом глинистые породы северозайсанской свиты могут рассматриваться как экранирующие покрышки.

Таким образом, пестроцветная кремнисто-гётит-каолиновая формация содержит весьма характерный комплекс полезных ископаемых, отражающих основные особенности ее формирования.

О ФОРМАЦИЯХ, СВЯЗАННЫХ С РАЗМЫВОМ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Образование кремнисто-гётит-каолиновой формации не было связано с какими-либо локальными условиями, проявившимися только на исследуемой территории. Как было показано, ее породы непосредственно протягиваются в пределы Центрального

Казахстана и Западной Сибири, Горного Алтая и Енисейского кряжа. Но подобные отложения возникали не только в позднемеловую – раннепалеогеновую эпоху.

В.П. Казариновым (1958), например, установлена неоднократная повторяемость в разрезе мезозоя и палеогена Западной Сибири сходных по литологии и генезису пород, выделенных в составе формации коры выветривания. К последней, помимо собственно осадочных образований, были отнесены и сами коры выветривания. По данным В.П. Казаринова, основными факторами, обусловившими возникновение данных толщ, являются: 1) пассивный тектонический режим, приведший к пенепленизации рельефа и образованию коры выветривания в питающих провинциях; 2) переотложение продуктов разрушения элювия в зоне аккумуляции и его вторичное выветривание (образование неоэлювия).

За пределами СССР породы, возникшие в подобных условиях и имеющие сходный литологический состав, распространены также довольно широко. В частности, они описаны Ж.Милло (1968) в составе сидеролитовых формаций для каменноугольных, меловых и эоценовых отложений Европы, Южной Америки, Австралии, Северной Америки и Южной Африки. Ж.Милло также правильно выделяет основные условия их возникновения, отмечая: 1) наличие в питающих провинциях латеритных кор выветривания; 2) переотложение этого материала; 3) вторичную переработку осадков инфильтрационными водами под воздействием процессов поверхностного и глубинного выветривания.

Хотя и В.П. Казаринов и Ж.Милло связывают образование вышеохарактеризованных толщ с размывом площадной коры выветривания, в их взглядах имеются и некоторые различия. Например, В.П. Казаринов считает, что площадной каолиновый элювий в областях денудации практически одновозрастен с осадочными породами формации коры выветривания. Ж.Милло, напротив, часто разрывает возрастную датировку этих тел. В частности, он пишет: "Необходимо различать период с климатическими условиями, способствовавшими латеритизации, и период переотложения. В течение первого из них происходит медленное возникновение латеритового материала, на протяжении второго, в период регрессий, – размыв и переотложение латеритовых продуктов" (Милло, 1968, стр. 119).

Нам кажется, в данном вопросе В.П. Казаринов более прав. Сам по себе тропический и субтропический климат еще не содержит всех необходимых предпосылок для формирования площадной латеритной коры выветривания. Но как только наступает пассивный тектонический режим и формируется пенепленизированный рельеф, геологически моментально возникает и площадной каолиновый элювий, отражением существования которого является поступление зрелого материала в области седиментации.

Вместе с тем не всегда следует связывать формирование зрелых кварц-каолиновых толщ с эпохами тектонического покоя, как это иногда еще делается. Если вслед за ними начинается активизация тектонических движений и воздымание областей денудации, то вначале будут размываться унаследованные коры выветривания. При этом также возникнут толщи, имеющие кварц-каолиновый состав, но они будут существенно отличаться от вышеохарактеризованных формаций. Характерным примером может служить эоценовая турангинская свита Зайсанской впадины, описанная В.С. Ерофеевым (1969) как углисто-сидерит-колчеданная формация. Она слагается преимущественно песчано-алевритовым (кварцевым) и глинистым (каолиновым) материалом, но содержит массу органического вещества в виде обрывков фюзенизированного детрита, линз углистых глин, бурых углей. Аутигенные минералы представлены в ней в основном пиритом, марказитом, местами сидеритом, встречаются линзы оолитовых железных руд.

Различные пути накопления зрелого осадочного материала были намечены А.Г. Коссовской (1962). В угленосных формациях мезозоя Сибири появление зрелого материала установлено, например, П.П. Тимофеевым (1964, 1969), В.И. Копорулиным (1966) и другими геологами.

Следовательно, наличие коры выветривания и появление зрелого материала в областях денудации еще не предопределяет всей направленности литогенетических процессов. Только в зонах седиментации в определенной фациальной обстановке окончательно решается вопрос об облике формации. Размыв площадных каолиновых кор выветривания в условиях субтропическо-тропического климата может привести к образованию по крайней мере двух различных парагенетических комплексов пород-

пестроцветных кремнисто-гётит-каолиновых формаций, возникающих в эпоху пассивного тектонического режима, и угленосных либо углисто-сидерит-колчеданных толщ, часто непосредственно их сменяющих в разрезах и связанных с началом интенсивных проявлений тектонических движений. На эти различные судьбы исходного латеритного и каолинового материала в областях аккумуляции обращается еще мало внимания. И поэтому не исключено, что в группу формаций коры выветривания или сидеролитовых формаций местами могут быть объединены зрелые парагенетические ассоциации, возникшие в различной обстановке, как, например, кремнисто-гётит-каолиновая и углистая толщи.

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ФАКТОРА НА ЛИТОГЕНЕЗ ОСАДКОВ

Н.М. Страхов (1957) в работе "О теоретической литологии и ее проблемах" справедливо писал: "Какую бы из перечисленных выше климатических зон – ледовую, гумидную, аридную – ни взять, осадочное породообразование на ее площади совершается на фоне определенного тектонического режима, который оказывает сильное влияние на различные стороны литогенеза, вызывая в нем появление некоторых новых качественных признаков, не выводимых из воздействия климата. Отсюда сама собою возникает вторая крупная проблема литологии: выяснение влияния на литогенез тектонического режима земной коры" (стр. 23). И далее: "Анализ влияния эпейрогенических движений на породообразование ведется в слишком общей и абстрактной форме, вне климатических и седиментационных зон. Последнее обстоятельство особенно важно, оно ведет за собой пропуск многих важных особенностей воздействия тектонического режима, на литогенез в разных климатических обстановках. Оно же мешает подойти к генетическому выделению и описанию формаций осадочных пород. Отсутствие такого подхода является, на наш взгляд, основным тормозом в развитии учения о формациях " (стр. 25).

Проблема влияния тектонического фактора на процессы литогенеза для Казахстана и Сибири рассматривается в работах целого ряда геологов, изучавших континентальные осадочные формации мезозоя и кайнозоя.

В частности, в работах К.В. Никифоровой (1960) и В.Н. Разумовой (1961) на основании анализа кайнозойских отложений Центрального Казахстана по тектоническому признаку формации подразделяются на аллохтонные и автохтонные, в зависимости от слагающего их исходного материала. Конечно, состав обломков в какой-то мере может указывать на различный тектонический режим формирования осадков, однако отнесение какой-либо формации к той или иной группе часто проводится в значительной мере условно, что отмечают и сами авторы, и не всегда объясняет многие вопросы строения и состава данной толщи. Кроме того, литологически однотипные осадки, например павлодарской свиты (красноцветные песчанистые и карбонатные глины), которые являются, по этой схеме, аллохтонными в районах Центрального Казахстана, при сохранении тех же литологических признаков во впадинах Восточного Казахстана попадают уже в группу автохтонных формаций. Все это усложняет использование и применение данной классификации.

В.П. Казаринов (1958) также подчеркивает влияние тектонического режима на характер возникающих осадочных формаций. В выделенных им для Западной Сибири осадочных сериях мезозоя и кайнозоя их низы сложены в основном грубообломочными полимиктовыми угленосными осадками, возникшими в эпохи орогенеза. В верхах осадочных серий появляются существенно глинистые толщи, мономиктовые и олигомиктовые по составу, связанные с эпохами затухания тектонических движений и пенепленизации рельефа, когда в областях денудации формируются площадные коры выветривания. Это железисто-карбонатные и кремнисто-железистые формации. Изучение состава и строения всех формаций, слагающих данные серии, расшифровка условий их возникновения и должно, с нашей точки зрения, служить основой для постановки дальнейших целенаправленных детальных работ. Однако В.П. Казаринов и ряд других сибирских геологов придавали решающее значение процессам, протекающим в областях денудации, где подготавливается исходный материал для тела формации, и уделяли меньшее внимание выяснению обстановки в зоне осадко-

накопления, считая, что судьбу и облик осадочных толщ предопределяет зрелый или полимиктовый материал, поступающий из окружающих областей.

Концепция В.П. Казаринова не учитывала и влияния различных климатических условий как на процессы литогенеза в области аккумуляции, так и на характер выветривания в области денудации. Все это соответственно вызвало поток справедливых критических замечаний в адрес сторонников этого направления.

Исследования, проведенные на территории Восточного Казахстана, частично изложенные в работах В.С. Ерофеева и Ю.Г. Цеховского (1966а), В.С. Ерофеева (1969), а также в настоящей монографии, несомненно, подтверждают наличие в разрезах мезо-кайнозоя данного района и ряда соседних регионов Казахстана и Сибири осадочных серий с набором формаций, возникших при различном тектоническом режиме. Но их строение более сложное, чем предполагает В.П. Казаринов. В частности, было установлено, что в условиях одного и того же тектонического режима при смене гумидного климата аридным или наоборот резко изменяется и облик формации: угленосные и углисто-седерит-колчеданные формации переходят в красноцветно- карбонатные, пестроцветные кремнисто-гётит-каолиновые - в красноцветные сульфатно-кремнисто-монтмориллонитовые и т.д. Каждой из четырех возможных формаций, слагающих серии гумидного ряда, соответствуют четыре самостоятельных аридных парагенеза пород (Ерофеев, Цеховский, 1966а).

В гумидной обстановке разрезы осадочной серии обычно начинаются с грубообломочных либо углистых толщ, имеющих полимиктовый состав обломков. Их образование связано с орогенным этапом развития. При затухании амплитуды тектонических движений и выравнивания рельефа образуются железисто-карбонатные и сменяющие их кремнисто-гётит-каолиновые формации, сложенные в основном глинисто-алевритовым либо глинистым материалом, имеющие олигомиктовый или мономиктовый состав обломочных зерен.

В сериях, накопившихся в аридном климате, низы разреза обычно сложены грубообломочными или красноцветно-карбонатными формациями полимиктового состава, верхи - существенно глинисто-алевритовыми олигомиктовыми толщами: зеленоцветными сульфатно-карбонатными или красноцветными сульфатно-кремнистыми.

Из приведенного материала видно, что по строению, составу и условиям образования пестроцветная кремнисто-гётит-каолиновая формация, возникшая в условиях пассивного тектонического режима, резко отлична от углистых или угленосных (орогенных) толщ. Последние наиболее детально описаны, например, в работах П.П.Тимофеева (1964, 1969, 1970), А.П. Феофиловой (1966), В.В. Лаврова (1959), В.С.Ерофеева (1969) и др.

Таким образом, на примерах изучения мезо-кайнозойских толщ Сибири и Казахстана видно, что в условиях гумидного либо аридного климата смена тектонического режима региона вызывает перестройку всей цепи литогенетических процессов (условий выветривания, транспортировки, осаждения, диагенеза и постдиагенетических преобразований), что и обусловливает появление различных формаций, примером которых могут служить пестроцветная кремнисто-гётит-каолиновая и углистая (угленосная).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе описано строение, состав и условия образования континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации, сформировавшейся на территории Восточного Казахстана в обстановке субтропического климата и пассивного тектонического режима в эпоху формирования мощных площадных кор выветривания.

Основные результаты проделанной работы сводятся к следующему.

1. Разработана более детальная стратиграфическая схема верхнемеловых-палеоценовых и нижне-среднеэоценовых отложений и намечены некоторые пути их более дробного расчленения.

2. Проведен детальный фациальный анализ осадков северозайсанской свиты, подразделяющихся на ряд генетических единиц (генетические группы , фации, литогенетические типы).

3. Дана сравнительная минералогическая характеристика терригенных, глинистых и аутигенных минералов всех составных генетических подразделений. В начале рассмотрен состав обычных отложений, затем механизм преобразования исходного вещества в такырах, солончаках, горизонтах выветривания. В последних в зависимости от ландшафтного положения в саванне и состава исходного субстрата выделены две группы, три подгруппы и шесть типов профилей выветривания: в работе дается детальная минералогическая характеристика каждого из них. При этом доказаны следующие типы преобразования глинистого вещества в различных профилях выветривания: а) каолинизация монтмориллонита и гидрослюд в профилях увлажненных лесных участков саванны; б) аллофанизация каолинита в переменно-влажной травянистой саванне; в) возникновение алюминиевых монтмориллонитов из ферримонтморилонитов в переменно-влажной травянистой саванне.

4. Проведен формационный анализ характеризуемой толщи, который позволил выделить ее в составе пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновую формации.

5. Восстановлена палеогеографическая обстановка, процессы седименто-и литогенеза характеризуемой толщи. Описаны все их основные звенья: подготовка терригенного материала в области денудации, его транспортировка в зону аккумуляции, седиментация, диагенез и экзодиагенез.

6. Приведено краткое описание месторождений полезных ископаемых формаций и условий их образования.

Конечно, не все затронутые работой вопросы решались с одинаковой детальностью. Ряд из них еще спорен или требует доработки, что отмечено в тексте. Тем не менее только комплексный литолого-генетический и формационный метод изучения толщ позволяет получить наиболее полные представления о строении формации и выявить главные процессы, влияющие на ее образование.

ЛИТЕРАТУРА

Айдинян Р.Х. 1949. Обмен веществ и образование минеральных коллоидов в первых стадиях почвообразования на массивно-кристаллических породах. – Докл. АН СССР, т. 67, № 4.

Алехин В.В. 1950. География растений. Изд. 3-е. М., Учпедгиз.

Аристовская Т.В. 1965. Микробиология подзолистых почв. М.-Л., "Наука".

Бажанов В.С. 1961. Первое нахождение скорлупы яиц динозавров в СССР. – Труды Ин-та зоол. АН Каз. ССР, т. 15.

Бажанов В.С. 1962. История фаун млекопитающих Казахстана. Доклад при соиск. уч. степ. д-ра биол. наук по совокупности работ. Алма-Ата.

Баранов П.А. 1959. Саванна Западной Африки. – В кн. "Хрестоматия по физической географии". М., Учпедгиз.

Барсболд Р. 1969. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части Монгольской Народной Республики. Автореф. канд. дисс. М.

Бирюков М.Д., Костенко Н.Н. 1965. Относительно "обайлинской" фауны млекопитающих Зайсанской котловины. – Вестн. АН Каз. ССР, № 12.

Боголепов К.В. 1961. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. М., Госгеолтехиздат.

Борисов Б.А. 1963. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. – Труды ВСЕГЕИ, т. 94. Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана.

Борисов Б.А., Ильинская И.А., Мартинсон Г.Г., Хозацкий Л.И. 1963. Верхний мел и палеоген-неоген Зайсанской впадины. – В кн. "Материалы по региональной стратиграфии СССР". М., Госгеолтехиздат.

Ботвинкина Л.Н. 1962. Слоистость осадочных пород. – Труды ГИН АН СССР, вып. 59.

Бубличенко Н.Л. 1955. К вопросу о наличии пермских морских отложений в Юго-Западном Алтае. – В кн. "Вопросы геологии Азии", т. I. М., Изд-во АН СССР.

Бубличенко Н.Л. 1962. К методике стратиграфических исследований в Рудном Алтае. – Труды Алтайск. горно-металлургич. научн-исслед. ин-та АН Каз. ССР, т. 12.

Вальтер Г. 1968. Растительность земного шара. М., "Прогресс".

Василенко В.К. 1961. Геологическая история Зайсанской впадины. – Труды ВНИГРИ, вып.162.

Василенко В.К., Левченко И.Г. 1962. Зайсанская опорная скважина. – Труды ВНИГРИ, вып. 187.

Великовская Е.М. 1946. Развитие рельефа Южного Алтая и Калбы и глубокие золотоносные россыпи. – Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 21, № 6.

Великовская Е.М. 1954. Геологическая история Южного и Западного Алтая в кайнозое и формирование древних долин. – Труды Томск. гос. ун-та, т. 132.

Виленский Д.Г. 1954. Почвоведение. М., Учпедгиз.

Виноградов А.П., Бойченко Е.А. 1942. Разрушение каолинита диатомовыми водорослями. – Докл. АН СССР, т. 37, № 4.

Выветривание и литогенез. 1969. М., "Недра".

Габуния Л.К. 1961. Обайлинская фауна – древнейший комплекс ископаемых млекопитающих СССР. – Сообщ. АН Груз. ССР, т. 27, № 6.

Габуния Л.К. 1962. Об остатках эоценовых млекопитающих из обайлинской свиты Зайсанской депрессии. – Труды Ин-та палеобиол. АН Груз. ССР, т. 7.

Габуния Л.К. 1970. О древнейшем представителе бронтотериид Евразии. – Сообщ. АН Груз. ССР, т. 58, № 3.

Габуния Л.К. 1971. О новом представителе кондиляртр из эоцена Зайсанской котловины. – Сообщ. АН Груз. ССР, т. 61, № 1.

Гансен Р. 1962. География почв. М., ИЛ.

Геология Чингизской геоантиклинорной зоны. 1962. Под ред. Р.А. Борукаева. Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 5.

Герасимов И.П. 1968а. Новозеландский микрокосм субтропических почв. – В кн. "Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов". М., "Наука".

Герасимов И.П. 1968б. Высокогорные почвы Центральной Мексики и их субтропическое окружение. – В кн. "Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов". М., "Наука".

Герасимова М.И. 1964. Обзор статьи Е.Мюкенгаузена "Псевдоглей". – Почвоведение, № 12.

Глазовская М.А. 1960. О соотношении процессов выветривания и почвообразования. – В кн. "Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США". М., Изд-во АН СССР.

Горбунов Н.И. 1963. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР.
Горностаев Н.Н. 1933. Дифференцированный экструзивный лакколит Кыз-Емчик в горах Семе-Тау близ г.Семипалатинска. – В кн. "Сборник по геологии Сибири". Томск.
Грим Р.Е. 1959. Минералогия глин. М., ИЛ.
Елисеев В.И. 1963. О строении и фациальном расчленении пролювия (на примере Ферганской впадины). – Докл. АН СССР, т. 152, № 6.
Ерофеев В.С. 1964. Приманракская группа месторождений бентонитовых глин в Зайсанской впадине. – Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 2.
Ерофеев В.С. 1966. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.
Ерофеев В.С. 1969. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, "Наука".
Ерофеев В.С., Краев П.И., Цеховский Ю.Г., Нестерчук В.Е. 1967. Геология и перспективы нефтегазоносности Зайсанской впадины. – Геол. нефти и газа, № 7.
Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г. 1966. Закономерности развития рельефа Северо-Восточного Казахстана в кайнозое. – В кн. "Вопросы региональной палеогеоморфологии". Уфа.
Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г. 1968. Древние долины Северо-Восточного Казахстана. – В кн. "Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока". Новосибирск, "Наука".
Ерофеев В.С., Мацуй В.М., Цеховский Ю.Г. 1969. Литолого-фациальный анализ неогеновых красноцветов Калбы в связи с проблемой золотоносности. – В кн. "Геология россыпей юга Западной Сибири". М., "Наука".
Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н. 1969. Палеоген Чуйской впадины Горного Алтая. – Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 5.
Ерофеев В.С., Ржаникова Л.Н., Цеховский Ю.Г. 1966. О стратиграфическом положении палеогеновой пестроцветной кремнистой толщи в Семипалатинском Прииртышье. – Изв. АН Каз. ССР, серия геол., № 4.
Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. 1966а. К теории литогенеза континентальных осадочных формаций. – Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 17.
Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. 1966б. О стратиграфическом значении обайлинской фауны. – В кн. "Тезисы совещания по вопросам преподавания в педагогических вузах биологических, географических и геологических дисциплин". Алма-Ата.
Жемчужников Ю.А., Яблоков В.С., Боголюбова Л.И., Ботвинкина Л.Н., Феофилова А.П., Ритенберг М.И., Тимофеев П.П., Тимофеева З.В. 1959, 1960. Строение и условия накопления основных угленосных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, т. 1-2. – Труды ГИН АН СССР, вып. 14.
Заклинская Е.Д. 1955. К вопросу о палеогеновой флоре восточного борта Тургайского прогиба. – Докл. АН СССР, т. 105, № 2.
Зальцман И.Г. 1968. Стратиграфия палеогеновых отложений Кулундинских степей. Красноярск.
Зимовец Б.А. 1967. Почвенно-геохимические процессы муссонно-мерзлотных ландшафтов. М., "Наука".
Зонн С.В. 1968. Особенности почвообразования и главные типы почв Кубы. – В кн. "Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов". М., "Наука".
Иванкин П.Ф. 1960. Положение Рудного Алтая в схеме тектонического районирования Юго-Западного Алтая по геолого-геофизическим данным. – Труды Алтайск. горно-металлург. ин-та АН Каз. ССР, т. 8, Алма-Ата.
Иванкин П.Ф., Любецкий В.Н. 1962. О блоковом строении полиметаллического пояса Юго-Западного Алтая. – Сов. геол., № 6.
Иенни Г. 1948. Факторы почвообразования. М., ИЛ.
Ильинская И.А. 1957. Ископаемая флора горы Киин-Кериш Зайсанского района. – В кн. "Сборник памяти А.Н. Криштофовича". М.-Л., Изд-во АН СССР.
Ильинская И.А. 1962. О сменах флор в Зайсанской впадине с конца верхнего мела до конца миоцена. – Докл. АН СССР, т. 146, № 6.
Ильинская И.А. 1963. Ископаемая флора горы Киин-Кериш Зайсанского бассейна. – Труды Ботан. ин-та АН СССР, серия 8, Палеоботаника, вып. 4.
Ильинский А.П. 1937. Растительность земного шара. М.-Л., Изд-во АН СССР.
Казаринов В.П. 1958. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М. Гостоптехиздат.
Кассин Н.Г. 1931. Краткий геологический очерк Северо-Восточного Казахстана. – Труды Всес. геол.-развед. объедин., вып. 165.
Кассин Н.Г. 1936. О древних долинах в Центральном Казахстане. – Проблемы сов. геол., № 1.
Клейман Г.П. 1960. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хр.Сауур. – Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 33. Материалы по геол. и полезн. ископ. Алтая и Казахстана.
Кожемяко М.Н. 1968. Генезис аспидной флишоидной и молассовой формации по материалам верхнего и среднего палеозоя Калбинского хребта. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.

Копорулин В.И. 1966. Вещественный состав фации и условия формирования угленосной толщи Центральной части Иркутского бассейна. – Труды ГИН АН СССР, вып. 160.
Коссовская А.Г. 1962. Минералогия терригенно-мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. – Труды ГИН АН СССР, вып. 63.
Котова Л.Н. 1966. Девонская вулканогенно-осадочная серия Карабулакского антиклинория (хребет Тарбагатай). – Докл. АН СССР, т. 167, № 1.
Криштофович А.Н. 1955. Развитие ботанико-географических областей северного полушария с начала третичного периода.– В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 2. М.–Л., Изд-во АН СССР.
Криштофович А.Н. 1957. Палеоботаника. М., Гостоптехиздат.
Кузнецов С.И., Иванов М.В., Дяликова Н.Н. 1962. Введение в геологическую микробиологию. М., Изд-во АН СССР.
Курдюков К.В., Смеловская М.М. 1954. Третичные отложения южной части Зайсанской впадины. – В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Кутузова Р.С. 1968. Превращение кремнезема растительных остатков в процессе их минерализации. – Почвоведение, № 7.
Лавров В.В. 1957. Морской палеоген Зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, Изд-во АН Каз.ССР.
Лавров В.В. 1959. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата. Изд-во АН Каз.ССР.
Лавров В.В. 1965. Палеогеновые угленосные формации платформенных территорий Казахстана и Сибири. М.–Л., "Наука".
Лавров В.В., Бажанов В.С. 1959. Результаты геолого-палеонтологических исследований третичных толщ Зайсанской впадины. – Вестн. АН Каз.ССР, № 1.
Лавров В. В., Ерофеев В.С. 1958. Стратиграфия третичных толщ Зайсанской впадины. – Вестн. АН Каз. ССР, № 11.
Лавров В.В., Ерофеев В.С. 1963. Типы разрезов и осадочные провинции палеогена и неогена в Казахстане и на смежных территориях Азии. – В кн. "Материалы по региональной стратиграфии СССР". М., Госгеолтехиздат.
Лискун И.Г. 1968. Вещественный состав и условия образования эоплейстоценовых отложений межгорных впадин Восточного Казахстана, Горного Алтая и Западной Монголии. Автореф. канд. дисс. М.
Литвинович Н.В., Смеловская М.М., Свербилова Т.В., Шаркова Т.Т. 1963. Стратиграфия палеозойских отложений хр. Тарбагатай. М., Госгеолтехиздат.
Лукьянчиков Ю.С., Самодуров В.И., Осьмушкин В.С., Цеховский Ю.Г. 1968. К гидрогеологическому картированию палеоген-неогеновых отложений Зайсанской впадины. – В кн. "Геология". вып. 4. Алма-Ата.
Македонов А.В. 1966. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. Л., "Наука".
Мартынов А.В. 1929. Об ископаемых насекомых третичных отложений Ашутаса Зайсанского уезда. – Труды Геол. музея АН СССР, т. 5.
Мацуй В.М. 1966а. Палеогеография четвертичного периода Северо-Восточного Казахстана.– В кн. "Четвертичный период Сибири". М., "Наука".
Мацуй В.М. 1966б. Стратиграфия антропогеновых отложений Северо-Восточного Казахстана.– В кн. "Тезисы Совещания по вопросам преподавания в педагогических вузах биологических, географических и геологических дисциплин." Алма-Ата.
Милло Ж. 1968. Геология глин. Л., "Недра".
Минашина Н.Г. 1958. Оптически ориентированные глины в почвах. – Почвоведение, № 4.
Минина Е.А., Борисов Б.А. 1969. О верхнемеловой гидрографической сети Южного Алтая.– Вестн. ЛГУ, № 18, серия геол. и геогр., вып. 3.
Москвитин А.И. 1946. Май-Копчегайский грабен в Юго-Западном Алтае. – Изв. АН СССР, серия геол., вып. 4.
Муратов М.В., Славин В.И. 1953. Краткий геологический очерк Калбы. – В кн. "Очерки по геологии Сибири", вып. 16. М., Изд-во АН СССР.
Нейбург М.Ф. 1928. О материалах Ашутасской экспедиции Геологического музея АН СССР.– Докл. АН СССР, № 20-21.
Нехорошев В.П. 1931. Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края. – Труды Главн. геол.-развед. упр., вып. 66.
Нехорошев В.П. 1941. Хребет Саур. – В кн. "Очерки по геологии Сибири", вып. 9. М.–Л., Изд-во АН СССР.
Нехорошев В.П. 1954. Особенности геологического строения Алтая и его юго-западной периферии. – В кн. "Вопросы геологии Азии", т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Нехорошев В.П. 1958. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат.
Никитюк Л.А. 1962. Древний Иртыш в предгорном и горном районах Северо-Западного Алтая. – Изв. Всес. геогр. об-ва, № 5.
Никифорова К.В. 1960. Кайнозой Голодной степи. – Труды ГИН АН СССР, вып. 45.

Никифорова К. В., Разумова В.Н. 1959. Континентальные формации меловых и третичных отложений юга Урала – Сибирской эпигерцинской платформы и некоторые общие закономерности размещения в них полезных ископаемых. – В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. 2, М., Изд-во АН СССР.

Обручев В. А. 1932. Ископаемые богатства пограничной Джунгарии. М., Цветметиздат.

Обручев В. А. 1933. Пограничная Джунгария, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. 1962. Минералогические исследования в почвоведении. М., Изд-во АН СССР.

Пестовский К. Н. 1940. Некоторые данные о геологических условиях гидроэнергетического строительства в верхнем плесе р. Иртыш. – В сб. "Материалы по геологии Рудного Алтая". М., Изд-во АН СССР.

Петров В. П. 1967. Основы учения о древних корах выветривания. М., "Недра".

Полынов Б. Б. 1956а. Вторичные минералы ортштейновых горизонтов почв. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР.

Полынов Б. Б. 1956б. О геологической роли организмов. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР.

Полынов Б. Б. 1956в. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР.

Попов Э. В. 1967. Микроскопические грибы как объект палеонтологических исследований. – В кн. "Микология и фитология", т. 1, Л., "Наука".

Разумова В. Н. 1957. Вторичные процессы в древней коре выветривания Джезказганского района. – В кн. "Материалы совещания по исследованию и использованию глин". Изд-во Львовск. гос. ун-та.

Разумова В. Н. 1961. Меловые и третичные формации западной части Центрального и Южного Казахстана. – Труды ГИН АН СССР, вып. 46.

Разумова В.Н., Херасков Н. П. 1963. Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. – Труды ГИН АН СССР, вып. 77.

Ржаникова Л. Н. 1962 О спорово-пыльцевом составе северозайсанской свиты горы Киин-Кериш в Зайсанской впадине. – Изв. АН Каз ССР, серия геол., вып. 4 (49).

Ржаникова Л. Н. 1968. Палинологическая характеристика палеогена и неогена Зайсанской впадины. Алма-Ата, "Наука".

Ричард П. 1961. Тропический дождевой лес. М., ИЛ.

Романова И. В. 1960а. К флоре северозайсанской свиты горы Киин-Кериш. – Вестн. АН Каз.ССР, № 2(179).

Романова Э. В. 1960б. Новый род покрытосемянных верхнемеловых отложений Зайсанской впадины. Вестн. АН Каз. ССР, № 8 (185).

Романова Э.В. 1963. Новые виды покрытосемянных верхнего мела горы Киин-Кериш (Зайсанская впадина). – В кн. "Материалы по истории фауны и флоры Казахстана", т. 4, Алма-Ата, АН Каз ССР.

Рощин И. Н. 1968. Геология и условия формирования позднекарбоновых отложений Иртыш-Зайсанского региона. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Саидов М. Н. 1956. Мезо-кайнозойские континентальные отложения Джунгарской впадины. – Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Севрюгин Н. А. 1959. Геологическое строение Присемипалатинского района. – Сов. геол., № 8.

Севрюгин Н. А. 1963. Девон Баянаульского района Чингиза и Тарбагатая. – В кн. "Материалы по региональной стратиграфии СССР". М. Изд-во АН СССР.

Селиверстов Ю. П. 1956. О происхождении Нарымской депрессии на Алтае. – В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана", вып. 19. М., Госгеолтехиздат.

Синицин В.М. 1961. История аридной области Центральной Азии в мезо-кайнозое. – В кн. "Доклады на чтениях памяти В. А. Обручева". М., Изд-во АН СССР.

Синицин В. М. 1962. Палеогеография Азии. М., Изд-во АН СССР.

Сочава А. В. 1968. Красноцветы мела Средней Азии. Л., "Наука".

Сочава А. В. 1969. Типы верхнеюрских и меловых красноцветных формаций Средней и Центральной Азии. – В кн. "Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана". Л., "Наука".

Страхов Н. М. 1957. О теоретической литологии и ее проблемах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, т. 1-2. М., Изд-во АН СССР.

Страхов Н. М. 1963. Основы теории литогенеза. т. 3. М., М Изд-во АН СССР.

Тимофеев П.П. 1964. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. – Труды ГИН АН СССР, вып. 94.

Тимофеев П. П. 1968. Литолого-фациальный и формационный анализ угленосных отложений. – В кн. "Угленосные формации и угольные месторождения". Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. советских геологов. Проблема 11. М., "Наука".

Тимофеев П. П. 1969. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. – Труды ГИН АН СССР, вып. 97.

Тимофеев П. П. 1970. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. – Труды ГИН АН СССР, вып. 198.

Титов В. И. 1968. Геология и особенности рудоносности северо-восточного борта Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория в районе среднего течения реки Аши-Су. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата.

Тюрин И. В. 1937. О биологическом накоплении кремнекислоты в почвах. - В кн. "Проблемы советского почвоведения". (Труды Почв. ин-та им. Докучаева, сб. 4). М., Изд-во АН СССР.

Указания по классификации и диагностике почв, вып. 5. Почвы влажных и полусухих областей СССР. 1967. М., "Колос".

Фагелер П. 1935. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. М.

Феофилова А. П. 1966. Переход угленосных отложений в соленосные в Западном Донбассе. - Труды ГИН АН СССР, вып. 140.

Фридланд В. М. 1964. Почвы и коры выветривания влажных тропиков. М. "Наука".

Фридланд В. М. 1968. Почвы и коры выветривания Западного Пакистана. - В кн. "Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов". М., "Наука".

Хворова И. В. 1958. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР.

Цеховский Ю. Г., Ерофеев В. С. 1969. Горизонты выветривания континентальных мел-палеогеновых отложений Северо-Восточного Казахстана. - Литол. и полезн. ископ., № 2.

Цеховский Ю. Г., Ржаникова Л. Н., Казакевич И. В. 1969. Палеогеновые отложения Чингиза. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Чумаков И. С. 1965. Кайнозой Рудного Алтая. М., "Наука".

Чхиквадзе В. М. 1970. Древнейшие кайнозойские черепахи СССР. - Сообщ. АН ГрузССР, т. 60, №3.

Щанцер Е. В. 1966. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Труды ГИН АН СССР, вып. 161.

Швецов М. С. 1958. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат.

Шурыгина Е. А. 1958. Искусственные смеси минералов в термоанализе почв. - Труды Почв. ин-та АН СССР, т. 53. Минералогический состав почв и их физико-химические свойства.

Шумилова Е. В. 1963. Терригенные компоненты в мезозойских и кайнозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Щукина Е. Н. 1940. К истории развития современного рельефа верхнего плеса долины р. Иртыш. - В кн. "Сборник материалов по геологии Рудного Алтая". М., Изд-во АН СССР.

Щукина Е. Н. 1956. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. - В кн. "Коры выветривания", вып. 2, М., Изд-во АН СССР.

Юревич А. Л. 1966. Вещественный состав и условия образования акчагыльских отложений Прибалханского района Юго-Западной Туркмении. - Труды ГИН АН СССР, вып. 164.

Яншин А. Л. 1953. Геология Северного Приаралья. М., Изд-во МОИП.

Ярилова Е. А. 1953. Минералогический состав чернозема Каменной степи. - В кн. "Вопросы травопольной системы земледелия", т. 2, М., Изд-во АН СССР.

Ярилова Е. А., Парфенова Е. И. 1957. Новообразованные минералы глин в почвах. - Почвоведение, № 9.

Ярилова Е. А., Парфенова Е. И. 1959. Некоторые материалы к характеристике почвенных глинистых минералов. - Почвоведение, № 2.

Ярилова Е.А., Парфенова Е. И. 1960. К вопросу о природе глинистых минералов коллоидных фракций почв. - В кн. "Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США". М., Изд-во АН СССР.

Bassett H. 1954. Silification of rocks by surface waters. - Amer. J.Sci., v.252, N 12.

Beutelpacher H. 1968. Atlas of electron microscopy of clay minerals and their admixtures. - Amsterdam - London - N.Y., Elsevier Publ. Co.

Brewer R. 1956. Optically oriented clays in thin section of soils. - In: 6-me Congr. Internat. Sci. du Sol. Rapp. v.13. Commun 1. Paris.

Fildes M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part 2. Allofane and related mineral colloides. — N.Z.J. Sci. and Technol., v.37, N 3.

Frei E., Clina M. 1949. II. Micromorphological studies of the groy-brown podzolic-brown podzolic soil sequence. - Soil Sci., v. 68, N 4.

Jackson M.L. 1959. Frequency distribution on clay minerals in major soil groups, as related to the factors of soil formation. - In: Clays and Clay Minerals. London - N.Y. - Los Angelos, Pergamon Press.

Jaeger F. 1945. Zur Gliederung und Benennung des tropishen Graslandgurtels.- Verhandl. naturforsch. Ges. Basel, v. 56, N 2.

Mc Caleb S. 1954. Profile studies of normal soils of New York. IV. Mineralogical properties of the gray-brown podzolic-brown soil sequence. - Soil Sci., v.77, N 4.

Raeside I.D. 1957. Yellow-gray earths of South Island, New Zealand. An example of polygenesis in soil development. - In: 6-me Congr. Internat. Sol.du Rapp. E., Commun. V. Paris.

Troll C. 1935. Gedanken und Bemerkungen zur ökologischen Pflanzengeographie. - Geogr. Z., 14.

Wada K.A. 1967. A structural scheme of soil allophane. - Amer. Mineralogist, v. 52, N 5-6.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение 5

Глава I. История геологических исследований верхнемеловых-нижне-среднепалеогеновых отложений 8

Глава II. Краткая геологическая характеристика Восточного Казахстана 14
Общие сведения 14
Стратиграфия верхнемеловых, палеоценовых и нижне-среднеэоценовых отложений 15
Условия залегания верхнемеловых и палеоценовых пород . . 30

Глава III. Фациальная характеристика отложений северозайсанской свиты 32
Представления о строении разрезов свиты и методах ее изучения 32
Характеристика литогенетических типов и фаций 37

Глава IV. Терригенно-минералогические ассоциации пород северозайсанской свиты и их питающие провинции 48
Сведения о составе обломочных минералов 48
Терригенные ассоциации, их связь с корами выветривания питающих провинций 49

Глава V. Характеристика и минералогический состав пород, не измененных выветриванием 59
Пролювиальная и пролювиально-озерная группа отложений . . 59
Аллювиальная группа отложений 68
Делювиально-пролювиальная группа отложений 80
Пойменные и пролювиально-озерные отложения с наложенными такырами и солончаками 82
Условия образования пород северозайсанской свиты, не измененных процессами почвообразования и выветривания 86

Глава VI. Характеристика и минералогический состав пород, измененных процессами почвообразования и выветривания . . . 87
О климате и ландшафтах позднемеловой - палеоценовой эпохи 87
Классификация профилей выветривания 90
Выветривание кварц-каолинового субстрата (с примесью гидрослюд, слюд и монтмориллонита) в увлажненных (лесных) участках саванны (подгруппа А, тип а) 92
Выветривание кварц-каолинового субстрата в переменно-влажных (травянистых) участках саванны (подгруппа Б) 105
Выветривание ферримонтмориллонитового субстрата в переменно-влажных (травянистых) участках саванны (подгруппа В) . . 130
Некоторые общие черты строения выветрелых пород северозайсанской свиты 146

Глава VII. Палеогеография и закономерности литогенеза континентальной пестроцветной кремнисто-гётит-каолиновой формации 149
Формационный анализ отложений северозайсанской свиты . . . 149

Палеогеографическая обстановка позднемеловой-палеоценовой эпохи 158
Характеристика процессов седименто- и литогенеза 162
Полезные ископаемые. 169
О формациях, связанных с размывом кор выветривания 174
К вопросу о влиянии тектонического фактора на литогенез осадков 176

Заключение 178

Литература 179

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. History of geological investigations of Upper Cretaceous-Lower-Middle Paleogene deposits 8

Chapter II. Brief geological characteristic of East Kazakhstan 14
General information 14
Striatigraphy of Upper Cretaceous, Paleocene and Lcwer-Middle Eocene deposits. 15
Mcde of occurrence of Upper Cretaceous and Paleocene rocks 30

Chapter III. Facies characteristic of deposits of the North-Zaisan suite 32
Ideas on the structure of sections of the suite and research methods. 32
Characteristic of lithogenetic types and facies 37

Chapter IV. Terrigenous-mineralogical associations of rocks of the North-Zaisan suite and their teeding provinces 48
Data on the composition of detrital minerals. 48

Terrigenous associations and their relation to the weathering crusts of feeding provinces. 49

Chapter V. Characteristic and mineralogical composition of rocks that were not changed by weathering 59
Proluvial and proluvial-lacustrine group of deposits 59
Alluvial group of deposits. 68
Deluvial-proluvial group of deposits 80
Flood-plain and proluvial-lacustrine deposits with superposed takyrs and solonchaks 82
Formation conditions of the North-Zaisan rocks not altered by the processes of soil formation and weathering 86

Chapter VI. Characteristic and mineralogical composition of the rocks altered by the processes of soil formation and weathering. 87
On climated and landscapes of the Late-Cretaceous-Paleocene epoch 87
Classification of the profiles of weathering 90
Weathering of quartzy-kaolin substratum (with an admixture of hydromica, mica and montmorillonite) in moistened (forest) areas of the savanna (subgroup A) 92
Weathering of the quartzy-kaolin substratum in alternatingly moist (grass) areas of the savanna (subgroup Б). 105

Weathering of the ferri-montmorillonite substratum in alternatingly moist (grass) areas of the savanna (Subgroup B) 130

Some common features of the structure of weathered rocks of the North-Saizan suite 146

Chapter VII. Paleogeography and regularities of lithogenesis of the continental variegated flinty-goethite-kaolin formation 149
Formational analysis of the North-Zaisan deposits 149
Paleogeographical environment of the Late Cretaceous-Paleocene epoch 158
Characteristic of the processes of sedimento- and lithogenesis 162
Commercial resources 169
On formations related to erosion of the weathering crusts 174
On the influence of a tectonic factor on lithogenesis of sediments 176

Conclusion 178

Bibliography 179

Юрий Григорьевич Цеховский

Литогенез континентальной пестроцветной
кремнисто-гётит-каолиновой формации (Восточный Казахстан)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
геологическим институтом

Редактор издательства Н.М.Митяшова
Технический редактор С.М.Бякерева

Подписано к печати 21/Ш-1973 г. Формат 70x108 1/16
Бумага офсетная № 1 Усл. печ. л. 16,5 + 1,4 вкл.
Уч.-изд. л. 20,73 Тираж 650 экз. Т-04806 Тип. зак.182.
Цена 2 р. 42 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва К-62, Подсосенский пер. , 21
1-я типография издательства "Наука", Ленинград, 199034 9-я линия, 12

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	*Строка*	*Напечатано*	*Должно быть*
16	11 сн.	Киин—Кирши	Киин Кириш
21	12 сн.	Mangolia	Magnolia
28	1 сн.	Eudinoccras	Eudinoceras
47	1 св.	Стержневых	Стрежневых
99	28 сн.	Слабый	Слабой
110	22 св.	типах	профилях
137	19—20 св.	3,55 Å), исчезающие после прокаливания	3,55 Å, исчезающие после прокаливания).
161	14 сн.	ценовой,	геновой,
165	7 сн.	лесная травянистая	лесная или тровянисто-луговая

Зак. 182

Zp. 466.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»