

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

4

**ИЮЛЬ - АВГУСТ
1949**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

СОДЕРЖАНИЕ

	<i>Стр.</i>
Г. Д. Афанасьев. Опыт сопоставления интрузивных комплексов некоторых областей СССР	3
В. А. Вахрамеев. Континентальные и солоноватоводные отложения олигоцена Северного Приаралья и северных чинков Устюрта	19
С. Н. Наумова. Споры нижнего кембрия	49
В. А. Невский. Складчатые формы южного склона хребта Ишме	57
В. Н. Данилович. Новые данные об Ангарском надвиге	69
А. П. Феофилова. К характеристике фациальных типов пород кольчугинской свиты Кузбасса	78
С. Е. Колотухина. Карбонатные породы кольчугинской свиты Кузбасса	97
Л. Г. Кваша. Грубообломочные породы зеленокаменной толщи в Миасском районе	119
Е. Н. Ларионова. Девонские и силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали	136
В. В. Тихомиров. Палеогеографические условия в альбское время на Малом Кавказе	147
Критика, библиография и дискуссии	
А. А. Богданов. Об «инверсии» в развитии структур Ишимбаевского Приуралья	160
Д. С. Белянкин. Рецензия на кн. Г. С. Дзоценидзе «Доминоценовый эффузивный вулканизм Грузии»	166

ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

№ 4

ИЮЛЬ — АВГУСТ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Москва 1949 Ленинград

Редактор академик *В. А. Обручев*

И. о. секретаря редакционной коллегии доктор геол.-мин. наук *Г. Д. Афанасьев*

Редакционная коллегия:

академик *Д. С. Белянкин* (зам. редактора), член-корр. АН СССР *А. Г. Бетехтин*
академик *А. Н. Заварицкий*, академик *С. И. Миронов*, академик *Д. В. Наливкин*,
член-корр. АН СССР *Н. М. Страхов*, доктор геол.-мин. наук *К. Р. Чепиков*,
член-корр. АН СССР *Н. С. Шатский*

18931

Подписано к печати 16. VII. 1949 г.	Печ. лист. 10 ¹ / ₂	Учетно-изд. 15.6
А 06549	Зак. 2306	Тираж 2725 экз.

2-я типография Издательства Академии Наук СССР. Москва, Шубинский пер., д. 10

Г. Д. АФАНАСЬЕВ**ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
НЕКОТОРЫХ ОБЛАСТЕЙ СССР**

В статье обобщены итоги личных петрографических исследований автора в некоторых районах Кавказа, Алтая, Восточной Сибири и Дальнего Востока.

Сопоставление палеозойских (для Кавказа и Алтая возраст достаточно обоснован) интрузивных комплексов приводит автора к заключению, что в изученных горных складчатых районах в «абиссальной» фации развиты два химических типа серий изверженных пород. Более древняя — каледонская — серия представлена породами от ультраосновных до натриевых гранитов и пегматитов. Более молодая — варисская — серия представлена породами от гранодиоритов до калиевых аляскитов. На Кавказе отчетливо выделяется третья — гибабиссальная — серия пород, близкая по возрасту к «абиссальным» интрузиям варисского возраста.

Введение

Проведенное автором изучение петрографии некоторых районов СССР дало материал для сопоставления естественных ассоциаций магматических пород, развитых в изученных районах.

Важность изучения сообществ изверженных пород была достаточно ясно сформулирована свыше 60 лет назад. На основании сопоставления габбро и базальтов третичного возраста Шотландии, Ирландии, Богемии и других районов Джедда (14) приходит к выводу о наличии различных петрографических провинций. Под петрографической провинцией он понимал область распространения изверженных пород определенного периода извержения, в которых породы имеют общие черты минералогического состава и структуры, отличающиеся от пород того же возраста, развитых в другой области. На основании изучения диабазовых пород Олонецкой губернии Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1898) ввел понятие «петрографическая формация». Позднее этот термин он расширил до понимания под ним совокупности всех пород, связанных с кристаллизацией какой-либо магмы, включая магматические и апомагматические ее продукты. Существенным элементом определения формации является, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, геологический момент.

Подобно взглядам Джедда о петрографических провинциях, позднее были сформулированы представления о Тихоокеанской, Атлантической (Иддингс, Харкер, Бекке) и Средиземноморской (Ниггли) провинциях изверженных пород. Изучение сообществ изверженных пород привело также к формулированию понятия об общем источнике происхождения групп пород; например, термин «кровное родство» применен Иддингсом (1892) для обозначения факта сходства какой-либо группы пород, ассо-

цированной во времени или в пространстве. Комагматическими Вашингтон назвал (1906) породы (а также области, в которых они встречаются), отличающиеся особенностями, указывающими на общность их происхождения. Примерно тот же смысл имеют термины «штамм» Гольдшмидта, «ассоциации горных пород» Боуэна (1934).

При изучении Ильменских гор Д. С. Белянкин (8) выделил миаски-то-гранитный комплекс, разнообразие пород которого им объясняется взаимодействием магмы комплекса и осадочных пород.

Тиррель (13) выделяет петрографические районы, которые отображают географическое распространение изверженных пород, образующих группы, связанные родством. Но, по Тиррелю, такие группы не включают всех изверженных пород в районе, а лишь породы, изверженные в течение определенного периода.

Из таких представлений вытекают предложения Тирреля учитывать петрографические периоды при рассмотрении закономерностей петрографических ассоциаций во времени.

П. И. Лебедев придавал большое значение организации работ по изучению офиолитовой формации Кавказа.

Д. С. Коржинский (9) употребляет понятие о «геологических комплексах», которые, по его мнению, представляют совокупность горных пород, возникших в результате взаимосвязи сложных геологических процессов, — тектонических, магматических, металлогенических, — т. е. совокупность пород, образовавшихся в течение одного геологического периода, начиная со стадии отложения осадочных пород вместе с подчиненными им эффузивами и кончая стадией складчатости и внедрения в осадочные толщи гранитоидных интрузий.

Отсутствие точных возрастных границ интрузий, слабая изученность древних эффузивных толщ с точки зрения последовательности их излияния, вещественного состава и сопряженности с интрузиями дает нам возможность сопоставить в основном лишь сообщества интрузивных пород, выделяя их под названием «интрузивные комплексы».

В понятие интрузивного комплекса я вкладываю представление о совокупности интрузивных изверженных и частью ими переработанных вмещающих пород, связанных приуроченностью к единой структурно-геологической обстановке, близостью возраста, общностью специфики вещественного состава, одинаковой степенью метаморфизованности и возможным единством глубинного магматического источника. Такой подход к магматизму позволил выделить в изучаемых районах разновозрастные ассоциации пород — интрузивные комплексы, — объединяющие серии пород от основных и даже ультраосновных до крайне кислых членов.

Изученный мной материал по интрузиям Северо-Западного Кавказа, Горного Алтая, Восточной Сибири и Дальнего Востока дал повод к проведению некоторых аналогий при сопоставлении интрузивных серий, развитых в этих удаленных и геологически мало сходных областях.

Ниже кратко излагаются фактический материал и основные выводы по петрографии указанных районов, частью ранее опубликованные. Излагаемый фактический материал количественно не равноценен для различных рассматриваемых областей. Наиболее детально и систематическому изучению подверглись интрузии Западного Кавказа, где петрографические работы проводились мной в течение ряда лет, в других же районах исследования ограничивались одним-двумя годами. Некоторая доработка материала по Алтаю и Дальнему Востоку проведена в связи с подготовкой настоящей статьи.

В таблице 1 дано расчленение палеозойского интрузивного магматизма в изученных районах на «родственные» комплексы.

Интрузивные комплексы некоторых районов в СССР

Таблица 1

Северо-Западный Кавказ		Горный Алтай		Восточная Сибирь		Дальний Восток (Малый Хинган)	
геологическое положение комплекса	этапы формирования	геологическое положение комплекса	этапы формирования	геологическое положение комплекса	этапы формирования	геологическое положение комплекса	этапы формирования
Уруштенский комплекс (нижний палеозой), абиссальная фация или фация средних глубин	Эффузивы (диабазы альбитофиры). Интрузии: габбро-амфиболиты, серпентиниты, пироксениты, тоналиты, На граниты. На метасоматоз, На пегматиты, На аплиты	Тельденский комплекс (нижний палеозой)	Эффузивы: (диабазы спилиты, порфириды, альбитофиры). Интрузии: габбро-амфиболиты, ультрабазиты, пироксениты, тоналиты, «трондьемиты», На граниты, пегматиты	(Нижний палеозой?, докембрий?) абиссальная фация	Габбро-амфиболиты, серпентиниты, тоналитовые гнейсы, На граниты	Амурский комплекс (нижний палеозой?, докембрий), абиссальная фация	Амфиболиты, серпентиниты, На гранито-гнейсы, На аляскиты
Комплекс Главного хребта (средний палеозой), абиссальная фация	Калиевые эффузивы. Интрузии: габбро-диориты, диориты оторочки, гранодиориты, граниты, спессартиты. К — метасоматоз, порфировидные гранодиориты и граниты. Двуслюдяные граниты, пегматиты, аплиты. К — аляскиты с пегматитами и аплитами	Каракемский комплекс (средний палеозой?), абиссальная фация	Кислые эффузивы. Интрузии: диориты оторочки, гранодиориты К — метасоматоз, (порфировидные граниты), мусковитовые граниты, пегматиты	Средний палеозой абиссальная	Эффузивы (ортофиры). Интрузии: габбро-диориты, краевой оторочки, плагиограниты, гранодиориты, двуслюдяные граниты, аляскиты	Биробиджанский комплекс (средний палеозой), абиссальная фация	Диориты краевой оторочки, порфировидные гранодиориты, граниты, аляскиты, пегматиты, аплиты
Комплекс Малых интрузий (средний палеозой?, верхний палеозой?), гипабиссальная фация	Габбро-диориты, диориты, монциониты, гранодиориты, граниты	Атуургольский комплекс (послесреднедевонский), гипабиссальная фация	Гранодиориты, граниты, гранитпорфиры, альбитовые граниты (жилые)	Верхний палеозой? мезозой? Гипабиссальная фация	К — метасоматоз (порфировидные граниты, гранодиориты), граниты, пегматиты, альбититы	Мелкие тела (верхний палеозой?)	Диориты, снелит-диориты, монциониты, граниты

Западный Кавказ

Изучение интрузивного магматизма Западного Кавказа проводилось на базе геологической карты, составленной В. Н. Робинсоном, и представлений о структуре Кавказа, созданных И. Г. Кузнецовым и В. Н. Робинсоном. Наше петрографическое изучение позволило наполнить конкретным содержанием структурные схемы, выявленные работами И. Г. Кузнецова и В. Н. Робинсона.

Структурные зоны северного склона Западного Кавказа, выделяемые В. Н. Робинсоном, вытянутые в северо-западном направлении, отделяются друг от друга региональными разрывами. Наличие разрывов, поперечных к главному кавказскому направлению, придает строению Кавказа глыбовый характер.

Антиклинальная структура зоны Передового хребта Западного Кавказа, сложенная в ядре регионально-метаморфизованными породами докембрия и в северном крыле слабо метаморфизованными породами нижнего и частью среднего палеозоя, прорвана серией интрузивных пород, названной нами уруштенский комплекс. В состав комплекса входят габбро-амфиболиты, серпентиниты, тоналиты, натриевые граниты и натриевые аляскиты. Серия изверженных пород комплекса завершается жилами натриевых пегматитов и аплитов.

Среди сланцевых толщ зеленокаменных пород нижнего палеозоя сильно развиты пачки эффузивов, представленных диабазами и кварцевыми альбитофирами. Нижнепалеозойские породы сланцевой толщи, вследствие контакт-метасоматического воздействия интрузий натриевых гранитов, связаны постепенными переходами с верхней свитой толщ кристаллических сланцев, нижняя свита которой должна быть отнесена к докембрию. Интрузии серпентинизированных пород и натриевых гранитов прорывают нижнепалеозойскую эффузивно-сланцевую с известняками толщу.

Интрузии уруштенского комплекса на основе имеющихся данных относятся по возрасту, вероятнее всего, к верхам нижнего палеозоя. Примерно к таким же выводам приводит определение и абсолютного их возраста. Обращаясь к вещественному составу интрузий комплекса, мы видим, что комплекс представлен ассоциацией пород от ультраосновных до крайне кислых натриевых дериватов. Несмотря на резкие различия составов крайних членов этой серии, для них вполне отчетливо прослеживается общая специфика состава, сводящаяся в основном к натриевому их облику. Эта специфическая особенность проявляется в натриевом типе полевого шпата во всех, вплоть до крайне кислых, членах комплекса, в развитии специфической зеленовато-голубой роговой обманки с повышенным содержанием натрия, а также и других характерных минералов. К характерным особенностям состава надо отнести также накопление стронция во многих минералах в виде примеси, а на заключительной стадии формирования комплекса — в виде самостоятельных минералов. Другой геохимической особенностью является обогащение титаном контакт-метасоматических и жильных образований, связанных с этими интрузиями.

Наличие интрузивных отношений между отдельными членами серии и отсутствие данных о дифференциации на месте их залегания позволяет предполагать, что формирование комплекса происходило в несколько раздельных интрузивных фаз, отображающих дифференциацию глубинного магматического источника.

Однотипный состав отдельных интрузий, обилие пегматитов, структурные признаки — все это позволяет считать, что формирование комп-

лекса происходило на значительной глубине и по фациальному признаку эти интрузии ближе к абиссальным, вернее, к интрузиям средних глубин.

Внедрение кислых членов комплекса сопровождалось широко развитыми явлениями натриевого метасоматоза, что приводило к альбитизации самих интрузий и гранитизации вмещающих пород.

Комплекс гранитоидов Главного хребта. В антиклинальную структуру северного склона Главного хребта, сложенную нижнепалеозойскими и частью докембрийскими отложениями, с признаками воздействия каледонских интрузий, несогласно перекрытую средним палеозоем, внедрялись в несколько этапов интрузии кислого состава, создавшие породы, известные в литературе по Кавказу под названием серые граниты, или граниты Главного хребта.

Главным этапом формирования этого комплекса является внедрение крупных (батолитовых) масс гранодиоритового, вернее, в значительной части плагиогранитового состава, с образованием вокруг них оторочек диорита и габбро-диорита, при взаимодействии с вмещающими амфиболитовыми породами. Позднее, но вероятно до завершения полной консолидации и охлаждения гранодиоритов, в пределы этой же структурной зоны внедрялись: 1) активные интрузии светлых, часто двуслюдяных гранитов, бедные калиевым полевым шпатом, и 2) интрузии аляскитовых существенно калиевых гранитов.

Последним интрузиям предшествовали и, возможно, сопровождали их явления интенсивной микроклинизации пород первой гранодиоритовой фазы и частью вмещающих, с преобразованием их в крупнопорфировидные граниты и гранодиориты метасоматического генезиса. Весьма характерным для комплекса является активность контактового воздействия двуслюдяных гранитов на вмещающие породы с развитием силлиманита и минералов, богатых летучими. Обильная пегматито-аплитовая деятельность, завершившая формирование комплекса, и постоянный состав отдельных интрузивных масс свидетельствуют об условиях кристаллизации интрузий комплекса в глубинных условиях.

Для более основных пород комплекса характерно развитие густо зеленой с синеватым оттенком роговой обманки, резко отличающейся по составу и оптическим свойствам от роговой обманки пород уруштеновского комплекса. Характерно также последовательно увеличивающееся содержание калиевого полевого шпата, представленного микроклином, а в краевых зонах двуслюдяных гранитов — и анортоклазом. Структуры их близки к монцонитовым.

Отдельные типы пород комплекса Главного хребта развиты на значительных площадях в виде однородных масс, создавая впечатление «батолитовой» формы интрузий. Характерно, наконец, обилие связанных с наиболее кислыми членами комплекса пегматитов, аплитов и широкое проявление мигматизации в контактовом ореоле. Металлогения интрузий комплекса Главного хребта имеет отличные черты по сравнению с металлогениями интрузий уруштеновского комплекса. Отличительная особенность комплекса — отсутствие основных интрузий как самостоятельной фазы. Породы диоритового или габбро-диоритового состава образуют оторочки за счет загрязнения гранодиоритов ранней фазы при наличии в контактах с интрузиями соответствующих пород (амфиболиты, карбонатные породы). Характерна также роль калиевого метасоматоза, предшествующего внедрению аляскиотов комплекса. С этим процессом связано преобразование гранодиоритов и частью вмещающих пород в порфировидные граниты и гранодиориты. Возраст кислых членов комплекса на основе имеющихся данных, вероятнее всего, среднепалеозойский.

Комплекс малых интрузий. Под этим названием для Северо-Западного Кавказа выделяется ассоциация интрузивных пород, разнообразных по составу и структурам; эта ассоциация имеет ряд призна-

ков, говорящих о быстрой охладения магмы с фиксацией некоторых промежуточных этапов ее кристаллизации в условиях, не благоприятствующих выравниванию состава. В силу этого минералогический состав многих пород свидетельствует о неравновесности образовавшихся минеральных фаз, сохранение которых главным образом обусловлено явлениями закалки. К таким минеральным ассоциациям относится, например, ассоциация: пироксен, роговая обманка, зональный плагиоклаз, биотит, кварц, анортит.

Если интрузии этого комплекса имеют интрузивные контакты с вмещающими породами (амфиболиты, змеевики и др.), то они обычно образуют постепенный ряд пород — гранодиориты, кварцевые диориты, монцититы, габбро-диориты. При наличии непосредственного контакта кислых интрузий (гранодиориты, граниты) с вмещающими породами они ограничены от них обычно зонами дробления.

Особенности структуры, неравновесный колеблющийся минералогический состав, значительные автометаморфические изменения — эпидотизация, пренитизация, хлоритизация, отсутствие пегматито-аплитовой серии и сколько-нибудь заметно проявленных признаков мигматизации, — все это позволяет рассматривать интрузии комплекса как гипабиссальные образования. По особенностям вещественного состава породы комплекса резко отличны от каледонских интрузий уруштенского комплекса, но достаточно сходны с абиссальными интрузиями комплекса Главного хребта. Металлогенически они имеют с ними много общего. Специфика вещественного состава отражается на появлении характерных минералов — густо окрашенной зеленой роговой обманки с синеватым оттенком плеохроизма (характерен сравнительно малый угол оптических осей) и калиевого полевого шпата, представленного анортитом, а в более глубоких срезах интрузивных тел — микроклином. Интрузии по возрасту являются посленижнепалеозойскими и дотриасовыми. Вероятен их возраст как верхнепалеозойский, не исключена возможность достаточной близости времени их внедрения с формированием абиссальных интрузий комплекса Главного хребта.

Горный Алтай

Работы, проведенные мной в 1936—1937 гг. в пределах Курайского хребта и бассейна рек Башкаус-Чулышман, частично отраженные в публикациях 1938, 1946 и 1949 гг., дают основание расчленить палеозойский интрузивный магматизм этой области на ряд естественных ассоциаций, которые сходны, по совокупности слагающих пород, их геологическому возрасту и особенностям вещественного состава, с палеозойскими интрузиями Кавказа.

В пределах Курайского хребта и междуречья Башкаус-Чулышман выделяются три структурные зоны, в каждой из которых развиты особые ассоциации интрузивных пород:

В пределах зоны северных склонов Курайского хребта развита ассоциация кристаллических сланцев, глубоко измененная процессами натриевого метасоматоза, с превращением их в альбит-олигоклазовые гнейсы и амфиболиты с развитием специфической роговой обманки. Кристаллические сланцы интродуцируются пластовыми телами ультраосновных пород, диоритов и тоналитов. На заключительной стадии формирования комплекса внедряются мелкие тела натриевых гранитов и жильных гранит-порфиров, для которых при гранитном составе характерно малое содержание калия, что проявляется в почти полном отсутствии калиевого полевого шпата. В отдельных разностях широко развиты минералы эпидот-цонзитовой группы, которые в ряде случаев (кислые члены) можно рассматривать как первично магматические образования, происхождение которых обусловлено спецификой данной магмы.

Для кислых интрузий комплекса и вмещающих пород, подвергнутых процессу натриевого метасоматоза, связанного с этими интрузиями, характерно развитие во всех членах специфической роговой обманки и натриевого плагиоклаза (для ранних стадий вследствие альбитизации). В пределах центральной структурной зоны, где не происходило внедрение кислых членов комплекса, обуславливающих метасоматическое изменение интродуцированных пород, развиты лишь основные члены комплекса. Примером такой ассоциации является тельденовская серия пород, представленная спилито-диабазовой с кератофирами формацией, интродуцированной ультраосновными породами (серпентиниты, пироксениты и др.) и габбро-диоритами. Для эффузивных членов этого комплекса также характерен натриевый тип пород и обогащение их титаном.

Возраст интрузий комплекса, прорывающих спилито-диабазовую формацию нижнего кембрия, не моложе среднего палеозоя.

Как наиболее древние породы (каледонские), интрузии этого комплекса развиты и в третьей структурной зоне — караемской, — где гнейсированные тоналиты и диориты слагают субстрат, в который внедрились интрузии следующего, условно среднепалеозойского цикла.

Караемский комплекс представлен интрузиями гранодиоритов, подвергшихся последующей микроклинизации, лейкократовых гранодиоритов с оторочкой диоритов и интрузиями светлых мусковитовых, существенно микроклиновых гранитов (аляскиты).

Химизм гранитоидов этого комплекса, а также особенности оптики отдельных минералов опять же оказываются резко отличными от соответствующих данных для курайской серии пород и сходными с таковыми же данными для абиссальных интрузий комплекса Главного хребта Северо-Западного Кавказа.

А тургольский комплекс. Центральная структурная зона, сложенная в основном палеозойской толщей эффузивов и сланцев, отделена разрывами северо-западного простираения от зоны Курайского хребта и Караемской зоны. Вдоль разрыва, отделяющего центральную зону от зоны Курайского хребта, обнажаются изолированные гранитные интрузии, имеющие куполообразную форму.

Площадь интрузивов от 1,5 — до 100 кв. км. Интрузии оказывают сильное контактовое воздействие на породы среднего девона, образуя скарновые залежи и превращая сланцы и песчаники в сильно биотитизированные, турмалинизированные, часто с андалузитом, контактные породы. Явления мигматизации вмещающих пород в связи с этими интрузиями не наблюдаются.

Состав интрузий в центральных частях отвечает нормальным калиевым гранитам с гранит-порфировой структурой. Краевые оторочки гранитов несколько базифицированы, с превращением их в лейкократовые плагиограниты монцититовой структуры, с развитием в стыках зерен плагиоклаза калиевого полевого шпата, приближающегося по оптике к анортотклазам.

К контактам породы становятся отчетливо мелкозернистыми — носят следы закалки. В ряде случаев в гранитах сохраняются реликты ранней стадии кристаллизации магмы в виде пироксена, резорбированного густо зеленой роговой обманкой. Граниты прорезаются жилами альбито-ортотклазовых аляскитов и редкими пегматитами. Отсутствие диоритовой оторочки вокруг гранитных массивов, вероятно, объяснимо составом вмещающих пород, представленных, главным образом, песчаниками.

Совокупность структурных признаков, соотношений гранитов с вмещающими породами, сохранение реликтовых минералов, указывающее на быстроту кристаллизации магмы, говорит о сравнительно гипабиссальных условиях кристаллизации этих интрузий.

Возраст интрузий этого типа, несомненно, послесреднедевонский; по косвенным соображениям, они должны быть не моложе верхов палеозоя.

На основании детальных петрографических работ в нижних течениях рек Онон и Унда интрузивный магматизм изученной части этой области Союза выглядит следующим образом.

Наиболее древними магматическими образованиями являются гнейсированные породы серии, представленной амфиболитами, серпентинитами, плагиогранито-гнейсами и лейкократовыми альбитовыми гранито-гнейсами типа натриевых аляскитов. Помимо натриевого облика кислых членов этой серии, для нее характерно обильное развитие минералов эпидот-цоизитовой группы и отсутствие калиевого полевого шпата. Возраст интрузий этого комплекса определяется условно как докембрийский или нижнепалеозойский. Площади развития пород этого комплекса обычно отделены разрывами от структур, в которых развиты серии изверженных пород другого типа.

Следующий по возрасту интрузивный комплекс представлен крупными интрузиями амфибол-биотитовых равномернозернистых плагиогранитов и гранодиоритов с оторочкой в ряде участков приконтактной зоны из диоритов. Комплекс слагает крупные площади в обособленной структурной зоне.

К более поздним стадиям формирования этого комплекса относится внедрение меньших по объему интрузий лейкократовых гранодиоритов монцититовой структуры, с малым содержанием калиевого полевого шпата. Плагиограниты и гранодиориты ранней стадии секутся жилами спессартитов. Последней стадии формирования отвечают мелкие тела и жилы аляскитовых гранитов с щелочным плагиоклазом и с повышенным содержанием калиевого полевого шпата по сравнению с гранодиоритами ранней стадии.

Интрузии этого комплекса оказывают интенсивное контактное воздействие на сланцы, эффузивы (ортофиры) и песчаники среднепалеозойского (?) возраста, производя в них биотитизацию, турмалинизацию и окварцевание с местным развитием ставролита, андалузита и других минералов. В качестве особенностей вещественного состава для всего комплекса в целом может быть отмечено появление, до значения существенной составной части, калиевого полевого шпата на заключительной стадии формирования комплекса и повсеместное развитие в гранодиоритовых породах ранней стадии специфической густо окрашенной в зеленый цвет с синеватым оттенком роговой обманки, имеющей пониженный угол оптических осей.

Возраст интрузий этого комплекса последевонский (?) и домезозойский.

В пределах тектонически поднятой зоны, отделенной разрывами от охарактеризованных комплексов, развита сложная серия пород, которая может быть расчленена следующим образом.

Породы, слагающие структуру и вмещающие последующие интрузии, представлены в сильнейшей степени катаклазированными и гнейсированными разностями. Среди них весьма существенную роль играют диориты и гранодиориты, аналогичные по сохранившимся реликтам специфических минералов породам интрузии первой стадии формирования среднепалеозойского комплекса и меньше — породам эффузивно-сланцевой свиты, превращенным в кристаллические сланцы.

Породы указанного состава были подвергнуты интенсивному катаклазу до превращения в милониты, после чего в той или иной мере они были гранитизированы с метасоматическим преобразованием их в порфириодные гранодиориты и граниты. Вмещающие породы, подвергнутые калиевому метасоматозу, были интродуцированы мало слюдистыми калиевыми гранитами. Последние сопровождалась жильной серией существенно альбитовых гранитов и пегматондных тел.

В настоящее время не имеется достаточных данных для решения вопроса, являются ли калиевые граниты этапом более молодым, но все же относящимся к тому же интрузивному комплексу, что и среднепалеозойские гранодиориты первой стадии, или они являются значительно более молодыми интрузиями, возможно, уже мезозойского возраста.

К важнейшим особенностям состава и структуры пород этой серии может быть отнесено метасоматическое развитие калиевого полевого шпата с постоянными константами, отличными от констант калиевого полевого шпата других интрузий. Интрузии этого типа, внедряясь в ранее мигматизированные и гранитизированные породы, не сопровождаются базифицированными (диорит, монцонит и др.) оторочками.

Малый Хинган

По данным, опубликованным в 1937 г. и в настоящее время дополненным более детальным изучением, среди интрузивных пород района Малого Хингана могут быть выделены два территориально обособленные комплекса пород.

1. Амурский интрузивный комплекс, представленный серией пород: габбро-амфиболиты, змеевики, тоналитовые гнейсы, лейкократовые плагиоклазовые гранито-гнейсы. Вмещающими породами этого комплекса являются слюдистые сланцы, амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Для кристаллических сланцев, вмещающих кислые интрузивные члены серии, характерно развитие минералов эпидотовой группы и наложение процессов натриевого метасоматоза, что вело к превращению сланцев в существенно альбитовые породы, со специфической роговой обманкой. Более ранние члены комплекса (габбро-амфиболиты) в разной степени захвачены метасоматическим воздействием кислых интрузий, источника богатых натрием производных. Роговая обманка в них относится к обыкновенным, она слабо плеохроирует в зеленовато-бурых тонах, но по краям переходит в роговую обманку, оптически идентичную амфиболу, специфичному для тоналитов и вмещающих пород.

В тех участках развития древней серии пород, где происходит внедрение интрузий более молодого комплекса, амфиболиты кровли преобразовываются в микроклиновые порфиroidные гранодиоритовые гнейсы.

Возраст интрузий амурского комплекса условно докембрийский или нижнепалеозойский. В пределах комплекса наибольшие площади составляют основными и ультраосновными членами, в то время как тоналитовые гнейсы и лейкократовые гранито-гнейсы представлены сравнительно небольшими телами.

2. Биробиджанский интрузивный комплекс представлен серией пород: диоритов, порфиroidных гранодиоритов, порфиroidных гранитов, а также обособленными мелкими телами лейкократовых гранитов с диоритовыми оторочками. Наиболее поздними членами комплекса являются аляскитовые граниты и обильные пегматитовые жилы.

Для комплекса в целом характерна подавляюще преобладающая, по площади развития, роль гранитных пород и главным образом порфиroidных их разновидностей. Для гранитных интрузий биробиджанского комплекса характерно развитие по границе с амфиболитами амурского комплекса диоритовой оторочки.

При формировании порфиroidных гранитов, вероятно, имел место процесс микроклинизации ранних интрузивных фаз и частью вмещающих пород, подобный описанному для кавказских гранитоидов.

Для диоритовых и гранодиоритовых разновидностей комплекса характерно развитие густо зеленой роговой обманки с малым углом оптических

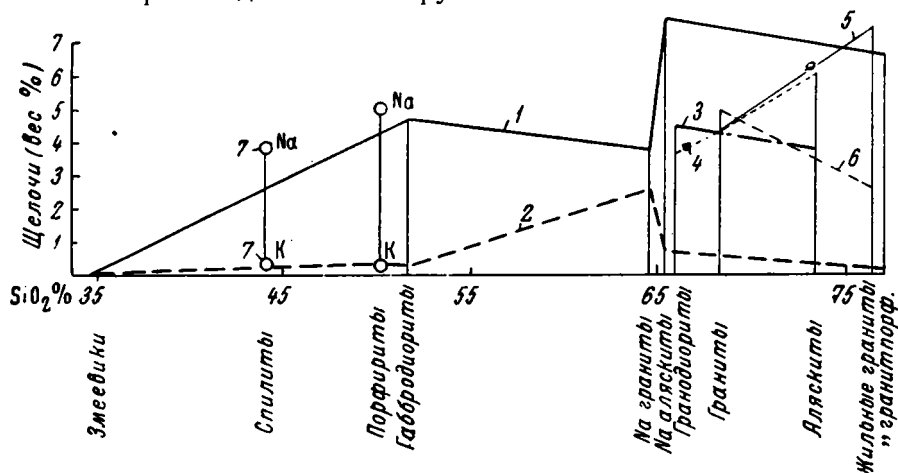
осей. Для всех пород комплекса свойственно наличие калиевого полевого шпата, представленного в порфировидных разностях типичным микроклином, а в мелких телах-сателлитах — разновидностью, по оптике близкой к анортоклазам. С интрузиями лейкократовых гранитов комплекса связан интенсивный контактовый метаморфизм вмещающих сланцев с образованием андалузитовых, силлиманитовых и турмалиновых разностей.

По возрасту интрузии комплекса относятся к среднепалеозойским.

Помимо двух главных серий изверженных пород, в том же районе встречаются мелкие обособленные тела сиенитов с анортоклазовым полевым шпатом и турмалиновых гранитов, соотношения которых с интрузиями биробиджанского комплекса остались невыясненными. Они могут быть сателлитами интрузий биробиджанского комплекса, что по некоторым косвенным соображениям более вероятно, но могут быть и членами другого более молодого интрузивного комплекса.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Объем журнальной статьи не позволяет привести развернутые характеристики вещественного состава — полные химические анализы, количественно-минералогические подсчеты, обильные данные по оптике породообразующих минералов — всех типов пород, образующих последовательные серии выделяемых интрузивных комплексов.



Фиг. 1. Содержание щелочей и SiO_2 в породах палеозойских интрузивных комплексов Горного Алтая

1 — содержание Na_2O в породах натриевой (каледонской) серии, 2 — содержание K_2O в породах той же серии, 3 — содержание Na_2O в породах калиевой (варисской) серии, 4 — содержание K_2O в породах той же серии, 5 — содержание Na_2O в породах малых интрузий, 6 — содержание K_2O в породах малых интрузий, 7 — содержание Na и K в каледонских эффузивах

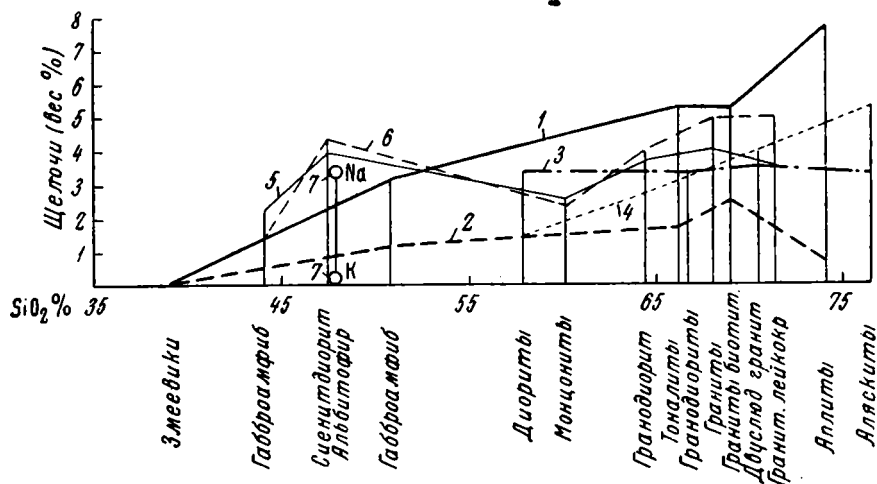
В таблице 2 и на фиг. 1—3 сведены данные о содержании щелочей и SiO_2 в породах, представляющих последовательные этапы формирования того или иного комплекса по каждому из районов, изучавшихся мной.

По некоторым районам (Восточное Забайкалье) или по некоторым комплексам других районов химические анализы отсутствуют. Эта неполнота несколько восполняется имеющимися в моем распоряжении многочисленными данными о минералогическом составе пород. Приводимые данные получены исключительно на материале моих личных исследований, которыми я стремился определить с наивозможной полнотой геологическое положение интрузий и их соотношения друг с другом.

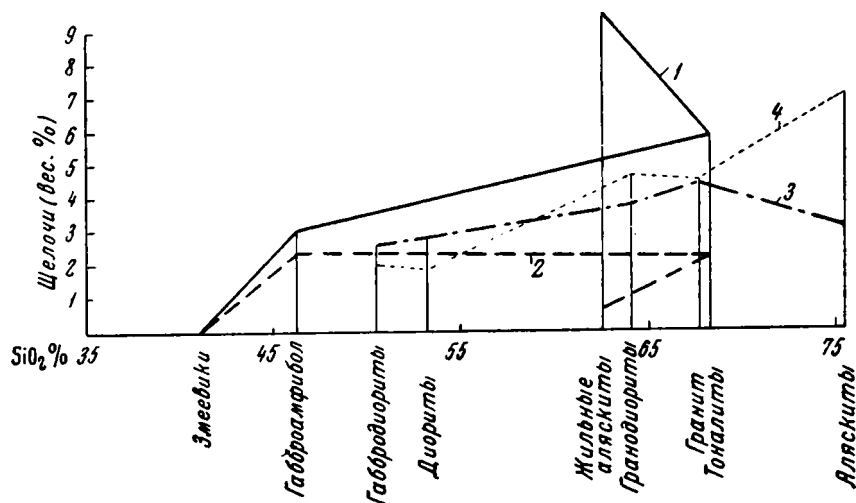
Из рассмотрения кривых поведения щелочей в разных породах различных районов совершенно определенно видно, что:

1) в каждом из изучаемых районов есть два резко выраженных ряда пород (таблица 2):

а) натриевый ряд пород, где все породы от наиболее основных до крайне кислых членов более богаты натрием, чем калием, и роль натрия абсолютно и по отношению к калию непрерывно возрастает в направлении от основных к кислым членам;



Фиг. 2. Содержание щелочей SiO_2 в породах палеозойских интрузивных комплексов Кавказа. Условные обозначения те же, что и для фиг. 1



Фиг. 3. Содержание щелочей и SiO_2 в породах палеозойских интрузивных комплексов Малого Хингана. Условные обозначения см. фиг. 1

б) калиевый ряд пород, для основных членов серий пород которого характерно примерно одинаковое содержание щелочей; в направлении к породам с увеличивающейся кислотностью быстро возрастает роль калия при относительно постоянном содержании натрия, но вместе с тем в таких калиевых сериях жильные породы последнего этапа снова обогащаются натрием;

2) в тех районах, где химизм пород был изучен более или менее достаточно (Кавказ), может быть выделена третья серия пород, представ-

ленная обычно мелкими телами сложного и непостоянного состава (малые интрузии) от габбро-диоритов через монцититы к гранитам; для этого ряда пород нет отчетливого преобладания калия или натрия, более калиевыми являются кислые члены, а более натриевыми — краевые фации, представленные часто породами гибридного облика.

Таблица 2

Содержание щелочей и SiO_2 в некоторых породах интрузивных комплексов Кавказа, Алтая и Малого Хингана (в вес. %)

		Западный Кавказ			Горный Алтай			Малый Хинган		
		Na_2O	K_2O	SiO_2	Na_2O	K_2O	SiO_2	Na_2O	K_2O	SiO_2
Нижнепалеозойские интрузивные комплексы	Вмещающие эффузивы ..	3.01	0.10	48.0	3.59	0.27	43.94	—	—	—
		—	—	—	4.56	0.33	50.58	—	—	—
	Змеевики . .	0.07	0.05	39.32	н. о.	н. о.	34.50	0.08	0.07	41.18
	Габбро-амфиболиты . . .	2.84	0.86	50.75	4.34	0.25	51.30	2.77	2.26	46.86
	Гранитоиды . .	4.78	1.54	66.08	3.37	2.55	64.80	5.33	1.84	68.60
		4.70	2.30	68.78	6.99	0.82	65.04	8.56	0.54	62.49
		6.92	0.62	74.19	5.97	0.19	76.66	—	—	—
Среднепалеозойские (?) интрузивные комплексы абиссальной фации	Диориты . . .	3.14	1.11	57.62	—	—	—	2.28	1.86	50.54
	Гранитоиды . .	2.99	2.85	66.58	4.08	3.42	65.72	3.42	4.04	64.74
		3.37	3.41	70.26	3.30	5.10	73.42	3.40	6.11	63.27
		2.93	4.92	77.37	—	—	—	4.10	4.18	67.42
		—	—	—	—	—	—	2.68	6.16	75.52
Среднепалеозойские (?), верхнепалеозойские (?) интрузивные комплексы гипабиссальной фации	Краевые зоны . . .	1.94	1.10	43.98	—	—	—	2.70	1.70	53.10
		2.18	2.10	60.76	—	—	—	—	—	—
		3.10	3.30	47.61	—	—	—	—	—	—
	Гранитоиды . .	3.38	3.45	64.36	3.98	4.36	—	—	—	—
		3.60	4.38	68.13	2.91	5.48	73.40	—	—	—
		3.14	4.60	71.15	—	—	—	—	—	—
	Жильные породы . . .	—	—	—	5.82	2.03	76.66	—	—	—
		—	—	—	6.61	4.88	65.46	—	—	—
		—	—	—	—	—	—	—	—	—

В дополнение к сказанному приведем далеко не полные данные по некоторым минералам, специфичным для того или иного ряда пород.

Щелочные полевые шпаты

В соответствии с данными химического состава в породах натриевых серий для всех изучавшихся районов характерно почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Даже в наиболее кислых членах полевые шпаты представлены плагиоклазом с большим содержанием альбитовой частицы. Для серий пород калиевого ряда характерно развитие калиевого полевого шпата, отличающегося различными свойствами. Общим для всех районов является развитие крупнопорфировидных микроклиновых гранитов, образование которых, по имеющимся данным, не магматическое и обусловлено явлениями микроклинизации ранних стадий комплекса и частью вмещающих пород.

Кавказ

Для морфологически единых, но сложных по составу пород, в том числе и микроклинизированных интрузий комплекса Главного хребта, формировавшихся в относительно абиссальных условиях, характерно развитие решетчатого микроклина с $2V$ от -78 до -86° и $\angle \perp$ (001) Nm от 7 до 15° .

Для серых двуслюдяных гранитов того же комплекса, образующих часто мелкие тела, характерно развитие малых количеств частью решетчатого, частью нерешетчатого калиевого полевого шпата с пониженным $2V$. Наиболее низкие значения $2V$ для калиевых полевых шпатов наблюдаются в краевых зонах интрузий. Крайние значения $2V$ калиевого полевого шпата в этих интрузиях от -50 до -67° и крайние значения $\angle \perp$ (001) Nm от 7 до 17° . Для сложных по составу малых интрузий, формировавшихся в более гипабиссальных условиях, калиевый полевой шпат и в монцонитах и в гранитах представлен анортоклазом с крайними значениями $2V$ от -48 до -54° и с крайними значениями $\angle \perp$ (001) Nm от 8 до 13° .

В гранитных породах тех же массивов, но на уровне более глубокого денудационного среза (около 1000 м) угол оптических осей калиевого полевого шпата повышается, и калиевый полевой шпат участками приобретает решетчатое строение.

Алтай

Калиевый полевой шпат в гранодиоритах и аляскитовых гранитах Каракема представлен решетчатым микроклином с $2V = -80$ — -84° и $\angle \perp$ (001) Nm = 8— 9° . Калиевый полевой шпат диоритовых и монцонитовых интрузий Чулышмана, гранитных интрузий Атуургол и других представлен нерешетчатым или слабо решетчатым калиевым полевым шпатом с крайними значениями $2V$ -59 до -66° и с крайними значениями $\angle \perp$ (001) Nm от 6 до 12° . Но в микроклинах Токпакской интрузии этого комплекса $2V$ колеблется от -72 до -75° . Наиболее низкие значения $2V$ и отсутствие сложного двойникования характерны для краевых зон интрузий.

Совокупность данных позволяет и для этого района ставить различия оптики калиевых полевых шпатов в зависимости от фациальной обстановки формирований интрузий.

Восточное Забайкалье

Для различных серий пород калиевого ряда этого района также характерно различие оптических свойств калиевого полевого шпата. В породах интрузии гранодиоритов с оторочками из диорита, с дайками светлых гранитов калиевый полевой шпат представлен микроклином с $2V$ -80 — -82° , с $\angle \perp$ (001) Nm = 8— 9° .

В породах интрузии центральной зоны нерешетчатый калиевый полевой шпат в гранитах и метасоматически развивающийся во вмещающих диоритах и гранодиоритах имеет $2V$ от -60 до -70° и $\angle \perp$ (001) с Nm от 10 до 16° .

Малый Хинган

Здесь наблюдается та же картина. В диоритах оторочки, подвергнутых микроклинизации, и в порфириовидных гранитах центральных частей массивов калиевый полевой шпат — микроклин с $2V = -82$ — -83° и с $\angle \perp$ (001) Nm = 8— 9° . В сателлитах этих интрузий, представленных мелкими телами гранит-порфиров, кварцевых диоритов и других, калиевый полевой шпат нерешетчатый — Ka-Na полевой шпат с $2V = -56^\circ$, -60° и с $\angle \perp$ (001) Nm = 8— 14° .

Сопоставляя эти данные с условиями залегания интрузий, общим составом пород, наличием пегматито-аплитовой серии и другими признаками, вероятнее всего заключить, что одной из наиболее важных причин колебания оптических свойств калиевого полевого шпата является различие фациальных условий формирования интрузивных комплексов.

Роговая обманка. Обильный цифровой материал по оптическим константам роговых обманок, встречающихся в изученных сериях пород, позволяет сказать, что двум типам пород (калиевый и натриевый) соответствуют два типа породообразующих роговых обманок, обычно прослеживаемых во всех членах той или иной серии, вплоть до гранитов.

Натриевый ряд пород. В породах натриевой серии Кавказа, Горного Алтая и Малого Хингана роговая обманка представлена зеленовато-голубой разностью, с меняющейся интенсивностью окраски и плеохроизма. В ряде случаев она подвергнута актинолитизации. Такая же роговая обманка, по единичному анализу для Кавказа, несколько обогащенная натрием и с повышенным содержанием алюминия, образуется вследствие натриевого метасоматоза и во вмещающих кристаллических сланцах. Для этой роговой обманки характерны $2V = 70-75^\circ$ с отклонением до -50° в случае обогащения глаукофановой частицей. Вычисленный как среднеарифметическое из значений Ng, Nm и Np средний показатель преломления колеблется от 1.650 до 1.670, $\angle CNg = 17-18^\circ$. В изученных нами породах натриевой серии Восточного Забайкалья роговая обманка обычно целиком актинолитизирована.

Породы калиевого ряда содержат роговые обманки густо зеленого с синеватым оттенком цвета. По единичному анализу оптически аналогичной роговой обманки Кавказа (14) эта роговая обманка более железиста и обогащена калием по сравнению с предыдущей.

Во всех породах калиевых серий от диоритов-монцититов до гранитов (в гранитах в качестве аксессуаров) Кавказа, Горного Алтая, Восточного Забайкалья и Малого Хингана роговая обманка близка по оптическим свойствам и, вероятно, по составу. Она отличается, помимо характерной окраски и плеохроизма, малыми углами оптических осей от -54 до -64° , средним показателем светопреломления от 1.670 до 1.685 и $\angle CNg = 16-17^\circ$.

Помимо указанной специфики вещественного состава, интрузии выделенных комплексов внутри каждого изученного района отличаются по особенностям контактового воздействия на вмещающие породы, по связанной с ними металлогенности и по многим другим признакам, рассмотрение которых предполагается провести в другой публикации.

Резюмируя приведенные данные по изучению интрузивных комплексов Западного Кавказа, Горного Алтая, Восточного Забайкалья и Малого Хингана, можно констатировать следующие моменты.

1. В этих удаленных друг от друга районах в строении складчатых сооружений принимают участие три типа естественных ассоциаций изверженных пород, возраст которых для одних районов (Кавказ, Алтай) является достаточно обоснованно палеозойским, для других — Малый Хинган, Восточное Забайкалье — по имеющимся данным вероятнее всего палеозойским.

Одна серия пород в этих районах, несомненно, более древняя. Ее возраст посленижнепалеозойский и досреднепалеозойский; другие же более молодые являются послесреднепалеозойскими, но более древними, чем отложения верхнего палеозоя.

2. Более древняя ассоциация интрузивных пород представлена серией: габбро-амфиболиты, ультрабазиты (змеевики), тоналиты, альбитовые граниты, натриевые аляскиты. Серия завершается внедрением натриевых пегматитов и аплитов. С кислыми интрузиями этой серии связана глубокая переработка вмещающих пород с превращением их в

кристаллические сланцы. Явления натриевого метасоматоза, сопровождающие внедрение кислых интрузий, приводят к альбитизации и гранитизации пород более ранних интрузивных фаз, а также части вмещающих пород, с превращением последних в существенно плагиоклазовые гранитоиды метасоматического генезиса.

На Кавказе и в Горном Алтае в участках, где отсутствуют кислые члены комплекса, вмещающими породами для интрузий габброидов и гипербазитов являются эффузивно-осадочные толщи, эффузивы которых представлены исключительно натриевыми разновидностями — спилитами, диабазами, альбитофирами. Интрузии этого комплекса также носят четко выраженный натриевый облик. Имеющиеся данные говорят, что крайние члены комплекса — гипербазиты, с одной стороны, и собственно граниты, с другой, — количественно играют относительно небольшую роль. Наибольшие площади слагаются основными породами комплекса — габброидами, часто представленным габбро-амфиболитами и значительно меньше тоналитами.

3. Другой, калиевый, тип интрузий чаще (Кавказ, Алтай) представлен двумя типами ассоциаций.

а) Интрузивные серии из диоритов, гранодиоритов, двуслюдяных гранитов, калиевых аляскитов и пегматито-аплитовых производных. Эти серии пород формируются в относительно абиссальных условиях.

Для них характерно образование крупных «батолитовых» масс гранодиоритового состава, подвергающихся «базификации» до диоритов в краевых оторочках, с последующим внедрением более кислых и обогащенных калием гранитоидов. С внедрением более кислых членов связано наложение калиевого метасоматоза, что приводит к микроклинизации ранних интрузивных фаз комплекса и частью вмещающих пород, с превращением их в крупнопорфировидные разности гранодиоритов и гранитов метасоматического генезиса.

б) Интрузивные серии пород, слагающие мелкие массивы, выделенные для Кавказа под названием комплекса малых интрузий, представлены ассоциацией из габбро-диоритов, монцонитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов. Эта серия пород, вероятнее всего, формируется в гипабиссальных условиях.

Большое значение при формировании этих интрузий играет ассимиляция вмещающих пород, ведущая к загрязнению гранитной магмы, с кристаллизацией непостоянных, пестрых по составу пород, включающих породы с неравновесными минеральными ассоциациями.

Таковы результаты сопоставления кратко охарактеризованного палеозойского магматизма для некоторых районов Союза. В нашем изложении не отражены все местные вариации разнообразия изверженных пород, вызываемые локальными условиями с учетом явлений гибридизма, контаминации, гранитизации. Показано основное расчленение на крупные группы пород, имеющих общие признаки, позволяющие выделить их в обособленные комплексы.

Приведенное подтверждает большое значение углубленного изучения вещественного состава ассоциаций изверженных пород, сопряженного с выявлением геологического их положения и соотношений отдельных типов пород как внутри комплекса, так и между различными комплексами. Хотя имеющийся материал значительно шире изложенного в настоящей статье, но все же он еще недостаточен для далеко идущих выводов. Тем не менее нам представляется, что проделанный опыт изучения естественных ассоциаций изверженных пород и сопоставления их между собой уже сейчас дает достаточно интересные результаты.

Намечается, что палеозойский магматизм затронутых статьей районов представлен в основном двумя химическими типами пород, которые в некоторой мере отвечают давно известному представлению об атлантическим и тихоокеанском типах пород.

Основываясь на нашем материале, можно согласиться с воззрениями Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, который был противником такого территориального разделения изверженных пород, считая одним из доводов против этого их совместное нахождение (10). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг был вообще противником противопоставления этих типов, даже учитывая аргумент, что в одном районе они являются разновозрастными образованиями.

Вместе с тем нам представляется, что для данного случая (палеозойский интрузивный магматизм) представления Джедда о петрографических провинциях менее отвечают истинному положению вещей и, может быть, более правильными являются представления Тирреля о «петрографических периодах».

В заключение считаю нужным отметить, что вопрос о происхождении гранитов, по которому имеется большая литература, может ставиться и решаться только в связи с изучением обособленных комплексов, вероятно, отвечающих дифференциационным сериям разного происхождения. Если при формировании нижнепалеозойских интрузий натриевого типа вполне вероятно образование незначительных количеств натриевых гранитов за счет дифференциации первичной основной магмы, то при формировании палеозойских интрузий калиевого типа существенно гранодиоритового состава больше основания присоединиться к мнению Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, высказанному им еще в 1910 г., что «источником, откуда получают, начиная с архейской эры, изверженные породы, является твердая земная кора, отдельные участки которой, периодически расплавляясь, дают начало магмам, которые или непосредственно соответствуют прежним древним типам изверженных пород, или приводятся к ним путем дифференциации». Иными словами, для палеозойских гранитных, вернее по преимуществу гранодиоритовых, интрузий калиевого ряда в охарактеризованных настоящей статьей районах СССР вероятнее всего палингенное происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. Петрографическое описание Приамурской части Малого Хингана. Дальневост. фил. АН СССР, серия геол., т. 1, Изд. АН СССР, 1939.
2. Афанасьев Г. Д. Плагноклазиты Каракема. Сборн. в честь 70-летия акад. Д. С. Белянкина. Инст. геол. наук АН СССР, 1946.
3. Афанасьев Г. Д. О древних интрузивных циклах Северо-Западного Кавказа, ДАН СССР, LIV, № 5, 1946.
4. Афанасьев Г. Д. О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных дериватов каледонских интрузий Западного Кавказа. ДАН СССР, LXII, № 5, 1948.
5. Афанасьев Г. Д. Явления микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1949.
6. Белянкин Д. С. Петрографическая карта Ильменских гор. Изд. АН СССР, 1915.
7. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, петрогр. серия, вып. 12, № 5, 1940.
8. Лебедев П. И. Академик Ф. Ю. Левинсон-Лессинг как теоретик петрографии. Изд. АН СССР, 1947.
9. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса. Изв. СПб. Политехн. инст., отдел техн. естеств. и матем., т. 15, вып. 1, 1910.
10. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О химическом составе петрографических провинций России. Изв. Геол. ком., т. 42, № 2, 1923.
11. Тиррель Дж. В. Связь между магматической деятельностью и тектоникой. Тр. XVII Сессии Междунар. геол. конгр., 1937.
12. Фаворская М. А. Роговая обманка сванетских неинтрузий. Сборн. в честь 70-летия акад. Д. С. Белянкина. Инст. геол. наук АН СССР, 1946.
13. Goldschmidt V. M. Stammestypen der Eruptivgesteine. Vid. Skrift. I Mat. Nat. Klas., No. 10, 1922.
14. Judd J. W. On the Gabbros, and Basalts of Tertiary Age in Scotland and Ireland. The Quart Journ., 1886.

В. А. ВАХРАМЕЕВ

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ И СОЛОНОВАТОВОДНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ОЛИГОЦЕНА СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ И СЕВЕРНЫХ ЧИНКОВ
УСТЮРТА**

Континентальные третичные отложения Северного Приаралья, широко известные в литературе под названием тургайской свиты или аквитана, расчленяются автором на четыре свиты, из которых первая, вторая и четвертая сложены континентальными отложениями, а третья — солоноватоводными осадками. Показаны пределы распространения свит, охарактеризован состав и условия залегания.

Рассматривая соотношения с подстилающими и покрывающими морскими фаунистически охарактеризованными отложениями, автор устанавливает, что возраст континентальной толщи относится к среднему и верхнему олигоцену, не выходя за пределы палеогена.

По направлению к западу, вдоль северных чинков Устюрта континентальные отложения постепенно замещаются морскими образованиями, сходными с майкопскими отложениями Кавказа.

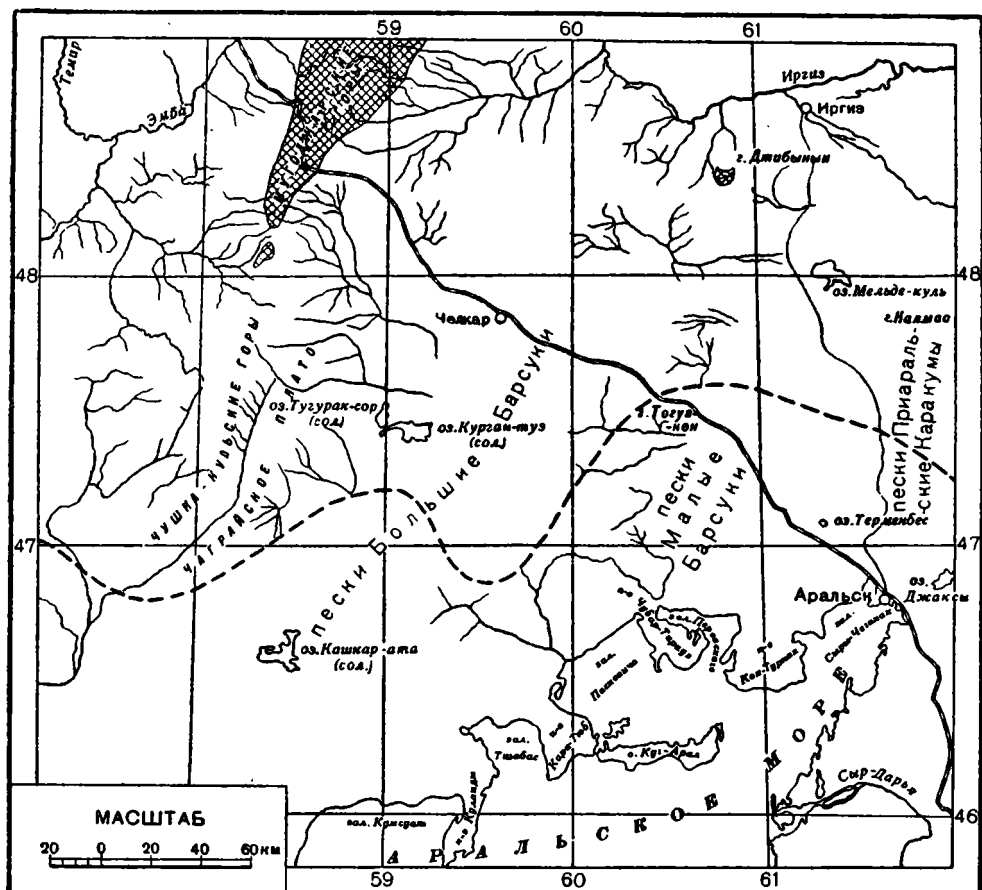
Континентальные и солоноватоводные отложения среднего и верхнего олигоцена¹ очень широко развиты в Северном Приаралье, где они слагают верхнюю часть обширных столовых водоразделов. Обычно они залегают с разрывом на мощной толще зеленовато-серых глин морского палеогена, содержащих обильную фауну моллюсков, известных под названием чеганской свиты. Возраст этой фауны оценивается различными исследователями (1, 7, 20, 22) как верхний эоцен — нижний олигоцен. Местами в сводовых частях антиклиналей породы континентального олигоцена залегают непосредственно на подстилающих чеганскую свиту кварцевых песках, относящихся к саксаульской свите среднего эоцена. На континентальной толще с небольшим размывом располагаются отложения аральских слоев, иногда называемых аральским ярусом, относимых к нижнему миоцену. Они представлены переслаивающимися глинами, песками, мергелями и реже известняками, содержащими однообразную фауну, среди которой резко преобладает *Corbula helmerseni* Mich.

Западнее, в обрывах северо-восточного Устюрта, континентальные образования располагаются с размывом на песчано-глинистых породах (аше-айрыкская свита О. С. Вялова), связанных постепенным переходом с залегающими ниже глинами чеганской свиты.

В кровле континентального олигоцена здесь залегают зеленые глины и пески с галечником в основании, сменяющиеся вверх красными глинами с фауной среднего миоцена (тарханско-чокракские слои). Аральские слои с *Corbula helmerseni* здесь отсутствуют. Западнее континентальные отложения замещаются морскими осадками.

¹ Среди толщ континентального происхождения Северного Приаралья проходит небольшой горизонт солоноватоводных осадков, но для краткости мы в дальнейшем будем именовать все эти отложения континентальным олигоценом или тургайской серией.

До недавнего времени осадки континентального олигоцена, вследствие их пестрой фациальной изменчивости в вертикальном и горизонтальном направлениях, не расчленялись и описывались как одно целое под названием аквитана, так как еще в 1858 г. из этих отложений была



Фиг. 1. Схема Северного Приаралья (м. 1.4 000 000). Пунктиром показана предполагаемая граница распространения соленатоводных осадков третьей свиты

определена Геером (24) флора аквитанского типа, собранная Антиповым в бассейне р. Джиланчика у колодцев Яр-куе (южная часть Тургайской впадины). В последующие годы сборы растительных остатков того же типа производились в различных точках Северного Приаралья. Однако, как было выяснено работами А. Н. Криштофовича (14), вертикальное распространение этой флоры оказалось далеко выходящим за рамки аквитанского яруса, захватывая и более низкие горизонты олигоцена. Поэтому А. Н. Криштофович предложил название аквитанская флора изменить на тургайская флора, в связи с чем О. С. Вялов предложил именовать континентальные отложения олигоцена тургайской серией. Этот термин принимаем и мы в настоящей работе.

Первую попытку расчленения тургайской серии сделал Л. Б. Рухин (20), выделивший чиликские и собственно тургайские слои. Первые были отнесены им к среднему, а вторые — к верхнему олигоцену.

Во время наших исследований, проводившихся в Северном Приаралье в 1938—1939 гг., было установлено, что толща континентальных отложений распадается на четыре свиты, отделенные друг от друга по-

верхностями размыва. В прибрежной полосе Аральского моря, среди осадков третьей свиты (считая снизу) была обнаружена солоноватоводная фауна. Схема деления континентального олигоцена Северного Приаралья была изложена мной в 1940 г. в кратком реферате (5), однако весь основной материал, касающийся этих отложений, остался неопубликованным.

В 1946 г. мне удалось продолжить работу по изучению континентального олигоцена, распространив ее на северный чик Устюрта.

Собранные нами челюсти рыб и зубы акул определены В. В. Меннером, пелециподы и гастроподы Б. П. Жижченко, остракоды М. И. Мандельштамом. Определение флоры производилось М. Узнадзе и мной при консультации А. Н. Криштофовича. Всем вышеупомянутым лицам выражаю свою искреннюю признательность.

Особую благодарность за многочисленные советы и указания, а также за ряд сделанных в полевой обстановке наблюдений приношу А. Л. Яншину, осуществлявшему общее руководство полевыми работами.

Автор считает своим долгом отметить, что ряд наблюдений в Северном Приаралье в 1939 г. произвел трагически погибший тогда же Ф. В. Щеленков. В 1946 г. В. И. Самодуров и В. С. Журавлев описали ряд разрезов в пределах северо-западного Устюрта.

I. Описание континентального олигоцена Северного Приаралья

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез континентального среднего и верхнего олигоцена находится в обрывах залива Перовского. Всю толщу континентального олигоцена здесь можно разбить на четыре свиты, хорошо прослеживающиеся по разрезу.

Первая свита (начиная снизу) представлена светлыми кварцевыми мелкозернистыми обычно косослоистыми песками. Слоистость подчеркивается чередованием глинистых разностей с чистыми песками.

В районе г. Кара-сандык верхняя часть свиты сложена оолито-бобовыми бурыми железняками. В нижней части толщи бурые железняки содержат редкие прослойки плотного ожелезненного алевроита желтовато-красного цвета. Мощность прослоек алевроита колеблется от 10 до 25—30 см, изредка достигая 40—50 см. Характерной особенностью алевроитов является горизонтальная слоистость и относительная выдержанность по простиранию. Наоборот, бурые железняки имеют всегда косую круто наклонную слоистость, падающую на юго-восток под углом, близким к 20—25°; отдельные слои имеют наклон до 35°. Нередко встречаются обломки древесины, а иногда и части целых стволов до 30 см в диаметре. Отложения первой свиты заполняют впадины на поверхности чеганских глин, местами выклиниваясь при подъеме последних.

Вторая свита представлена глинами, песчанистыми глинами и песками. Встречаются прослойки обычно ожелезненных песчаников. Характерной особенностью является развитие лиловато-серых и шоколадных хорошо слоистых листоватых глин с тончайшими прослойками слюдистого тонкозернистого песка, обычно содержащих растительный детритус. В разрезе горы Кара-сандык в верхней части глин проходит слой плотного оолитового бурого железняка с отпечатками листьев, слагающий плоскую вершину горы и резко выклинивающийся в стороны.

В основании глин, несколько западнее горы Кара-сандык, уже после наших исследований Д. П. Словягиным была обнаружена прослойка ракушняка, состоящего из створок *Corbulamya* sp. с редкими зубами *Odontaspis* cf. *cuspidata* Ag. Внутри свиты отмечаются многочисленные внутриформационные размывы и эрозионные несогласия между отдельными слоями. На подстилающих отложениях вторая свита залегает с резким размывом. В разрезе горы Кара-сандык в основании второй свиты располагается слой конгломератового бурого железняка, возникшего

в результате размыва и переотложения бурых железняков первой свиты. Залегание свиты волнистое; мощность ее значительно увеличивается во впадинах рельефа, существовавшего до ее отложения, и уменьшается на перевалах, где вторая свита залегает непосредственно на чеганских глинах.

Третья свита представлена маломощной пачкой (5—6 м) мелкозернистых и тонкозернистых кварцевых песков с прослойками глин, с редкой кварцевой галькой и линзочками гравия. Пески содержат выклинивающиеся прослойки песчаника с отпечатками кардид плохой сохранности, зубами акул (*Odontaspis* sp.) и позвонками рыб, свидетельствующими о морском происхождении этой свиты. Пески залегают на ровной поверхности подстилающих отложений второй свиты и имеют лишь незначительный наклон на запад, вызванный тектоническими причинами.

Четвертая свита представлена светлыми слюдисто-кварцевыми мелко- и среднезернистыми песками с прослойками железистых песчаников. Обращает внимание огромное количество, слюды в отдельных прослойках песка. В нижней части местами встречаются выклинивающиеся прослойки гравийного песка.

Вышележащие аральские слои равномерно срезают отложения четвертой свиты, мощность которой уменьшается на восток, по мере приближения к осевой части антиклинали.

Несколько северо-западнее залива Перовского в овраге Тас-сай у восточной кромки песчаного массива Малые Барсуки находятся выходы первой свиты.

В основании разреза располагаются зеленые глины, покрывающиеся белыми косослоистыми алевроитами, на размывтой поверхности которых залегают пески и песчаники, содержащие хорошо сохранившиеся отпечатки: *Liquidambar europaeum* A. Br., *Taxodium distichum* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Alnus nostratum* Ung., *Nelumbium* sp. Местами над песчаниками сохранились от размыва тонкозернистые слюдистые пески. Отложения более молодых свит континентального олигоцена уничтожены эрозией.

К северо-востоку от ст. Чокусу на протяжении 10 км тянется почти сплошное обнажение, вскрывающее континентальный олигоцен (фиг. 3).

Первая свита в преобладающем большинстве разрезов, описанных нами вдоль всего обрыва, представлена кварцевыми песками. Лишь на коротких отрезках на северо-востоке и на юго-западе чинка пески частично замещаются глинами.

В северо-восточном окончании чинка внутри косослоистых песков первой свиты прослеживается прослойка сильно железистого песчаника, местами распадающаяся на многочисленные железистые конкреции плоско-эллипсондалной формы, заключающие отпечатки листьев, список которых помещен ниже в разделе, посвященном возрасту.

Первая свита, как и в разрезах залива Перовского, залегает прерывисто, выполняя впадины в рельефе поверхности морских палеогеновых глин.

Большая часть второй свиты, как и в районе залива Перовского, сложена лиловато-серыми или зеленовато-серыми тонкослоистыми глинами, содержащими многочисленные очень тонкие прослойки песка и множество плохо сохранившихся растительных остатков. В северо-восточной части чинка внутри глин прослежен горизонт углистых глин (см. фиг. 3). Лишь самая верхняя часть свиты ниже горизонта глин с остракодами, о котором будет сказано ниже, сложена песками.

Внутри второй свиты, как и в разрезах залива Перовского, наблюдаются многочисленные внутренние размывы и связанные с ними выклинивания отдельных слоев. Однако все эти размывы имеют узко локальный характер и не прослеживаются на большое расстояние. Ложбины, врезанные в пески первой свиты, и морские палеогеновые глины запол-

нены глинами второй свиты, что говорит о крупном размыве, происшедшем перед отложением последней. На склонах углублений, выполненных глинами второй свиты, последние залегают на подстилающих породах с заметным эрозионным угловым несогласием. Восточнее обн. 32 в основании глин появляется линза, сложенная железистыми песками и конгломератовыми бурами железняками, содержащими угловатые гальки кремнистых пород до 10 см в диаметре.

Верхнюю часть континентальной серии в юго-западной части чинка Сары-булак слагают кварцевые мелкозернистые и тонкозернистые пески с многочисленными прослойками зеленовато-серых слюдистых глин; книзу количество прослоек глины падает. Пески залегают здесь с резким размывом на подстилающих отложениях. По направлению к северо-востоку глинистые прослойки становятся все более многочисленными, и вся толща оказывается сложенной песками. Нам представляется правильным отнести эти отложения к четвертой свите.

На границе между этими отложениями и нижележащими песками и глинами второй свиты располагается горизонт бурых глин с острокодами: *Ilyocypris aralia* Mandelst., *Bythocypris abscissa* Mandelst., *Heterocypris obunda* Mandelst., *Cypris acclivis* Mandelst. Горизонт этот обладает небольшой мощностью (около 2 м), но выдерживается почти на всем протяжении чинка за исключением крайнего юго-запада, где он, повидимому, уничтожен размывом. Можно предположить, что глины с острокодами соответствуют третьей свите залива Перовского.

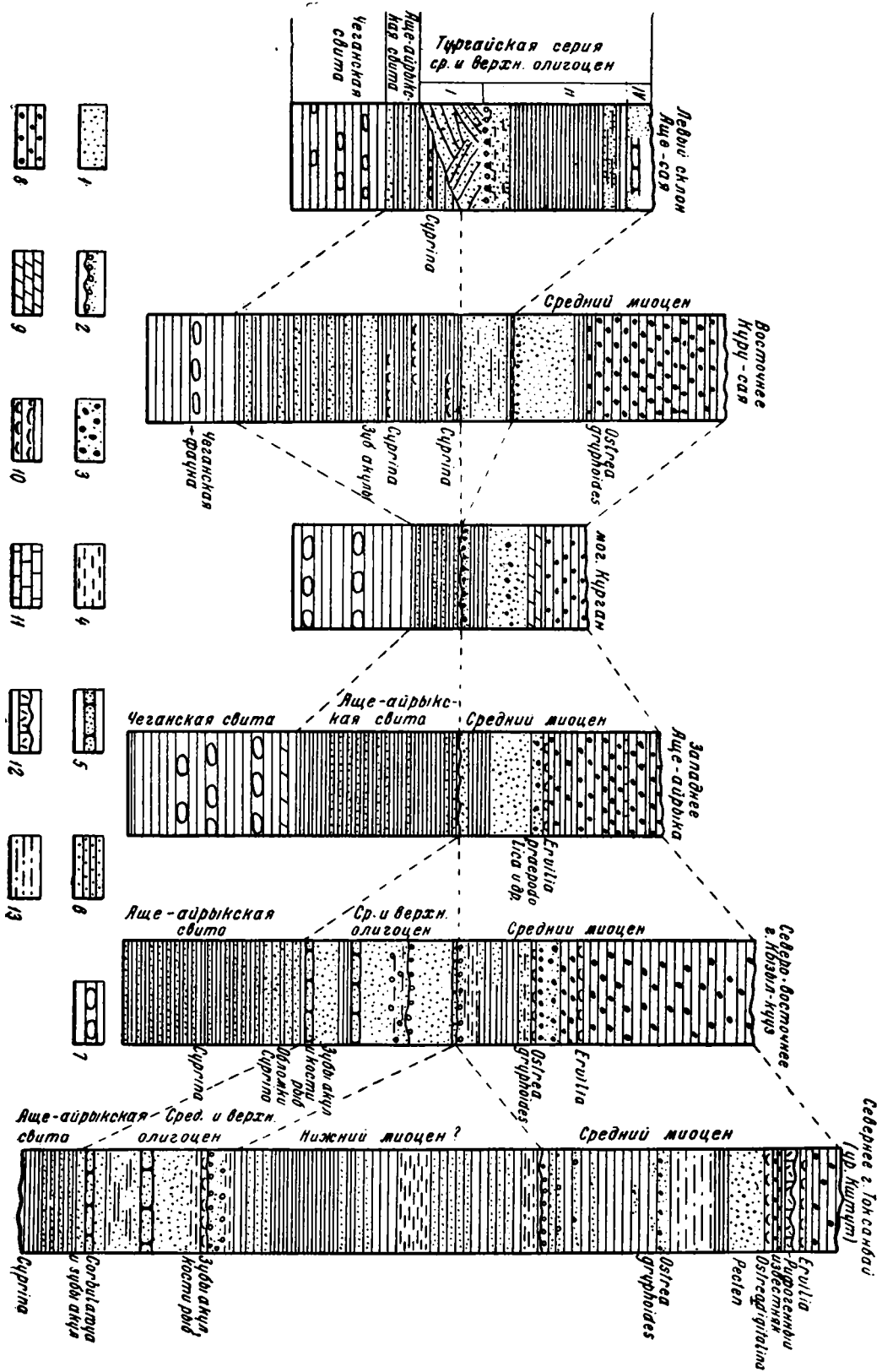
Верхнюю часть чинка слагают аральские слои, представленные глинами с прослойками мергелей. В основании аральских слоев располагается довольно выдержанный горизонт небольшой мощности (4 м), сложенный на юго-западе песчанистыми глинами и рыхлыми песчаниками. Последние по направлению к северо-востоку переходят в пески, а затем в песчанистые глины. Среди песчанистых глин этого горизонта в юго-западной части чинка были найдены: щиток черепахи, зубы акул — *Odontaspis cuspidata* Ag. и челюсти, принадлежащие двум родам рыб — семейству *Esocidae* (щуки), род *Pavlovichthyes* (?) и семейству *Percidae* (букановые), род *Platypharodon* (?). Оба рода принадлежат морским рыбам.

Первоначально мы относили этот горизонт к третьей свите, полагая, что отложения четвертой свиты в чинке Сары-булак отсутствуют и что аральские слои залегают непосредственно на третьей свите. Тесная связь этого горизонта с вышележащими аральскими отложениями и отсутствие между ними ясного перерыва, наблюдавшегося нами в разрезе залива Перовского, где аральские слои постепенно срезали пески четвертой свиты, заставляют нас помещать этот горизонт в основание последних.

Севернее чинка Сары-булак отложения четвертой свиты широко распространены. Осадки третьей свиты выклиниваются нацело, как и отложения первой свиты. Глины второй свиты обыкновенно встречаются лишь в отдельных разрезах, залегая во впадинах на поверхности морского палеогена.

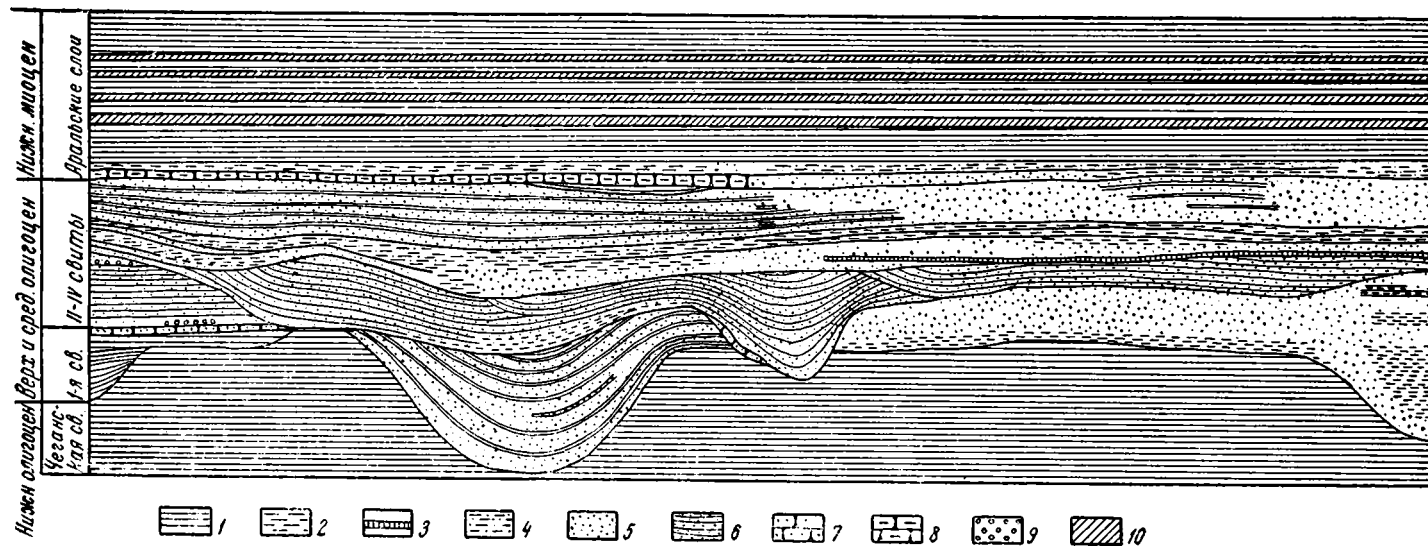
В южной оконечности большого плато, расположенного к северу от балки Джалавлы, развиты кварцевые мелкозернистые глинистые пески (до 12 м мощности), то светлые, то окрашенные в охристые тона. Пески содержат несколько горизонтов конгломератов, состоящих из едва окатанных угловатых обломков кварца, кремнистых сланцев и метаморфических пород, сцементированных железисто-песчаным цементом. Отдельные обломки достигают 0.6—0.7 м в диаметре. В 2.5 м от подножья проходит горизонт эллипсоидальных конкреций железистого песчаника, внутренность которых заполнена рыхлым песком.

Пески, относимые нами к четвертой свите, располагаются непосредственно на размывтой поверхности средней части морского палеогена



Фиг. 2. Сопоставление третичных отложений Северо-Восточного Устюрта.

1 — пески тонкозернистые и мелкозернистые, 2 — галечник с кремневой и кварцевой галькой и обломками из палеозойских пород мугоджарского типа, 3 — пески тонкозернистые с известковистыми округлыми стяжениями (преобладающий диаметр около 5 мм), 4 — алевроиты, 5 — песчаники ожелезненные, 6 — глины тонкослоистые с прослойками песка, 7 — глины зеленовато-серые с горизонтами стяжений сидерита, 8 — глины буровато-красные и зеленовато-серые с известковистыми стяжениями, 9 — мертели, 10 — прослойки ракушечников и устричников, 11 — известняки белые слоистые, иногда ракушечные, 12 — рифогенный известняк с неровной бугорчатой поверхностью, 13 — глинистые пески



Фиг. 3. Схема строения континентального олигоцена в районе чинка Сары-булак

1 — глины, 2 — песчанистые глины, 3 — углистые глины, 4 — глинистые пески, 5 — пески, 6 — глины с прослойками песка, 7 — песчаники, 8 — глинистые песчаники, 9 — галечники, 10 — мертели. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 1:50

(саксаульская свита). Отложения чеганской свиты уничтожены здесь размывом, происшедшим перед отложением континентальной толщи.

Севернее выходов палеозоя, слагающих сопки Джибынын-тау, пески четвертой свиты, неся в основании железистый конгломерат, располагаются на размытой поверхности слоистых лиловато-серых и коричневатых глиен второй свиты, выполняющих впадину в морском палеогене.

Выше мы показали картину строения континентального олигоцена вдоль ломаной линии, соединяющей залив Перовского на юге и горы Каван-кулак в бассейне р. Иргиза на севере. К востоку от этой линии континентальный олигоцен развит только в юго-восточной части района: на полуострове Кок-турнак, в чинке Терменбес и в горах Джаксы-кльч, расположенных вблизи г. Аральска.

В Терменбес-чинке от современного размыва уцелели лишь осадки первой свиты, представленные толщей кварцевых тонкозернистых и мелкозернистых слюдисто-кварцевых, часто охристых песков, достигающих 17.5 м мощности. В верхней части песков неравномерно рассеяны оолиты и бобовины бурого железняка, иногда образующие линзочки. Здесь же встречена прослойка рыхлого оолито-бобового бурого железняка.

В обрывах южного берега полуострова Кок-турнак обнажаются:

Третья свита

1. Пески светлые, мелкозернистые, с прослойками железистого песчаника. В одной из прослоек собраны: *Cardium* sp. n., *Cardium* sp., близкий к тем формам, которые определяются как *Limnocardium*, *Corbula elongata* Alex., *Sphenia* aff. *raporaoides* Mayer. Здесь же встречаются зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag. В основании песка рассеяна кварцевая галька. Мощность всего горизонта 2—3 м.

2. Пески мелкозернистые, слюдисто-кварцевые; мощность 8 м.

Вторая свита

3. Глины песчаные, плотные, хорошо слоистые, зеленовато-серые, с множеством тончайших прослоек тонкозернистого песка, подчеркивающих слоистость. Глины залегают на размытой волнистой поверхности чеганских глиен. Мощность всего слоя 19 м.

Отложения первой свиты здесь отсутствуют, но несколько севернее горы Космурун из-под песчаных глиен второй свиты появляются кварцевые косослоистые пески первой свиты, выполняющие ложбину, в морском палеогене.

На юго-восточном склоне горы Джаксы-кльч, покрытом многочисленными оползнями, сильно затрудняющими наблюдение, под аральскими слоями, представленными в верхней части известняком, а в основании — известковистой зеленой глиной, выходят:

Четвертая свита

1. Пески слюдисто-кварцевые, местами ожелезненные, с прослойками песчаника; мощность 12 м.

2. Глина темнозеленая, с неопределимыми обломками пеллеципод; мощность 2.0 м.

3. Пески белые, тонкозернистые, с железистыми стяжениями в нижней части слоя. Встречены *Unionidae* и *Paludina*. Мощность всего слоя 1.3 м.

Третья свита

4. Пески серые, тонкозернистые, глинистые, с прослойками железистого песчаника, несущего отпечатки *Syrpina* и *Corbulamya*. Немного юго-западнее в песках этого же слоя собраны многочисленные *Corbu-*

lamya elongata Alex., *Cyprina kasakhstanica* Alex., *Pharus* sp., *Ensis* sp. (?), *Panopaea* sp., *Buccinum planum* Alex., *Naticina* aff. *dilatata* Phill. и *Cardium* sp.

В то время как створки *Corbulamya* не носят следов переотложения и отличаются хорошей сохранностью, *Cyprina* в своем подавляющем большинстве представлены заметно окатанными обломками толстых створок². Мощность всего слоя 1.5 м.

Первая свита

Б. Пески кварцевые, тонкозернистые, ожезженные, с прослойками оолито-бобового железняка и сильно железистого тонкозернистого песчаника, залегают на волнистой размытой поверхности чеганских глин; мощность 2.2 м.

Рассмотрев разрез Джаксы-клыча, вернемся на запад и проследуем по побережью Аральского моря, вдоль берегов залива Паскевича, от полуострова Чубар-тарауз до полуострова Каратюп и еще далее на запад вдоль залива Тше-бас.

Отложения первой свиты представлены кварцевыми песками с прослойками железистых песчаников; в отдельных обнажениях, обычно в верхней части песков, появляются линзы оолито-бобовых бурых железняков, чередующихся с железистыми песчаниками. По простиранию бурый железняк довольно быстро переходит в песчаник. Мощность первой свиты очень изменчива, что связано с выполнением ею впадин на поверхности морского палеогена. К северо-востоку от мыса Туранглы мощность песков достигает 60 м, местами они совершенно выклиниваются.

Вторая свита, развитая здесь сплошь, представлена слоистыми лиловато-серыми глинами с многочисленными тончайшими прослойками песка. Там, где отложения первой свиты отсутствуют, глины второй свиты залегают непосредственно на чеганской свите морского палеогена. К северу от колодца Джерляпес-кудук (залив Тше-бас) среди глин второй свиты отмечен слой песчаника с крупной кварцевой галькой и плохо окатанными обломками палеозойских пород мугуджарского типа.

Более молодые отложения на рассматриваемом отрезке побережья Аральского моря (от полуострова Чубар-тарауз на востоке, до полуострова Куланды на западе) не сохранились. Лишь севернее залива Тше-бас в обрывах плато, расположенных к востоку и северо-востоку от горы Джаксы-бутах, над глинами второй свиты залегают кварцевые пески четвертой свиты, содержащие в основании слой железистого песчаника с плохо окатанной кварцевой галькой от 2 до 10 см в диаметре.

По мере движения дальше на север пески четвертой свиты приобретают все более широкое распространение. Здесь они менее отсортированы и среди них начинают преобладать грубозернистые и среднезернистые разности. Встречаются многочисленные прослойки железистых песчаников. В основании песков обычно прослеживается слой галечника, иногда сцементированного в железистый конгломерат и состоящего из плохо окатанных обломков палеозойских мугуджарских пород. В направлении к Мугуджарам величина обломков возрастает.

² Видимо, из этого же слоя А. К. Алексеевым была собрана фауна, описанная в специальной статье (2). Помимо перечисленных здесь форм, А. К. Алексеев указывает на присутствие *Panopaea heberti* Bosquet, *Solen* sp., *Calyptraea* sp. Собранные кариды А. К. Алексеев считает близкими к *Cardium cingulatum* Goldf. var. *angustsulcata* v. Koenen, отмечая, что от последнего они вместе с тем «отличаются настолько, что их можно было бы выделить в самостоятельную разновидность, и только отсутствие достаточного материала удерживает меня от этого». В противовес А. К. Алексееву, Б. П. Жижченко полагает, что найденные на горе Джаксы-кыч кариды не могут быть отождествлены с *Cardium cingulatum* Goldf. var. *angustsulcata* v. Koenen и что скорее их следует отнести к представителям рода *Limnocardium*.

Пески четвертой свиты, как правило, располагаются здесь непосредственно на морском палеогене и лишь местами в подошве их залегают тонкослоистые песчанистые глины второй свиты, выполняющие отдельные углубления, вымытые в глинах морского палеогена.

II. О возрасте континентальных и солоноватоводных третичных отложений Северного Приаралья

Определить возраст интересующих нас континентальных и солоноватоводных отложений можно двумя способами: во-первых, путем изучения соотношений с покрывающими и подстилающими морскими осадками, а во-вторых, — на основании изучения фауны и флоры, заключенной в самой толще.

Континентальные отложения подстилаются глинами чеганской свиты, заключающими богатую фауну моллюсков, обработанную А. К. Алексеевым, который отнес ее к верхам эоцена. Однако, как указывает А. Л. Яншин (22), более высокие горизонты чеганской свиты, местами сохранившиеся от размыва, предшествовавшего отложению континентальных осадков, могут относиться уже к нижнему олигоцену. За это говорит наличие в них ряда форм (*Athleta suturalis* Nyst., *Pleurotoma selysii* Kon., *P. konincki* Nyst. и других), типичных для нижнего олигоцена Германии.

Заметим также, что в чинках Чаграйского плато и Северного Устюрта над глинами с типичной чеганской фауной располагается соединенная с ними постепенным переходом песчано-глинистая толща, выделенная О. С. Вяловым под названием аще-айрынской свиты. Последняя представляет осадки сильно обмелевшего перед осушением палеогенового моря. Аще-айрынская свита содержит только скопления обычно битых створок *Surgina* (ранее неправильно определенных О. С. Вяловым как *Venus*), залегающих внутри нее на разных стратиграфических уровнях.

Аналоги аще-айрынской свиты в Северном Приаралье можно видеть в песчанистых глинах, залегающих в самой верхней части чеганской свиты на побережье залива Кум-суат. Поскольку аще-айрынская свита соединена постепенным переходом с чеганской, можно предположить, что ее формирование происходило в нижнем олигоцене. Как мы увидим ниже, в разрезах Аще-сая, отделяющего северный чинк Устюрта от Чаграйского плато, на размытой поверхности аще-айрынской свиты залегают отложения первой и второй свит континентального олигоцена. Из сказанного следует, что нижняя возрастная граница континентальных образований тургайской серии не может быть опущена ниже подошвы среднего олигоцена.

Поверх тургайской серии с небольшим размывом располагаются аральские слои, в изобилии содержащие *Corbula helmerseni* Mich. и значительно реже *Corbula mikhailowski* Ruch., *Vivipara* sp., *Planorbis* sp. и *Cardium* sp. Эта фауна, обитавшая в опресненном солоноватоводном бассейне, сама по себе не является достаточно характерной для установления возраста, поэтому о возрасте аральских слоев высказывались различные мнения, которые освещены в статье О. С. Вялова (9) по этому вопросу.

Одни исследователи относили их еще к верхнему олигоцену (А. К. Алексеев — 2, А. А. Борисяк — 3, Л. Б. Рухин — 20), другие (О. С. Вялов — 9 и А. Л. Яншин — 21, 22, 23) к нижнему миоцену. Веских доказательств нет ни у той, ни у другой стороны, так как на Кавказе, с разрезами которого пытаются сопоставлять аральские слои, отложения с *Corbula helmerseni* (Тори, Ахалских), хотя и присутствуют, но стратиграфическое положение их до сих пор точно не установлено.

Сопоставление И. А. Коробковым (13) в Закавказье слоев с *Corbula*

helterseni и сакараульского горизонта, относимого этим исследователем к бурдигальскому ярусу нижнего миоцена, последующими исследованиями, по сообщению Б. П. Жижченко, не подтверждено. На статью И. А. Коробкова ссылался О. С. Вялов (9), приписывающий аральским слоям бурдигальский возраст.

В нижней части аральских слоев в заливе Перовского была собрана фауна млекопитающих (*Aralotherium prohorovi* Boris., *Aceratherium aralense* Boris. и другие), близкая к верхне- или даже среднеолигоценовой индриковой фауне Челкар-нуры, но несколько более молодая. А. А. Борисьяк (3) относит ее еще к верхнему олигоцену. Если это мнение и нельзя считать безусловным и относить, как делаем мы, аральские слои к нижнему миоцену, то все же близость индриковой и аральской фауны млекопитающих заставляет синхронизировать аральские слои с самыми низами нижнего миоцена.

По существу у нас с А. А. Борисьяком нет противоречий в определении возраста. Этот исследователь помещает аквитанский ярус, который многими рассматривается как нижняя часть нижнего миоцена, в верхний олигоцен. Мы же, говоря о нижнемиоценовом возрасте аральских слоев, понимаем под ним именно аквитан.

От мнения о более молодом бурдигальском возрасте, выдвигаемом О. С. Вяловым, следует воздержаться и потому, что в бассейне р. Джиланчик найдена типичная нижнемиоценовая мастодонтовая фауна более молодого облика, чем фауна, собранная в заливе Перовского.

На северо-западном побережье Аральского моря аральские слои достигают более 100 м мощности (22), причем *Corbula helterseni* встречается здесь только в нижней половине. Возможно, что верхняя часть аральских слоев, лишенная *Corbula helterseni* и отсутствующая в Северном Приаралье, может относиться уже к более высоким горизонтам нижнего миоцена (бурдигальский ярус). Мы полагаем более правильным отнести аральские слои к нижнему миоцену, а не к олигоцену, хотя бы и по той причине, что отложение их отмечает местную трансгрессию, которую удобнее связывать с началом нового геологического этапа.

Таким образом, верхняя граница тургайской серии проводится нами по границе олигоцена и миоцена, а возраст тургайских отложений определяется как средне- и верхнеолигоценовый. Ниже мы увидим, что найденные внутри тургайской серии фауна и флора не противоречат этому заключению.

Собранная нами в отложениях тургайской серии фауна почти исключительно приурочена к третьей свите, в которой найдены: *Cyprina kasachstanica* Alex., *Cardium* sp. n.³, *Cardium* sp., близкий к тем формам, которые определяются как *Limnocardium*, *Panopaea* sp., *Pharus* sp., *Ensis* sp. (?), *Corbulamya elongata* Alex., *Naticina* aff. *dilatata* Phill., *Buccinum planum* Alex., *Sphenia* aff. *panopaeoides* Mayer, а также зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag., позвонки и челюсти рыб. Среди пелеципод, найденных на полуострове Кок-турнак, встречаются формы, промежуточные между *Corbulamya elongata* Alex. и *Corbula helterseni* Mich.

Наиболее характерными формами являются *Corbulamya elongata* Alex. и *Cardium* sp. n. Обе они, как и ряд других из числа, приведенных в списке, являются местными формами.

Найденная фауна не определяет абсолютного возраста, но вместе с тем не противоречит выводу об отнесении тургайской серии к среднему и верхнему олигоцену, к которому мы пришли на основании анализа возраста покрывающих и подстилающих слоев. Часто встречаемые зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag., по сообщению В. В. Меннера, характерны только для олигоценовых отложений.

³ Этот вид определен Б. П. Жижченко как *Cardium kasachstanicum* sp. n.

Следует отметить, что А. К. Алексеев (2), описавший фауну из третьей свиты горы Джаксы-клыч, считал возможным отождествить найденные им обломки *Raporaea* с *Raporaea heberti* Bosquet., а *Naticina* — с *Naticina dilatata* Phill. Обе эти формы встречаются в олигоцене Германии.

Беским подтверждением олигоценового возраста тургайской серии Северного Приаралья являются находки фауны млекопитающих *Indricotherium asiaticum* Bor., *Epiaceratherium turgaicum* Bor. и другой, найденной в чинках Челкар-нуры к северу от рассматриваемого района. Костеносный горизонт представляет (3) пачку зеленых глин (3 м), содержащих скопления костей и пресноводную фауну *Bythinia*, *Cyclas*, *Planorbis*, *Unio*. Н. С. Зайцев (12) нашел в нем «неокатанные зубы *Odontaspis cuspidata* Ag.».

Ниже располагаются косослонистые глинистые слюдисто-кварцевые, тонкозернистые пески (до 15 м), залегающие на размытой поверхности чеганских глин. Н. С. Зайцев описал их (12) под названием слюдистой свиты, соответствующей второй свите Северного Приаралья. Наши личные наблюдения подтвердили это сходство. Над костеносным горизонтом располагаются пески с прослойками плитчатых песчаников, достигающие 15—20 м мощности. Мы полагаем, что они соответствуют четвертой свите Северного Приаралья⁴.

Возраст фауны млекопитающих, собранных в костеносных слоях, А. А. Борисяк (3) определяет как верхне- или, быть может, даже как среднеолигоценовый.

Континентальные образования тургайской серии содержат обильную флору, возраст которой вначале определялся как аквитанский на основании близости ее к флоре Соцки и Загорья (24). Позднее А. Н. Криштофович (14, 15), разобравший, на основании всего скопившегося к этому времени материала, историю эволюции азиатских третичных флор, пришел к выводу об ее олигоценовом возрасте. Тогда же он предложил называть этот комплекс, состоящий из широколиственных опадающих форм, среди которых многие принадлежат к группе сережкоцветных, — тургайской флорой. В своем последнем издании (1941) курса палеоботаники А. Н. Криштофович совершенно определенно говорит об олигоценовом возрасте тургайской флоры.

По представлению этого исследователя, листопадная тургайская флора, характеризующая умеренно влажный климат, еще в олигоцене получила широкое развитие на территории Азии, где следы ее найдены на большом пространстве — от Западного Казахстана до Сахалина и Аляски.

Олигоценовая флора Западной Европы сохраняла тропический характер, унаследованный ею от более раннего эоценового времени, и только в самом конце этой эпохи в составе ее появляются элементы широколиственной умеренной флоры, мигрировавшей сюда из Азии в связи с похолоданием климата Европы. Лишь в миоцене широколиственная тургайская флора окончательно распространилась в Европе.

Ниже мы рассмотрим, какие растительные формы содержат выделенные нами свиты, используя при этом как собственные сборы, так и сборы других исследователей. В приведенные списки помещены только те сборы ископаемой флоры, которые мы с достаточной уверенностью могли привязать к одной из выделенных нами свит. Ряд случайных сборов, сделанных различными исследователями, которые мы не могли привязать к той или другой свите, здесь не рассматривается.

Среди песков первой свиты в северо-восточной части чинка Сарыбулак встречаются многочисленные железистые стяжения (10—12 см в

⁴ Аральские слои, развитые в Северном Приаралье, над песками четвертой свиты севернее 48° с. ш. отсутствуют.

диаметре), содержащие отпечатки хорошей сохранности, среди которых были определены: *Salix tenera* A. Br., *Populus balsamoides* Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *Corylus turgaica* Pojar., *Alnus nostratum* Ung., *Alnus Feroniae* (Unger) Czechtz, *Quercus* cf. *Gmelinii* A. Br., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Prunus Scottii* Heer, *Cercis turgaica* Uznadze, *Leguminosites* sp., *Zizyphus tiliaefolius* Heer, *Rhamnus Gaudinii* Heer, *Rhamnus Graeffii* Heer, *Cornus orbifera* Heer.

В железистых песчаниках первой свиты, выступающих в балке Тас-сай (к северу от залива Перовского), были собраны: *Taxodium distichum* Heer, *Corylus insignis* Heer, *Nelumbium* sp., *Alnus nostratum* Ung. и *Liquidambar europaeum* A. Br. В песчаниках первой свиты мыса Туранглы был найден *Fagus Antipovii* Heer.

В зеленоватых и оливковых глинах чинка Сары-булак, видимо, относящихся ко второй свите, А. К. Алексеевым были собраны, а А. И. Поярковой (19) определены *Populus mutabilis* Heer, *Alnus nostratum* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus turgaica* Pojar., *Fagus Antipovii* Heer, *Ficus populina* Heer (?), *Liquidambar europaeum* A. Br.

Из прослойки бурого железняка второй свиты, слагающего гору Кара-сандык (залив Перовского), И. В. Палибин (18), по сборам Л. С. Берга, определил: *Sequoia Langsdorfii* Heer, *Populus mutabilis* Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus turgaica* Pojar. (-*insignis* Heer), *Comptonia* (*Dryandra*) *Unger* Ett., *Zizyphus tiliaefolius* Heer, *Quercus Gmelinii* A. Br. и *Liquidambar europaeum* A. Br. Ряд форм из этого списка был найден и нами к востоку от горы Кара-сандык в отложениях второй свиты.

В песках и песчанистых глинах, залегающих в верхней части тургайской серии в юго-западной части чинка Сары-булак и относимых нами условно к четвертой свите, найдены: *Corylus turgaica* Pojar., *Alnus nostratum* Ung., *Carpinus grandis* Heer, *Quercus* sp. и *Liquidambar europaeum* A. Br. По данным А. Л. Яншина, к четвертой свите принадлежат отпечатки, собранные у ст. Джилан и определенные И. В. Палибиным как *Fagus Antipovii* Heer, *Carpinus grandis* Ung., *Corylus turgaica* Pojar. (-*insignis* Heer), *Quercus Gmelinii* A. Br.

В самое последнее время П. А. Мchedlishvili закончена диссертационная работа, посвященная тургайской флоре, тезисы которой опубликованы (17). Автор подверг критическому пересмотру все старые коллекции тургайской флоры как из Северного Приаралья, так и из более северных районов (южная часть Тургайской впадины), а также произвел новые богатые сборы.

Для всей территории, охватывающей южную часть Тургайской впадины и Северное Приаралье, он выделил четыре флороносных горизонта, относимых соответственно к среднему и верхнему олигоцену, нижнему и среднему миоцену. К первому флороносному горизонту он относит отложения первой и второй выделенных нами в Северном Приаралье свит, ко второму флороносному горизонту — отложения четвертой свиты, что само по себе не вызывает возражений, так как не нарушает действительной последовательности напластований.

Отложения третьего и четвертого флороносных горизонтов, по П. А. Мchedlishvili, развиты к северу от исследованного нами района на междуречье Иргиза и Тургая. Более древние континентальные отложения среднего и верхнего олигоцена (первый и второй флороносные горизонты), развитые в Северном Приаралье, по его представлениям, здесь отсутствуют.

Отложения третьего флороносного горизонта (нижний миоцен) представлены к северу от р. Иргиз хорошо слоистыми светлосерыми глинами и мелкозернистыми глинистыми светлосерыми песками с прослойками ожелезненного песчаника и светлой лиловато-серой песчанистой глины с отпечатками растений (гомосазанбайская свита П. А. Мchedlishvili).

Здесь найдены и определены П. А. Мchedlishvili: *Salvinia Natella* Schap., *Sequoia Langsdorfii* Heer, *Taxodium distichum*, fossile A. Br., *Glyptostrobus europaeum* Heer, *Typha latissima* A. Br., *Populus balsamoides* Goepp., *P. grandulifera* Heer, *Juglans acuminata* A. Br., *Carpinus grandis* Ung., *Corylus americana* Walt. fossilis Newb., *C. Macquarrii* (Forbes) Heer, *C. turgaica* Pojar., *Betula Brongniartii* Ett., *B. prisca* Ett., *Alnus Kefersteinii* (Goepp.) Unger., *Carpentheranthus turgaicus* Bors., *Acer pictum* Thunb. v. fossile Heer, *Rhamnus* (Frangula) *Gaudinii* Heer, *Tilia aspera* La Motte и некоторые другие. Пески залегают непосредственно на размытой поверхности морского палеогена мощностью 18 м. Выше располагаются косослоистые желтые пески с прослойками гравия и галечника и линзами железистых песчаников, достигающие мощности 20—30 м, названные им улькойской свитой (по р. Улькай) и отнесенные к четвертому флороносному горизонту среднемиоценового возраста.

В железистых песчаниках этой свиты наряду с формами, известными из тургайской серии Северного Приаралья, он определил ряд видов, не указываемых оттуда, как-то: *Smilax grandifolia* Ung., *Pterocarya castanefolia* Goepp., *Myrica oeningensis* A. Br., *Hicoria bilinica* (Ung.) Krysht., *Corylus americana* Walt. fossilis Newb., *Betula dubiosa* Hollick, *Fagus orientalis* Lipsky fossilis Palib., *Castanea atavia* Ung., *Quercus duensis* Balkow, *Ulmus longifolia* Ung., *Magnolia Inglefieldii* Heer, *Platanus aceroides* Goepp. и некоторые другие.

Осадки четвертого флороносного горизонта П. А. Мchedlishvili находит и в Северном Приаралье. Так, у северной оконечности песков Малые Барсуки между ст. Тогуз и Кара-чокат он собрал флору из нижней и верхней частей песчаников, слагающих холм, внутри которых прослеживается маломощный слой конгломерата. Флора из нижней части песчаников, содержащая ряд форм, обычных для континентального олигоцена Северного Приаралья, отнесена им ко второму флороносному горизонту. Флора из верхней части песчаников, помимо форм, встреченных и ниже, содержит ряд видов, общих с флорой улькойской свиты междуречья Иргиза и Тургая. Это обстоятельство позволило П. А. Мchedlishvili отнести верхнюю часть песчаников к четвертому флороносному горизонту, имеющему, по его представлениям, среднемиоценовый возраст. Таким же возрастом этот автор датирует большую часть коллекции В. И. Талиева, собранную последним в окрестностях ст. Кара-чокат и обработанную М. Д. Узнадзе, в которой был также обнаружен ряд общих с улькойской свитой форм.

Однако такой вывод никак не вяжется с геологическим строением этого участка. По нашим данным, на песках континентального олигоцена, среди которых мы часто встречали прослойки песчаника, располагаются глины и мергели аральских слоев, занимающие наиболее высокие гипсометрические отметки и сохранившиеся только на вершинах столовых плато, расположенных вблизи ст. Кара-чокат. Более молодые отложения (исключая четвертичные) здесь не были обнаружены ни нашими работами, ни исследованиями А. К. Алексеева и Л. Б. Рухина. Песчаники, из которых П. А. Мchedlishvili собрал флору, залегают гипсометрически и стратиграфически ниже нижнемиоценовых аральских слоев и, следовательно, должны относиться к одной из свит континентального олигоцена Северного Приаралья (вероятно, к четвертой свите).

Но есть ли у нас действительные основания относить улькойскую свиту междуречья и Тургая к среднему миоцену? П. А. Мchedlishvili это делает на основании лишь общего вида флоры, который представляется ему более молодым по сравнению с олигоценовой флорой Северного Приаралья. Вместе с тем сам он замечает (17), что «среднемиоценовая флора Казахстана по типу близка к верхнеолигоценовой флоре,

но она намного богаче ее». Одно богатство не может служить, на наш взгляд, критерием для определения более молодого возраста, тем более, что общий облик обеих флор очень сходен.

Выше мы могли убедиться, что этот комплекс флоры встречается в окрестностях ст. Кара-чокат в песчаниках, залегающих заведомо ниже аральских нижнемиоценовых слоев. Мы полагаем поэтому, что улькоякскую свиту следует относить к верхнему олигоцену и параллелизовать ее с четвертой свитой Северного Приаралья. Тем самым комплекс найденной в ней флоры будет характерным для четвертой свиты, т. е. для самых верхов олигоцена.

Подстилающие улькоякскую свиту серые глины и мелкозернистые глинистые светлосерые пески с прослойками лиловато-серых глин, залегающие непосредственно на размытой поверхности морского палеогена, следует параллелизовать с отложениями второй свиты Северного Приаралья, которую они очень напоминают по общему виду, и со слюистой свитой Н. С. Зайцева (12), залегающей в западных чинках Челкар-нуры под костеносными отложениями с индрикотериями. Быть может, им соответствуют также и отложения третьей свиты Северного Приаралья и костеносного горизонта Челкар-нуры. Следовательно, возраст песков и глин, залегающих под улькоякской свитой, следует считать среднеолигоценовым, но никак не нижнемиоценовым.

Основным аргументом, приводимым П. А. Мchedlishvili в пользу отнесения светлосерых песков и лиловатых глин, развитых севернее р. Иргиза, к нижнему миоцену, явилось наличие в них ископаемой флоры, имеющей много общих видов с флорой так называемой сазанбайской свиты. Отложения последней развиты в центральной части Тургайской впадины и относятся Н. С. Зайцевым (12) к нижнему миоцену на основании залегания над индриковыми слоями. Миоценовый возраст их не может, однако, считаться доказанным, так как соотношение их со слоями, содержащими нижнемиоценовую мастодонтовую фауну, развитыми по р. Джиланчик, до сих пор осталось невыясненным.

Просмотр списка ископаемых растений сазанбайской свиты (4) показывает, что большинство из них встречается среди отложений континентального олигоцена Северного Приаралья и лишь представители рода *Betula* и отпечатки цветка *Carpenterianthus turgaicus* M. Borsuk не указывались ранее оттуда. Мы полагаем, что само по себе наличие *Betula* не может служить указанием на миоценовый возраст вмещающих отложений, тем более, что в самое последнее время в коллекциях В. И. Талиева и П. А. Мchedlishvili, собранных в Северном Приаралье из песчаников около ст. Кара-чокат, залегающих ниже аральских слоев нижнего миоцена и, вероятно, относящихся к четвертой свите, П. А. Мchedlishvili обнаружил *Betula prisca* Ett. и *B. dubiosa* Holl.

Следует отметить, что первый из этих двух видов известен из олигоцена Сахалина (верхнедуская свита), а второй — из эоценовых отложений Аляски. Таким образом, распространение этих видов не ограничивается миоценом.

Представление П. А. Мchedlishvili о миоценовом возрасте континентальных толщ, развитых на междуречье Иргиза и Тургая, кажется мало вероятным еще и потому, что развитые здесь континентальные образования чрезвычайно сходны по своему составу с континентальным олигоценом Северного Приаралья. Они располагаются, так же как и в этом последнем районе, непосредственно на размытой поверхности морского палеогена, верхи которого, судя по заключенной в них фауне, не моложе нижнего олигоцена. Отнесение континентальных образований междуречья Иргиза и Тургая к миоценовому возрасту заставляет П. А. Мchedlishvili допускать полное уничтожение последующим размытом средне- и верхнеолигоценовых отложений к северу от р. Иргиза, чему нет никаких доказательств.

При постановке в будущем съемочных работ надо обратить тщательное внимание на полноту сборов ископаемой флоры и на привязку их к определенным свитам. Только в этом случае мы сможем дать исчерпывающую палеоботаническую характеристику отдельным свитам и выделить руководящие комплексы. В настоящее же время стратиграфия тургайской серии на основе изучения растительных остатков еще не может считаться разработанной.

Приводимая ниже таблица отражает наше представление о соотношении и возрасте рассмотренных выше отложений.

По П. А. Мchedlishvili				По В. А. Вахрамееву		
Возраст	Северное Приаралье	Междуречье Иргиза и Тургая		Северное Приаралье	Междуречье Иргиза и Тургая	Западные чинки Челкар-нуры
Средний миоцен	—	Улькоякская свита песков и песчаников	4-й флороносный горизонт	—	—	—
Нижний миоцен	—	Гомосазанбайская свита, серые глины и глинистые пески	3-й флороносный горизонт			Слои с мастодонтовой фауной р. Джилянчик
				Аральские слои		?
Верхний олигоцен	Четвертая свита	Отложения уничтожены размытием	2-й флороносный горизонт	Четвертая свита	Улькоякская свита (пески и песчаники)	Пески с прослойками песчаника
	Третья свита			Третья свита солоноватоводная		Костеносный горизонт с зубами акул
Средний олигоцен	Вторая свита		1-й флороносный горизонт	Вторая свита	Серые глины и глинистые пески с прослойками глин	Слюдистая свита, глинистые тонкозернистые пески
	Первая свита			Первая свита	?	Вероятно, самые верхние морского палеогена

Морские отложения чеганской свиты (верхний эоцен — нижний олигоцен).

III. Общая характеристика и условия образования континентальных и солоноватоводных осадков олигоцена Северного Приаралья

В конце нижнего олигоцена море отступило на юго-запад, осушив всю область Северного Приаралья, а также смежные районы бассейнов Чегана на юге и Иргиза на севере. Процесс постепенного обмеления моря сопровождается появлением в верхах чеганской свиты песков

и песчаников, преобладающих над глинами. Об этом же говорит и песчано-глинистый характер аще-айрыкской свиты, развитой в восточной части северных чинков Устюрта.

На плоской и низменной суше, сложенной на поверхности осадками палеогена, началась эрозия, которая уничтожила местами целиком всю чеганскую свиту, достигавшую мощности 100—150 м. На эрозионный характер денудации указывает крайняя неровность поверхности морского палеогена, изобилующая глубокими руслообразными впадинами, впоследствии заполненными осадками первой свиты. Возникшие речные русла имели сток, направленный в общем к юго-востоку и югу, где располагалось море. Истоки этих рек, вероятно, находились в предгорьях современных Мугоджар, возвышавшихся над плоской поверхностью возникшей суши.

Отложения первой свиты представлены толщей рыхлых мелкозернистых и тонкозернистых, часто косослоистых кварцевых и слюдисто-кварцевых песков с прослойками железистых песчаников и подчиненными прослойками глин. В отдельных разрезах часть песков замещается песчанистыми глинами (северо-восточная часть чинка Сары-булак).

В ряде разрезов среди песков и алевроитов первой свиты были встречены бурые железняки. Наиболее распространенной разновидностью их являются оолито-бобовые железняки, состоящие из сцементированных окислами железа оолитов и в меньшей степени бобовин с примесью кластического материала, в котором преобладает кварц. Несколькими меньше распространены конгломератовые железняки, представляющие грубо- и неправильно-слоистую породу, состоящую из полуокатанных кусков оолитового и оолито-бобового железняка, обломков железистых конкреций и жезд, галек железистого песчаника и иногда галек кварца, сцементированных окислами железа. В цементе много кластического материала, в котором преобладают кварцевые зерна.

Осадки первой свиты развиты преимущественно в южной части района (заливы Перовского, Паскевича, Тше-бас). Они залегают широким плащом на отложениях морского палеогена, выполняя отдельные глубокие впадины на его размытой поверхности (фиг. 3).

Глубина впадин достигает 40 м, крутизна склонов местами превышает 10—15°. Видимо, мы имеем дело с какими-то руслами и озерными котловинами, выработанными эрозией перед отложением осадков первой свиты. Местами осадки второй свиты срезают их, располагаясь непосредственно на морском палеогене.

Мощность первой свиты вследствие неровностей ее подошвы очень изменчива и достигает максимальных размеров — 40—60 м в отдельных точках северного берега залива Перовского и чинка Сары-булак, а также близ мыса Туранглы. Такие мощности относятся к средней части глубоких ложбин. Судя по составу, характеру косой слоистости и условиям залегания, отложения первой свиты представляют осадки русел, стариц и озер.

Севернее, в бассейне рек Иргиз и Ульяюк, а также на западе в Примугоджарье отложение, видимо, не происходило, а преобладал снос. Приуроченные к этому району верховья рек еще продолжали врезываться, выравнивая свой профиль равновесия.

Широколиственная листопадная растительность, произраставшая в момент формирования как первой, так и последующих свит, указывает на существование умеренного влажного климата без суровых зим. По своему типу этот растительный комплекс, в составе которого преобладают граб, бук, ольха, лещина, грецкий орех и ликвидамбр, очень близок к современной лесной растительности Западной Грузии. Вечнозеленые элементы имеют резко подчиненное значение. Они встречаются только в первой и второй свитах (вечнозеленые дубы, фикусы, миртовые), исчезая в четвертой.

Вторая свита имеет характерный петрографический состав. В преобладающем большинстве разрезов значительная часть ее сложена тонкослоистыми глинами лиловато-серой и светлошоколадной окраски. Слоистость глин обусловлена чередованием тонких пропластков песчаных и чистых глин, а также наличием тончайших пропластков слюдисто-кварцевого песка. Глины содержат сростки кристаллов гипса и большое количество растительных остатков, скопления которых образуют в ряде мест углистые прослойки.

Глины обычно слагают нижние две трети разреза второй свиты, а верхняя часть ее, связанная с подстилающими глинами постепенным переходом, представлена глинистыми песками, переслаивающимися с песчанистыми глинами. Песчаность глин возрастает кверху; иногда в них наблюдаются прослойки белого кварцевого песка. Обращает внимание ряд внутриформационных размывов, поверхности которых косо срезают отдельные горизонты второй свиты, как это хорошо видно на фиг. 3. Мощность свиты меняется в широких масштабах — от 0 до 50—60 м.

Отложения второй свиты залегают с размывом на подстилающих породах. На севере в основании свиты обычно наблюдается слой грубозернистого железистого песчаника или даже галечник, сложенный гальками кварца и метаморфических пород. Наличие песков и галечников на севере легко объясняется близостью Мугоджар, служивших основным источником обломочного материала. На юге чаще всего глины второй свиты залегают на осадках первой свиты или на морском палеогене непосредственно, без песчаного или галечного слоя в основании. Отсутствию базального конгломерата способствует рыхлость подстилающих пород (пески и глины), не дающих при размыве гальку. В разрезе горы Кара-сандык, где отложения второй свиты залегают на бурых железняках первой свиты, в основании второй свиты появляется слой конгломератового железняка, представляющий продукт размыва и переотложения подстилающей породы.

На юге мощный базальный конгломерат находится в северо-западном углу Аральского моря (залив Кум-суат), где он представлен плохо окатанными обломками (до 0.80 м) палеозойских пород, гранитов, диабазов и кристаллических сланцев, залегающих на размытой поверхности чеганской свиты. Подобные глыбы вряд ли могли быть принесены из Мугоджар, расположенных в 250 км от этого пункта. Следует предполагать, что в то время где-то поблизости в области Северного Устюрта находился палеозойский массив, с которого сносились эти глыбы.

Доказательства в пользу существования такого массива палеозоя, ныне скрытого отложениями сармата, были недавно приведены А. Л. Яншиным (23). Ниже при описании северных чинков Устюрта мы укажем на присутствие как внутри тургайской серии, так и в основании среднего миоцена полуокатанных обломков палеозойских пород, источником которых, несомненно, являлся этот массив, размывавшийся вплоть до верхнего миоцена.

Отложения второй свиты более широко распространены. Особенно широко развиты они на юге района в полосе, примыкающей к Аральскому морю, и на юго-западе, где они находятся в большинстве разрезов. Здесь отложения второй свиты залегают широким плащом изменчивой мощности на неровной поверхности подстилающих пород, выклиниваясь лишь к отдельным наиболее высоким возвышенностям подземного рельефа морского палеогена. Выклинивание второй свиты чаще всего происходит здесь в зоне антиклинали (горы Аю-аран, Биль-аран); в этих точках отмечается залегание четвертой свиты непосредственно на саксаульских песках.

В северной половине района, примыкающей к бассейну р. Иргиз, осадки второй свиты часто выпадают из разреза, и отложения четвер-

той свиты располагаются в этом случае непосредственно на морском палеогене. Судя по описанию Е. П. Бойцовой, глины и тонкие глинистые пески, характерные для второй свиты, развиты на междуречье Иргица и Тургая. Известны они и в чинках Челкар-нур.

Рассматривая характер залегания второй свиты (фиг. 3), мы видим, что местами она выполняет глубокие ложбины, врезуемые в отложения первой свиты и в нижележащие чеганские глины. Такое соотношение ясно показывает, что перед началом отложения второй свиты произошло оживление эрозии и возникновение новых ложбин стока, вызванное поднятием Северного Приаралья.

Период врезувания долин на границе образования первой и второй свит был кратковременным, сменившись отложением озерных осадков второй свиты. С этим моментом связано новое опускание местности, вызвавшее понижение базиса эрозии, подпруживание рек и возникновение крупного озерного бассейна. Находка прослойки ракушечника с *Corbulatua* в основании второй свиты в заливе Перовского указывает на кратковременную ингрессию моря на юге.

Озерное происхождение основной массы пород второй свиты подтверждается преобладанием глин с ясной тонкой слоистостью, наличием пресноводных унионид. Тонкая слоистость глин, обусловленная тончайшими пропластками песка, возможно, возникла в результате сезонных изменений характера приносимых осадков.

Наступившее с юга и юго-запада море прервало отложение озерных осадков второй свиты; отложения третьей свиты представлены тонкими мелкозернистыми песками, глинистыми песчаниками и глинами небольшой мощности (2—5 м). Состав третьей свиты в удаленных друг от друга разрезах довольно различен, и поэтому трудно привести ее общие литологические признаки. Повсеместно она отличается от ниже и вышележащих слоев континентального олигоцена хорошей горизонтальной слоистостью и большой выдержанностью слоев по простиранию. В большинстве разрезов вблизи берегов Аральского моря для нее характерны прослойки зеленых глин и тонкие прослойки плитчатого железистого песчаника.

Отложения третьей свиты, заключающие солоноватоводную фауну моллюсков, найдены только в юго-восточной части района в небольшом числе точек (гора Джаксы-клыч, полуостров Кок-турнак, залив Перовского, о. Куг-арал; в последней точке фауна не была найдена). Условно к отложениям третьей свиты мы относим буроватые глины с остракодами, обнаруженные в разрезе чинка Сары-булак.

Осадки третьей свиты залегают почти горизонтально (мы откидываем незначительный тектонический наклон слоев), почти не меняясь в мощности на протяжении 20—30 км. Из этого следует, что они осаждались на поверхности, выравненной отложением осадков третьей свиты, и что постепенное опускание привело к ингрессии мелководного моря, затопившего южную часть Северного Приаралья, где перед этим отлагались озерные осадки.

Судя по населявшей его фауне, отличавшейся бедностью видов, морской бассейн был заметно опресненным. Море простиралось лишь немного в глубь современного Приаралья, так как севернее чинка Сары-булак его осадки отсутствуют. На севере и северо-западе в это время, вероятно, продолжали отлагаться озерные осадки, которые, будучи не отличимы от пород второй свиты, описывались нами совместно.

Четвертая свита представлена на севере и северо-западе района, в области, примыкающей к Мугуджарскому массиву палеозоя, грубозернистыми и мелкозернистыми плохо отсортированными, часто косослоистыми песками с прослойками железистых песчаников и железистым крупногалечным конгломератом в основании. Прослойки гравийных конгломератов встречаются здесь и внутри свиты.

Подобные грубозернистые и косослоистые пески развиты и на междуречье Иргиза и Тургая (улькочская свита), где они были отнесены к миоцену (17). На юге и особенно на юго-востоке района — это мелкозернистые или даже тонкозернистые, часто косослоистые, белые и окристые, кварцевые и слюдисто-кварцевые пески с прослойками железистого песчаника. Реже встречаются прослойки зеленовато-серых и серых глин. Исключением является разрез чинка Сары-булак, в юго-западной части которого в составе свиты преобладает тонкое переслаивание песков и глин. Обращает на себя внимание значительная слюдистость большинства песков четвертой свиты; особенно интересен в этом отношении разрез залива Перовского, где встречены прослойки песка, почти целиком состоящие из листочков мусковита. Несмотря на значительное ожелезнение отдельных прослоек песка, превращенных в железистые песчаники, линз бурых железняков четвертая свита не имеет; мощность песков четвертой свиты достигает 25—30 м.

Такие признаки, как огромное преобладание песков и галечников, плащеобразное распространение, захватывающее значительную площадь, изменение величины зерен песка, их окатанности и сортированности в направлении от Мугоджар к югу и востоку, наличие на севере и северо-западе огромного количества мугоджарского обломочного материала, в котором отдельные обломки имеют в диаметре 0.50—0.80 м, разнообразная слоистость — от правильной горизонтальной до неясной и косой — и, наконец, невыдержанность отдельных горизонтов, все это говорит о том, что четвертая свита сложена осадками подножий палеозойских возвышенностей, какими в то время являлись Мугоджары и некоторые более мелкие массивы, расположенные к востоку от них.

Своим происхождением четвертая свита обязана крупным поднятиям, происшедшим в верхнем олигоцене и вызвавшим на юге отступление моря, а на севере воздымание Мугоджар. Резко усиливавшаяся эрозионная деятельность вызвала интенсивный снос обломочного материала. Частая перемена положения русел приводила к срезыванию одних песчаных пачек другими и появлению внутренних размывов, отмечаемых обычно отложением галечников. В то время, когда ближе к подножью палеозойских массивов накапливались грубые неотсортированные пески с прослойками галечников, содержащих крупные, почти неокатанные глыбы, далее к югу — у побережья современного Аральского моря — отлагались более отсортированные мелкозернистые и тонкозернистые пески, почти лишенные галечников и иногда содержащие прослойки глин. Для южной части Северного Приаралья можно допустить существование озерных бассейнов.

В начале миоцена новое опускание погрузило область Северного Приаралья под уровень моря, начавшего отлагать осадки аральских слоев.

IV. Северный Устюрт

Интересующие нас отложения среднего и верхнего олигоцене обнажаются в обрывах Северного Устюрта почти на всем его протяжении от Чаграйского плато на востоке до горы Яман-айраклы — на западе. К югу от чинка они повсюду скрыты более молодыми отложениями миоцена, к северу — уничтожены эрозией (фиг. 4).

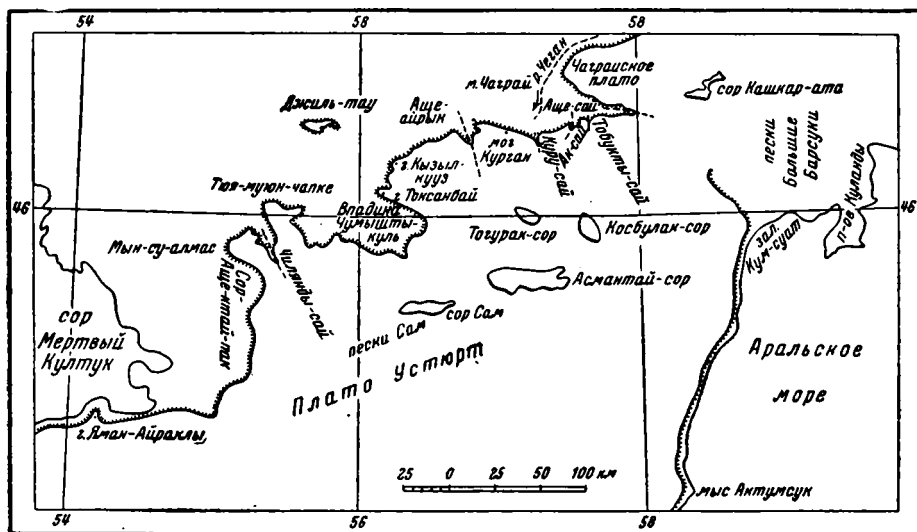
В восточной части чинка, примыкающей к Чаграйскому плато, отложения среднего и верхнего олигоцене еще представлены континентальными образованиями тургайской серии, среди которых можно пытаться найти аналоги первой, второй и четвертой свит, выделенных нами в Северном Приаралье. На левом склоне Аше-сая, разрезающем северный чинк Устюрта в месте его поворота на северо-восток, обнажаются (сверху вниз):

1. Пески преимущественно мелкозернистые, сильно обохренные, с

малиновыми пятнами и стяжениями железистого песчаника. На поверхности песков встречается редкая галька кварца и обломки окварцованных палеозойских пород до 20 см в диаметре. По простиранию в них появляются многочисленные прослойки неравномернозернистого плитчатого железистого песчаника с примесью грубозернистого материала. Мощность всего слоя 2—2.5 м.

2. Глины серые, с охристыми пятнами, гипсоносные, по простиранию не выдерживаются; мощность до 1 м.

3. Пески тонкозернистые, светлосерые, местами слегка обохренные, с тонкими прослойками серых глин и плитками железистого песчаника. В кровле слоя проходит горизонт стяжений железистого песчаника. Мощность всего слоя 1.5 м.



Фиг. 4. Схематическая карта Северного Устюрта

4. Глины серые с фиолетовым оттенком, тонкосланцеватые, с распыленным растительным детритусом, на плоскостях напластования припудрены белым тонкозернистым песком, иногда образующим тонкие прослойки; мощность до 12 м.

5. Пески глинистые, тонкозернистые, с прослойками фиолетово-серых песчаных тонкослоистых глин; на поверхности глин встречается редкая галька и полуокатанные обломки кварца и палеозойских пород (кремнистые сланцы, туфы); мощность 3.5 м.

6. Пески косослоистые, преимущественно мелкозернистые, с примесью среднезернистого материала. Пески сильно ожелезнены и имеют густожелтую окраску, среди них встречаются прослойки железистого песчаника и реже песчанистого бурого железняка, особенно в верхней части слоя.

Пески слоя 6, отождествляемые нами с отложениями первой свиты Северного Приаралья, образуют линзу, заполняющую нижнюю часть глубокой впадины, вымытой на поверхности глин морского палеогена до отложения песков. Края впадины сложены отложениями аще-айрыкской свиты, из-под которых выступают глины чеганской свиты. Отметим наличие среди песков прослоек песчанистого бурого железняка, часто встречаемого среди отложений первой свиты Северного Приаралья.

Слой 2—5 относятся к отложениям второй свиты, для которой особенно характерно наличие серых с фиолетовым оттенком тонкослоистых глин (слой 4). В подошве глин располагается слой песка с гальками кварца и полуокатанными обломками палеозойских пород, наличие

которых в основании второй свиты указывалось нами для северо-западного Приаралья (залив Кум-суат), непосредственно примыкающего к рассматриваемому району.

Мощность пород второй свиты достигает максимума в центре упомянутой впадины, уменьшаясь к краям. Они, так же как и отложения первой свиты, выклиниваются целиком. Слои 1—3 приведенного выше разреза, залегающие практически горизонтально, мы условно относим к четвертой свите.

Со сходным разрезом континентального олигоцена, мы встречаемся несколько севернее, в районе устья оврага Жибеке.

Отложения морского палеогена, подстилающие континентальные образования, распадаются в пределах восточной части Северного Устюрта на две выделенные О. С. Вяловым свиты — аще-айрыкскую и чеганскую.

Аще-айрыкская свита представлена полосчатыми светлосерыми и желтовато-серыми глинами, несущими обычно в нижней своей половине прослойки тонкозернистых светлосерых песков, подчеркивающих слоистость. Характерной особенностью свиты являются редкие линзы, сложенные битой ракушкой *Surgina*, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях. За редкими исключениями, в аще-айрыкской свите, кроме *Surgina*, не встречается никакой другой фауны. Мощность аще-айрыкской свиты очень изменчива, колеблясь от 5—6 до 40 м; в значительной мере это колебание связано с размывом свиты, предшествовавшим отложению тургайской серии. В центральной части только что описанной впадины, заполненной отложениями тургайской серии, аще-айрыкские отложения целиком уничтожены размывом.

Ниже располагаются зеленовато-серые глины чеганской свиты, уже знакомой нам по Северному Приаралью. Глины местами содержат богатую фауну разнообразных гастропод и пелелипод и ряд горизонтов мергелисто-сидеритовых септарий эллипсоидальной формы. С отложениями аще-айрыкской свиты чеганские глины соединены постепенным переходом.

К северу от оврага Аще-сай в разрезах Чаграйского плато тургайская серия представлена толщей (10—15 м) слюдисто-кварцевых тонкозернистых и мелкозернистых, местами косослоистых песков с пропластками песчанистых серых и зеленовато-серых, нередко обохренных глин. Отдельные прослойки песков и глин окрашены в малиновые тона, резко выделяясь на желтовато-сером и белом фоне песков. Обычно в верхней части песков проходят прослойки кварцевого песчаника, сцементированного бурым железняком. Пески залегают на поверхности аще-айрыкских глин, лежащие выше отложения уничтожены эрозией.

К юго-востоку от мыса Чаграй в основании песков встречена линза коричневатобурых, сильно железистых песчаников, содержащих обильную флору. Мною отсюда определены: *Phragmites* sp., *Myrica oenigensis* Heer (-*Dryandra Unger* Ett.); *Juglans acuminata* A. Br., *Hicorya bilinea* (Ung.) Krysht., *Corylus grandis* Ung., *Corylus turgaica* A. Pojar., *Corylus Macquarri* (Forbes) Heer, *Alnus nostratum* Ung., *Fagus Deucalionis* Ung., *Quercus Gmelinii* Ung., *Ulmus punctata* A. Br., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Acer* sp., *Grewia* (?) *crenata* Heer; *Myrtus aralensis* sp. n., плоды *Cercidiphyllum* (Nyssa).

В приведенном списке особенное внимание обращает *Myrtus aralensis* sp. n. Принадлежность отпечатков к семейству миртовых доказывается присутствием у них жилки, идущей вдоль края листа, в которую упираются боковые вторичные жилки, перисто отходящие от главной. Подобный тип жилкования можно наблюдать у современных миртовых, например у эвкалиптов. Миртовые принадлежат к вечнозеленым растениям.

Другая линза железистых песчаников и песчанистых бурых же-

лезняков, залегающих в основании белых песков, была встречена около самого мыса Чаграй с его южной стороны. Однако отпечатков листьев здесь обнаружено не было. Наличие вечнозеленых растений и залегание песчаников с флорой в основании разреза континентального юлиогена, заставляет нас относить их к первой свите Северного Приаралья.

Не исключено, однако, что верхняя часть песчаной толщи Чаграйского плато может уже соответствовать четвертой свите Северного Приаралья.

В нижнем течении р. Чеган, повидимому, где-то в пределах Чаграйского плато, Г. В. Богачевым в железистых песчаниках тургайской серии была собрана фауна, представлявшая смесь морских и солоноватоводных форм, список которых помещен в работе О. С. Вялова (9). Здесь найдены *Cardium cf. ruthenium* Hilb., *Limnocardium prigorovskii* sp. n., *Cyprina aff. rotunda* A. Br., *Venus islandicoides* Lam., *Cytherea aff. erycina* Lam., *Corbulamya crassa* Sand., *Erycina* sp. n., *Cyrena semistriata* Desh., *Cyrena bergiana* Mich., *Natica cylosus* Nyst., некоторые другие гастроподы, а также зубы акул. Ряд приведенных форм очень близок к формам из третьей свиты Северного Приаралья; на этом основании можно думать, что и здесь мы имеем дело со свитой солоноватоводных отложений, залегающих среди континентальных образований тургайской серии и одновозрастных третьей свите Северного Приаралья. Лично нам этот горизонт обнаружить не удалось. В. В. Богачев полагает, что состав фауны позволяет предполагать верхнеолигоценовый возраст.

Двигаясь от Аще-сая в западном направлении, мы наблюдаем, как в кровле тургайской серии появляется комплекс пород миоцена (фиг. 2). Верхнюю часть чинка, обычно выступающую карнизом, слагают слоистые известняки, окрашенные в белые, желтоватые и реже зеленовато-серые тона. Известняки содержат фауну среднего сармата: *Mastra fabreana* d'Orb., *Cardium ex gr. fittoni* d'Orb., *Tapes gregarius* (Partsch) M. Horn., *Nassa ex gr. duplicata* Sow. и другие.

Ниже располагаются плотные неслоистые известковистые глины, неравномерно окрашенные в буровато-красные и зеленовато-серые тона. В кровле глин обычно преобладает буровато-красная окраска. В глинах рассеяны мелкие неровные белые известковистые стяжения, местами тесно сближенные и образующие невыдержанные прослойки. Преобладающий диаметр стяжений около 5 мм. В большинстве разрезов глины книзу переходят в тонкозернистые известковистые светлоокрашенные пески, несущие известковистые стяжения и прослойки песчанистого известняка. Мощность глин достигает 30 м.

Глины и подстилающие их пески содержат два горизонта устричника, отмеченные, однако, далеко не во всех разрезах. Более часто встречается нижний устричник, сложенный створками *Ostrea gryphoides* Schloth., располагающийся обычно среди тонкозернистых песков. Севернее горы Токсан-бай в обрывах Устюрта, обращенных к западу, совместно с *Ostrea gryphoides* нами были найдены *Cardium ex gr. turopticum* Meyer, *Meretrix islandicoides* Lam., *Ervilia pusilla* Phill., *Ostrea* sp., *Cyprina* (?) sp. и *Natica* sp.

Верхний устричник, сложенный створками *Ostrea digitalina* Dub., является лишь значительно западнее (в районе горы Кызыл-кууз) в месте поворота чинка к югу, располагаясь в верхней трети буровато-красных глин.

Оба устричника были описаны О. С. Вяловым (6, 8). Наши исследования, помимо устричников, обнаружили в ряде разрезов прослойку ракушечного известняка с *Ervilia praepodolica* Andrus. (слагает основную массу известняка), *Donaх cf. tarchanensis* Andrus., *Lutaria cf. pirata* Eichw., *Cardium* sp., *Mastra* sp. Фауна эта, по мнению Б. П. Жижченко, указывает на нижнюю половину среднего миоцена

(тарханско-чокракские слои). В разрезе, находящемся к югу от горы Кызыл-кууз, ракушняк с *Ervilia* располагается над устричником с *Ostrea digitalina*. В более восточных разрезах чинка, где *O. digitalina* не была найдена, горизонт с *Ervilia* залегает примерно в средней части буровато-красных глин. В разрезах к югу и северу от горы Токсан-бай ниже устричника с *O. digitalina* были обнаружены *Pecten* (*Chlamys*) *opercularis* L. var. cf. *trigonocosta* Hilb., *Cardium* sp., *Balanus* sp. и *Serpula* sp.

Ниже буровато-красных глин и песков с известковистыми стяжениями располагается толща зеленовато-серых плотных, иногда листоватых зеленых глин, содержащих местами прослойки песка. На плоскостях напластования глин в ряде мест замечены налеты поваренной соли. Эта особенность является для них чрезвычайно характерной. Чаще всего в основании, реже в кровле или в средней части глин встречается слой слюдисто-кварцевого песка.

В основании пачки располагается слой (обычно мощностью 0,5—1 м) разнозернистых, преимущественно мелкозернистых, сильно ожелезненных песков с линзовидными прослойками и сростками железистого песчаника. Местами пески содержат прослойки зеленовато-серых глин. Вблизи могильника Курган в прослойке песчаника был встречен зуб акулы *Odontaspis cuspidata* Ag., ядро пелециподы и обломки окремелой древесины.

В большинстве разрезов пески этого слоя содержат, помимо гравия и мелкой преимущественно кремневой и кварцевой гальки, отдельные, слабо окатанные обломки метаморфических и изверженных пород, достигающих 15—20 см в диаметре. По саю Тобукты обнаружены обломки зеленовато-розового роговообманкового гранита и темнозеленого туфогенного песчаника. Несколько севернее того места, где от Устюрта отходит на запад плато Кызыл-аза, обломки длиной до 40 см залегают среди песчаных глин (1 м). Последние несут также невыдержанный горизонт гравийно-грубозернистого железистого песчаника со множеством окатанной кремневой и кварцевой гальки. Мощность зеленых глин и песков колеблется от 3 до 6—7 м, редко превышая эту цифру.

На большом протяжении участка северного чинка, расположенного между саями Тобукты и Аще-айрык, пески, несущие гальку и плохо окатанные обломки, располагаются непосредственно на размытой поверхности аще-айрыкской свиты. Мощность последней, вследствие размыва, заметно меняется, сокращаясь в разрезе у могильника Курган до 6—7 м. Местами здесь между горизонтом песков с галькой и аще-айрыкской свитой встречаются тонкозернистые и мелкозернистые пески небольшой мощности (5—6 м), несущие прослойки зеленовато-серых глин. Эти пески мы относим к тургайской серии.

Ранее к тургайской серии мы относили и горизонт песков с галькой и обломками палеозойских пород. Однако рассмотрение всего материала показало, что этот горизонт имеет тесную связь с вышележащей толщей среднего миоцена. Пески с обломками и галькой прослеживаются в основании среднего миоцена даже в таких разрезах, где отложения тургайской серии совершенно отсутствуют и подстилающими породами является морская палеоген. Замечено, что среди тарханско-чокракских зеленых глин, покрывающих горизонт песков, также встречается рассеянный гравий, галька и отдельные обломки палеозойских пород.

Ниже по разрезу следуют отложения тургайской серии. Несколько ранее мы показали строение этих отложений в крайней северо-восточной точке северного чинка (Аще-сай), где среди них можно было подметить аналоги первой, второй и четвертой свит Северного Приаралья. Затем на протяжении более 70 км от Тобукты-сая до Аще-айрыка они или вовсе отсутствовали или были представлены незначительной толщей мелкозернистых и тонкозернистых песков (до 6—7 м).

Непосредственно к западу от Аще-айрыка тургайские отложения выражены толщей слюдистых кварцевых, преимущественно тонкозернистых песков до 36 м мощности, несущих прослойки и стяжения ожелезненных песчаников. В песках встречены отдельные прослойки глин. В основании песков располагается железистый песчаник (мощностью до 2 м), образованный сросшимися между собой неправильными палочкообразными стяжениями. Песчаник залегает на размытой поверхности аще-айрыкской свиты.

В еще более западном разрезе, расположенном к востоку-северо-востоку от горы Кызыл-кууз, отложения тургайской серии имеют сходное строение, хотя мощность их несколько падает (22—23 м). В верхней части песков встречены хорошо окатанные гальки кремня и кварца до 2 см в диаметре, зубы акул и кости рыб. В железистых песчаниках (0.3—0.4 м), залегающих в подошве песков, найдены многочисленные зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag., *Od. cf. acutissima* Ag., *Od. sp.*, *Trichiurides* sp., челюсти *Cybium* sp., а также позвонки, гипуральные пластинки и кости черепа ближе неопределимых *Scombridae* и обломки древесины.

Следующий разрез, изученный нами, расположен к северу от горы Токсан-бай (ур. Кштут). Ниже алевроитов (1 м), несущих редкую мелкую гальку кварца и залегающих в основании тарханско-чокракских зеленых глин с налетами поваренной соли, выходят:

1. Глины листоватые, серые, с лиловатым оттенком, в верхней части лиловые, в средней — несущие прослойки песка; мощность 3.6 м.

2. Глины серые, гипсоносные, плотные, слоистые. Отдельные горизонты глин несут многочисленные пропластки тонкозернистого белого кварцевого песка. В нижней части глины содержат небольшое количество растительного детритуса, придающего светлошоколадный оттенок; мощность 32 м.

3. Алевроиты светлосерые, неправильно слоистые. Вблизи кровли проходит слой песка с плоской галькой железистого песчаника и скоплениями битых створок мелких пеллеципод; местами в песке рассеяны гальки кварца и палеозойских пород; отдельные угловатые плохо окатанные обломки достигают 20 см в диаметре; мощность всего слоя 3.2 м.

4. Ракушняк железистый, переполненный мелкими створками *Corbula* sp. или *Corbulamya* sp. Найдено много зубов *Odontaspis cf. cuspidata* Ag. и *Od. cf. Winkleri* Ler. (?), а также позвонков *Scombridae*; мощность 0.04—0.05 м.

5. Глины песчаные, светлосерые, тонкослоистые; мощность — 1.45 м.

6. Пески тонкозернистые, светлосерые с прослойкой буровато-коричневого железистого песчаника; мощность 4 м.

7. Песчаник буровато-коричневый, мелкозернистый, железистый, с многочисленными концентрически скорлуповатыми сростками бурого железняка, возникшего, вероятно, вследствие окисления сидерита, о чем говорит синевато-серая окраска центральной части стяжений, видимая в расколе; мощность 1.6 м.

8. Пески светлосерые мелко- и тонкозернистые, с прослойками желтоватых, серых песчаных глин, с примесью растительного детритуса, особенно многочисленных в верхней части; мощность 5.5 м.

9. Песчаник мелкозернистый, сильно ожелезненный, буровато-коричневый, косослоистый, с неясными растительными остатками и битыми створками *Corbulamya elongata* Alex., *Sphenia* aff. *raporaoides* Mayer., *Mytilus* sp., *Cyprina* sp. и *Siliqua* (?) sp. Встречаются зубы акул *Odontaspis cuspidata* Ag. В песчанике много стяжений сидерита, окисленных на поверхности и превращенных в бурый железняк; мощность 0.5 м.

10. Пески мелкозернистые, глауконитовые, желтовато-серые, с прослойками серых, местами ожелезненных глин; переход в вышележащий слой очень постепен; мощность 4 м.

11. Глины светлосерые, песчанистые, чередующиеся с тонкими прослойками светлосерых песков, содержат линзы с битыми створками *Surgina* и должны быть отнесены к аще-айрыкской свите; мощность 35.5 м.

12. Глины светлые, зеленовато-серые, плотные. В 10 м от кровли проходит горизонт эллипсоидальных стяжений сидерита. В 2 м ниже располагается прослойка ракушечника (0.1 м) с *Dentalium* и крупными ребристыми устрицами. Эти отложения уже относятся к чеганской свите.

В только что приведенных разрезах отложения тургайской серии (слои 3—10) представлены толщей тонкозернистых песков с прослойками глин и алевроитов, содержащих фауну пелеципод и рыб, аналогичную фауне третьей свиты Северного Приаралья. Однако, в отличие от последнего, здесь эта фауна встречается на различных стратиграфических уровнях, не образуя изолированного горизонта. Обращает внимание появление в верхней части последнего разреза мощной толщи (36 м) серых глин (слои 1—2), относимых нами к нижнему миоцену, на обосновании чего мы остановимся позднее.

Присутствие фауны, наряду с общим обликом осадков (хорошая отсортированность песков, отсутствие косой слоистости аллювиального или поточного типа и, наконец, наличие глауконита в слое 10) заставляет предполагать, что здесь мы имеем дело уже не с озерными и аллювиальными, как в Северном Приаралье и на Чаграйском плато, а с мелководными прибрежными осадками. В пользу этого говорит и рассмотрение более южных и западных разрезов чинка, к которым мы сейчас и перейдем.

К югу от горы Кызыл-кууз чинк Устюрта резко поворачивает к югу и даже юго-востоку, как бы обходя с востока крупную впадину Чумышты-куль. Разрезы чинка на этом меридиональном отрезке вскрывают северное крыло североустюртской депрессии. Вследствие пологого падения слоев с севера на юг отложения палеогена спускаются к самому подножью чинка. Интересующие нас отложения среднего и верхнего олигоцена представлены здесь светлосерыми, серыми и коричневатосерыми слоистыми глинами с подчиненными им прослойками песков, достигающими мощности 1—3 м. Слоистость глин подчеркивается многочисленными пропластками тонкозернистых песков. Видимая мощность этих глин обычно не превышает 30—40 м, так как основание склона не обнажено и большей частью прикрыто оползнями.

С подобным же типом разреза мы встречаемся и после поворота чинка на запад, в обнажениях, расположенных против юго-западной оконечности сора Чумышты-куль и далее к западу на юго-восточном берегу сора Чумышты-куль и правом берегу Чилинды-сая.

В кровле палеогеновых отложений здесь, как и восточнее, неизменно прослеживается горизонт песков или песчанистых глин, несущих гальку и плохо окатанные обломки палеозойских пород, достигающих до 15 см в поперечнике. На правом склоне Чилинды-сая в этом горизонте встречена глыба кварца 30×70 см.

Вышележащие отложения попрежнему представлены внизу зелеными глинами с налетами поваренной соли, выше сменяющимися буровато-красными глинами, однако последние сокращают здесь мощность до 5—10 м и не содержат никакой фауны. Карбонатные стяжения в них все еще встречаются, но в значительно меньшем количестве. Между буровато-красными глинами и известняками сармата вклинивается толща зеленых глин и мергелей с богатой фауной конкского яруса (11) и местами нижнего сармата.

В разрезе, на мысе Мын-су-алмас ниже прослойки желтых песков, выходящих на уровне родника Коскудук, обнажается толща серых и коричневатосерых глин, несущих до 10 горизонтов конкреций сидери-

та. Вблизи кровли глины содержат прослойки песка, местами принимающие малиновую окраску. В 75 м от кровли, в прослойке песков В. С. Журавлевым и В. И. Самодуровым были найдены зубы *Odontaspis* cf. *cuspidata* Ag., позвонки и кости *Scombridae*. В основании склона из-под глин выступает железистый песок со стяжениями песчанников.

Весьма сходный разрез был описан М. М. Жуковым⁵, оценивающим, однако, мощность глин значительно большей величиной (140 м). В кровле глин располагается галечник, относимый М. М. Жуковым к нижнему миоцену, в котором было найдено ребро ближе неопределимого мастодонта. Над галечником после некоторого перерыва в обнажении появляются красные глины среднего миоцена.

Среди глин, примерно в 34—35 м ниже галечника, М. М. Жуков обнаружил отпечатки двухстворок *Corbula* sp., *Cryptodon* sp. и *Nucula* sp. Много ниже по разрезу в слое лиловых глин, залегающих в 110—115 м от галечника, он собрал зубы *Odontaspis cuspidata* Ag. и кости рыб *Scombridae* (*Cybium* (?) sp.), *Lophius* sp.

Примерно в 12 м ниже горизонта с костями рыб располагаются железистые пески со стяжениями песчаника и конкрециями сидеритов в верхней части. Ниже снова следуют глины с конкрециями сидеритов, выходящих у самого подножья чинка.

К югу от мыса Мын-су-алмас в разрезах, расположенных по восточной стороне сора Аще-ктай-пак, также развита толща серых и коричневато-серых глин с обломками *Surgina* и с конкрециями сидерита, образующими ряд горизонтов. Примерно в 60 м от кровли среди песчанистых глин обнаружен слой с костями рыб и зубами акул, аналогичными собранным на Мын-су-алмase. В ряде мест встречены створки *Surgina*, залегающие ниже и выше костеносного слоя.

На крайнем юго-западе, у побережья ныне высохшей восточной оконечности залива Комсомолец, в горе Яман-айраклы мы встречаемся со следующим разрезом, изученным Б. С. Домбровским (10). Ниже глин караганского горизонта с *Spaniodontella* располагается толща глин мощностью до 52 м, отдельные полосы которых окрашены в бурые, серые и зеленоватые тона. В глинах встречены фауна *Corbula gibba* Olivi, *Nucula* sp., *Trochus kertschensis* Usp., *Leda fragilis* Chemn. и обломки *Pecten* sp., указывающая на низы среднего миоцена (тарханско-чокракские слои).

Ниже следуют ржаво-бурые и светлосерые глины мощностью до 20 м, в кровле и подошве которых располагаются железистые прослойки (6,2 м). В основании верхнего железистого слоя залегают банки с крупными *Ostrea*, а в самом слое встречены ядра пелеципод (*Venus* (?) sp., *Pecten* sp.).

Еще ниже по разрезу следует толща бурых глин мощностью до 100 м, относимая Б. С. Домбровским к олигоцену совместно с вышележащей пачкой глин, ограниченной железистыми прослойками.

На южном берегу высохшего залива Кайдак из-под бурых глин выходят белые мергели, достигающие мощности 40 м и содержащие в средней части зубы *Lamna* и *Carcharodon*, а также скопления костей рыб. По аналогии с Мангышлаком Б. С. Домбровский относит их к верхнему эоцену.

Рассмотренные нами особенности строения верхов палеогена в направлении от восточной оконечности северного чинка Устюрта до Каспийского моря дают основание для следующих выводов.

⁵ М. М. Жуков считает, что описанный им разрез находится на мысу Мын-су-алмас, но это, вероятно, ошибка. Рассмотрение его маршрута показывает, что этот исследователь подошел к чинку и изучил разрез в районе мыса Тюя-мун-чапке, находящемся в 15 км к северо-востоку от Мын-су-алмаса.

На крайнем востоке в районе Аще-сая (к юго-востоку от учр. Донгуз-тау) верхи палеогена представлены породами тургайской серии, среди которых можно выделить аналоги первой, второй и четвертой свит Северного Приаралья. От подстилающих отложений морского палеогена (аще-айрыкская и чеганская свиты) они отделены поверхностью размыва. В кровле их располагается горизонт песков с галькой и обломками палеозойских пород, залегающий в основании среднего миоцена.

Западнее тургайские отложения теряют характерный для них облик, переходя в толщу глин, песчанистых глин и подчиненных им прослоек песка; в этой толще была найдена солоноватоводная фауна пелеципод, зубы акул, кости и позвонки рыб, тождественные фауне третьей свиты Северного Приаралья.

В то время как в Северном Приаралье фауна была приурочена только к маломощной пачке пород третьей свиты, залегающей среди явно континентальных образований, в северном чинке Устюрта остатки морских организмов встречаются на разных стратиграфических уровнях. Этот факт заставляет предполагать, что к западу континентальные образования тургайской серии переходят в прибрежные солоноватоводные осадки. Резкая граница между ними и подстилающими отложениями аще-айрыкской свиты стирается, и к югу от горы Кызыл-кууз мы уже не в состоянии расчленить их.

В разрезах чинка после его поворота к югу между горизонтом галечника и толщей песков с *Corbularia elongata* и костями рыб появляется пачка серых и лиловато-серых глин мощностью 32—35 м, отсутствовавшая в более восточных разрезах.

Еще далее к западу в районе мысов Мын-су-алмас и Тюя-мун-чапке ниже горизонта галечника мы встречаем еще более мощную толщу глин (до 70—100 м), несущих ряд прослоек сидеритовых стяжений. Ниже следуют глины, переслаивающиеся с песчанистыми глинами и песками, со скоплениями костей *Scombridae* и зубов *Odontaspis cuspidata* и железистыми стяжениями.

Мы полагаем, соглашаясь с М. М. Жуковым, что упомянутая песчано-глинистая пачка с костями рыб и зубами акул представляет мелко-водные морские осадки и соответствует по времени своего образования тургайской серии более восточных районов. Вышележащие глины с горизонтами сидеритовых стяжений следует относить к нижнему миоцену. Они впервые появляются в разрезе к югу от горы Кызыл-кууз, быстро увеличиваясь в мощности по направлению к западу.

По своему характеру (окраска глин, присутствие стяжений сидерита, остатки рыб) вся толща, залегающая в разрезе мыса Мын-су-алмас ниже галечника, очень напоминает майкопские отложения Северного Кавказа. Наличие в верхней части глин в разрезе М. М. Жукова *Cryptodon* sp., *Corbula* sp., *Solerectus* sp., *Nucula* sp. позволила определявшему их В. П. Жижченко предположительно параллелизовать эту часть разреза с верхней частью майкопа (ольгинская свита), в то время как более низкие горизонты могут соответствовать нижнему и среднему майкопу.

Более глубокие горизонты отложений палеогена, соответствующие аще-айрыкской и чеганской свитам более восточных разрезов, в разрезе мыса Мын-су-алмас, видимо, не обнажаются, будучи скрыты оползшими массами, покрывающими основание чинка.

Юго-западнее Мын-су-алмаса в разрезах чинка, окаймляющего с востока сор Ащи-ктай-пак, нижнемиоценовые глины содержат обломки *Syrina*. В основании их проходит песчано-глинистая пачка с костями рыб, параллелизуемая нами с тургайскими отложениями более восточных районов.

Таким образом, при движении вдоль северного чинка Устюрта от

Чаграйского плато на запад и юго-запад происходит переход континентальных отложений тургайской серии в морские осадки, чрезвычайно напоминающие по своему облику отложения майкопа Северного Кавказа.

В заключение мы остановимся кратко на вопросе, какие отложения в чинках Северного Устюрта соответствуют корбулевым слоям Северного Приаралья. По данным А. Л. Яншина (22), в разрезах северо-западного побережья Аральского моря над отложениями тургайской серии располагаются корбулевые слои, достигающие здесь мощности до 100 м. В нижней части преобладают глины с прослойками известкового песчаника и линзами известняка, в верхней — мелкозернистые пески и алевроиты. Над ними располагаются зеленые глины с клешнями крабов и фораминиферами, указывающими на морское происхождение, вверх они сменяются буро-красными глинами, несущими мелкие карбонатные стяжения. В отличие от северных чинков, среди буро-красных глин фауна не была найдена. Мощность зеленых и буро-красных глин достигает 53 м.

Западнее по направлению к Аще-сай корбулевые слои выклиниваются. В восточной части чинка между оврагами Аще-айрык и Ак-сай мы встречаемся с очень сокращенным разрезом. Здесь на размытой поверхности аще-айрыкской свиты располагается тонкий слой песка (до 1 м) с галькой и полуокатанными обломками палеозойских пород, выше которого залегают зеленые глины и подчиненные им пески, покрываемые, в свою очередь, буровато-красными глинами, также несущими в основании пески с карбонатными стяжениями. Мощность зеленых и красных глин не превышает здесь 20—22 м. Особенно сокращенный разрез мы находим к северо-востоку от могильника Курган, где мощность аще-айрыкской свиты, вследствие домиоценового размыва, не превышает 6 м.

Сопоставление приведенных разрезов показывает, что область, охватывающая отрезок северного чинка, прилегающий к Чаграйскому плато, представляла в конце палеогена и начале неогена положительную структуру по сравнению с северо-западным углом Аральского моря, где проходила, по представлению А. Л. Яншина (23), Челкарская депрессия.

Его приподнятый характер ясно выражен в сокращенной мощности, а местами и в полном отсутствии тургайской серии, в отсутствии корбулевых слоев и, наконец, в более чем вдвое уменьшенной мощности зеленых и красных глин среднего миоцена по сравнению с северо-западным берегом Аральского моря. Такой же приподнятый характер участка вырисовывается и при сравнении его разреза с разрезами более западных участков северного чинка, характеристику которым мы дали несколько ранее.

Антиклинальный характер поднятия вытекает из наблюдений над гипсометрическими отметками подошвы аще-айрыкской свиты и галечника основания нижнего миоцена. В районе могильника Курган, где проходит осевая часть поднятия, подошва аще-айрыкской свиты располагается на высоте 170 м над уровнем моря, постепенно погружаясь отсюда к западу и востоку. Западнее Аще-айрыка отметки подошвы аще-айрыкской свиты не превышают уже 80—85 м. К востоку от могильника Курган в районе Аще-сай подошва аще-айрыкской свиты располагается на высоте 100 м. Галечник у могильника Курган залегает на высоте 175 м, западнее Аще-айрыка — на высоте 135 м и к востоку от могильника Курган в районе Аще-сай на высоте 150 м.

Мы полагаем, что это поднятие являлось одним из звеньев барьера, затруднявшего сообщение солоноватоводного бассейна, где отлагались слои с корбулями, и располагавшегося западнее нижнемиоценового моря. Это последнее захватывало западную половину северных чинков и отла-

гало осадки майкопского типа. В пределах самого поднятия отложение осадков в нижнемиоценовое время не происходило.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А. К. Палеоген Северного Приаралья (реферат доклада). Проблемы советской геологии, т. VI, № 10, 1936.
2. Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-клыч на Аральском море. Ежег. Всер. палеон. общ., т. IX (1934—1935), 1937.
3. Борисяк А. А. и Беляева Е. К. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. Тр. Палеон. инст., т. XV, вып. 3, изд. АН СССР, 1948.
4. Борсук М. К. Изучению тургайской третичной флоры. Тр. Цент. научн.-иссл. геол.-разв. инст., вып. 37, 1935.
5. Вахрамеев В. А. Континентальный и солоноватоводный олигоцен Северного Приаралья. Отд. геол.-геогр. наук АН СССР, Реф. Научн.-иссл. раб. за 1940 г. Изд. АН СССР, 1941.
6. Вялов О. С. О миоценовых устричниках из северных чинков Устюрта. Изв. Геол. ком., т. XLVIII, № 10, 1929.
7. Вялов О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте. Изв. Гл. геол.-разв. упр., т. XLIX, № 4, 1930.
8. Вялов О. С. Материалы к изучению третичной фауны Устюрта *Ostereidae* северных чинков Устюрта. Изв. Гл. геол.-разв. упр., вып. 42, 1931.
9. Вялов О. С. Возраст корбулевых слоев Приаралья. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., Отд. геол., т. XX, вып. 3—4, 1945.
10. Домбровский Б. С. Геологические наблюдения на Устюртском побережье зал. Кайдак на Каспийском море. Зал. Касп. моря. Комсомолец (Мертвый Култук) и Кайдак. Ком. по комп. изуч. Касп. моря, вып. 1, ч. 2, АН СССР, 1938.
11. Жижченко Б. П. О конкском горизонте Устюрта. ДАН СССР, т. LVIII, № 8, 1947.
12. Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., вып. 3, 1939.
13. Коробков И. А. О возрасте сакараульского горизонта. ДАН СССР, т. XXIII, № 2, 1939.
14. Криштофович А. Н. Основные черты развития третичной флоры Азии. Изв. Ботан. сада, т. X, вып. 3—4, 1930.
15. Криштофович А. Н. Развитие ботанико-географических провинций северного полушария с конца мелового периода. Сов. ботаника, № 3, 1936.
16. Криштофович А. Н. Характеристика третичных флор Казахстана. Геология СССР, т. XX, Восточный Казахстан, 1940.
17. Мchedlishvili П. А. К вопросу биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана. Инст. бот. АН Грузинской ССР, 1948.
18. Палибин И. В. Ископаемые растения берегов Аральского моря. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 8, 1907.
19. Пояркова А. И. Новые материалы к третичной флоре Северного Приаралья. Тр. Нефть. геол.-разв. инст., сер. А, вып. 39, Палеоботан. сб., вып. 2, 1935.
20. Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении северо-восточного Приаралья. Зап. Всер. мин. общ., 2 сер., т. LXVI, № 1, 1937.
21. Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья. ДАН СССР, т. XXIII, № 8, 1939.
22. Яншин А. Л. Геологическое строение Северо-Западного Приаралья. Мат. по геол. Центр. Казахстана. Итоги работ Центр.-Казахст. компл. эксп. 1936—1937 гг. Изд. АН СССР, 1940.
23. Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-шаня и Мангышлака. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1948.
24. Neer O. (in Abich H.). Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russlands. Mem. de l'Académie d. Sciences de St. Petersburg, 1858.

С. Н. НАУМОВА

СПОРЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

Предлагаемая статья С. Н. Наумовой представляет описание 17 видов спор высших растений из нижнекембрийских отложений Прибалтики.

Находки спор в древнейших отложениях палеозоя изменяют существовавшие ранее представления о времени развития первой высшей растительности и заставляют отодвигать время ее возникновения в протерозой.

Введение

Нахождение в отложениях кембрия многочисленных спор, сходных со спорами высших наземных растений, является новым и весьма важным фактом как в познании геологической истории развития растительного мира вообще, так и в приложении метода спорового анализа к стратиграфии древнейших палеозойских отложений.

В литературе имеются всего лишь две заметки о нахождении спор наземных растений в нижнем и верхнем кембрии, но они даны без морфологического описания и изображений этих спор.

В 1937 г. американский палеонтолог В. П. Дарра обнаружил споры наземных растений в верхнекембрийских нефтеносных отложениях Кольма из района восточного Готланда Швеции (1—6). Материалом для исследования послужили образцы богхеда, переданные ему проф. А. С. Лане из Кембриджа. Богхед имел черный цвет и тусклый блеск. Споры из богхеда были выделены Дарра обычным способом, применяемым для мацерации углей (сначала обработка смесью Шульце, затем щелочью). В продуктах мацерации богхеда Дарра были обнаружены многочисленные споры. Все они были кутинизированы и имели трехлучевой рубец, характерный для спор Bryophyta и Pteridophyta. Диаметр их достигал 65—70 микронов. По данным автора, споры имели большое сходство со спорами верхне- и среднепалеозойских отложений. К сожалению, кроме этих общих замечаний более подробных данных о спорах в статье не имелось.

Однако, как показали наши исследования, споры нижнего кембрия по морфологическим признакам резко отличны не только от спор верхнего палеозоя, но и нижнего силура. Диаметр спор большей частью не превышает 15—20 микронов и, как исключение, достигает 60 микронов. Таким образом, замечания автора о сходстве морфологии спор кембрия со спорами верхнего палеозоя либо имеют слишком предварительный характер, что заставляет критически к ним отнестись, либо комплекс спор Кольма резко отличен от комплекса из синей глины Прибалтики.

В последнем случае это различие в составе спор, возможно, объясняется фациальными или возрастными особенностями пород, исследуемых авторами, — богхед и синяя глина. Поэтому чрезвычайно важно было бы подвергнуть повторному и более детальному сравнительному изучению споры верхнего кембрия о. Готланда Швеции, чтобы решить вопрос о причине столь различного характера этих спор.

В 1939 г. А. Рессингер в своей статье, где он излагает методику обработки пород для целей выделения спор, в заключительной части дал краткие указания о нахождении им в нижнекембрийской синей глине Кунда в Эстонии в большом количестве спор наземных растений (7). Более подробные результаты исследования этих спор он предполагал изложить в другой работе.

Споры, обнаруженные Рессингером в синей глине, были кутинизированы и отличались округлой или овальной формой и многочисленными складками смятия. Диаметр их варьировал между 21 и 27 микронами. Единично встречались формы, достигающие 440 микрон, которые автор склонен был считать мегаспорами. Эти краткие общие замечания Рессингера о характере спор нижнего кембрия вполне подтвердились нашими систематически проведенными исследованиями.

К вопросу о возможности нахождения спор наземных растений в древнепалеозойских отложениях совершенно иными путями подошли мы в настоящей работе. Сравнительно морфологический анализ более 2 500 видов ископаемых спор, в связи с выяснением вопроса их эволюции во времени (девон — палеоген) показал, что комплекс спор девона состоит из довольно сложных форм и представлен почти всеми основными морфологическими группами спор, которые наблюдаются и в более поздних отложениях. Это дало возможность сделать предположение, что споры более простого строения должны быть в более древних отложениях. Таким образом, возникла мысль о возможности нахождения спор высших растений с более простой скульптурой в более древних палеозойских отложениях.

Специальные работы, поставленные нами в 1944 г. в спорово-пыльцевой лаборатории Отдела стратиграфии Института геологических наук АН СССР по отысканию спор в древнейших отложениях палеозоя (докембрий, кембрий и силур), дали положительные результаты. Были обнаружены споры в нижнем силуре и нижнем кембрии Русской платформы, а в последнее время и в докембрийских отложениях Урала и Тимана. Описанию этого материала и посвящена настоящая статья.

Полный разрез балтийского кембрия имеется лишь на западе в южной части Швеции и на острове Готланд, где уцелели осадки всех трех его отделов (Ст₁, Ст₂, Ст₃). Кембрийские отложения располагаются здесь на резко размытой поверхности докембрия и начинаются песчаником — сперва кварцевым, затем кварцево-глауконитовым (30—50 мм). Над песчаником следует значительная (до 75 м) толща черных богатых органическим веществом сланцев с обильной фауной трилобитов. Описанная сланцевая толща совершенно согласно и без перерыва перекрывается здесь осадками нижнего силура (3).

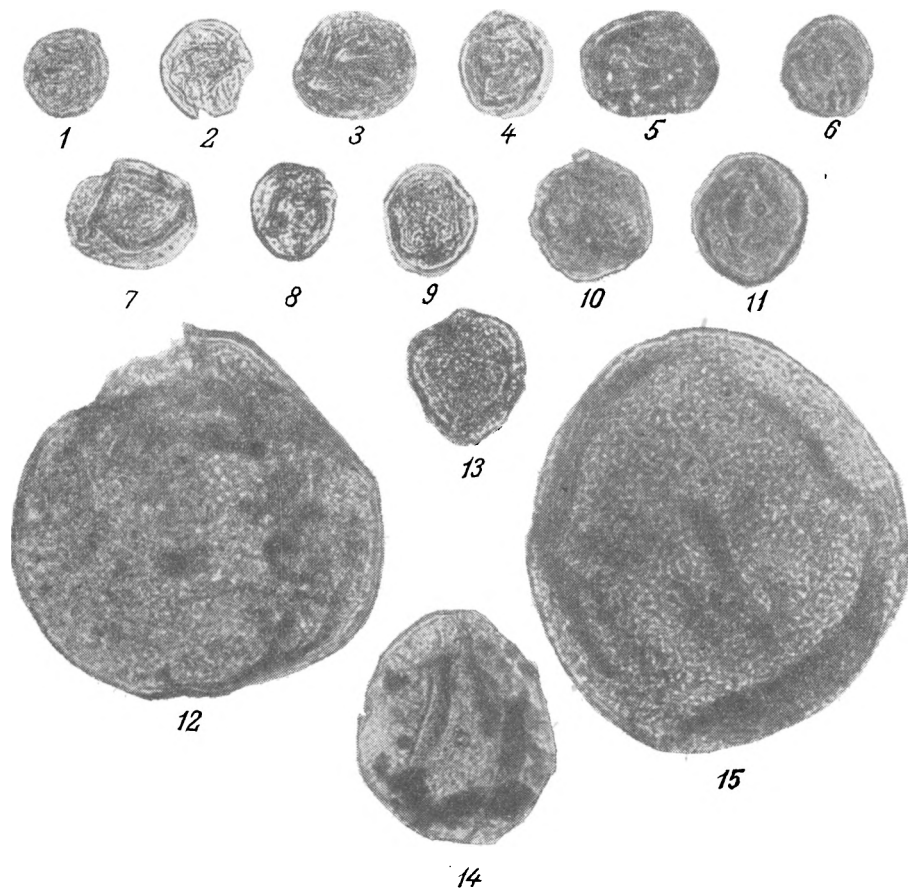
Восточнее, в области Прибалтики, разрез значительно короче — сохранившиеся породы относятся только к нижнему кембрию, представленному толщей «синих глин», переходящих вверх в зофитоновые слои с фауной нижней зоны нижнего кембрия *Olenellus* (*Schmidtellus*) *micbeitzii*. Более высокие горизонты — фукоидные слои, налегающие на нижележащие с размывом, совершенно лишены остатков микрофауны и трансгрессивно перекрываются уже непосредственно нижним силуром.

Изучение спор нижнего кембрия производилось на отдельных образцах пород, собранных не систематически.

Общая морфологическая характеристика спор нижнего кембрия

Исследование показало, что споры нижнего кембрия хорошей сохранности и сравнительно многочисленные наблюдаются только в синей глине. В вышележащих эофитоновых и фукоидных слоях их значительно меньше, а в некоторых образцах они и вовсе отсутствуют.

Таблица I



1—2— *Leiotriletes minutissimus* Naum. sp. n., 3—4— *Leiotriletes simplicissimus* Naum. sp. n., 5—6— *Leiotriletes crassus* Naum. sp. n., 7— *Trachytriletes obsuletes* Naum. sp. n., 8—9— *Trachytriletes minutus* Naum. sp. n., 10—11— *Trachytriletes incrassatus* Naum. sp. n., 12— *Trachytriletes Krystofovichii* Naum. sp. n., 13— *Lophotriletes impalabilis* Naum. sp. n., 14— *Lophotriletes rugosus* Naum. sp. n., 15— *Trematotriletes Obrutschewii* Naum. sp. n.

Изучение спор с количественным анализом было произведено для образцов из фукоидных слоев, эофитоновых слоев и синих глин.

Количественный споровый анализ синей глины был произведен для двух образцов. В остальных образцах споры встречались единично, поэтому количественный анализ не был произведен.

Изучение спор эофитоновых и фукоидных слоев показало, что в грубозернистых разностях они встречаются единично, в деформированном виде, и подсчет их поэтому не производился. Несколько больше спор оказалось в средне- и мелкозернистых разностях, для которых и был произведен количественный анализ.

Морфологическое изучение спор нижнего кембрия, в особенности их скульптуры, затруднительно вследствие их очень незначительного размера (большей частью 15—25 микронов и, как исключение, 75 микронов).

Комплекс спор нижнего кембрия представлен небольшим количеством

видов (17 видов) по сравнению с комплексами геологически более молодых отложений. Спорный комплекс нижнего кембрия характеризуется следующими особенностями (таблицы I и II):

1. Все споры кутинизированы и имеют окраску от светложелтой до темножелтой.

2. Споры принадлежат классу *Triletes* R., т. е. имеют трехлучевую щель разветвления, характерную для спор *Bryophyta* и *Pteridophyta*.

3. Все виды спор имеют исключительно округлое или округло-овальное очертание. Споры с треугольным очертанием отсутствуют.

4. Все виды спор имеют многочисленные складки смятия, вследствие чего щель разветвления часто плохо различима.

5. Диаметр спор преимущественно очень небольшой и колеблется от 15 до 25 микронов. Единичные формы достигают 75 микронов.

6. Все споры без оторочки обладают простой скульптурой и представлены 17 видами следующих подгрупп: *Leiotriletes* Naum.— гладкие, *Trachytriletes* Naum.— шаргеновые, *Acanthotriletes* Naum.— шиповатые, *Lophotriletes* Naum.— бугорчатые и *Trematotriletes* Naum.— дырчатые.

7. Как в видовом отношении, так и по количеству встреченных экземпляров преобладают споры подгрупп *Leiotriletes* Naum. и *Trachytriletes* Naum.

8. Видовой состав спор нижнего кембрия резко отличается от спорного геологического возраста.

Сравнительно-морфологическая характеристика спор нижнего кембрия

Морфологическое изучение спор нижнего кембрия и нижнего силура, проведенное на сравнительно большом материале (подсчитано более 15 тыс. экземпляров спор), дает возможность в настоящее время сделать некоторые заключения.

Споры нижнего кембрия отличаются от спор нижнего силура некоторыми морфологическими особенностями: они представлены исключительно группой *Triletes* R. и отличаются меньшими размерами (15—25 микронов), очень простой скульптурой, малым разнообразием видов и родов. Все споры со складками смятия.

В то же время споры нижнего кембрия резко отличаются от спор девона и карбона 1) отсутствием в нижнем кембрии спор с треугольным очертанием и с оторочкой, широко развитых в более молодых отложениях; 2) отсутствием спор со сложной скульптурой.

Таким образом, из 17 видов спор нижнего кембрия наблюдается только два вида — *Leiotriletes minutissimus* Naum. и *Trachytriletes hyalinus* Naum., которые встречаются в силурийских отложениях. Остальные формы характерны только для нижнекембрийских отложений.

Комплекс спор нижнего кембрия резко отличается от силурийского и более молодых отложений.

Морфологическое описание спор нижнего кембрия

Класс Rimaless Naum., *группа* *Triletes* R., *подгруппа* *Leiotriletes* Naum.

Leiotriletes minutissimus Naum., sp. nov. (таблица I, 1, 2 и таблица II 1, 2).

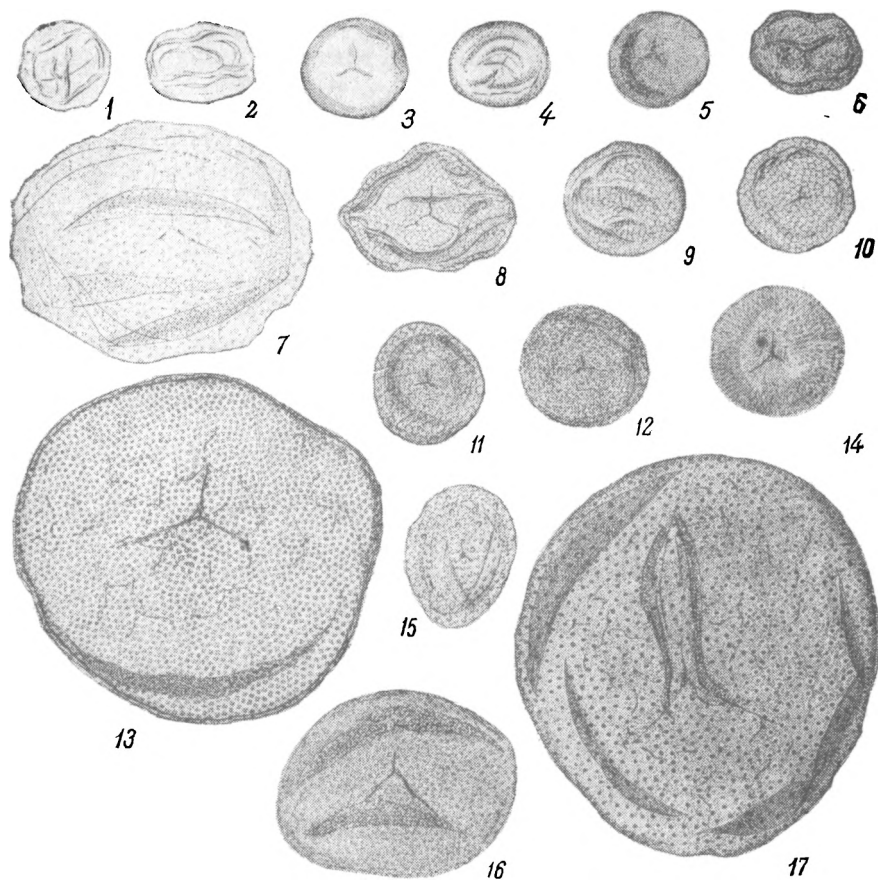
Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.020-0.025$ мм; цвет серо-желтый.

Очертание споры округлое. Эскина очень тонкая, прозрачная, наблюдаются многочисленные складки смятия. Поверхность эскины глад-

кая. Щель разверзания трехлучевая, простая, плохо различимая из-за складок смятия.

Форма имеет большое сходство с широко распространенной в палеозое формой *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., впервые описанной Ибрагимом, из среднекарбовых углей Рурского бассейна под названием *Laevigati* — *Sporites microrugosus* Ibr. (1). Последняя отличается лишь большим размером, который колеблется от 0.030 до 0.122 мм.

Таблица II



1—2—*Leiotriletes minutissimus* Naum. sp. n., 3—4—*Leiotriletes simplicissimus* Naum. sp. n., 5—6—*Leiotriletes crassus* Naum. sp. n., 7—*Trachytriletes hyalinus* Naum. sp. n., 8—*Trachytriletes obsuletes* Naum. sp. n., 9—10—*Trachytriletes minutus* Naum. sp. n., 11—12—*Trachytriletes incrassatus* Naum. sp. n., 13—*Trachytriletes Krystofovichii* Naum. sp. n., 14—*Acanthotriletes primigenus* Naum. sp. n., 15—*Lophotriletes impalabilis* Naum. sp. n., 16—*Lophotriletes rugosus* Naum. sp. n., 17—*Trematotriletes Obrutschewii* Naum. sp. n.

По морфологическим признакам подобные споры имеют сходство со спорами *Salmagiaceae*, описанными Гартунгом в специальной монографии (1); распространены в нижнем кембрии — синей глине, фукоидных и эофитоновых слоях и нижнем силуре Прибалтики.

Leiotriletes simplicissimus Naum., sp. nov. (таблица I, 3, 4 и таблица II, 3, 4).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики $d = 0.020-0.025$ мм; цвет желтый.

Спора имеет округлое очертание. Поверхность экзины гладкая, более плотная, чем у *Leiotriletes minutissimus* Naum. Форма имеет складки смятия. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели равны

половине радиуса тела споры. Широко распространена в нижнем кембрии Прибалтики, в нижнем силуре встречается в меньшем количестве.

Leiotriletes crassus Naum., sp. nov. (таблица I, 5, 6 и таблица II, 5, 6).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.020-0.025$ мм, цвет темножелтый.

В очертании спора округлой или округло-овальной формы. Поверхность эскины гладкая, эскина очень толстая и плотная. Форма имеет складки смятия, щель разверзания трехлучевая, простая. Широко распространена в нижнем кембрии Прибалтики.

Подгруппа *Trachytriletes* Naum.

Trachytriletes hyalinus Naum., sp. nov. (таблица II, 7).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.040-0.090$ мм; цвет светложелтый.

Очертание споры округлое или округло-угловатое. Эскина очень тонкая, прозрачная, смята в многочисленные складки; поверхность ее нежная, точно-шагреновая. Щель разверзания трехлучевая, простая. Распространена в нижнем кембрии и нижнем силуре Прибалтики.

Trachytriletes obsuletes Naum., sp. nov. (таблица I, 7 и таблица II, 8).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.50-0.055$; цвет светложелтый.

Спора в очертании округлая или округло-овальная. Эскина очень тонкая, прозрачная, смята в многочисленные складки; поверхность ее нежно-шагреновая. Щель разверзания трехлучевая, простая, плохо различимая из-за складок смятия. Распространена в нижнем кембрии и нижнем силуре Прибалтики.

Trachytriletes minutus Naum., sp. nov. (таблица I, 8—9 и таблица II, 9—10).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.030-0.035$ мм; цвет желтый.

Спора имеет округлое очертание. Эскина тонкая, поверхность ее мелкоточечная, шагреновая. Имеются складки смятия. Щель разверзания трехлучевая, простая, лучи щели равны половине радиуса тела споры. Широко распространена в нижнем кембрии и нижнем силуре Прибалтики.

Близкая к данной форме *Trachytriletes punctatus* (U.) Naum., отличается по величине ($d = 0.002$), широко распространена в нижнем карбоне.

Trachytriletes incrassatus Naum., sp. nov. (таблица I, 10—11 и таблица I, 11—12).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.020-0.025$ мм, цвет темножелтый.

Спора имеет округлое очертание. Эскина плотная, поверхность ее шагреновая. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели равны половине радиуса тела споры. Часто встречается в нижнем кембрии Прибалтики.

Trachytriletes Kryshfovichii Naum., sp. nov. (таблица I, 1—2 и таблица II, 13).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.060-0.020$ мм; цвет темножелтый.

Очертание споры круглое. Эскина плотная, толстая, поверхность ее грубошагреновая. Имеются складки смятия. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели равны половине радиуса тела споры. Встречается единично в нижнем кембрии Прибалтики.

Подгруппа *Acanthotriletes* Naum.

Acanthotriletes primigenus Naum., sp. nov. (таблица II, 1, 14).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.020-0.030$ мм; цвет светложелтый.

Очертание споры округлое. Экзина тонкая, покрыта мелкими частыми шишками. Щель разверзания трехлучевая, простая, лучи щели равны половине радиуса тела споры. Встречается единично в нижнем кембрии Прибалтики.

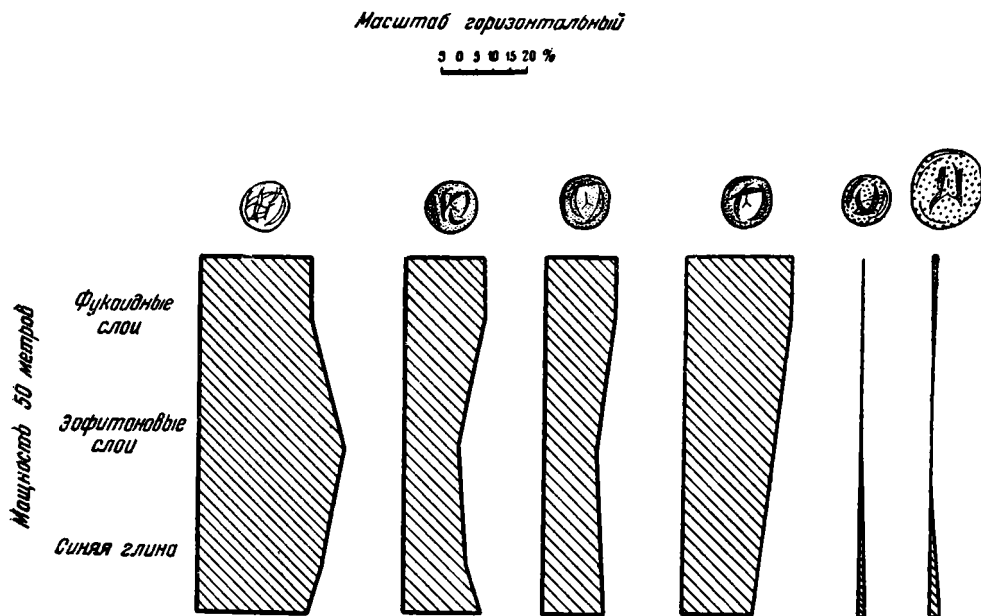
Подгруппа *Lophotriletes* Naum.

Lophotriletes impalpabilis Naum. (таблица I, 13 и таблица II, 15).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.030-0.045$ мм; цвет светложелтый

Очертание споры округло-овальное. Экзина тонкая, нежная, смята в многочисленные складки. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели меньше радиуса тела споры. Распространена в нижнем кембрии Прибалтики.

Таблица III



Распределение спор в нижнекембрийских отложениях Прибалтики

Lophotriletes rugosus Naum., sp. nov. (таблица I, 14 и таблица II, 16).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.060-0.075$ мм; цвет желтый.

В очертании спора округлая или округло-овальная. Экзина тонкая, имеет крупные складки смятия; поверхность ее покрыта мелкими сравнительно частыми бугорками. Щель разверзания трехлучевая, простая. Лучи щели равны половине радиуса тела споры. Распространение — нижний кембрий и нижний силур Прибалтики.

Подгруппа *Trematotriletes* Naum.

Trematotriletes Obrutschewii Naum., sp. nov. (таблица I, 15 и таблица II, 17).

Местонахождение: синяя глина нижнего кембрия Прибалтики; $d = 0.110-0.120$ мм; цвет темножелтый.

Спора имеет округлое или округло-овальное очертание. Экзина толстая и плотная. Имеются складки смятия. Поверхность экзины покрыта частыми точечными углублениями. Щель разверзания трехлучевая простая. Распространена единично в нижнем кембрии Прибалтики.

Заключение

На основании изучения спор и их распределения в нижнекембрийских отложениях Прибалтики можно сделать следующие выводы.

Споры нижнего кембрия кутинизированы, что характерно для спор высших растений. Комплекс спор нижнего кембрия резко отличается от комплекса отложений другого геологического возраста большей примитивностью. Составляющие его споры незначительной величины, округлого очертания и крайне простой скульптуры, преимущественно гладкой и шагреновой. Все формы спор имеют многочисленные складки смятия, характерные для спор водных и прибрежно-водных высших наземных растений, некоторые близки к типу *Calamariaceae*. Истинная ботаническая принадлежность спор нижнего кембрия может быть установлена только после изучения спор из растений нижнекембрийских отложений, которые до сих пор не найдены.

Комплекс спор нижнего кембрия очень беден в видовом отношении. Он состоит из 17 видов, принадлежащих исключительно группе *Triletes* R. типа спор *Bryophyta* и *Pteridophyta* и мало меняется в исследованных отложениях нижнего кембрия Прибалтики (таблица III).

Синяя глина, эофитоновые и фукоидные слои имеют тождественные руководящие комплексы спор.

Сходный характер споровых комплексов нижнего кембрия объясняется либо непродолжительностью образования исследованных отложений, либо существованием в то время однообразных физико-географических условий.

Находки спор в наиболее древних отложениях кембрийской системы с прекрасно выраженными особенностями структуры спор наземных растений изменяют существовавшие ранее представления о времени развития первой наземной растительности и заставляют отодвигать время первого становления наземной флоры в протерозой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Госгеолиздат, 1941.
2. Наумова С. Н. Споры и пыльца углей СССР. Тр. XVII Междун. геол. конгр., т. 1, 1937.
3. Страхов Н. М. Историческая геология, Гос. геол. изд., 1938.
4. Darragh W. C. Spores of Cambrian Plants. New series, vol. 86, No. 2224, August, 1937.
5. Darragh W. C. Principles of Paleobotany. Leiden, 1939.
6. Kräusel R. Sind die paleozoischen Hystrichosphaeridien Einzellen oder Pilanzensporen. Senckenbergiana. Bd. 21, No 5/6, 1939.
7. Rössinger A. Die Pollenanalyse auf alle Sedimentgesteine der geologischen Vergangenheit. Palaeontographica, Vol. LXXXIV, Abt. 13, 1939.
8. Seward A. G. Plant Life through the Ages. Cambridge, 1933.

В. А. НЕВСКИЙ

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЮЖНОГО СКЛОНА ХРЕБТА ИШМЕ

В статье дано детальное описание своеобразных складчатых форм южного склона хребта Ишме. Эти формы характеризуются общим сундучным обликом, дву- и трехгорбым строением свода, расслаивающимися складками низших порядков и некоторыми другими особенностями. На основе анализа геологической истории района автор делает вывод о длительности процесса формирования рассматриваемых складчатых структур и о развитии их как путем медленных эволюционных изменений, так и стремительными скачками в период проявления орогенических фаз.

Стратиграфия

Южный склон хребта Ишме сложен осадочными породами среднего палеозоя, которые прорваны редкими дайками диабазовых порфиритов. Породы смяты в сложную антиклинальную складку, рассеченную многочисленными трещинами.

В основании разреза рассматриваемого района обнажаются маргиналиевые слои верхнего силура, сложенные темносерыми, черными и зеленоватыми глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с подчиненными линзами известняков. Мощность слоев порядка 300 м. Вверх по разрезу маргиналиевые слои постепенно переходят в литологически гождественные силуро-девонские отложения, мощность которых достигает 300 м.

Отложения среднего и верхнего девона и турне в пределах района отсутствуют. Нижним членом каменноугольных отложений являются стриатусовые слои визе, сложенные светлосерыми, реже серыми и розовыми массивными и толстослоистыми известняками. Мощность стриатусового горизонта изменяется от 0 до 133 м. Малые или нулевые мощности горизонта наблюдаются в антиклинальных структурах, максимальные — в синклинальных. Аналогичная закономерность в распределении мощностей характерна для всех каменноугольных отложений.

Стриатусовые слои согласно перекрываются серыми и темносерыми известняками мартиниевого горизонта визе. Мощность мартиниевых известняков колеблется от 0 до 290 м.

На мартиниевых слоях согласно залегают серые, темносерые и черные известняки намюра, пересланчивающиеся с подчиненными линзами и прослойками известняковой конгломерато-брекчии, а также глинистых и песчанистых сланцев. Мощность намюрской толщи от 0 до 220 м.

На размытой поверхности нижнего карбона и более древних толщ с угловым и азимутальным несогласием залегают среднекаменноугольные отложения. В низах разреза среднего карбона располагается четковидный аллитовый горизонт, представленный прослойками и линзами перемятых грязножелтых глин, глинистых и известково-глинистых сланцев и песчаников. Мощность горизонта от 0 до 3 м. Выше залегают

светлосерые массивные и толстослоистые известняки верейского горизонта московского яруса. Мощность горизонта от 0 до 50 м.

Верейские известняки согласно перекрываются отложениями каширского горизонта московского яруса. Горизонт сложен тонкослоистыми, темносерыми и серыми известняками с подчиненными редкими прослойками внутриформационных глинистых сланцев. Под действием гидротермальных процессов породы каширского горизонта интенсивно окварцованы и превращены в роговики. Мощность каширских известняков от 0 до 43 м.

Каширский горизонт согласно перекрывается песчано-сланцевой толщей среднего карбона. Видимая мощность толщи 130 м, на деталях разреза ее мы не останавливаемся.

В северной части района, вследствие невозможности более дробного деления, верейские и каширские отложения выделены в виде единого верейско-каширского горизонта, сложенного серыми и темносерыми, преимущественно слоистыми известняками, с подчиненными прослойками и линзами сланцев, песчаников, известняковой и кремнисто-известняковой конгломерато-брекчии. Мощность горизонта изменяется от 30 до 220 м.

Складчатые формы

Осадочные породы южного склона хребта Ишме собраны в сложную вытянутую в широтном направлении антиклинальную складку, которую Д. П. Резвой назвал Главной антиклиналью.

В поперечном профиле Главная антиклиналь имеет вид сложной дву- и трехгорбой сундучной складки. Широкая сводовая часть ее (1200—1500 м) осложнена складчатыми структурами второго порядка. По краям свода возвышаются «краевые» антиклинальные перегибы. Северный из них называется Северной антиклиналью, южный — Южной антиклиналью. В центральной части свода располагается осевая синклиналь или же осевая антиклиналь (фиг. 4).

В направлении с востока на запад ширина свода Главной антиклинали постепенно уменьшается, а осложняющие ее структуры второго порядка затухают. Непосредственно к западу от рассматриваемого района поперечный профиль Главной антиклинали имеет вид простой сундучной складки с слегка изогнутым сводом (фиг. 1).

В пределах южного склона хребта Ишме Главная антиклиналь образует крупное брахивздутие в длину около 7 км и в поперечнике 1.2—1.5 км. Продольный профиль брахивздутия очень напоминает контуры Главной антиклинали в поперечном сечении. По краям брахивздутия располагаются краевые антиклинальные перегибы, в центральной части — сложный осевой синклинальный прогиб (фиг. 5, 6). Крылья осевого синклинального прогиба осложнены брахивздутиями второго порядка.

Рассмотрим морфологию Северной антиклинали. Ось ее в общем параллельна оси Главной антиклинали. Поперечный профиль представлен тесно сжатой, иногда слегка опрокинутой к югу двугорбой складкой (фиг. 3). Ширина свода колеблется в пределах от 100 до 320 м. По краям его размещены краевые антиклинальные перегибы, а в центральной части — осевая расслаивающаяся синклиналь. В участках с наименьшей шириной свода (100—150 м), где складка тесно пережата почти до изоклинальной, профиль ее обычно характеризуется одnogорбыми формами с расслаивающимися складками второго порядка на крыльях (фиг. 2). Поперечный размер таких складок колеблется от 20 до 55 м, протяженность по простиранию от 40 до 90 м, оси их обычно параллельны оси Северной антиклинали, осевая плоскость почти горизонтальна.

Крылья Северной антиклинали крутые. Падение северного крыла в северные, южного — южные румбы под углом в среднем $68-78^\circ$. Южное крыло чаще более крутое.



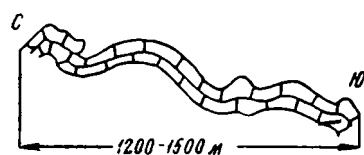
Фиг. 1. Поперечный профиль Главной антиклинали



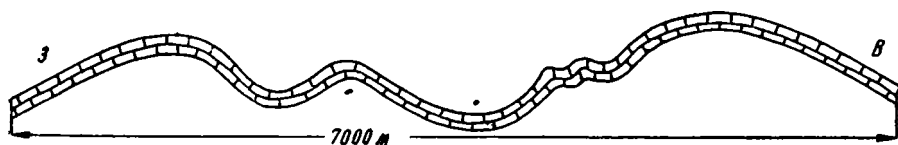
Фиг. 3. Двугорбая форма Главной антиклинали



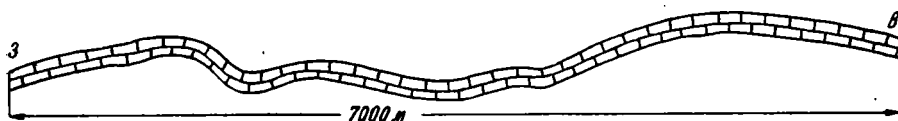
Фиг. 2. Некоторые разрезы Северной антиклинали



Фиг. 4. Трехгорбая форма Главной антиклинали



Фиг. 5. Продольный профиль Северной антиклинали

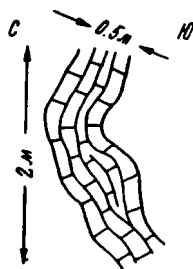


Фиг. 6. Продольный профиль Южной антиклинали

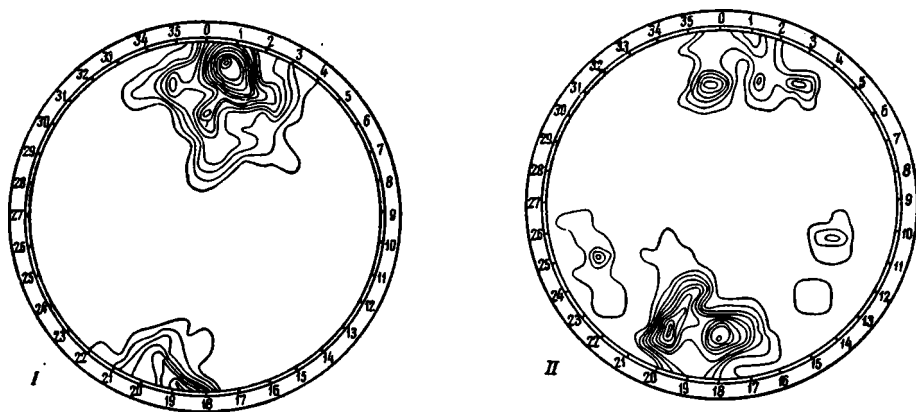
Характерной структурной особенностью Северной антиклинали является интенсивная перемятость слагающих ее пород по простиранию и падению. Породы, образно выражаясь, как бы гофрированы, причем эта гофрировка захватывает не только всю толщу пластичных глинистых сланцев, но и толщу жестких, компетентных тонкослоистых, тонкоплитчатых известняков и роговиков (фиг. 7), поэтому ее никак нельзя параллелизовать со складчатостью, связанной с волочением. Более крупная перемятость находит свое выражение в многочисленных сравнительно крупных складках второго порядка, осложняющих свод и крылья антиклинали (описанные расслаивающиеся складки, краевые антиклинальные перегибы), мелкая перемятость выражена складками и изгибами размером до $1-2$ м в поперечнике. Перемятость пород отражена на диаграммах Вальтера — Шмидта (фиг. 8, 9), характеризующих элементы залегания крыльев Северной антиклинали.

В обычных антиклинальных складках элементы залегания крыльев на диаграммах Вальтера — Шмидта дают четкие, исключительно концентрированные максимумы. На прилагаемых диаграммах мы наблюдаем максимумы, крайне расплывчатые, отражающие наличие многочисленных и резких отклонений от средних элементов залегания. В северном крыле антиклинали (фиг. 8) при среднем простирании 98° и

падении С 78° наблюдается отклонение по простиранию от СВ 58° до ЮВ 152° и по падению от С 20° до Ю 59° . Аналогичную картину можно видеть и на южном крыле (фиг. 9).



Фиг. 7. Залегание пачки слоистых известняков в южном крыле Северной антиклинали



Фиг. 8. Элементы залегания крыльев Северной антиклинали

Представляет интерес продольный профиль Северной антиклинали. В восточной и западной частях района антиклиналь образует крупные, резко вздымающиеся краевые куполовидные брахивздутия (фиг. 5). Угол наклона вздутий варьирует от 35 до 50° . Между краевыми антиклинальными перегибами располагается сложная поперечная осевая синклиналь. Продольные размеры брахивздутий определяются в $1\text{--}1.2$ км, поперечной синклинали — 2.5 км.

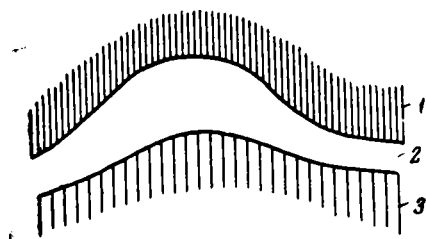
Крылья осевой синклинали осложнены брахиструктурами второго порядка. Брахискладки размещены вдоль оси Северной антиклинали кулисообразно. В направлении с востока на запад каждая следующая складка как бы смещена к югу.

В отличие от Северной, Южная антиклиналь характеризуется несколькими иными морфологическими особенностями. Ось ее параллельна оси Главной антиклинали.

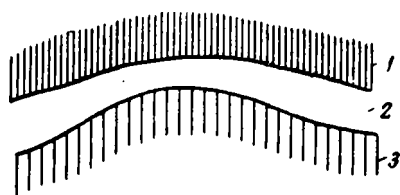
В поперечном профиле Южная антиклиналь имеет вид асимметричной дву- и трехгорбой складки сундучного облика. Падение северного крыла ее определяется в $40\text{--}50^\circ$, южного $50\text{--}60^\circ$. По краям широкого ($400\text{--}500$ м) свода антиклинали возвышаются узкие ($70\text{--}100$ м) крае-

вые антиклинальные перегибы, ближе к оси — складки, переходящие в не менее узкие (70—80 м) краевые расслаивающиеся синклинали (фиг. 3, 4). Крылья краевых антиклиналей и синклиналей имеют наклон

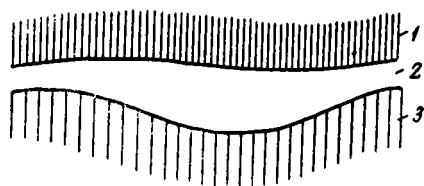
СХЕМАТИЗИРОВАННЫЕ ПРОФИЛИ БРАХИСТРУКТУР ЮЖНОЙ АНТИКЛИНАЛИ



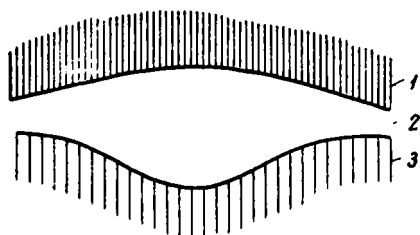
Фиг. 9. Послекаширское брахивздутие.



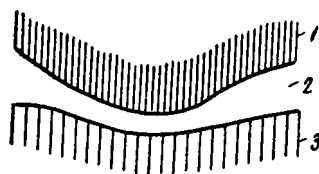
Фиг. 11. Докаширское брахивздутие



Фиг. 12. Докаширское чашеобразное углубление



Фиг. 10. Сочетание докаширского чашеобразного углубления и послекаширского брахивздутия



Фиг. 13. Послекаширское чашеобразное углубление

1 — верейские массивные известняки, 2 — каширский горизонт, 3 — перекрывающий песчано-сланцевый комплекс

в 40—50°. Иногда наблюдается вертикальное и даже обратное падение. Центральная часть свода выражена пологой (5—15°) осевой антиклиналью, имеющей размер 150—180 м в поперечнике. Перегибы краевых и осевой антиклиналей иногда имеют двугорбую форму.

Шарнир осевой антиклинали в одних случаях ниже перегибов краевых антиклиналей, и тогда складка имеет вид сложной двугорбой, в других, наоборот, он возвышается над ними, придавая Южной антиклинали трехгорбую форму.

Вся сводовая часть Южной антиклинали осложнена многочисленными, удлинёнными, реже изометричными куполовидными и чашеобразными структурами третьего порядка. Оси их чаще ориентированы параллельно или почти параллельно оси Южной антиклинали.

Наклон крыльев колеблется от 10—15 до 50—60°, в среднем 25—30°. Размер в плане варьирует от 10 × 10 м до 200 × 60, в среднем 60 × 40 м. На крыльях антиклинали складчатые структуры третьего порядка наблюдаются крайне редко.

На основе анализа мощностей каширского горизонта московского яруса складки низших порядков Южной антиклинали можно разбить на две возрастные группы: 1) докаширские, заложенные до отложения пород каширского горизонта; 2) послекаширские, возникшие после отложения каширского горизонта (фиг. 10—14).

К первой группе относятся краевые антиклинальные перегибы и куполовидные вздутия, характеризующиеся малыми мощностями каширских отложений, и чашеобразные углубления с большими мощностями.

Вторая группа включает краевые синклинали, осевую антиклиналь, куполовидные вздутия с большими и чашеобразными углублениями и малыми мощностями (встречаются очень редко). В эту же группу следует включить и собственно Южную антиклиналь в ее современном виде.

Мелкие складки и изгибы пластов, измеряемые в поперечнике десятками сантиметров и несколькими метрами, в Южной антиклинали развиты значительно слабее, чем в Северной.

К расслаивающимся складкам Южной антиклинали относятся краевые синклинали, докаширские и послекаширские чашеобразные углубления и послекаширские куполовидные вздутия.

Аналогично Северной антиклинали, в периферических частях южного склона хребта Ишме Южная антиклиналь образует крупные пологие (10—15°) краевые куполовидные вздутия, разделенные глубоким осевым синклинальным прогибом. Крылья прогиба осложнены более мелкими куполовидными структурами (фиг. 6). Продольный размер краевых вздутий 1.2—1.5 км, осевого прогиба — 2 км.

В антиклинальных структурах, как мы уже видели, к расслаивающимся складкам обычно относятся синклинали второго и третьего порядков, осложняющие свод антиклинали. В синклинальных структурах наблюдается обратная картина.

Каковы особенности расслаивающихся складок? Очень часто в зонах развития этих складок наблюдаются полосчатые роговики, характеризующиеся тесным чередованием тонких полосок белого кварца и темно-серого роговика. Ориентировка полосчатости точно совпадает со слоистостью пород.

На основе детальных полевых исследований и микроскопического изучения мы пришли к выводу, что единственно правильным пониманием генезиса таких роговиков является представление об окварцевании тонкослоистой, расщепленной, расслоенной по слоистости темносерой карбонатной породы. При этом за счет замещения тонких прослоек материнской породы возникли темные полоски роговиков, а за счет отложения в пустотах расслаивания — полоски белого кварца.

В расслаивающихся складках, расположенных в тонкослоистых известняках, очень часто наблюдаются пластовые прожилки кальцита. Замер степени расслоенности толщи в полосчатых роговиках и в местах развития пластовых прожилков кальцита показал, что пустотность таких пород в момент расслоения достигала 18—20%.

Характерные особенности расслаивающихся складок были выявлены при изучении мелкой трещиноватости или вернее пустотности пород, связанной с мелкой трещиноватостью. Все пустоты по возрасту были разбиты на две группы: 1) дорудные и внутрирудные, заполненные минералами гидротермального происхождения; 2) послерудные, обычно открытые и незаполненные или представленные закрытыми трещинками.

Проведенные массовые замеры дорудной и внутрирудной пустотности показали, что широко развитые в рассматриваемом районе пластовые тектонические брекчии сосредоточены в зонах развития расслаивающихся складок. В тесно сжатой Северной антиклинали дорудная и внутрирудная пустотность брекчий оказалась равной 38—40%, в широкой Южной антиклинали — 25—27%.

Брекчирование, видимо, развивалось в процессе формирования расслаивающихся складок в результате резкого изгиба тонкослоистых тонкоплитчатых компетентных пород в обстановке расщепления толщи. Цемент брекчий различен. В тесно сжатой Северной антиклинали он представлен наиболее ранними минералами гидротермального процесса, наоборот, в широкой Южной антиклинали — наиболее поздними.

Были проведены массовые замеры и послерудной пустотности. Они показали, что во всех породах и независимо от структурной обстановки послерудная пустотность ничтожно мала и измеряется обычно долями процентов.

На основе изучения мелкой трещиноватости и связанной с ней пустотности можно сделать следующие выводы:

1. Формирование расслаивающихся складок сопровождалось не только расщеплением, но и брекчированием тонкоплитчатых компетентных пород.

2. Расслаивающиеся складки были сформированы в период рудоотложения в последний завершающий этап развития складчатости, проявленной в районе.

Изложенные материалы показывают, что складки южного склона хребта Ишме характеризуются весьма своеобразными морфологическими особенностями: 1) сложным дву- или даже трехгорбым строением свода складок; 2) общим сундучным, ящичным обликом складок; 3) наличием расслаивающихся складок низших порядков; 4) общей интенсивной перематостью, крупной гофрированностью пород, слагающих складки.

Первые два признака характерны тем, что они легче и быстрее всего улавливаются при полевых исследованиях. По значимости, видимо, наиболее важным является третий признак — расслаивающиеся складки.

Сундучные складки широко развиты в природе. В Средней Азии они известны в пределах Таджикской депрессии. Сундучные, нередко дву- и трехгорбые складки, развиты в Южной Фергане, в северных предгорьях Алайского и Туркестанского хребта. Все они несут всего лишь один-два признака складок района Ишме и поэтому, несмотря на общее внешнее сходство, мы не имеем основания параллелизовать их с рассматриваемыми складчатыми структурами.

Генетические особенности складчатых форм

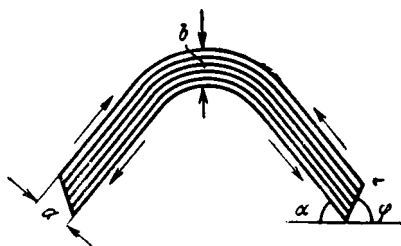
При анализе складчатых форм нередко прибегают к простейшим экспериментам с пачкой бумаги, имитирующей толщу осадочных пород. При изгибе пачки в складку (фиг. 14) можно видеть проскальзывание верхних листов бумаги относительно нижних, вверх к своду складки. При этом за счет скольжения прямоугольные до изгиба концы пачки после изгиба становятся скошенными остроугольными. Данный эксперимент показывает, что в обычных условиях при формировании складки происходит деформация изгиба с одновременным скольжением, т. е. при наличии интенсивного межпластового движения.

Сколько бы мы ни производили опытов с пачкой бумаги, при наличии свободного межпластового движения мы неизбежно будем получать простую, одногорбую складку с незначительным межпластовым расщеплением толщи в осевой части свода ($e > a$; фиг. 14).

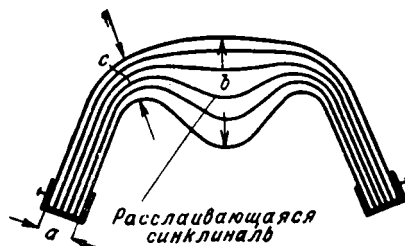
Совершенно иная картина получается, если проделать тот же эксперимент в условиях тесно сжатых крыльев, т. е. при полном отсутствии свободного межпластового скольжения. На первом этапе (фиг. 15) в этом случае получается сундучная антиклинальная складка с осевой расслаивающейся синклиналью второго порядка в своде складки. Нижние слои структуры в данном опыте дают типичную двугорбую склад-

чатую форму. Если продолжать сжимать складку еще теснее и довести ее до изоклиальной (фиг. 16), то возникает одногорбая форма с расслаивающейся складкой на крыле. Фиг. 17 воспроизводит форму сундучной складки с нагруженным сводом. В этом случае в нижних слоях возникают сложные двугорбые и трехгорбые формы. По краям широкого свода складки располагаются узкие краевые антиклинальные перегибы. К ним непосредственно примыкают расслаивающиеся синклинали. Центральная часть свода складки представлена осевой антиклиналью.

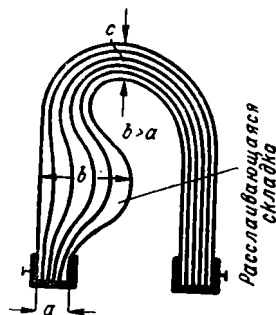
ПРОСТЕЙШИЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ С ПАЧКОЙ БУМАГИ



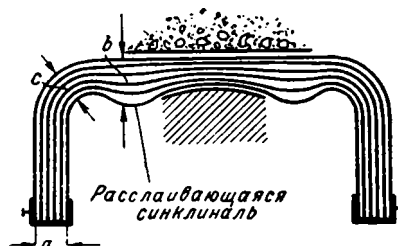
Фиг. 14. Антиклинальная складка, образованная в обстановке свободного межпластового скольжения



Фиг. 15. Сундучная антиклинальная складка с блокированными крыльями; $b > a$; $c \leq a$



Фиг. 16. Изоклиальная антиклинальная складка с блокированными крыльями; $b > a$; $c \leq a$



Фиг. 17. Сундучная антиклинальная складка с нагруженным сводом и блокированными крыльями; $b > a$; $c \leq a$

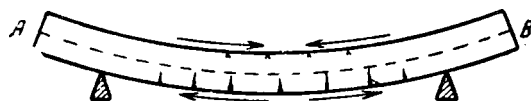
Полученные экспериментальные формы принципиально ничем не отличаются от складчатых форм южного склона хребта Ишме. Фиг. 15 показывает складку, очень сходную с поперечным профилем Главной антиклинали и во многих участках Северной антиклинали, фиг. 16 отражает формы, точно напоминающие многие разрезы Северной антиклинали, фиг. 17 — поперечный профиль Южной антиклинали, наконец, все три рисунка (фиг. 15—17) показывают классические расслаивающиеся складки, существование которых в районе Ишме доказано детальными структурными исследованиями.

Проделанные нами эксперименты вполне увязываются с экспериментальными работами по изгибу балок, которые положены в основу теории изгиба в учении о сопротивлении материалов. Экспериментально доказано, что при изгибе балки на выгнутой стороне ее (фиг. 18) развиваются растягивающие, а на вогнутой сжимающие усилия. В средней части сечения балки располагается нейтральный слой (AB), который не испытывает ни сжатия, ни растяжения. Такое распределение напряжений в поперечном сечении балки находит свое отражение в появлении трещин разрыва на выгнутой стороне и клиньев давления на вогнутой стороне балки.

При изгибе в складку незакрепленной на концах пачки бумаги (фиг. 14) каждый составляющий ее лист представляет как бы самостоятельно изгибающуюся балку. Наоборот, при деформации крепко сдвинутой на концах пачки вся пачка изгибается, как одна балка. В соответствии с этим в верхней части ее развиваются растягивающие усилия, а в нижней — сжимающие. Под действием последних и возникают расслаивающиеся складки второго порядка.

Несмотря на некоторую аналогию с опытами по изгибу балок, совершенно естественно думать, что проделанные крайне примитивные эксперименты не могут отражать все те сложные процессы, которые происходят в земной коре при сминании толщи слоистых пород в складки. Механические свойства пачки бумаги далеки от механических свойств толщи осадочных пород. Пачку бумаги мы изгибаем в воздушном пространстве, в то время как в природе это происходит в сплошном массиве пород. И тем не менее можно предполагать, что проделанные эксперименты все же правильно отражают некоторые весьма существенные стороны процесса формирования складок, поэтому на основании этих экспериментов можно предполагать, что при изгибе сложно дислоцированной консолидированной толщи, в обстановке отсутствия свободного межпластового скольжения, могут возникать сложные сундучные и ящичные складки с расслаивающимися структурами второго порядка.

Попытаемся проанализировать историю формирования складчатых структур на фоне геологической истории района.



Фиг. 18. Изгиб железобетонной балки

В верхнесилурийское и нижнедевонское время в пределах южного склона хребта Ишме и в окружающем его районе в условиях морского бассейна происходило отложение терригенных глинистых и песчано-глинистых осадков с редкими линзами известняка.

В некоторых участках окружающего хребта района наблюдается перерыв и несогласие между отложениями нижнего и среднего девона. По данным Д. П. Резвого, в некоторых районах к югу и к северу от хребта Ишме среднедевонские известняки с базальными конгломератами в основании залегают с угловым несогласием на размытой поверхности нижнедевонских отложений.

По Н. М. Синицыну, начиная с среднего девона, накопление осадков в северных предгорьях Туркестано-Алая проходило в обстановке дифференцированных колебательных движений земной коры. На фоне общего погружения дна морского бассейна начали развиваться крупные (в первые десятки километров в длину и 5—8 км в ширину) линейно вытянутые зоны резко выраженного прогибания и параллельные им и такие же по масштабу зоны замедленных нисходящих движений. Первые он назвал «седиментационными мульдами», вторые — «антиклинальными отмелями».

«Седиментационные мульды» характеризуются более или менее непрерывным разрезом многокилометровых карбонатных толщ среднего палеозоя; в «антиклинальных отмелях» отложения того же возраста имеют незначительные мощности, измеряемые сотнями метров. Средний и верхний девон в них нередко совершенно отсутствует. Южный склон хребта Ишме расположен в пределах одной из «антиклинальных отмелей».

Отложения среднего и верхнего девона в пределах рассматриваемого района отсутствуют. Осадки фаменского яруса верхнего девона и осно-

вания нижнего карбона (турне) отсутствуют не только на участке Ишме, но и в большей части окружающего его района.

В визейский и намюрский век на площади рассматриваемого района накапливались карбонатные осадки. В намюрских отложениях среди известняков встречаются прослойки глинистых сланцев и «известняковой конгломерато-брекчии». Источником сноса терригенного материала, видимо, являлось появившееся в намюре незначительное поднятие, расположенное на северном склоне хребта Ишме.

Во многих участках южного склона Ишме среднекаменноугольные осадки залегают с угловым несогласием на размытой поверхности нижнекаменноугольных отложений. В ближайшей «седиментационной мульде» гряды Тескей и в некоторых других участках района видимое несогласие между отложениями нижнего и среднего карбона не наблюдается.

В начале среднекаменноугольной эпохи в районе Ишме накапливались карбонатные осадки, для которых характерны резкие фациальные изменения в направлении с юга на север. В южных частях рассматриваемого района отлагались известняки, переслаивающиеся с редкими прослойками песчано-глинистых сланцев. Севернее, в районе Северной антиклинали, среди известняков широко развиты не только песчано-сланцевые прослойки, но и известняковые конгломерато-брекчии. В северной части района, в основании разреза среднего карбона, известняковая конгломерато-брекчия преобладает.

Во второй половине среднекаменноугольной эпохи, в связи с общим энергичным поднятием и обмелением морского бассейна, отлагались терригеновые песчано-глинистые осадки с редкими линзами известняка.

Верхнепалеозойские, мезозойские и кайнозойские осадки в пределах хребта Ишме отсутствуют.

Основываясь на принципах академика М. А. Усова и других ученых, местные перерывы и несогласия, наблюдающиеся в пределах района на грани нижнего и среднего девона, в основании нижнего карбона и на грани нижне- и среднекаменноугольных отложений, можно связывать с локально проявленными фазами складчатости. Не исключена возможность связи данных несогласий и перерывов с местными поднятиями, обусловленными колебательными движениями земной коры.

По данным Д. П. Резвого, отложению верхнекаменноугольных осадков рассматриваемого района предшествовала мощная фаза варисцийской орогении, которая, как это доказано Н. М. Синицыным, захватила всю обширную область высоких предгорий Туркестано-Алая. Еще более распространена последняя — пермская фаза варисцийской орогении, захватившая не только зону высоких предгорий, но и Сурметашский и Карачатырский прогибы.

По Н. М. Синицыну, в пермскую фазу в зоне высоких предгорий развивалась глыбовая складчатость, связанные с ней пологие изогнутия большого радиуса и глыбовые перемещения. В альпийскую орогению вся Туркестано-Алайская система была захвачена мощными глыбовыми перемещениями.

При анализе разрезов южного склона хребта Ишме нами была выявлена закономерная связь мощностей каменноугольных отложений со складчатыми структурами. Было установлено, что в сводах антиклиналей мощность каменноугольных осадков резко снижена; наоборот, в синклиналях повышена. Особенно ярко это проявлено в зоне куполовидных вздутий Северной антиклинали.

В восточном брахивздутии наблюдаются следующие изменения мощностей отложений от свода куполовидной структуры к синклинальному прогибу: маргиневые слои визе — от 0—20 до 290 м, намюрские отложения от 0—30 до 220 м и отложения верейско-каширского горизонта от 40 до 200 м.

Закономерности распределения мощностей каширского горизонта московского яруса исключительно четко проявлены в Южной антиклинали. В восточной части района в краевых антиклинальных перегибах мощность каширского горизонта колеблется в пределах от 0 до 1—3 м, в синклинальных зонах — от 10—15 до 37 м. В западной части, в краевых антиклиналях 5—15 м, в синклиналях 18—43 м. На крыльях краевых антиклиналей иногда можно наблюдать местные угловые несогласия.

Изменение мощностей отложений от свода антиклиналей к синклиналям захватывает не только отдельные ярусы и горизонты, залегающие среди петрографически разнородных пород, но и отдельные пласты, располагающиеся в петрографически едином комплексе.

Закономерности распределения мощностей отложений показывают, что накопление каменноугольных осадков рассматриваемого района происходило в обстановке неравномерного прогибания дна морского бассейна, в котором выделялись зоны замедленного прогибания и зоны интенсивных нисходящих движений. К первым относились крупные и мелкие куполовидные вздутия Северной и Южной антиклиналей, а также краевые антиклинальные перегибы Южной антиклинали. Ко вторым — крупный поперечный синклинальный прогиб между основными куполовидными вздутиями, ряд более мелких синклинальных прогибов и чашеобразных структур и пологий продольный синклинальный прогиб Южной антиклинали. В отдельные периоды жизни района антиклинальные структуры являлись зонами размыва.

Таким образом, анализ закономерностей распределения мощностей отложений показывает, что складчатые структуры южного склона хребта Ишме начали развиваться еще в период седиментации. Характерно, что уже в это время возникали формы со сложным двугорбым строением свода. Этот факт показывает, что двугорбые складки могут возникать не только при изгибе жесткой консолидированной толщи, в обстановке отсутствия межпластового скольжения, но и при деформации изгиба с одновременным скольжением.

Особая роль в формировании складок, повидимому, принадлежит первой регионально проявленной фазе складчатости, предшествовавшей отложению осадков верхнего карбона. Можно думать, что с ней связано возникновение основных складчатых форм рассматриваемого района, весьма напоминающих современный вид складок. Вероятно, к концу предверхнекаменноугольной фазы, когда пластическая деформация уступила место хрупкой, возникли надвиги и другие разрывные структуры.

К началу пермской фазы складчатости слоистая осадочная толща, вследствие ее интенсивной дислоцированности и нарушенности дизъюнктивами, представляла достаточно жесткую консолидированную глыбу. Эта жесткость еще больше увеличилась при внедрении даек диабазовых порфиритов, которые, образно выражаясь, как бы наложили на всю толщу мощные швы.

Под влиянием тектонических усилий пермской фазы в такой консолидированной толще могла развиваться уже не обычная, а глыбовая складчатость. Деформация изгиба при этом не сопровождалась свободным межпластовым скольжением.

В такой обстановке, на фоне пологих изогнутостей большого радиуса и глыбовых перемещений, проходил последний завершающий этап развития складчатых структур, который придал им современную форму. В этот период получили дальнейшее развитие сложные дву- и трехгорбые формы и одновременно были сформированы расслаивающиеся складки и связанные с ними пластовые тектонические брекчии. Помимо этого, в южной антиклинали в это время возникли некоторые мелкие куполовидные вздутия и чашеобразные углубления (послекаширские структуры — фиг. 9, 10, 13).

Альпийская глыбовая тектоника, повидимому, не изменила морфологии складок района.

Таким образом, на основе анализа геологической истории района можно достаточно определенно говорить, что складчатые структуры южного склона хребта Ишме развивались в течение длительного геологического времени — от среднего девона до перми. Формирование их происходило как путем медленного эволюционного развития в период седиментации под действием дифференциальных вертикальных движений, так и стремительными скачками в период проявления орогенических фаз.

Представление о медленном, эволюционном развитии складок целиком основано на закономерностях распределения мощностей каменноугольных отложений в пределах рассматриваемого района. Вывод о скачкообразности их формирования, нам кажется, можно обосновывать следующими фактами:

1) суммой общеизвестных признаков, на основе которых обычно делаются выводы о проявлении фаз складчатости; 2) наличием расслаивающихся складок; 3) образованием пластовых тектонических брекчий в зоне развития расслаивающихся складок; 4) характером трещинных структур (надвиги, сдвиги, мелкие трещины скалывания).

В период седиментации и в предверхнекарбовую тектоническую фазу формирование складчатых структур происходило в условиях деформации изгиба со скольжением. В пермскую фазу развивалась глыбовая складчатость, при которой деформация изгиба проходила в обстановке отсутствия свободного межпластового скольжения.

Современные формы складчатых структур южного склона Ишме и прежде всего расслаивающиеся складки возникли в результате глыбовой складчатости. Последнее обстоятельство, нам думается, дает основание называть их блокированными складками.

Термин «блокированные складки» впервые был предложен академиком М. А. Усовым в его книге «Структурная геология» для дву- и трехгорбых складок Рурско-Липпского и Аппалачского каменноугольных бассейнов, описанных Э. Зайдлем. По внешнему облику эти складки очень напоминают описываемые в данной статье складчатые формы, однако важнейшего признака блокированных складчатых форм — расслаивающиеся складки низших порядков — Зайдль не доказал, почему описываемые им структуры нет никакого основания называть блокированными.

В. Н. ДАНИЛОВИЧ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АНГАРСКОМ НАДВИГЕ

В статье уточняется географическое положение тектонического контакта докембрия с юрой на левобережье истока р. Ангары, устанавливается наличие здесь нормального контакта тех же формаций, выясняется его соотношение с тектоническим контактом, а также дается описание и анализ некоторых черт внутренней структуры покрова Ангарского надвига, характеризующих движение вещества, которое в нем происходило.

Введение

Геологическое явление, получившее в литературе наименование Ангарского надвига, представляет интереснейший элемент тектонической структуры Юго-Западного Прибайкалья. Обнаруженный в 1914 г. Н. И. Свитальским (7) Ангарский надвиг посещался многими исследователями. Детально он изучен В. П. Масловым и М. М. Лавровым (5) на левом берегу р. Ангары (1930 г.) и мной (2) на правом берегу этой реки (1939—1944 гг.), а позже и на левобережье (1948 г.). Основные результаты последних наблюдений сообщаются ниже¹.

Как известно, Ангарский надвиг является контактом между юрскими отложениями Юго-Западного Прибайкалья и надвинутым на них кристаллическим комплексом докембрия. Согласно нашим исследованиям, на правобережье р. Ангары покров надвига состоит из нескольких чешуй, имевших различную ориентировку движения. Поверхность надвига имеет значительную волнистость по падению и по простиранию и некрутое падение, направленное к югу и юго-западу (угол общего падения на участке, где удалось довольно точно определить его, колеблется от 25 до 30°). На левобережье р. Ангары работами В. П. Маслова и М. М. Лаврова (5) установлено очень пологое, почти горизонтальное залегание докембрия на юре, дающее типичную покровную структуру. Вполне подтвердив ее существование, наши наблюдения позволили здесь установить наличие не только тектонического, но и нормального контакта между докембрием и юрой и выяснить соотношения между этими контактами. Кроме того, получены интересные данные, освещающие характер движения, имевшего место в тектоническом покрове при надвиге.

О тектоническом и нормальном контактах докембрия с юрой на левобережье истока р. Ангары

Наши последние исследования, как и работы В. П. Маслова и М. М. Лаврова (5), выяснили покровное строение левого берега р. Ан-

¹ Большую техническую помощь при полевых исследованиях оказали мне инженер-геолог С. П. Плешанов, а также студенты Иркутского горно-металлургического института Ю. А. Казаченко и В. Н. Наумов, которым я весьма признателен.

гары близ ее истока. Здесь кристаллические породы, представленные гнейсогранитами и гнейсами, залегают на юрских отложениях, состоящих из конгломератов, песчаников, аргиллитов и углей. Линия контакта между этими формациями почти параллельна горизонталям рельефа и повторяет их изгибы. При этом горные склоны гипсометрически выше этой линии сложены докембрием, а ниже — юрой. Кристаллические породы у тектонического контакта повсеместно превращены в милониты; мощность милонитизированной зоны достигает 60 м и более².

В области сплошного распространения докембрия имеются два тектонических окна, т. е. два выхода юры из-под кристаллических пород. Эти окна прекрасно наблюдаются на обнаженном обрывистом склоне над р. Ангарой; они описывались В. П. Масловым (5) и детально изучены нами³.

Совокупность всех этих данных с полной очевидностью выявляет наличие покровной структуры на левобережье истока р. Ангары.

Соотношение линии контакта с изогипсами рельефа показывает, что поверхность надвига имеет общее незначительное падение к югу с пологой волнистостью; последняя подчеркивается наличием тектонических окон.

Имея хорошую топографическую основу, мы детально закартировали линию надвига. Она переходит с правого на левый берег Ангары в 6.5 км от ее истока и отсюда тянется к западу вдоль обращенного к Ангаре склона на протяжении 2 км. Далее линия надвига поворачивает к югу и идет вдоль правого водораздела пади Малолетней, огибая высоты. Пересекая р. Малолетнюю в 2.8 км от устья, линия надвига тянется затем к северу вдоль левого водораздела и далее к западу, огибая господствующие вершины. Далее эта линия сохраняет западное направление, проходя вдоль правого борта верховья пади Гробихи и огибая с севера высоты, ограничивающие бассейн р. Подорвиhi. У истока левого верховья р. Ланки линия надвига пересекает нормальный контакт докембрия с юрой и уходит в пределы кристаллического массива. Внутри этого массива линия прослежена нами до правого борта пади Ланки на протяжении 1.5 км и далее не закартирована.

Общая длина отрезка линии надвига от р. Ангары до р. Ланки со всеми изгибами составляет 13 км. На всем протяжении линия надвига сопровождается зоной милонитов. По наличию этой зоны установлено положение линии западнее ее пересечения с нормальным контактом, где она перестает служить границей между докембрием и юрой и идет внутри кристаллического массива.

Нормальный контакт юры с докембрием, перекрытый надвигом у истока левого верховья правого нижнего притока р. Ланки, тянется отсюда к северо-востоку, северу и далее к северо-западу. Контакт описывает широкую дугу, заходящую на левый водораздел Подорвиhi,

² Наши наблюдения, как и исследования В. П. Маслова (5), показали отсутствие послейского сиенита, наличие которого на контакте докембрия с юрой указывалось М. С. Базжиным (1). За сиенит он ошибочно принял милонитизированные гнейсограниты докембрия, повидимому, вследствие красно-зеленого цвета, который часто имеют эти породы.

³ Следует отметить, что эти «окна» невозможно рассматривать с точки зрения Н. В. Думитрашко и Б. А. Гаврусевича (3, 4), считавших, что происхождение окон обязано сочетанию надвига с секущими его сбросами, как это показано на их схематическом рисунке (последний приводится также у В. А. Обручева — 6, стр. 1024). Наши детальные наблюдения показывают, что нет никаких оснований допускать наличие этих сбросов, так как участки контакта, которые Н. В. Думитрашко и Б. А. Гаврусевич считают сбросами, имеют падение не круче 35° (угол в 42°, даваемый ими, преувеличен) и заметную волнистость, видную в сплошном обнажении, сопровождаются параллельной им милонитизацией всячего крыла и сохраняют прочие детали структуры и состава, которые наблюдаются всюду, где обнажена поверхность надвига, и характерны для последней.

пересекает р. Ланку немного выше устья ее большого левого притока р. Кривой Ланки и далее к западу тянется вдоль последней.

Мы считаем этот контакт нормальным на основании следующих данных. Во-первых, возле контакта в кристаллических породах нигде не обнаружено каких-либо следов милонитизации, тогда как тектонический контакт, как уже указывалось, сопровождается непрерывной зоной милонитов. Во-вторых, эта милонитовая зона, маркирующая линию надвига, обрезает контакт, который мы считаем нормальным; следовательно, этот контакт не является продолжением тектонического контакта. В-третьих, не наблюдается той зависимости конфигурации контакта от рельефа земной поверхности, которая должна иметь место при наличии надвига и так наглядно выражается на всем протяжении Ангарского надвига. И, наконец, убедительный материал для суждения о характере контакта дает литологический состав юрских пород возле него.

На всем изученном протяжении контакта, по нашему мнению нормального, юра представлена светлосерыми и охристо-буроватыми аркозовыми песчаниками. Непосредственно на контакте они большей частью становятся грубозернистыми с совершенно не окатанными зернами и часто содержат включения крупных обломков кварца. Такие же песчаники, согласно нашим наблюдениям, в соседнем участке на правом берегу р. Ангары (2) залегают в самых низах юры, будучи ее базальными образованиями. Такие песчаники близ линии надвига встречены лишь в области верховьев правого нижнего притока р. Ланки, где поблизости располагается контакт, который мы считаем нормальным. На всем же остальном протяжении линии надвига, являющейся границей докембрия и юры, юра представлена породами, среди которых песчаники имеют иной вид (зеленоватые и серые мелко- и среднезернистые песчаники так называемой дабатской фации). Заслуживает внимания, что в непосредственной близости от контакта, который мы считаем нормальным, в одном пункте (по Кривой Ланке, в 5.5 км от ее устья) в гравелистых светлосерых песчаниках обнаружены многочисленные включения угловатых обломков гнейсов, которыми в этом участке представлен близ контакта докембрий. Все эти данные позволяют считать песчаники, распространенные в бассейне р. Ланки возле докембрия, базальным образованием юры, что приводит к заключению о нормальном характере контакта, около которого они залегают.

На основании всего изложенного выше вполне убедительно устанавливается нормальный характер контакта докембрия с юрой, который пересекается линией надвига в бассейне р. Ланки. Отметим, что непосредственное продолжение того же контакта в 20 км западнее устья р. Кривой Ланки было в 1948 г. вскрыто канавой при работах других исследователей на р. Дабате, которые обнаружили нормальное залегание юрских пород на докембрии.

На карте В. П. Маслова и М. М. Лаврова (5) контакт докембрия с юрой на всем протяжении, на котором он показан — от о. Соснового на р. Ангаре до истока р. Кривой Ланки, изображен в виде линии надвига. Наши детальные наблюдения установили, что тектонический контакт правильно закартирован лишь на крайнем восточном его отрезке — до правого притока р. Малолетней. Далее контакт пересекает долину р. Малолетней, а не тянется к югу вдоль ее правого борта, как это показано на карте В. П. Маслова и М. М. Лаврова: в самом основании обоих берегов этой реки в 300 м южнее упомянутого притока начинаются и прослеживаются далее к югу частые коренные выходы гнейсогранитов и гнейсов, а на карте упомянутых авторов здесь показана юра. Не располагая для области к западу от р. Малолетней удовлетворительной топографической основой, эти исследователи показали линию надвига с конфигурацией и расположением, которые очень далеки от действительности, и не обнаружили нормального характера докембрия

с юрой в бассейне р. Ланки. По р. Кривой Ланке на их карте показаны близ контакта среди юры останцы покрова. Е. П. Негурей, работавшая здесь в 1932 г. по поручению Восточносибирского геологического управления, указывала, что эти останцы не существуют, и контакт по р. Кривой Ланке является нормальным.

Имея хорошую топографическую основу, мы сделали попытку найти на Кривой Ланке место, где показаны упомянутые останцы. Однако не удалось обнаружить не только этих останцов, но даже и гор, на которых они показаны, настолько далеким от действительности оказалось изображение рельефа на карте В. П. Маслова и М. М. Лаврова.

О течении и складкообразовании в аллохтоне при надвиге

Нашими наблюдениями в области правобережья и левобережья р. Ангары выяснены интересные черты внутренней структуры тектонического покрова, характеризующие движение вещества, которое в нем происходило при надвиге. Особенно наглядный материал для познания такого движения получен на левом берегу р. Ангары при изучении милонитизированной зоны, слагающей нижнюю часть покрова.

В этой зоне породы аллохтона превращены в милониты с прослойками милонитовых сланцев. Как уже отмечалось, мощность милонитизированной зоны достигает 60 м и более. По мере удаления от контакта милонитизация слабеет; в участках покрова, находящихся на значительном расстоянии от контакта, где уже не видно милонитизации, наблюдается беспорядочный катаклиз и интенсивная макротрещиноватость.

Всюду, где только удавалось наблюдать обнаженный контакт, непосредственно на нем встречена углистая прослойка мощностью от 0,5 до 30 см и более. Уголь заполняет также трещины в породах автохтона, местами образуя в них густую сеть прожилков; изредка они наблюдаются и в аллохтоне возле контакта. Очевидно, что при надвиге уголь, будучи весьма пластичным, выдавливался из близких к контакту частей автохтона и инъецировал во все ослабленные участки, прежде всего по контакту.

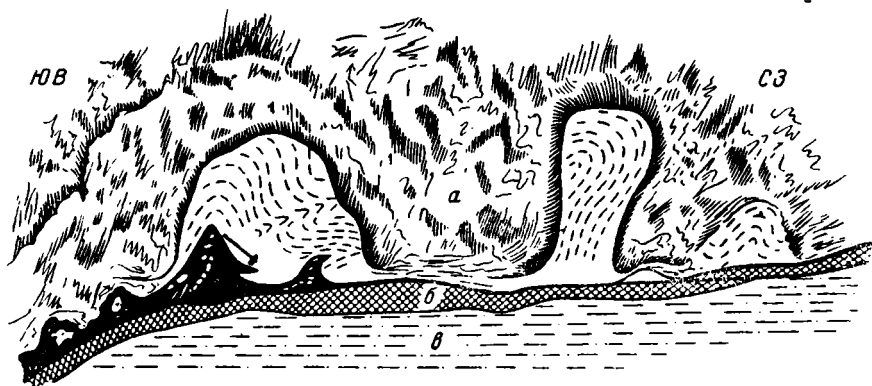
Тонкая зона автохтона, подстилающая углистую прослойку на контакте, мощностью не более 0,5 м, представляет плотный суглинок с линзовидной отдельностью. В нем часто встречаются обломки песчаников и алевролитов и расколотые гальки конгломерата. Очевидно, этот суглинок представляет продукт изменения пород лежащего крыла надвига, аналогичный милонитам его висячего крыла. Под суглинком находятся породы юрской толщи, не несущие следов значительных изменений, вызванных надвигом. Последние выражаются во внешнем облике пород лишь интенсивной мелкой трещиноватостью и расколами галек конгломерата.

Остановимся на составе и строении низов тектонического покрова. В милонитах проявляются черты флюидальной макротекстуры — то ярко выраженные, то слабо заметные. Породы сильно катаклазированы и пронизаны тончайшими полосками зеленого вещества. Последние огибают менее раздробленные участки породы и местами сливаются друг с другом. По макроскопическому облику милонитов ясно видно, что они представляют измененные гнейсограниты; лишь спорадически среди милонитов встречаются породы, измененные до полной потери своего первоначального вида. Помимо описанных милонитов, составляющих главную массу пород приконтактной зоны аллохтона, имеются также милонитовые сланцы — тонко рассланцованные темные зеленовато-серые образования. Они находятся внутри милонитов в виде прослоек мощностью от немногих миллиметров до 20 см. Обтекая более массивные милониты, огибая их неровные участки и местами сливаясь между

собой, эти прослойки милонитовых сланцев имеют общее взаимно параллельное расположение. Вследствие этого наблюдается расслоение низов аллохтона, наиболее ярко выраженное в непосредственной близости от контакта, где преимущественно находятся прослойки милонитовых сланцев. Местами наблюдается очень тонкое расслоение: перемежаемость милонитовых сланцев и более массивных милонитов прослойками толщиной от 2—3 см до немногих миллиметров.

Такое расслоение аллохтона ориентировано параллельно поверхности контакта. Это констатируется во многих местах замерах описанных макротекстурных элементов и непосредственно видно в громадных обнажениях контакта и приконтактной зоны на двух участках берега р. Ангара юго-восточнее пади Сосновой.

При общем параллелизме с контактом полосы милонитизации местами образуют мелкие складки, большей частью довольно крутые. Наблюдаются складки амплитудой от 1—2 м до мелкой пloyчатости. Все эти складки наклонены к западу.



Фиг. 1. Одно из обнажений тектонического контакта докембрия с юрой на берегу Ангара

а — милониты гранитогнейса, в них видны складки, *б* — суглинок, *в* — алевролиты и песчаники юры; черное — углистая масса; в ней обломки пород автохтона и аллохтона

Лучше всего видны складки милонитов в одном из обнажений крутого склона несколько юго-восточнее пади Сосновой — в кровле средней части юго-восточного тектонического окна (фиг. 1). Здесь на высоте около 15 м над подошвой склона обнажается и частью искусственно расчищен контакт юры и залегающих на ней милонитов докембрия. Последние непосредственно подстилаются, как и в других наблюдавшихся обнажениях контакта, углистой массой; в этой массе включены обломки сильно катаклазированных кристаллических пород и песчаников, а также расплывчатые участки глины. Под углистой прослойкой находится слой суглинка, под которым залегают алевролиты и песчаники. Милониты тонко расслоены и образуют крутые складки, опрокинутые к западу, ясно видные на хорошо обнаженных участках (фиг. 1).

Параллельно этим складкам в юго-восточной части обнажения изогнут и контакт милонитов с подстилающим их углем, кровля которого повторяет эти изгибы. Здесь углистая прослойка приобретает значительную мощность и особенно сильно расширяется под антиклиналями, где она достигает мощности 1.30 м. Углистая масса мелко рассланцована и отличается сложной мелкой пloyчатостью, также опрокинутой к западу. Лежащий бок углистой массы, подстилающей милониты, не повторяет складок ее всяческого бока и обладает лишь полой волнистостью.

Это обнажение уже осматривалось В. П. Масловым (5). Он отмечает, что залегающая здесь под милонитизированным гранитогнейсом углистая прослойка смята в причудливые фестоны, верхние петли которых заходят внутрь гранитогнейса, но ничего не пишет о складках в милоните. Однако, судя по зарисовке В. П. Маслова части обнажения (5, стр. 18), он их видел, но не уделил им внимания. Вообще он не указывает на наличие складок в милонитах на каком-либо участке, хотя приводит описание деталей тектоники кристаллической свиты.

Изложенный фактический материал проливает некоторый свет на то движение вещества, которое происходило внутри тектонического покрова при надвиге. Низы покрова имеют строение потока. Известно, что при своем течении вещество дифференцируется на зоны с различной скоростью движения, параллельные обтекаемой поверхности. Лишь при полной однородности движущейся массы эти зоны имеют бесконечно малую толщину; при гетерогенном же составе вещества оно распадается на слои той или иной реальной толщины. Таким образом, расслоение низов покрова параллельно контакту и текстура милонитов дают нам картину течения вещества аллохтона.

Это же течение позволяет понять образование складок, наблюдаемых в милонитах. Складки милонитов можно рассматривать как изгибы, возникшие в расслоенной массе при ее течении. Причинами их образования могут быть изменения скорости движения в отдельных участках, неровности на поверхностях, разграничивающих слои, или на контакте с автохтоном и другие частные явления, а также одна общая закономерность, присущая расслоенной гетерогенной среде, которая испытывает течение, т. е. послойное движение. Известно, что в такой среде, вследствие различной скорости движения разных слоев, возникают колебательные движения, создающие волны, т. е. изгибы пограничных поверхностей между слоями. Таково, например, происхождение волн на водной поверхности, представляющих результат движения вдоль ее воздушной массы (8); та же закономерность вызывает образование так называемых внутренних и воздушных волн, обусловленных наличием в гидросфере и атмосфере слоев различной плотности, испытывающих относительные перемещения. Таким образом, складки в милонитах могут рассматриваться как волны, возникшие при течении расслоенной массы аллохтона. Будучи функцией целого ряда факторов (толщина перемещающихся слоев, их относительная скорость, степень различия их механических свойств и пр.), интенсивность этих волн должна быть весьма не одинаковой в разных участках покрова. Вполне естественно поэтому, что они резко выражены лишь местами, но далеко не повсеместно.

Следует заметить, что некоторые геологи, вероятно, назовут описанные складки милонитов складками волочения, возникшими в расслоенных низах покрова при его движении по поверхности надвига. Мы полагаем, что представление о происхождении складок, отвечающее этому термину, не противоречит взглядам, изложенным выше. Как известно, под складками волочения разумеют изгибы, возникающие в сравнительно пластичной слоистой среде, соприкасающейся с менее пластичным горизонтом при его относительном перемещении вдоль слоистости. При этом в пластичной среде происходит дифференциальное движение, т. е. течение, которое и создает складки волочения. Поэтому происхождение этих складок может быть истолковано точно так же, как это сделано выше для складок милонитов.

Шарниры наблюдавшихся нами складок милонитов всюду имеют простирание, очень близкое к меридиональному; складки при этом наклонены к западу. Это указывает, что движение данного участка покрова было направлено на запад. Такое направление движения подтверждается расположением мелких складок, которые часто наблюдаются

в породах автохтона в районе надвига и, несомненно, генетически связаны с ним, так как вдали от надвига отсутствуют. Эти складки, а также интенсивная плейчатость, наблюдаемая близ контакта в глинистых породах, которые здесь тонко рассланцованы, тоже наклонены к западу, как и упоминавшаяся плейчатость углистой массы, приуроченной к контакту. В. П. Маслов (5) говорит о наклоне крутых мелких складок к северу. Это очевидное недоразумение, так как приводимые им зарисовки разрезов складок имеют не меридиональную ориентировку, которая на них ошибочно показана, а близкую к широтной, которая вообще свойственна обнажениям берега р. Ангары на данном участке.

Вывод о движении покрова на запад приводит к заключению, что он перемещался параллельно общему простираению контакта. Это может показаться несколько необычным с точки зрения общепринятых представлений о надвигах и, в частности, об Ангарском надвиге, который рассматривается как результат движения масс на платформу, т. е. на север или северо-восток. Однако наше заключение вполне естественно, если учесть результаты наших исследований в области правобережья р. Ангары, показавшие, что покров состоит из нескольких чешуй, имеющих различную ориентировку движения. Поэтому западное направление движения следует рассматривать лишь как локальное явление, присущее данному участку, и отнюдь не распространять на весь покров Ангарского надвига. В. П. Маслов (5) считает, что аллохтон двигался на северо — северо-восток. Повидимому, он так думает на основании общепринятого представления о движении покрова вкrest линии контакта с автохтоном, которая на карте В. П. Маслова и М. М. Лаврова неправильно показана имеющей западно — северо-западное простираение (в действительности оно является широтным), а также на основании ошибочного представления о наклоне складок юры к северу, что отмечалось нами выше.

Несомненно, что при надвиге движение покрова сочетается с торможением, которое оказывает на него поверхность контакта в результате происходящего здесь трения. Такое сочетание и обуславливает течение покрова. Механизм образования этого течения можно представить следующим образом. При движении покрова некоторая его зона, соприкасаясь непосредственно с контактом, испытывает вследствие этого торможение. Данная зона, в свою очередь, тормозит движение вышележащей зоны, последняя оказывает тормозящее влияние на следующую зону и т. д. Таким образом, происходит дифференциация низов покрова на зоны, параллельные контакту, причем скорость движения изменяется от зоны к зоне и получается картина, до некоторой степени подобная движению потока, текущего параллельно своему дну.

В данном случае такое течение имело место на окраине платформы в условиях эпизоны. О последней свидетельствует и характер милонитов (отсутствие кристаллобластеза и минеральных образований, свойственных другим зонам). В этих условиях кристаллические породы, как известно, испытывают при дислокациях преимущественно кластические изменения, т. е. растрескивание и дезинтеграцию. Эти изменения и должны были в основном совершаться в низах покрова при его волочении по поверхности автохтона. Максимум механического раздробления происходил на самом контакте и вблизи от него при милонитизации, а в более удаленных участках изменения сказывались слабее в форме растрескивания (катаклиз и макротрещиноватость). Неравномерности в ходе этого процесса, обусловленные рядом причин, приводили к образованию зон той или иной толщины, состоящих из вещества с различной степенью механического раздробления, и к частому переслаиванию этих зон. Таким образом, рассматриваемое нами движение низов аллохтона представляет течение дезинтегрированной твердой среды. Способность последней к течению всем известна на примере сыпучих

тел. При таком течении монолиты, из которых состоит дезинтегрированная среда, являются твердыми неэластичными телами; они скользят друг по другу, вращаются⁴, но в своей совокупности образуют текущую массу.

Такое представление о состоянии и движении вещества в низах покрова является несколько упрощенным. Прежде всего некоторые минеральные образования в милонитах представляют пластичное вещество (каолин, хлорит), которое не только образует смазку, облегчающую относительные перемещения твердых монолитов, но и сами способны к пластическому течению. Кроме того, пластические деформации происходят и внутри отдельных монолитов; они выражаются в скольжениях внутри кристаллических решеток, что установлено в кварце.

Заключение

Подведем некоторые итоги. Нам кажется, что изложенные результаты наблюдений конкретизируют и углубляют представления об Ангарском надвиге и о надвигах вообще, а также уточняют сведения по региональной геологии Западного Прибайкалья и Присяянья.

Вносится ясность в понимание контакта докембрия с юрой в области левобережья Ангары. До сих пор по этому вопросу существовали противоречивые представления, и В. А. Обручев (6) уже давно указывал на необходимость новых исследований. Некоторые геологи считали, что этот контакт тектонический на всем протяжении, проводя линию Ангарского надвига из Приангарья в Присяянье по южному краю осадочных формаций платформы. Другие геологи отмечали, что в Восточном Присяянье и Приангарье северная граница докембрийского поля в ряде точек представляет нормальный стратиграфический контакт. Е. П. Негурей указывала наиболее близкий к истоку Ангары нормальный контакт докембрия с юрой. Однако представители этой второй точки зрения не располагали материалом, чтобы установить, где начинается нормальный контакт и каково его соотношение с Ангарским надвигом, да и сам нормальный характер контакта не всеми аргументировался достаточно убедительно.

Совокупность изложенных данных и результатов наших прежних исследований на правобережье Ангары (2) также позволяет уточнить географическое положение линии Ангарского надвига. Устанавливается, что к западу от р. Ангары эта линия на протяжении 11,5 км служит границей юры с докембрием, а далее пересекает их нормальный контакт и уходит в глубь докембрийского кристаллического массива. К востоку от р. Ангары эта линия на всем известном нам протяжении является контактом докембрия с юрой. Возле устья пади Большой Варначки линия уходит в пределы оз. Байкала, прослеживается по его дну вдоль берега до мыса Соболева, около которого на склоне среди юры имеется небольшой экзотический останец, и далее уходит в глубь озера. На территории правобережья р. Ангары линия надвига нами детально прослежена на протяжении 29 км на суше и 3,5 км по дну озера. Таким образом, общая протяженность отрезка линии надвига, на котором она сейчас известна, составляет 45 км.

Прекрасно обнаженная область контакта на левом берегу Ангары с исключительной наглядностью иллюстрирует часть сложного процесса движения масс при надвиге. Анализ этого процесса мы попытались дать на основании изучения правобережной части Ангарского надвига. Однако установленную при этом картину дифференциации движения

⁴ Об этом свидетельствует выполненный нами микроструктурный анализ мило- нитов, показавший вращение мельчайших монолитов. При изучении трещинной тек- тоники также выявилось вращение монолитов, на которые породы разбиты трещи- нами.

в покрове, т. е. его течения, удалось непосредственно увидеть лишь на левом берегу, где условия обнаженности контакта особенно благоприятны. Здесь не только получено подтверждение и наглядная иллюстрация установленных ранее закономерностей, но обнаружено новое интересное явление — складкообразование в милонитах, углубляющее наши представления о внутреннем характере движения масс при надвиге.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базжин М. С. К вопросу о составе и строении Лиственичного района на берегу оз. Байкала. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отд. геол., т. IX (1—2), 1931.
2. Данилович В. Н. Тектоника юго-восточной окраины Прибайкальской юры. Тр. Вост.-Сиб. геол. упр., вып. 29, 1941.
3. Думитрашко Н. В. и Гаврусевич Б. А. К вопросу об Ангарских надвигах. Изв. Гидрол. инст., № 55, 1933.
4. Думитрашко Н. В. О надвиговых явлениях в районе истока Ангары и села Голоустного на оз. Байкал. Пробл. сов. геол., № 9, 1935.
5. Маслов В. П. и Лавров М. М. Материалы к геологии истока р. Ангары. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 298, 1933.
6. Обручев В. А. Геология Сибири, т. III. Изд. АН СССР, 1938.
7. Свистальский Н. И. Геологические исследования в Юго-Западном Прибайкалье. Изв. Геол. ком., т. XXXV, 1916.
8. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, 1941.

А. П. ФЕОФИЛОВА**К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ФАЦИАЛЬНЫХ ТИПОВ ПОРОД
КОЛЬЧУГИНСКОЙ СВИТЫ КУЗБАССА**

В статье излагаются результаты работ в Кузбассе, проводившихся автором в 1946 г. и представляющих опыт изучения пористости для характеристики фациальных типов пород.

Основная задача настоящей работы заключалась в выяснении вопроса, имеется ли закономерная зависимость между пористостью пород и первичными условиями образования осадка. Другими словами, отражает ли пористость характер и интенсивность проявления разнообразных геологических факторов, участвовавших в формировании осадков, и в какой мере она может быть использована, в свою очередь, в качестве дополнительного генетического признака пород.

Работами А. Т. Донабедова (5), Е. А. Перепечиной (9), В. В. Вебера и ряда других исследователей было доказано, что пористость осадочных пород является чувствительным индикатором степени их регионального метаморфизма. Л. Н. Розанов (11) и О. А. Шванк (12) устанавливают еще более общие зависимости между распределением пористости и геотектоническим режимом крупных геологических провинций. Во всех этих работах исследователи оперируют со средними значениями пористости, относя их к мощным стратиграфическим горизонтам или зонам идентичного проявления регионального метаморфизма или, наконец, к различным элементам тектонических структур. При этом повсеместно наблюдаются более или менее интенсивные отклонения пористости образцов, характеризующих отдельные слои пород, от средних значений ее для всей исследуемой толщи. Эти отклонения имеют место и в том случае, когда определения пористости проводятся на идентичных по гранулометрическому составу породах (преимущественно на песчаниках).

В ряде работ содержатся указания на то, что изменения пористости отдельных слоев следует относить за счет влияния локальных факторов и, в частности, первичных условий образования осадка. Однако это положение до сих пор высказывалось лишь в форме прогноза, не подкрепленного какими-либо экспериментальными данными.

Настоящая работа представляет, таким образом, первый опыт изучения пористости осадочных пород различного гранулометрического состава в связи с первичными условиями образования осадка.

При выборе объекта работ мы исходили из предположения, что относительно слабая метаморфизованность пород кольчугинской свиты не затушевывает различий в значениях пористости, обусловленных фациальным характером осадка, а сказывается лишь на абсолютных значениях пористости.

Таким образом, первичные факторы, проявляясь на фоне общего геотектонического режима бассейна, будут выражаться в относительных изменениях пористости пород различных фаций.

Эти основные предпосылки работы полностью подтвердились полученными результатами.

Изучение пористости было проведено на двух месторождениях — Полысаевском (Ленинский район) и Карагайлинском, — на которых одновременно производились литологические исследования Л. Н. Ботвинкиной и В. В. Копериной под руководством Ю. А. Жемчужникова.

На Полысаевском месторождении исследованиями охвачен разрез мощностью около 230 м, относящийся к средней части турновского горизонта. Разрез содержит угольные пласты от Емельяновского (в верхней части) до Промежуточного. Угли относятся к категории газовых, с содержанием летучих, по данным Всесоюзного угольно-химического института (5), от 40 до 42%.

На Карагайлинском месторождении изучен разрез мощностью около 500 м, относящийся к низам суриковского горизонта ерунаковской подсвиты и верхам ильинской подсвиты. В пределах суриковского горизонта разрез охватывает всю продуктивную толщу месторождения, от верхнего пласта — Мироновского, до нижнего — Сутягинского. Угли относятся к категории жирных, с содержанием летучих, по данным Всесоюзного угольно-химического института, от 35.5 до 37%. Кроме того, исследован параллельный разрез продуктивной толщи на расстоянии 2 км к северу мощностью 190 м (от пласта Мироновского до Сергеевского).

Способ определения пористости и общая методика исследований

Определение пористости P производилось по отношению объемного D и удельного d (минералогического) веса:

$$P = \left(1 - \frac{D}{d}\right) \cdot 100\%.$$

Объемный вес определялся общеизвестным способом взвешивания образца в воздухе и в дистиллированной воде с предварительным парафинированием. Удельный вес определялся в пикнометрах на чистом спирте, значительная смачивающая способность которого обеспечивала достаточно полное вытеснение воздуха из навески.

Опыт показал, что такой способ определения удельного веса дает значительно более точные результаты, чем определения с водой, допускавшиеся некоторыми исследователями. Для постоянного контроля точности, определения D и d каждого образца производились дважды; максимальная ошибка в определении пористости не превышала $\pm 0.3\%$ ¹.

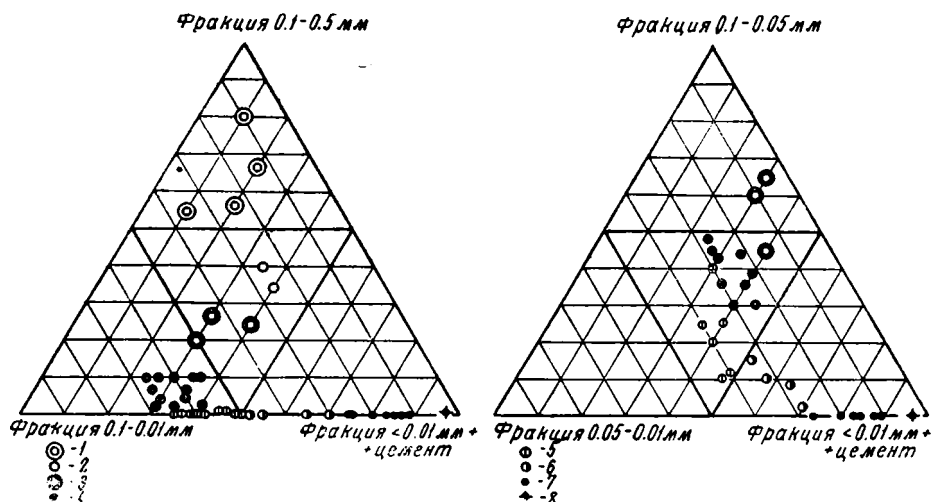
В целом отбор коллекций для определения пористости производился с таким расчетом, чтобы образец: а) находился вне зоны физического выветривания пород и не имел следов нарушения (трещины, шрамы, зеркала скольжения и т. п.), б) не был заметно карбонатизирован, в) являлся наиболее характерным представителем пород (в смысле гранулометрического состава), развитых в данном районе, г) представлял тот или иной литогенетический тип в наиболее характерном для него сочетании ряда признаков.

Для обеспечения этих условий я принимала непосредственное участие в литологическом описании образцов, опробовавшихся на пористость, а также в последующей обработке материала, вплоть до выделения литогенетических типов пород.

Гранулометрический состав пород определялся нами путем приближенного подсчета фракций в шлифах, которые изготавливались из всех

¹ Вся лабораторная часть работы выполнена К. В. Сергомасовой

образцов, взятых на определение пористости. Подсчет контролировался данными механического анализа (ситового), произведенного В. В. Копериной. Частицы размером менее 0.01 мм условно отнесены к цементу. Характеристика механического состава приведена на диаграммах (фиг. 1).



Фиг. 1. Полысаевский район. Диаграммы механического состава

1 — песчаники мелкозернистые и приближающиеся к среднезернистым 1^а, 2 — песчаники глинистые 1^б, 3 — алевролиты сильно песчаные II^а, 4 — алевролиты песчаные II^б, 5 — алевролиты глинистые III^а, 6 — алевролиты сильно глинистые III^б, 7 — аргиллиты алевроитовые IV, 8 — аргиллиты V.

При выделении гранулометрических разностей мы придерживались классификации пород ерунаковской подсвиты, принятой большинством литологов экспедиции, согласно которой породы разделяются на пять основных групп: I — песчаники мелкозернистые и приближающиеся к среднезернистым, II — алевролиты песчаные, III — алевролиты глинистые, IV — аргиллиты алевроитовые и V — аргиллиты. В дальнейшем индексы I, II, III ... используются для обозначения соответствующих групп и более дробных подразделений.

Приводя ниже краткое описание различных комплексов пород, мы полностью исходим из тех представлений об условиях образования пород кольчугинской свиты, к которым на основании литологических исследований значительно более обширного материала пришли Е. П. Брунс и Л. Н. Ботвинкина. Точно так же мы старались придерживаться терминологии и соответствующего ей объема понятий, которая была принята при литологических исследованиях Кузбасской экспедиции. Однако при характеристике генетической природы пород оказалось возможным в пределах одной фации выделить несколько групп пород по пористости. Тщательный анализ показал, что изменению пористости при этом всегда отвечает некоторая, более или менее отчетливо выраженная тенденция к изменению ряда признаков пород (часто не улавливаемая в отдельных образцах) и некоторое различие залегания их в разрезе. В соответствии с этим и в полном согласии с общей характеристикой фаций, приводимой в литологических работах, мы и даем наиболее вероятную по совокупности данных трактовку условий образования комплексов пород, выделенных по пористости.

Следует подчеркнуть, что пористость связывается нами, в первую очередь, с литологическими типами пород, характеризующимися определенными и совершенно объективными признаками, поэтому возможные возражения против фациальной природы некоторых типов не могут

повлиять на характер устанавливаемых нами закономерностей изменения пористости.

Зависимость пористости от литогенетического типа пород и фациальных условий их образования

При анализе изменений пористости пород в связи с основными литогенетическими признаками их (структура, слоистость, характер и распределение растительных остатков) оказалось возможным выделить внутри каждой гранулометрической разности отдельные типы пород, различающиеся по значениям пористости и совокупности литогенетических признаков.

Сопоставление таких типов пород различного гранулометрического состава позволило нам далее выделить комплексы типов, характеризующиеся весьма близкими значениями пористости; при этом оказалось, что эти комплексы характеризуются также и сходными или близкими между собой литогенетическими признаками, что свидетельствует о единой фациальной обстановке их образования. Породы одного такого комплекса в разрезах связаны между собой и занимают определенное положение в циклах осадкообразования.

Схема выделения типов пород и их комплексов по пористости приведена на сводной таблице 1.

Таблица 1

Комплексы	Гранулометрические разности							
	I. Песчаники			II. Алевролиты песчаные		III. Алевролиты глинистые		V. Аргиллиты
	I ^a ₁	I ^a ₂	I ^b	II ^a	II ^b	III ^a	III ^b	

Полысаевский район

A	8.2	7.2	—	—	7.5	—	—	—	—
B	—	6.7	6.6	—	6.5	—	—	—	—
C	—	—	5.5	5.8	5.6	—	—	—	—
D ₁	—	—	—	4.5	4.9	4.6	4.4	—	—
D ₂	—	—	—	—	4.1	4.2	4.2	—	—
E ₁	—	—	—	—	—	—	2.6	—	—
E ₂	—	—	—	2.2	2.2	2.4	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	4.9	4.7
G	—	—	—	—	—	—	—	2.5	—
H	—	—	—	—	—	—	6.2	6.5	8.1

Карагайлинский район

J ₁	10.1	—	—	—	—	—	—	—	—
J ₂	—	7.8	—	—	—	—	—	—	—
K	—	—	6.2	6.6	6.5	—	—	—	—
L ₁	—	—	—	—	5.5	5.3	—	—	—
L ₂	—	—	4.0	4.1	4.3	3.9	—	—	—
L ₃	—	—	—	—	2.7	—	—	—	—
M ₁	—	—	—	—	—	—	5.0	5.6	5.4
M ₂	—	—	—	—	—	—	4.0	4.8	—
N	—	—	—	—	—	—	6.4	6.4	7.6

Комплексы типов обозначены буквами латинского алфавита, от А до Н для Полысаевского района и от J до N для Карагайлинского

района; отдельные типы обозначены теми же буквами с добавлением индекса, характеризующего гранулометрический состав породы.

Изучавшиеся нами породы, слагающие разрез Польшаевского и Карагайлинского месторождений, по условиям образования могут быть разделены на три основные группы (таблица 2). К первой группе относятся песчаные породы, образование которых связано с деятельностью рек, главным образом, в низовьях и приустьевых участках, непосредственно прилегающих к бассейну (типы А, В, С в Польшаевском месторождении и J_1 , J_2 , К, L_1 — в Карагайлинском).

Вторая группа представлена прибрежными отложениями бассейна (типы L_2 , L_3 — E_1 , M_1 , M_2 — F); сюда же могут быть отнесены песчаные отложения прибрежных реликтовых озер, развитые в разрезе Польшаевского месторождения (тип E_1).

Третья группа представлена тонкими породами застаивающихся застойных водоемов, образующих почву угольных пластов (типы Н, N)

Помимо этих основных групп, в Польшаевском месторождении выделяются типы пород неустойчивого режима переходных зон (D_1 , D_2 и G).

Породы речного комплекса характеризуются наиболее высокой среди песчаных образований пористостью; при этом максимальная пористость наблюдается у мелкозернистых песчаников с примесью среднезернистой фракции типа J_1 , относящихся к русловым образованиям с наиболее интенсивной динамикой течений. Изменение пористости внутри пород этого типа связывается с соответствующими изменениями их гранулометрического состава. Так, в единичных образцах с исключительно высоким содержанием среднезернистой фракции (до 40%) и минимальным содержанием цемента (5—10%) пористость доходит до 12.6%. Под микроскопом в шлифе из этого песчаника видны свежие зерна, промежутки между которыми лишь в незначительной степени заполнены глинистым цементом, а в большей части представляют пустоты, частично заполненные растертым при шлифовке материалом. Пористости 10% соответствуют песчаники с небольшой примесью среднезернистой фракции и с содержанием цемента 12—20% и т. п. По мере перехода от пород типа J_1 к песчаникам и песчанистым алевролитам типов J_2 — А, К — В и С мы наблюдаем непрерывное уменьшение пористости. Это, уменьшение весьма закономерно связывается с изменением всей совокупности литогенетических признаков: масштаба косой слоистости, характера растительных остатков и гранулометрического состава пород, свидетельствующих о последовательном ослаблении динамики течений. В разрезе русловые песчаники типов J_1 и А — J_2 образуют континентальное основание циклов мощностью до 10 м и лежат с разрывом на подстилающих тонких породах, причем явления размыва выражены отчетливее в типе J_1 .

На Польшаевском месторождении можно наблюдать постепенный переход вверх по разрезу песчаников типа А в песчаники типа В и далее в песчанистые алевролиты приустьевой поймы типа С с наиболее низкой пористостью 5.6%. Для этих последних характерно образование в условиях неустойчивого режима переходной к бассейну зоны, что выражается в малой мощности образуемых ими слоев (0.1—0.4 м) и в частом чередовании их с породами разнообразных типов — от песчанистых алевролитов до аргиллитов самых прибрежных бассейновых фаций. Отвечающие им по пористости породы типа L_1 в Карагайлинском месторождении представлены более тонкими разностями; они также занимают переходное положение между образованиями приустьевых частей рек (типа К) и типичными бассейновыми отложениями типа L_2 , но по характеру литологических признаков и положению в разрезе более тяготеют к последним.

Бассейновые образования представлены наиболее полно в Карагай-

линском месторождении. Согласно характеристике Е. П. Брунс, они включают разнообразную гамму пород от мелкозернистых песчаников с волнистой слоистостью до тонкоотмученных аргиллитов с фауной. В исследованной нами части Карагайлинского разреза эти породы, в чередовании с породами застойных водоемов и болот, представляют наиболее характерный для большинства циклов набор фаций, в то время как речные образования приурочены к самой верхней части разреза, относящейся к суриковскому горизонту. Среди бассейновых образований породы типа L_1 , представленные преимущественно песчанистыми или глинистыми алевролитами, могут быть отнесены к выделяемой Е. П. Брунс прибрежной зоне волнений и слабых течений. По мере ослабления интенсивности проявления динамики водной среды, отчетливо прослеживающегося в направлении от типа L_1 к типу L_3 , здесь, так же как в речных отложениях, наблюдается закономерное уменьшение пористости; при этом породы типа L_1 , рассмотренные выше в связи с отложениями речного комплекса как породы переходной к бассейну зоны, характеризуются также и промежуточными значениями пористости.

Таким образом, типичные образования прибрежной части бассейна имеют относительно более низкую пористость, чем отложения речного комплекса, резко отличаясь от этих последних даже в тех случаях, когда они представлены сходными по гранулометрическому составу породами.

Наиболее характерный для Карагайлинского месторождения тип бассейновых образований L_2 отсутствует в изученной нами части Польшаевского разреза. Вместо него здесь довольно широко развиты песчанистые и глинистые алевролиты крайне неустойчивого режима переходной зоны от образований приустьевой поймы к прибрежной части бассейна, представленные типами D_1 и D_2 . В разрезе они образуют маломощные прослойки, не превышающие 0.5 м. Породы типа D_1 в чередовании с более тонкими осадками застойных водоемов образуют слои, обогащающиеся в основании столь же маломощными прослойками песчаных пород типа C , а вверх по разрезу постепенно переходящие в породы застойных водоемов и почвы угольных пластов. Породы типа D_2 также образуют слои непостоянного гранулометрического состава с прослойками тонких пород застойных водоемов; однако они не связаны непосредственно с породами типа C и залегают обычно над аргиллитами кровли угольного пласта. Наряду с отмеченным наиболее характерным положением пород D_1 и D_2 в ряде циклов можно наблюдать частое чередование пород этих типов, связанных между собой постепенными переходами, что указывает на близость условий их образования. По значению пористости породы комплекса D занимают промежуточное положение между отложениями приустьевой поймы типа C и бассейновыми отложениями типа L_2 , что находится в полном соответствии с характером их литогенетических признаков и вероятными условиями образования.

Бассейновые отложения типа L_3 с минимальной пористостью 2.3—2.5%, наоборот, довольно широко развиты в разрезе Польшаевского месторождения (тип E_2), где они представлены несколькими гранулометрическими разностями — от сильно песчанистых алевролитов II^a до глинистых алевролитов III^a . Они также образуют очень маломощные слои, редко превышающие 0.10 м, залегающие обычно среди более тонких пород прибрежного мелководья типов F и G , иногда непосредственно среди пород застойных водоемов, разделяющих два сближенных угольных пласта.

Отложения прибрежных реликтовых озер с аналогичной низкой пористостью (тип E_1) в циклах с континентальным основанием залегают на песчаных породах типа C , чаще всего чередуясь с этими пс-

Таблица 2

Сравнительная характеристика комплексов по пористости пород Полысаевского и Карагайлинского месторождения

Полысаевское месторождение						Карагайлинское месторождение					
Комплексы по пористости	Типы пород по пористости	Пористость Р% (среднее)	Основные литогенетические признаки		Вероятные условия образования	Комплексы по пористости	Типы пород по пористости	Пористость Р% (среднее)	Основные литогенетические признаки		Вероятные условия образования
			слоистость	флора и фауна					слоистость	флора и фауна	
—	—	—	—	—	—	I ₁	J ₁ ^a , J ₁	10.1	Крупная косая, участками прерывистая за счет детрита и углстых частиц, реже — прослойки гравия и гальки; расстояние между прослойками 3—5 см	Грубые обугленные отпечатки стеблей и листьев кордаитов плохой сохранности	Низовья речных русел
A	I ₁ ^a A, I ₂ ^a A, II ^b A	7.9	Косая, участками прерывистая, иногда косые слои слегка волнисты; обусловлены детритом	Редкие обугленные отпечатки растений плохой сохранности	Низовья речных русел	J ₂	I ₂ ^a , J ₂	7.8	Косая (расстояния между прослойками порядка 1 см), изредка чередуется с крупнокосой и с единичными мелкокосыми сериями	То же	Низовья речных русел с относительно ослабленной динамикой течений
B	I ₂ ^a B, I ₁ ^b B, II ^b B	6.6	Более тонкая косая, иногда прерывистая, за счет детрита	То же	Приустьевые участки рек	K	I ^b K, II ^a K, II ^b K	6.4	Мелкокосая, большей частью прерывистая, на отдельных участках — прерывистая горизонтальная. Обусловлена детритом, иногда мелкими частичками угля	Редкие обугленные растительные отпечатки плохой сохранности	Приустьевые участки рек

C	I ^b C, II ^a C, II ^b C	5.6	Мелкокосая, в грубых разно- стях прерыви- стая; иногда косоволнистая; обусловлена мелким детри- том	Редкие раститель- ные отпечатки, часто обуглен- ные	Приустьевая пойма близ прибрежного мелководья бассейна (пе- реходная зо- на)	L ₁	II ^b L ₁ , III ^a L ₁	5.4	Мелкокосая волнистая и мелкосерийная в че- редовании с прерыви- стой горизонтальной слабо косящей и слег- ка волнистой; участ- ками тонкая, преры- вистая горизонтальная, обусловлена мелким детритом	Редкие мелкие растительные отпечатки, иногда обуглен- ные	Приустье- вая часть бассейна (переход- ная зона)
D ₁	II ^a D ₁ , II ^b D ₁ , III ^a D ₁ , III ^b D ₁	4.7	Тонкая мелкоко- сая и косовол- нистая, со сле- дами взмучива- ния; иногда прерыви- стая, участ- ками горизон- тальная; обус- ловлена мелким детритом, ре- же — более тон- ким материалом	Неравномерно распределенные обрывки стеб- лей, хвощей и листьев кордаи- тов плохой со- хранности, ино- гда обугленных	Неустойчивый режим переходной зоны Ближе к при- устье- вой пойме	—	—	—	—	—	—
D ₂	II ^b D ₂ , III ^a D ₂ , III ^b D ₂	2.2	Очень тонкая ко- соволнистая в чередовании с тонкой гори- зонтально-вол- нистой и гори- зонтальной; участками — тонкая мелко- косая; обуслов- лена мелким детритом и бо- лее тонким ма- териалом	Растительные от- печатки плохой сохранности, приуроченные к участкам го- ризонтально- волнистой сло- истостью, ино- гда хвощи, кор- даиты, папорт- ники хорошей сохранности	Неустойчивый режим переходной зоны Ближе к приб- режно бассей- новым образо- ваниям	—	—	—	—	—	—

Таблица (продолжение) 2

Полысаевское месторождение						Карагайлинское месторождение					
Комплексы по пористости	Типы пород по пористости	Пористость Р% (среднее)	Основные литогенетические признаки		Вероятные условия образования	Комплексы по пористости	Типы пород по пористости	Пористость Р% (среднее)	Основные литогенетические признаки		Вероятные условия образования
			слоистость	флора и фауна					слоистость	флора и фауна	
E ₁	III ^B E ₁	2.6	Тонкая горизонтальная, слабо волнистая, часто неотчетливая за счет глинистого материала, реже — тонкой органической примеси	Частые растительные отпечатки хорошей сохранности	Прибрежные озера	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	L ₂	II ^B L ₂ , II ^A L ₂ , I ^B L ₂ , III ^A L ₂	4.1	Прерывистая горизонтальная, иногда слегка косящая, участками — горизонтально-волнистая в чередовании с мелкосерийной; обусловлена мелким детритом, тонкой органической примесью, реже более тонким материалом	Мелкие растительные отпечатки плохой сохранности, преимущественно в грубых разностях, в более тонких иногда листья кордаитов и фауна пелеципод	Прибрежная бассейновая зона волнений и слабых течений
E ₂	II ^A E ₂ , II ^B E ₂ , III ^A E ₂	2.3	Очень тонкая косоволнистая, иногда переходит в мелкосерийную, обусловлена мелким детритом и тонкой органической примесью	Редкие растительные отпечатки обрывков стеблей и листьев кордаитов	Прибрежная бассейновая зона волнений и слабых течений, преимущественно в части переходной к прибрежному мелководью	L ₃	II ^B L ₃	2.7	Неотчетливая тонкая прерывистая горизонтальная, участками слегка косящая, иногда переходит в мелкосерийную; обусловлена тонкой органической примесью и глинистым материалом	Растительные отпечатки всегда почти отсутствуют	То же, но преимущественно несколько более открытые участки

—	—	—	—	—	—	M ₁	III ^в M ₁ , IV M ₁ , V M ₁	5.3	Очень тонкая горизонтальная слабоволнистая, иногда не отчетливая прерывистая; в более грубых разностях участками слегка косящая; обусловлена разностью гранулометрического состава и окраски	Растительные отпечатки большей частью отсутствуют. В аргиллитах встречаются мелкие отпечатки стеблей и листьев кардаитов плохой сохранности	Не ясны
F	IV F, V F	4.8	Неотчетливая тонкая горизонтально-волнистая, в аргиллитах преимущественно скрыто горизонтальная. Обусловлена разностью гранулометрического состава, иногда тонкой органической примесью	Частые растительные отпечатки обычно хорошей сохранности (хвощи, кордаиты); распределены неравномерно, иногда обуглены; фауна пелеципод	Прибрежное мелководье (заливы)	M ₂	III ^в M ₂ , IV M ₂	4.4	Скрыто горизонтальная, участками очень тонкая горизонтально-волнистая за счет незначительной разности гранулометрического состава	Растительные отпечатки плохой и хорошей сохранности (кордаиты, реже хвощи)	Прибрежное мелководье (заливы)
G	IV G	2.5	Отсутствует	Беспорядочно ориентированные обрывки стеблей и иглохвощей	Неустойчивый режим прибрежной зоны крайнего мелководья	—	—	—	—	—	—
H	III ^в H, IV H, V H	6.8	Чаще отсутствует; иногда неправильная прерывистая за счет растительных отпечатков	Большое количество растительных отпечатков, часто обугленных, среди них — тонкие корневые отпечатки	Застойные зарастающие водоемы	N	III ^в N, IV N, V N	6.9	Отсутствует	Большое количество растительных отпечатков плохой и хорошей сохранности, среди них — тонкие корневые отпечатки	Застойные зарастающие водоемы

следними и породами типа D, а вверх по разрезу переходят в породы почвы угольного пласта. С другой стороны, не менее характерно положение слоев типа E₁ среди бассейновых образований типа E₂ в комплексе с тонкими породами прибрежного мелководья.

Из приведенной характеристики литогенетических признаков пород Польшаевского месторождения и их положения в разрезе следует, что бассейновые образования типа E₂ отлагались в наиболее прибрежной и мелководной части бассейновой зоны волнений и слабых течений, в непосредственной близости к прибрежным озерам, представленным породами тип E₁ с аналогичной низкой пористостью. Исходя из этого, можно считать, что и в Карагайлинском разрезе в тех циклах, где развиты бассейновые отложения типов L₂ и L₃, последние представляют относительно мелководные, возможно, и более удаленные от приустьевых участков рек отложения с соответственно ослабленной динамикой водной среды и пониженной пористостью. С другой стороны, тождественность пористости типов D₂ и L₂ вызывает представление о вероятной принадлежности их к одной и той же фации, но выраженной различными литологическими типами и имеющей очень неодинаковое развитие в том и другом районе. Породы типа D₂ представлены более тонкими гранулометрическими разностями и, как указывалось выше, образуют лишь маломощные прослойки среди отложений прибрежного мелководья бассейна, в то время как песчаные отложения типа L₂ образуют довольно мощные слои и в целом очень широко развиты в Карагайлинском разрезе.

Таким образом, песчаные отложения прибрежной части бассейна, характеризующиеся по сравнению с речными относительно пониженной пористостью, в свою очередь, дифференцируются по пористости. Наиболее высокие значения ее наблюдаются у типичных бассейновых образований, представленных песчаными породами с отчетливо выраженной слоистостью волнений и слабых течений и с фауной пелеципод. Минимальную пористость имеют аналогичные по гранулометрическому составу породы с предельно ослабленной динамикой течений и по всем признакам более прибрежного, мелководного характера, а также тесно связанные с ними в разрезе отложения прибрежных озер.

Среди тонких осадков прибрежного мелководья также выделяются типы пород с высокой и низкой пористостью. Изменение пористости находится в соответствии с ослаблением динамики водной среды — от пород типа M₂ с горизонтально волнистой, участками слегка косящей слоистостью до неслоистых аргиллитов типа G; однако мы не можем обуславливать резкие различия в ее значениях преимущественно этим фактором, так как вообще все эти породы отлагались в спокойных условиях. Наиболее вероятно здесь дополнительное влияние глубины водоемов, из которых выпадал осадок, на что указывают различия в характере литогенетических признаков типов F и G. Неслоистые алевроитистые аргиллиты типа G с низкой пористостью того же порядка, что и пористость более грубых прибрежно-бассейновых и озерных образований (типов E₁ и E₂), встречены лишь в Польшаевском разрезе. Они образуют очень тонкие прослойки, часто чередующиеся со столь же маломощными прослойками аргиллитов застойных водоемов (типа H), иногда с прослойками более грубых пород типов E₁ и E₂. Эти сложные слои, свидетельствующие о характерном для Польшаевского разреза неустойчивом режиме переходной зоны, занимают обычно положение между двумя сближенными угольными пластами. Образование аргиллитов типа G относится, таким образом, к условиям прибрежной полосы крайнего мелководья, повидимому, с плоским низменным рельефом, где самое понятие береговой линии становится условным и где незначительные колебания поверхности могли вызывать резкие изменения фациальных

типов пород — от зарастающих застойных водоемов до прибрежно-бассейновых образований.

Аргиллиты типа F и соответствующего ему типа M_2 с высокой пористостью относятся к сравнительно более глубоководным и устойчивым отложениям заливов, возможно, временами отшнуровавшихся от бассейна. Они образуют слои мощностью до 6 м и залегают в разрезе или в верхней надугольной части циклов, иногда непосредственно в кровле угольных пластов, или в подугольной части циклов, представленных преимущественно мелководными бассейновыми образованиями. В последнем случае они занимают положение между бассейновыми отложениями типа E_2 и породами почвы угольного пласта. Условия образования тонких пород типа M_1 , встречаемых только в Карагайлинском месторождении и выделяющихся по максимально высокой для бассейновых отложений пористости, не вполне ясны. Учитывая преимущественное положение их в разрезе среди типичных бассейновых образований L_2 , почти полное отсутствие растительных отпечатков, а также общий характер пород в обоих районах и наметившиеся закономерности в изменении пористости, можно предполагать, что образование пород типа M_1 относится к условиям более глубоководных и открытых участков бассейна по сравнению с типами M_2 — F.

Наконец чрезвычайно резко выделяются по исключительно высокой пористости тонкие породы застойных зарастающих водоемов с большим количеством растительных отпечатков, в том числе корневых, образующие чаще всего почву угольных пластов или прослойки между ними (типы H — N).

Из приведенной краткой характеристики литогенетических типов пород, развитых в Полысаевском и Карагайлинском месторождениях, и соответствующих им значений пористости видно, что пористость закономерно связывается с совокупностью генетических признаков, определяющих условия образования осадков. Сравнение двух районов, представленных разновозрастными отложениями, показывает, что в пределах изученной части кольчугинской свиты значения пористости достаточно близки для тождественных фациальных комплексов и типов пород; при этом в пределах каждого фациального комплекса с характерными для него значениями пористости эти значения изменяются каждый раз в соответствии с интенсивностью проявления всех свойственных этому комплексу признаков. Такое же закономерное изменение пористости наблюдается при наличии переходных между двумя соседними фациями типов отложений.

В настоящей работе не представляется возможным привести сколько-нибудь исчерпывающее объяснение установленной нами связи пористости с совокупностью литогенетических признаков пород, а следовательно, и в той или иной мере с условиями образования осадков. Как известно, пористость осадочной породы в конечном счете определяется вещественным составом зерен, степенью их сортировки и способом укладки, а также количеством и характером цементирующего материала.

В свете полученных результатов представляется очевидным, что способ укладки зерен в процессе формирования осадка является одним из существенных моментов, определяющих его пористость. Это остается в силе и по отношению к породам, образовавшимся из первоначальных осадков, несмотря на то, что эти последние претерпели длительные вторичные изменения в процессе диагенеза и метаморфизма. Основные факторы осадкообразования, такие как динамика водной среды, глубины водоемов, могли воздействовать на пористость пород, в первую очередь, именно через способ укладки терригенного материала. И. В. Попов (3) высказывает предположение, что пористость несвязных песчано-галечных речных отложений должна быть выше, чем у осадков мелкого моря, что соответствует полученным данным. Он обосновывает это тем, что

движение речной воды в течение длительного времени направлено приблизительно в одну сторону с постепенным падением скоростей и малыми вертикальными слагающими их, вследствие чего выпадение осадка происходит более или менее спокойно; это обуславливает относительно хорошую сортировку материала и высокую пористость осадков. Наоборот, в мелком море движение водной среды, вызванное волнением, многократно меняется с поступательного на возвратное, в соответствии с чем также резко меняются скорости. Отложения здесь хуже сортированы, но значительно более плотно уложены, так как перед окончательным успокоением осадка на дне зерна многократно передвигаются набегающими волнами и постепенно занимают наиболее устойчивое положение.

Высокая пористость пород зарастающих застойных водоемов также может быть объяснена исключительно неблагоприятными здесь условиями для плотной укладки материала, вследствие совершенно спокойной водной среды и наличия автохтонной растительности.

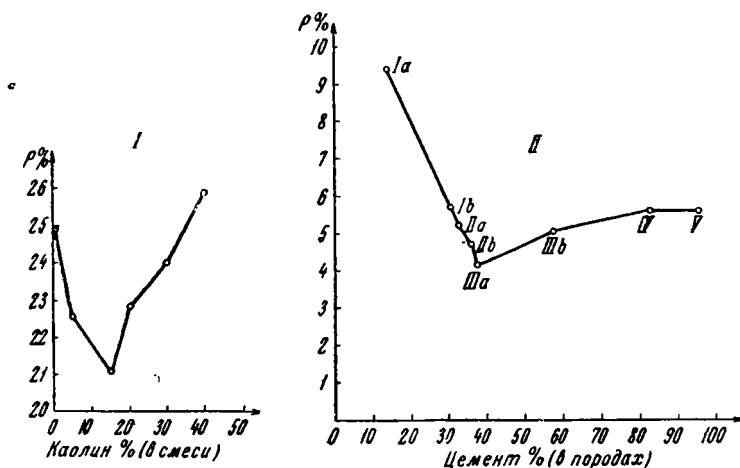
Зависимость пористости от совокупности литогенетических признаков естественно предполагает наличие определенной связи ее и с отдельными признаками. В современной литературе имеются прямые указания на подобную связь пористости с гранулометрическим составом пород и даже на существование функциональной зависимости между этими величинами. Так, например, И. М. Губкин, рассматривая пористость рыхлых и слабо сцементированных нефтеносных песков, заключает, что «...пористость той или иной осадочной породы является функцией ее механического состава» (4). Л. В. Пустовалов считает, что имеется возможность, при прочих равных условиях, «...ориентировочно оценивать пористость обломочных пород по результатам их механического анализа» (10).

С другой стороны, из наших данных следует, что пористость пород одного и того же гранулометрического состава резко изменяется в зависимости от принадлежности их к тому или иному фациальному типу, оставаясь в то же время постоянной для различных по гранулометрическому составу пород одноименных фаций. Это можно отчетливо проследить на приводимой таблице 1. Учитывая принципиальную важность этого вопроса при использовании пористости с любыми целями, рассмотрим подробнее характер связи ее с гранулометрическим составом, исходя из полученных нами материалов по Кузнецкому бассейну.

Связь пористости с гранулометрическим составом пород

Говоря о связи пористости с гранулометрическим составом, мы можем иметь в виду лишь две основные причины ее изменений: за счет различных соотношений отдельных фракций, что выражается в понятии сортировки, и за счет различного содержания цемента, так как абсолютные размеры зерен не влияют на пористость. Для получения в чистом виде зависимости пористости от степени сортировки, исследования должны проводиться в условиях, исключающих влияние других факторов. Этому требованию удовлетворяют экспериментальные исследования, проведенные В. В. Охотиным (7) над искусственными смесями, составленными из различных фракций современных песчано-глинистых отложений с размером частиц более 0.001 мм. Пользуясь выводами В. В. Охотина, представленными в виде математически выраженной зависимости пористости от количества фракций, входящих в смесь, и соотношения их диаметров, мы приходим к заключению, что имеющие место в изучавшихся нами породах различия в сортировке материала могут привести лишь к ничтожным изменениям пористости, едва превышающим точность определений; при этом минимальной пористостью должны были бы обладать русловые песчаники, содержащие наибольшее коли-

чество различных фракций, в то время как в действительности мы наблюдаем совершенно обратное явление. Установленные В. В. Охотиным закономерности не распространяются на тонкие глинистые породы (< 0.005 мм), цементирующие осадок, что следует из проводившихся им определений пористости смеси при различных добавках каолина (см. кривую I фиг. 2).



Фиг. 2. Кривые зависимости пористости от содержания цемента

I — экспериментальная кривая по В. В. Охотину, II — статистическая кривая по данным автора

Как видно, с увеличением цемента пористость уменьшается, однако это уменьшение происходит лишь до определенного содержания цемента, а именно до 15%; добавки каолина свыше 15% уже не приводили к заполнению пор смеси, а вызывали, наоборот, резкое увеличение пористости, что объясняется В. В. Охотиным специфическими особенностями глинистого материала. Очевидно, что в силу громадных различий между естественными условиями образования пород ерунаковской подсвиты и эксперимента над искусственными смесями мы не можем непосредственно воспользоваться данными этих опытов. Однако можно утверждать, что если существует прямая зависимость пористости от гранулометрического состава, то она будет преимущественно определяться количеством цемента в породе².

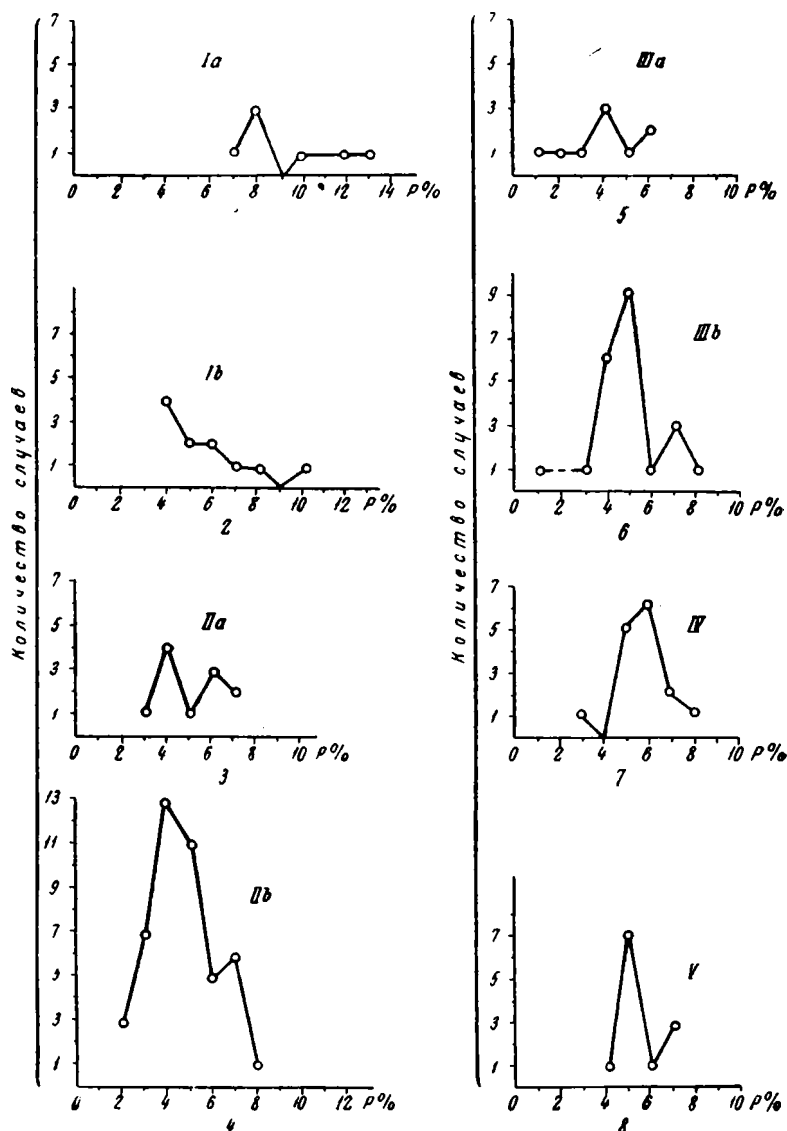
На фиг. 2 (кривая II) показана кривая изменения пористости в зависимости от содержания цемента, построенная по данным наших определений в обоих районах. По оси абсцисс отложено процентное содержание цемента в отдельных гранулометрических разностях; по оси ординат — соответствующие средние значения пористости. Из этой кривой видно, что между содержанием цемента и пористостью действительно существует определенная связь, однако она не выражает функциональной зависимости между исследуемыми величинами, а представляет типичную коррелятивную связь, к тому же с очень низким коэффициентом корреляции. Это следует из того, что каждой гранулометрической разности с определенным содержанием цемента соответствует не одно, а целый ряд значений пористости, о чем наглядно свидетельствуют вариационные кривые изменения пористости внутри каждой разности (фиг. 3).

Так, например, в пределах каждой из наиболее полно охарактеризованных (по количеству образцов) подгрупп II^в и III^в значения пори-

² Несомненно, и качеством его, но все исследовавшиеся породы имеют глинисто-карбонатный цемент, и нам не удалось подметить какой-либо связи между незначительными изменениями его состава и пористостью.

стости изменяются от 1 до 8%, что в несколько раз превосходит изменение средних значений ее в связи с различием гранулометрического состава; при этом вариационные кривые большинства групп имеют два, а некоторые — три отчетливо выраженных максимума, свидетельствующие об устойчивой дифференциации пористости, обусловленной иными факторами.

Как и следовало ожидать, общий характер связи пористости с содержанием цемента резко отличен от экспериментальной зависимости,



Фиг. 3. Вариационные кривые пористости пород различного гранулометрического состава.

1 — песчанники мелкозернистые и приближающиеся к среднезернистым 1^а, 2 — песчанники глинистые 1^б, 3 — алевролиты сильно песчанистые 2^а, 4 — алевролиты песчанистые 2^б, 5 — алевролиты глинистые 3^а, 6 — алевролиты сильно глинистые 3^б, 7 — аргиллиты алевролитистые 4^а, 8 — аргиллиты 4^б

полученной В. В. Охотиным. Характерно, что в нашем случае уменьшение пористости в связи с уменьшением цемента, наблюдается не до 15% содержания его, а до 40%, при дальнейшем же увеличении цемента наблюдается сравнительно незначительное увеличение пористости.

Таким образом, пористость является сложной функцией от многих переменных — разнообразных геологических факторов, принимавших участие в образовании изучавшихся нами пород. В той мере, в какой эти факторы определяют и гранулометрический состав пород, последний обнаруживает определенную связь с пористостью. Но характер и прочность этой связи не могут оставаться постоянными в пределах одного месторождения и даже одного разреза, так как непрерывно фиксируемые изменения фациальной обстановки образования пород обязательно сопровождаются ослаблением действия одних факторов и усилением роли других. В природных условиях образования осадочных пород и, в частности, угленосных отложений можно предполагать существование двух крайних случаев: а) когда гранулометрический состав пород и их пористость преимущественно определяются одними и теми же факторами; б) когда факторы, существенно влияющие на гранулометрический состав пород, почти не сказываются на пористости и, наоборот, т. е., когда эти величины преимущественно определяются различными факторами.

В первом случае, мы будем иметь наиболее прочную коррелятивную связь пористости с гранулометрическим составом, которая иногда может вызвать представление о функциональной зависимости между ними³. Во втором случае связь будет предельно ослаблена и может создать впечатление об отсутствии какой-либо зависимости между гранулометрическим составом и пористостью.

Между этими крайними случаями, соответствующими резко различным условиям образования пород, существуют переходные этапы, отвечающие тому разнообразию условий осадкообразования, которое имеет место в действительности. Непостоянство характера и прочности связи между пористостью и гранулометрическим составом находит свое выражение и в полученной нами кривой (фиг. 2).

Прежде всего, легко заметить, что кривая может быть разбита на три участка: первый участок соответствует породам с содержанием цемента от 10 до 37.5% (группы I^a — III^a) и выражает почти линейную обратную связь между содержанием цемента и средними значениями пористости: с увеличением первой величины наблюдается интенсивное уменьшение второй. Второй участок кривой соответствует породам с цементом от 37.5 до 80% (группы III^a — IV). Связь между цементом и пористостью здесь также приближается к линейной, но имеет прямой характер, причем с увеличением цемента наблюдается небольшое (по сравнению с первым участком) увеличение пористости. Наконец, третий участок кривой соответствует породам с цементом от 80 до 95.8% (группы IV и V). Он представляет прямую, параллельную оси абсцисс, т. е. свидетельствует об отсутствии здесь связи между пористостью и гранулометрическим составом.

Если мы обратимся к таблицам 1—2 и вышеприведенной характеристике их, то увидим, что в преобладающей массе гранулометрические разности пород I^a и III^a (первый участок кривой) представляют речные образования и отложения прибрежной зоны волнений и течений бассейна. Для этих пород мы констатируем совершенно закономерное уменьшение пористости с ослаблением динамики водной среды как в пределах речных образований (от комплекса А до D в Полысаевском районе и от комплекса J до L₁ в Карагайлинском), так и в прибрежной бассейновой зоне (от комплекса L₂ к L₃, Карагайлинский район). Таким образом, динамика водной среды в данных условиях осадкообразования

³ Если эта связь имеет высокий коэффициент корреляции, что может быть при исследовании близких по условиям образования и характеру последующих изменений пород.

являлась основным фактором, определявшим пористость пород; как известно, она же определяет и их гранулометрический состав. В соответствии с этим первый участок кривой и выражает отчетливую связь пористости с гранулометрическим составом⁴.

Более тонкие породы III' — IV (второй участок кривой) представляют отложения прибрежного мелководья бассейна — заливов и озер, — образовавшиеся в условиях сравнительно ослабленной динамики водной среды. Одновременно с этим можно предполагать здесь усиление роли специфических для бассейновых отложений факторов, различно влияющих на гранулометрический состав и пористость. В частности, мы отмечаем весьма вероятное влияние на пористость глубины водоемов в месте выпадения осадка. Очевидно, что в условиях прибрежного мелководья нельзя непосредственно этими факторами обуславливать и изменение гранулометрического состава пород. Следовательно, мы должны ожидать, что в этих новых условиях пористость будет значительно менее тесно связана с гранулометрическим составом и общий характер связи будет резко отличен. Это и подтверждается вторым участком рассматриваемой кривой.

Точно так же отсутствие связи между пористостью и гранулометрическим составом, фиксируемое третьим участком кривой, мы можем отнести за счет спокойных условий застойных, временами зарастающих водоемов, развитых на прибрежной части континента, где в основном отлагаются породы четвертой и пятой групп. Действительно, факторы, определяющие пористость этих пород, в частности автохтонная растительность, совершенно или почти не влияют на гранулометрический состав осадков.

Заключение

В результате проведенных исследований можно считать установленным, что в условиях относительно слабо метаморфизованных пород кольчугинской свиты Кузбасса пористость пород закономерно связана с совокупностью литологических признаков, характеризующих генетический тип породы и общие условия образования осадка.

Рассмотрение зависимости пористости от какого-либо одного из признаков, в частности, от гранулометрического состава пород, приводит лишь к коррелятивной связи между ними, характер и прочность которой изменяются в пределах одного месторождения и даже разреза в соответствии с изменениями фациальных условий образования пород.

Из числа разнообразных геологических факторов, принимавших участие в формировании породы и проявившихся в макроскопически улавливаемых генетических признаках ее, наиболее отчетливую связь с пористостью обнаруживают следующие: 1) динамика водной среды, проявляющаяся в характере слоистости пород и до некоторой степени в их гранулометрическом составе; 2) автохтонная растительность, о которой мы судим по характеру и степени сохранности растительных отпечатков и, до некоторой степени, — по текстуре породы.

Менее доказательна роль глубины водоемов, в которых отлагался осадок, так как в данном случае мы не наблюдаем непосредственных признаков проявления этого фактора в породе, и у нас не было возможности проследить протяженность этих водоемов на площади, поэтому влияние фактора глубины водоемов на пористость можно предпола-

⁴ Подчеркнем, что связь остается коррелятивной, так как и здесь не исключают ся второстепенные факторы, различно влияющие на пористость и гранулометрический состав. Это хорошо видно на наших таблицах, где одинаковые по гранулометрическому составу породы попадают, в соответствии с прочими генетическими признаками, в различные комплексы по пористости, и наоборот.

гать лишь исходя из общих представлений и из соотношений пород различных типов в разрезе.

Влияние перечисленных факторов на пористость породы неодинаково в различных условиях осадкообразования.

Динамика водной среды отчетливо сказывается на значениях пористости пород речного комплекса, образовавшихся при постоянных или периодически появляющихся, более или менее интенсивных течениях. В этих условиях с уменьшением динамики течений наблюдается закономерное убывание пористости. Исследованные образцы пород речного комплекса дают непрерывный убывающий ряд значений пористости, точно отвечающий изменению гидродинамических условий их образования, поскольку об этом можно судить по масштабу и характеру слоистости, а также другим генетическим признакам. Влияние динамики водной среды на пористость прослеживается и на породах бассейновых фаций.

Вместе с тем мы можем констатировать, что бассейновые песчаники и песчанистые алевролиты резко отличаются по пористости от соответствующих им по гранулометрическому составу пород речного происхождения. Они имеют низкую пористость, совершенно не встречающуюся среди пород типичных речных фаций.

Вероятное влияние на пористость глубины водоемов сказывается в условиях прибрежного мелководья, где отлагались тонкие породы, также резко дифференцирующиеся по пористости.

С учетом приведенных выше соображений И. В. Попова представляется вероятным, что условия неустойчивого режима крайнего мелководья бассейна, где наблюдается минимальная пористость (в среднем 2.5%), были весьма благоприятны для укладки терригенного материала с максимальной плотностью. Столь же благоприятны были и условия прибрежных озер, где отлагались сильно глинистые алевролиты с аналогичной низкой пористостью.

Скрыто-горизонтально-слоистые и тонко-горизонтально-слоистые аргиллиты с фауной пелеципод и растительными отпечатками хорошей сохранности, характеризующиеся пористостью 4.8%, отлагались в заливах прибрежного мелководья, повидимому, на больших глубинах.

С появлением в тонких неслоистых породах признаков застойности и зарастания автохтонной растительностью в них наблюдается резкое увеличение пористости в среднем до 7%, а в отдельных слоях — до 10% и более. Повидимому, наличие автохтонной растительности препятствует плотной укладке терригенного материала в мелких застойных водоемах; следует, однако, иметь в виду и другие причины, связанные со специфической физико-химического и биологического режима таких водоемов.

Из вышесказанного следует, что различные фации кольчугинской свиты могут быть охарактеризованы вполне определенными присущими им в данных конкретных условиях значениями пористости, выдерживающимися как в пределах одного разреза, так и по простиранию. Наблюдающееся изменение пористости в пределах одной фации закономерно связано с изменением совокупности генетических признаков, обусловленных характером и интенсивностью проявления основного для данных условий фактора осадкообразования.

Таким образом, пористость может быть использована в качестве дополнительного генетического признака, тесно связанного с первичными условиями образования осадка; при этом существенной особенностью пористости, как генетического признака, является возможность количественного выражения интенсивности проявления главнейших факторов, принимавших участие в процессе осадкообразования.

Использование пористости в этом направлении дает весьма необходимый количественный критерий, определяющий качественную оценку различных литологических признаков породы, а, следовательно, способ-

ствует уточнению характера и направления процесса осадконакопления как в разрезе, так и в особенности при сопоставлении отдельных разрезов, изученных различными авторами.

Проведенное в тесном комплексе с литологическими исследованиями изучение пористости пород кольчугинской свиты позволило в целом ряде случаев дать более однозначную интерпретацию отдельных слоев разреза и тем самым отчетливее представить детали обстановки осадкообразования. Это имело особенное значение в условиях плохой обнаженности в Кузбассе, где литологические исследования вынужденно проводились на керновом материале, недостаточно полно вскрывавшем фациальные особенности пород и их соотношения в разрезе.

Необходимо заметить, что пористость, как и любой другой взятый в отдельности генетический признак, не определяет самостоятельно и однозначно условия образования пород. Это не умаляет значения пористости, а лишь подчеркивает необходимость использования ее в совокупности со всеми другими литогенетическими признаками.

Проведенная работа не претендует на сколько-нибудь исчерпывающую характеристику зависимости пористости пород от первичных условий их образования. В ней устанавливается лишь самый факт существования этой зависимости и делается попытка использовать ее при литологическом изучении угольных месторождений. Полученные нами соотношения между пористостью пород и их фациальными типами нуждаются в уточнении на более обширных материалах из различных угольных бассейнов и выяснении причин наблюдающихся зависимостей.

Проводимые нами в настоящее время исследования пористости в Донском бассейне подтверждают результаты, полученные в Кузбассе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вистелиус А. Б. Ритмы пористости и влияние фазовой дифференциации осадочных толщ. ДАН СССР, новая серия, т. 54, № 6, 1946.
2. Вистелиус А. Б. Распределение частот коэффициентов пористости и эпигенетические процессы в спириферовых слоях Бугурусланского нефтеносного района. ДАН СССР, новая серия, т. 49, № 1, 1945.
3. Грязнов Н. С., Пермитина К. С. Коксующиеся угли Кузнецкого бассейна. Тр. Вост. научно-иссл. углехим. инст. Металлургиздат, 1946.
4. Губкин И. М. Учение о нефти. Объед. научн.-техн. изд., 1937.
5. Донабедов А. Т. Физические свойства горных пород угольных месторождений, как индикатор степени метаморфизма. Изв. АН СССР, серия геол., № 4—5, 1943.
6. Донабедов А. Т. Об изучении физических свойств горных пород угленосных бассейнов СССР. Советская геология, № 7, 1940.
7. Охотин В. В. Лабораторные опыты по составлению дорожных грунтовых смесей по принципу наименьшей пористости. Цудортранс, 1929.
8. Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. Углетехиздат, 1948.
9. Перепечина Е. А. К вопросу о связи между степенью метаморфизма углей и вмещающих пород в угольных месторождениях Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4—5, 1943.
10. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Часть II. Гостоптехиздат, 1940.
11. Розанов Л. Н. О связи плотности пород с тектоникой Бугурусланского района. Прикладная геофизика, сборник статей, вып. 3. Гостоптехиздат, 1947.
12. Шванк О. А. Плотность горных пород в районах Самарской Луки и Бугуруслана. Прикл. геоф., сборник статей, вып. 3. Гостоптехиздат, 1947.

С. Е. КОЛОТУХИНА

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ КОЛЬЧУГИНСКОЙ СВИТЫ КУЗНЕЦКОГО БАССЕЙНА

В статье дается описание различных типов карбонатных пород, играющих большую роль в разрезе кольчугинской свиты Кузбасса. Изучение карбонатности, базирующееся на большом количестве химических анализов, имеет значение для выяснения условий образования как карбонатных, так и неразрывно связанных с ними кластических пород в угленосной толще.

Отложения кольчугинской свиты связаны со вторым этапом мощного угленакопления в верхнем палеозое Кузбасса. В. И. Яворский (14) разделил кольчугинскую свиту по характеру угленосности на две подсвиты: ильинскую — нижнюю и ерунаковскую — верхнюю. Основываясь на палеофитологических данных, М. Ф. Нейбург (5) расчленила ерунаковскую подсвиту на пять горизонтов (снизу): суриековский, турновский, коровихинский, борисовский и ерунаковский.

Мои литологические исследования в 1945—1946 гг. (во время работ Кузбасской экспедиции Института геологических наук АН СССР) охватили преимущественно ильинскую подсвиту и суриековский горизонт ерунаковской подсвиты. Именно эти горизонты кольчугинской свиты в южной части Кузнецкого бассейна отличаются высокой карбонатностью.

Литогенетические исследования, проведенные в Кузбассе Ю. А. Жемчужниковым и Е. П. Брунс в 1938—1940 гг., посвященные условиям осадконакопления и угленакопления, осветили до некоторой степени условия накопления кластогенных осадков, с одной стороны, и биогенных, — с другой¹.

Хемогенные осадки в угленосной толще Кузбасса до сих пор не получили соответствующего освещения в литературе, хотя эти осадки занимают вполне определенное место среди других осадков кольчугинской свиты, и выяснение их генезиса может пролить свет на условия осадконакопления всей свиты.

Основной задачей работы являлось выделение генетических типов карбонатных пород не изолированно, а в неразрывной связи с кластическими породами, с которыми они составляют непрерывный генетический ряд, отражающий как гидродинамические, так и гидрохимические условия в бассейне, где образовался осадок.

При изучении отдельных разрезов в поле я пользовалась применяемым в литологических исследованиях угленосных отложений методом фашиально-циклического анализа. Удобство этого метода заключается в том, что при установлении определенной закономерной повторяемости сходных по своему литологическому строению серий слоев в очень мощной свите можно не изучать детально (с отбором образцов для всевоз-

¹ Угли мы относим к категории биогенных осадков.

можных анализов) всего разреза свиты, а ограничиться изучением характерных для различных отрезков свиты серий слоев (циклов).

При сборе материала в естественных обнажениях и в открытых выработках большое значение придавалось наблюдениям над условиями залегания карбонатных пород, формами контактов и соотношениями в разрезе с кластическими породами и углями, текстурой, формой залежи и т. д. Материалы буровых скважин (керны) были использованы в тех местах, где нет естественных обнажений и открытых выработок для сравнения, а также при установлении определенных маркирующих слоев по ряду скважин.

В процессе камеральной обработки материал изучался под микроскопом и подвергался химическим и термическим анализам.

Оптическими наблюдениями в тонкодисперсных породах, каковыми являются наши породы (величина частиц от 0.001 до 0.005 мм), нельзя категорически определить минеральный состав карбонатной части. Лишь по трещинам и пустотам очень редко можно было наблюдать более крупнокристаллические минеральные агрегаты. Отдельные зерна были извлечены и определялись иммерсионным методом. По этим причинам большое внимание в работе было уделено химическим анализам; было сделано 120 анализов карбонатных пород в центральной химической лаборатории Института геологических наук АН СССР и в химической лаборатории Министерства геологии.

Данные химических анализов получались, как обычно, в форме окислов. В дальнейшем мы переходили от окисной формы к минеральному составу путем пересчетов по общепринятой методике. Параллельно с химическими анализами образцы с наиболее высоким содержанием MgO и FeO были подвергнуты термическому анализу в лаборатории экспериментальной петрографии Института геологических наук АН СССР под руководством А. И. Цветкова, которому выражаю сердечную благодарность за оказанную помощь и консультацию в работе.

1. Литологическая характеристика ильинской подсвиты и суриековского горизонта

Разрез кольчугинской свиты в обследованных нами участках, а также по литературным данным в других районах Кузбасса везде складывается довольно монотонным чередованием глинистых и тонкопесчаных пород, включающих прослойки углей нерабочей и небольшой рабочей мощности. Частое чередование пород, близких по своему гранулометрическому составу и связанным постепенными переходами, нарушается иногда появлением прослоек среднезернистых и крупнозернистых песчаных пород.

Периодичность чередования в разрезе сходных по своему строению серий слоев была подмечена предшествовавшими исследователями (Е. П. Брунс, Ю. А. Жемчужниковым, Т. П. Радченко и другими). Каждая такая серия представлена кластическими породами различного гранулометрического состава (песчаниками, алевролитами, аргиллитами). Диапазон изменений гранулометрического состава в пределах одной серии слоев в нижней части разреза очень невелик (от песчаных алевролитов до аргиллитов), в более высоких горизонтах он шире и включает мелкозернистые и среднезернистые песчаники.

Как уже отмечалось нами выше, хемогенные породы ранее специально не изучались; между тем хемогенные образования в разрезе ильинской подсвиты и суриековского горизонта играют очень большую роль. Не будет преувеличением сказать, что изученный нами разрез состоит почти сплошь из карбонатных или в различной степени карбонатизированных пород.

В различных процентных содержаниях карбонат содержится в цементе песчаников и алевролитов, образует своеобразные конкреции разно-

образной величины и формы, пропитывает древесные обломки. Как при описании, так и при химическом изучении мощной толщи периодически повторяющихся серий пород (циклов) мы ограничились наиболее характерными циклами. Ниже мы приводим описание пород, слагающих такой цикл, типичный для средней части разреза ильинской подсвиты у села Казанкова. Цикл описан снизу вверх в порядке убывающей смены гранулометрического состава:

1. Песчаники мелкозернистые, светлосерого и буроватосерого цвета, плитчатые; характеризуются тонкой горизонтальной и сложноволнистой слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием разностей различного гранулометрического состава и подчеркивается присыпками тонкой растительной пыли и мелкого детрита на плоскостях наслоения. В песчаниках наблюдаются также прослойки песчаного алевролита часто линзовидной формы. Растительные остатки встречаются в виде мелких обрывков плохой сохранности. Форма зерен преобладает угловато-окатанная, диаметр 0.05—0.25 мм. Состав однообразен — кварц, полевые шпаты, обломки пород. Мелкие включения углистого вещества равномерно распределены по всей массе породы. Цемент контактный и цемент пор глинисто-карбонатный. Карбонаты преимущественно в мелко-агрегатных скоплениях представлены кальцитом, в меньшем количестве — сидеритом; мощность 0.5—1.5 м.

2. Алевролиты песчаные (иногда непосредственно сменяют песчаники в разрезе, иногда их замещают) серого цвета, неровного излома, форма зерен угловато-окатанная, текстура беспорядочная. Состав зерен подобен описанному для песчаников, но несколько увеличивается количество устойчивых минералов. Слоистость аналогична наблюдавшейся в песчаниках. Растительные остатки находятся в виде детрита и мелких обрывков плохой сохранности. Скоплениям растительных обрывков сопутствуют образования сидерита, который развивается в виде бесформенных или сферических агрегатов; мощность 0.5—1.0 м.

3. Алевролиты связаны постепенными переходами с песчаными алевролитами, с которыми они тонко переслаиваются, иногда содержат тонкие прослойки аргиллита и сидерита мощностью 1—2—5—10 см. Цвет их более темный, чем песчаных алевролитов, излом раковистый и скорлуповатый с шероховатой поверхностью.

Эти породы характеризуются различными типами слоистости: 1) слоистость непрерывная, горизонтальная, иногда комбинирующаяся с волнистой, 2) линзовидная слоистость, 2) прерывистая горизонтальная и слегка косая слоистость со срезанием одних прослоек другими.

Включения растительных остатков встречаются то в виде отдельных стеблевых и листовых частей (кордаитов и хвощей) хорошей сохранности, то в виде неопределимых обрывков.

Линзовидные прослойки сидерита часто приурочиваются к скоплениям растительных остатков хорошей сохранности. В общей массе эти породы в той или иной степени карбонатны.

4. Алевролиты неслоистые, более светлого серого цвета с неровным изломом встречаются преимущественно в почве угольных пластов. Растительные остатки в них обычно плохой сохранности, представляют обрывки хвощей, бесформенные скопления слепка обугленных неопределимых обрывков. Иногда встречаются весьма характерные для этих пород остатки корневой системы длиной максимально до 10—15 и толщиной 0.5—1.0 см. Основная масса этих пород почти не карбонатна, но в них часто наблюдаются желваки и неправильной формы включения сидерита, иногда представляющие заполнение корневых пустот; мощность 0.1—0.6 м.

5. В некоторых случаях непосредственно в почве угольного пласта или карбонатизированного слоя, занимающего его место, залегают углистые аргиллиты. Чаше же такие углистые аргиллиты находятся между

прослоями угля в сложном пласте и непосредственно в кровле его. Это неслоистые (микрослоистые) породы почти черного цвета, содержащие большое количество тонких углистых включений и витринизированные растительные остатки. В верхних частях слоя аргиллиты постепенно теряют углистые включения и переходят иногда в нормальные аргиллиты; мощность 0.1—0.5 м.

6. Угли каменные полублестящие, мощностью 3—5—20 см, часто содержат карбонатные фотоконкреции разнообразной величины и формы, так называемые «угольные почки». Конкреции образуют иногда сплошные пластовые залежи, представляющие скопления карбонизированной растительной массы. Такие слои карбонатных фитоконкреций в разрезе ильинской подсвиты иногда занимают место маломощного пласта; мощность 0.05—0.4 м.

7. Аргиллиты представляют чрезвычайно тонкие неслоистые и микрослоистые породы темносерого цвета с чешуйчатой текстурой. Наряду с большим количеством растительных остатков (отпечатки мелких листьев кордантов, тонкие веточки хвощей, семена и т. д.) в аргиллитах наблюдаются скопления раковин пелеципод и остракод. У раковин пелеципод часто сохраняются обе створки, сомкнутые или распластанные иногда перпендикулярно наслоению. Мощность слоев аргиллитов колеблется от нескольких сантиметров до 1.0—1.5 м.

8. Непосредственно над аргиллитами и часто с аргиллитами в кровле залегают прослойки мергелей мощностью от 0.1—0.2 до 1.0—1.5 м. Это плотные массивные, довольно тяжелые породы с землистым или раковинистым изломом темносерого цвета, лишенные слоистости или с чрезвычайно тонкой горизонтальной слоистостью (микрослоистостью); они пронизаны трещинами, заполненными кристаллическим карбонатом. Растительные остатки встречаются редко. Иногда под микроскопом удается обнаружить редкие раковины тонкостворчатых остракод. При действии холодной HCl они вскипают слабо или почти не вскипают.

9. Выше мергелей или аргиллитов залегают тонкие глинистые алевролиты темносерого цвета, иногда тонкополосчатые с чередованием темных и светлых полосок. Слоистость в алевролитах очень тонкая горизонтальная, иногда слабо волнистая. Растительные остатки встречаются редко, иногда удается найти отдельные раковины пелеципод не всегда хорошей сохранности. В этих породах довольно обычны прослойки сидерита мощностью от долей до 5—10 см. Сидерит образует также конкреции, располагающиеся в виде цепочек (фиг. 6, 7). В общей массе порода сильно карбонатна. Мощность алевролитов колеблется от 0.3—0.5 до 1.5—2.0 м.

Таковыми алевролитами обычно заканчивается полный цикл слоев. Выше последовательность слоев повторяется вновь в том же порядке. Такая периодически повторяющаяся последовательность слоев, представленных породами совершенно определенных фациальных типов, очень характерна для средней части разреза ильинской подсвиты. Нам удалось это наблюдать у сел Казанкова, Терентьевское, Тихоновка в естественных обнажениях и выработках. Есть основания полагать, что подмеченные нами особенности характеризуют вообще эту часть разреза ильинской подсвиты на юге Кузбасса.

Описанная последовательность слоев составляет так называемый полный цикл. Нужно заметить, что в природе мы далеко не всегда встречаем такую полную последовательность слоев. Отдельные звенья (слои) часто выпадают. Они либо вовсе не отлагаются, либо уничтожаются размывом.

Неполные («недоразвитые») циклы особенно характерны для нижней части разреза ильинской подсвиты; в средней части разреза наблюдаются более полные циклы; для верхней части разреза ильинской подсвиты и низов суриковского горизонта ерунаковской подсвиты характерно

спорадическое возрастание мощностей отдельных серий (циклов). Такое увеличение мощностей происходит преимущественно за счет появления нового звена — мощных среднезернистых песчаников. Так, например, в верхней части разреза у села Казанкова среди периодически повторяющихся серий слоев общей мощностью до 5 м появляется пласт среднезернистого песчаника мощностью в 23 м (фиг. 1). Такие мощные песчаники начинают встречаться все чаще в верхах ильинской подсвиты и в низах суриековского горизонта.

В связи с этим, а отчасти также при некотором увеличении мощности других слоев мощность отдельных циклов в суриековском горизонте достигает 25—30 м, но наряду с этим имеют место циклы мощностью в 5.0—10.0 м.

Мощные песчаники всегда залегают в разрезе с размывом нижележащих слоев (фиг. 2).

В основании каждого цикла в верхах ильинской подсвиты и в суриековском горизонте часто залегают слои тонкого песчаника массивной толстоплитчатой текстуры и несколько более светлого цвета, нежели другие породы. По гранулометрическому составу они могут быть отнесены к среднезернистым, скорее разноезернистым песчаникам; в них залегают также многочисленные прослойки и линзы гравия и галечника. Слоистость косая и перекрестная (фиг. 3).

Часто находятся включения крупных растительных остатков в виде грубых обрывков листьев различной степени сохранности и минерализованных древесных стволов диаметром до 0.3—0.4 м и длиной до 1.5—2.0 м. Нередко встречаются крупные обломки мергелей, а также окатанные конкреции лимонита.

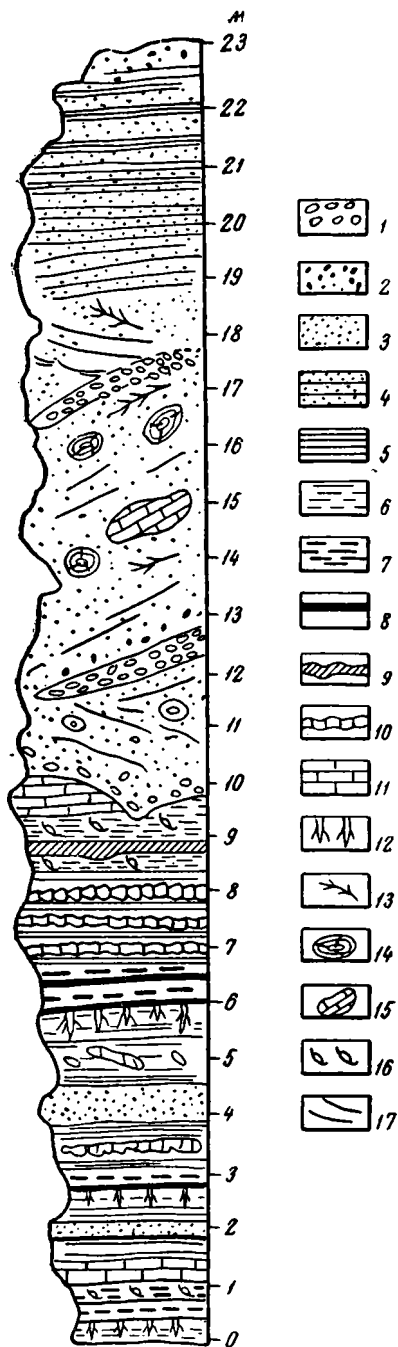
Минеральный состав песчаников довольно пестрый: кварц, полевые шпаты и обломки преимущественно эффузивных и кремнистых пород; обломки пород составляют свыше 50% всех зерен. Окатанность зерен средняя. Цемент песчаников карбонатный и глинисто-карбонатный составляет от 10 до 40% всей массы породы. Цемент базальный. Многие песчаники этого типа могут быть названы известковыми песчаниками.

Среднезернистые песчаники выше в разрезе суриековских циклов сменяются мелкозернистыми песчаниками с мелкоплитчатой текстурой, переслаивающимися с алевролитами. Сортировка зерен лучше, чем в среднезернистых песчаниках (связана со слоистостью). Слоистость тонкая, частая, горизонтальная, прерывистая со сгущением и разрежением слоев, с легким срезанием одних прослоек другими. Характер слоистости в алевролитах тот же, что и в песчаниках, только слоистость соответственно тоньше. Встречаются мелкие обрывки хвощевых, которые скопляются на плоскостях наложения. Крупные обломки растений отсутствуют. Иногда наблюдается довольно тонкое чередование прослоек песчаника, алевролита и артиллита. Мощность отдельных прослоек 0.01—0.1 м. Характерно, что слоистость в этих породах очень непостоянна, меняется на коротком расстоянии. Мощность такого комплексного слоя от 0.5 до 5.0 м.

В ильинской подсвите такие отложения вовсе не встречались, в низах суриековского горизонта находятся не всегда. В нижней части суриековского горизонта породы, которые мы наблюдали в ильинской подсвите, встречаются в такой же последовательности и литологически имеют такой же характер.

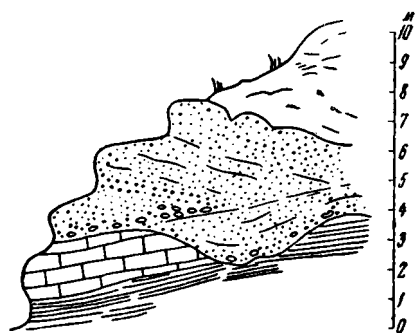
Все вышеописанные породы характеризуются рядом литогенетических признаков, которые отражают определенные фациальные условия. Мы не будем останавливаться на всех признаках, так как это не входит в задачу нашего исследования. Они достаточно подробно освещены в работе Е. П. Брунс и Ю. А. Жемчужникова. Разберем здесь более подробно только один признак — карбонатность пород.

Произведенное в поле послынное опробование всех пород разреза соляной кислотой, подкрепленное изучением под микроскопом, химическими

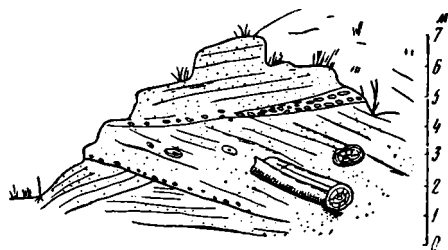


Фиг. 1. Схема строения верхней части ильинской подсвиты

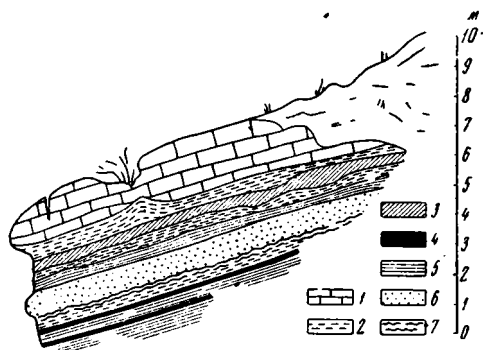
1 — конгломерат, 2 — песчаник крупнозернистый и среднезернистый, 3 — песчаник мелкозернистый, 4 — алевролит песчаный, 5 — алевролит, 6 — аргиллит, 7 — углистый аргиллит, 8 — угольный пласт, 9 — слой карбонатных фитоконкреций, 10 — слой сидеритовых конкреций, 11 — мергель, 12 — корневые остатки, 13 — остатки стеблей и листьев, 14 — минерализованные остатки стволов, 15 — обломки карбонатных пород, 16 — фауна пелеципод, 17 — направление слоистости



Фиг. 2. Контакт песчаников с нижележащими слоями



Фиг. 3. Характер слоистости и включений в разнозернистых песчаниках



Фиг. 4. Форма залегания пласта мергеля

1 — мергель, 2 — аргиллит, 3 — угольная почка, 4 — уголь, 5 — алевролит, 6 — песчаник, 7 — сидерит

и термическими анализами, позволяет нам утверждать, что породы ильинской подсветы и суриековского горизонта все или почти все карбонатны в той или иной степени. Так, кластические породы (аргиллиты, алевролиты, песчаники) содержат в цементе и редких обломках зерен карбонат в количестве от 5 до 30%. Породы хемокластические (карбонатные алевролиты, мергели и сидериты) содержат карбонат в количестве от 30 до 80%. В чистых карбонатных конкрециях содержание карбоната достигает 90—98%.

Наименьшей карбонатностью характеризуются два типа пород: тонкие аргиллиты с фауной пелеципод, часто ассоциирующиеся с мергелями, и неслоистые алевролиты в почве угля.

Карбонаты кальция, магния и железа, с одной стороны, равномерно распределены в породах разреза; с другой,— образуют концентрации, разнообразные как по количеству, так и по форме.

Если мы возьмем весь разрез в целом, то не будем наблюдать какого-либо закономерного изменения карбонатности в нем, если же обратимся к отдельным участкам разреза, определенным периодически повторяющимся комплексам пород (циклом), то в пределах такого комплекса можно заметить изменения карбонатности пород как количественно, так и качественно. Так, в маломощных песчаниках нижних частей циклов ильинской подсветы карбонатный цемент состоит из кальцита с большой примесью сидерита. В вышележащих алевролитах в цементе всегда наблюдается небольшое количество кальцита и сидерита. Кроме того, в алевролитах сидерит образует концентрации в виде тонких прослоек и конкреций.

В вышележащих, обычно неслоистых, алевролитах карбонатность основной массы пород очень слаба, но наблюдаются концентрации сидерита в виде конкреций, связанных с ходами корневой системы. Наконец, как уже отмечалось выше, в самом угольном пласте находятся часто карбонатные конкреции различного состава (доломитовые, сидеритовые).

В кровле угольного пласта в одних случаях залегают слабо карбонатные аргиллиты и связанные с ними мергели, часто доломитовые, в других — залегают непосредственно алевролиты, имеющие значительную примесь карбоната кальция и железа в цементе и содержащие концентрации сидерита в виде прослоек, линз и конкреций. Такие обогащенные сидеритом алевролиты встречаются также и выше пластов мергелей.

Остановимся более подробно на породах с повышенной концентрацией карбонатов.

Мергели. Макроскопически мергели представляют тонкозернистые плотные, более или менее однородные породы серого с голубоватым оттенком цвета с неровным иногда раковистым, иногда землистым изломом. Они напоминают по внешнему виду известняки. Некоторые разности хорошо вскипают при действии холодной HCl, другие не вскипают или слабо вскипают в порошке. Удельный вес их заметно меньше, чем удельный вес сидеритов. От сидеритов они отличаются еще и тем, что мергель, как правило, не содержит на выветрелой поверхности бурой корочки водных окислов железа, очень типичной для сидеритов.

Форма залегания мергелей: 1) пласты выдержанной мощности от нескольких дециметров до 1.5 м; 2) крупные конкреции эллипсоидальной формы мощностью 0.3—0.4 м, длиной 1.5—2.5 м (фиг. 4); 3) плоские лепешковидные желваки длиной до 10—15, толщиной 1—2—3 см.

Крупные конкреции являются, вероятно, сингенетическими или образовались в ранней стадии диагенеза осадка. Подтверждением возможности такого происхождения служит выдерживающаяся во всех случаях ориентировка конкреций длинной осью эллипса параллельно напластованию и полное отсутствие конкреций с направлением, перпендикулярным к напластованию, или косым в связи с какими-либо трещинами. Наблюдаются случаи изгиба слоев над конкрециями и у края конкреций.

Иногда конкреции располагаются четковидно, причем между ними нередко наблюдается тонкий мергельный слой, соединяющий их.

Пласты мергелей прослеживаются по простиранию на 100—200 м, иногда и более. Но так как об их выдержанности можно судить только по канавам и буровым скважинам, трудно сказать, представляют ли они один слой или ряд разобщенных линз, приуроченных к одному слою. Как уже отмечалось выше, слои мергелей ассоциируются в разрезе с тонкими аргиллитовыми породами, залегающими в почве и кровле их. Мергельные конкреции также обычно встречаются в аргиллитах или в тонких алевролитах, карбонатность которых минимальна.

Мергели в пластах и конкрециях иногда обладают четко выраженной текстурой *cone in cone*. Такая текстура проявляется обычно и в мало-мощных внешних корочках на поверхности породы. Мы можем наблюдать вложенные друг в друга конусы различных размеров — от нескольких миллиметров до сантиметров. Такие конусы, в свою очередь, состоят из более мелких, вплоть до таких, которые обнаруживают свою текстуру только под микроскопом. Эти конусы состоят из чередования карбонатных и глинистых прослоек. Карбонатные прослойки имеют волокнистое строение с микроскопической текстурой, определяемой соответствующей ориентировкой частиц. Волокна ориентированы в некоторых случаях параллельно оси конуса, в других — параллельно образующей.

Под микроскопом основная масса мергелей представляет тонко дисперсный, ближе не определяемый карбонатно-глинистый материал, величина частиц которого колеблется обычно от 0.001 до 0.002 мм; лишь по трещинкам и в пустотках очень редко можно наблюдать более крупнокристаллические агрегаты кальцита, доломита и сидерита. Кроме того, в шлифах встречаются раковины остракод, заполненные более крупнокристаллическим кальцитом.

Близкие по составу к мергелям известковистые алевролиты представляют микроскопически тонкое чередование карбонатного и глинистого материала.

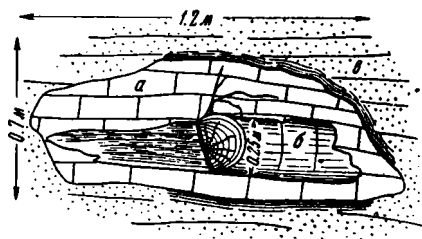
Сидериты макроскопически выглядят как очень плотные твердые породы с большим удельным весом синевато-серого и коричневатого-серого темного цвета, с раковистым изломом, иногда с призматической или скорлуповатой отдельностью. На выветрелых поверхностях наблюдается бурое окрашивание и корочка лимонита толщиной от нескольких миллиметров до 1.0—1.5 см. В слабом растворе холодной соляной кислоты сидериты вскипают незначительно или совсем не вскипают, но вскипают в порошке.

Форма залегания сидеритов — слои и линзы очень небольшой мощности от долей до 3—15 см. Такие прослойки сидерита заключены обычно в тонких слоистых алевролитах, которые, в свою очередь, содержат в цементе небольшое количество карбоната железа. В свежих обнажениях и горных выработках они плохо отличаются от вмещающих алевролитов, но при выветривании с поверхности окисляются и приобретают характерную желтоватую окраску. При внимательном рассмотрении можно наблюдать, что прослойки сидерита не совсем совпадают со слоистостью в алевролитах, а секут ее под небольшим углом (фиг. 8). По простиранию эти прослойки и линзы выдерживаются плохо.

Такая форма залегания наиболее распространена в разрезе. Количество прослоек иногда очень велико, достигая 10—20 в 1 м. В естественных обнажениях происходит почти полная лимонитизация сидерита. Почти всегда в обнажениях слои и линзы сидерита разбиты трещинами отдельности на призмы. Под влиянием выветривания углы призм сглаживаются, и слой представляется состоящим из отдельных желваков, которые даже разобщаются между собой.

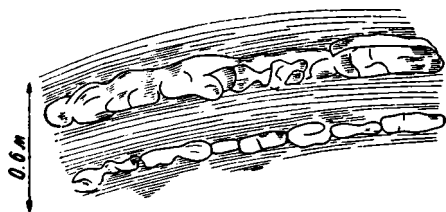
Это явление, обязванное своим происхождением совокупности двух факторов, — отдельности и выветривания — создает впечатление другой

формы залегания в виде отдельных желваков, образующих цепочки или пояски (см. фиг. 6, 7). Конечно, эти наши наблюдения вовсе не отрицают существования желваков и конкреций, которые также довольно часто встречаются в разрезе. Чаще такие конкреционные образования приурочены к растительным остаткам (обломки стеблей и листьев), вокруг которых они концентрируются. Форма таких конкреций очень разнообразна. Иногда это плоские лепешкообразные желваки, почковидные стяжения, небольшие конкреции сферической или эллипсоидальной формы, иногда полые изнутри, неправильной червеобразной формы стяжения, представляющие, вероятно, заполнение ходов корней. Были встречены крупные конкреции длиной до 1.5 м, внутри которых заключены ядра древесных стволов (фиг. 5).

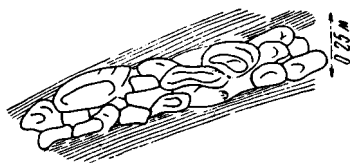


Фиг. 5. Мергельная конкреция с ядром древесного ствола

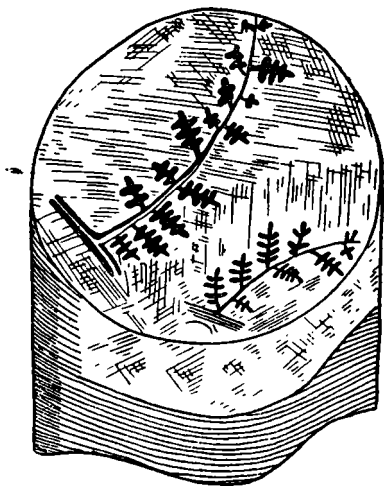
а — мергель, б — минерализованный остаток ствола, в — песчаник



Фиг. 7. Пояски сидеритовых конкреций



Фиг. 6. Слой сидеритовых конкреций



Фиг. 8. Конкреция сидерита с отпечатками папоротника в тонкослонстом аргиллите

Иногда мы встречаем сидериты в виде крупных линз и прослоек мощностью 1.0—1.5 м. Химические анализы показали, что эти породы нужно относить скорее к сидеритовым мергелям.

Микроструктура сидеритов или пелитоморфная или микрозернистая, сгустковая, изредка сферолитовая. В породах с небольшим содержанием карбоната железа (сидеритовые алевриты, песчаники с сидеритовым цементом) сидерит распределяется неравномерно в основной массе, образуя сгустковые агрегаты.

Совершенно особую категорию карбонатных образований в разрезе ильинской подсвиты и суриековского горизонта представляют так называемые карбонатные фитоконкреции.

Эти чрезвычайно своеобразные образования часто связаны непосредственно с угольными пластами. Они залегают в угле в виде линз неправильной или удлинённой формы. Карбонатные фитоконкреции в угле известны уже давно; в английской литературе они получили название

coal balls. В нашей литературе им присвоено М. Д. Залесским (4) и Ю. А. Жемчужниковым (3) название «известковых почек» или «угольных почек».

Строение, условия залегания, распространение и происхождение «угольных почек» в угольных пластах ерунаковской подсвиты изучались В. С. Яблоковым.

В разрезе ильинской подсвиты и суриковского горизонта карбонатные фитоконкреции образуют часто целые пластовые скопления, которые прослеживаются в обнажениях иногда непрерывно на протяжении 20—40 м (Терентьевское обнажение, Суриковское обнажение). Такие пластовые залежи часто занимают место маломощного угольного пласта. Мощность этих образований колеблется от долей сантиметра до 0.2—0.5 м и значительно превышает обычную мощность соответствующего им угольного пласта в четыре-пять раз (по данным Е. П. Брунс). Мощность меняется часто в пределах одного слоя, достигая 0.5 м в раздувах и на коротком расстоянии, в пережимах, падая до нуля. Макроскопически выделяется два типа конкреций:

1) Тяжелые, очень твердые плотные плиты темносерого цвета с коричневым оттенком. Структура их тонкозернистая, основная масса состоит из тонкоизмельченного растительного материала, листовых и стеблевых частей, располагающихся горизонтально, обнаруживая слоистость. На поверхности этих плит часто заметны отпечатки листьев, стеблей, веток. В ряде случаев имеются включения фюзена и линзочки витрена. На поверхности наслоения, а также внутри конкреций наблюдаются иногда обильные выделения серного колчедана.

2) В тонкослоистой неплотной основной массе, состоящей из витренизированных и минерализованных листовых частей, наблюдаются включения крупных древесных остатков, минерализованных стволов и корней диаметром до 0.2 м и более, длиной до 1.5 м (фиг. 10). Располагаются они обычно горизонтально или слабо наклонно, но в ряде случаев наблюдались включения крупных широких пней, стоящих вертикально (перпендикулярно к слоистости) (фиг. 9). Многочисленные трещины и пустоты в этих породах заполнены кристаллическими выделениями карбонатов и включениями серного колчедана.

Микроскопическое изучение показало, что эти породы представляют скопление растительных остатков, инкрустированных или целиком замещенных карбонатом. Часто растительные остатки сохраняют все особенности анатомического строения тканей. Строение тканей позволяет судить о том, что исходный растительный материал давали остатки кордаитов.

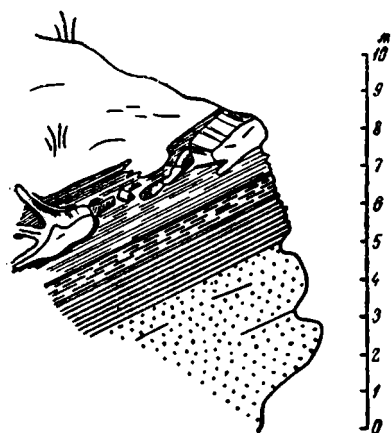
Химический состав этих конкреционных образований очень разнообразен: произведенные химические анализы показали наличие разных типов конкреций. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Данный выше литологический анализ позволяет нам в самых общих чертах наметить закономерности в изменении карбонатности пород в разрезе ильинской подсвиты и суриковского горизонта.

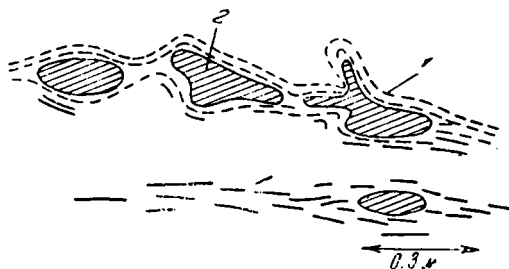
Весь разрез в целом, как уже неоднократно упоминалось выше, слагают породы, содержащие примесь карбонатов в различных количествах и различающихся качественно. Наблюдается периодичность в изменении характера карбонатности в разрезе. Так, например, периодически появляются определенные и довольно постоянные по составу концентрации карбонатов кальция и магния в слоях и пластовых конкрециях мергелей, а также пластовые залежи карбонатных фитоконкреций и других.

В пределах одного цикла можно наблюдать некоторую закономерность в изменении количества и состава карбонатных примесей, а также зависимость или связь характера карбонатности с рядом литологических признаков: гранулометрическим составом, характером слоистости, включений флоры и фауны и способом их захоронения. Так, прослойки и конкреции мергелей и сидеритов с высокой концентрацией карбонатов

кальция, магния и железа приурочены к породам тонкозернистым — тонким алевролитам и аргиллитам. Слоистость в этих породах чрезвычайно тонкая, горизонтальная, иногда наблюдается микрослоистость. Растительные остатки встречаются не часто, но отличаются хорошей сохранностью. Раковины пелеципод с сомкнутыми створками располагаются иногда перпендикулярно к наслоению, т. е. в прикрепленном положении. Весь комплекс перечисленных признаков говорит о каких-то очень спокойных (мало динамичных) условиях отложения осадка.



Фиг. 9. Карбонатные фитоконкреции



Фиг. 10. Карбонатные фитоконкреции

1 — витрифицированные обрывки коралитов, 2 — минерализованные обломки стволов

В горизонтах фитоконкреций наблюдаются отмечавшиеся нами выше отдельные случаи захоронения пней перпендикулярно слоистости. В главной массе карбонатизированный мелкий растительный материал располагается горизонтально, обнаруживая слоистость. Очень важно отметить, что нерастворимый минеральный остаток в этих породах очень незначителен — достигает долей процента, редко 5—7. Растительные остатки в конкрециях часто имеют очень хорошую сохранность.

В кластических породах более грубого гранулометрического состава (песчаных алевролитах, песчаниках), характеризующихся различными, часто меняющимися типами слоистости, включения растительного материала располагаются неравномерно; сохранность его чаще плохая, остатки фауны встречаются редко и в раздробленном виде; в таких породах, образовавшихся в условиях водной среды со значительно большей динамикой, карбонаты не дают больших концентраций, и содержание их в цементе очень неравномерно.

Таким образом, если расчленять разрез на отдельные комплексы (циклы) и начинать каждый цикл породами наиболее крупного гранулометрического состава, увеличение концентраций карбоната, связанное всегда с породами более тонкими, приурочивается к верхним частям циклов. Слои мергелей встречаются обычно выше угольных пластов, и не отмечено ни одного случая нахождения мергелей ниже угля в цикле. Сидеритизация наблюдается во всех частях комплекса, но наибольшие концентрации наблюдаются ближе к верхним его частям.

2. Генетические типы карбонатных пород и условия их образования

Учитывая, в первую очередь, химический состав изучаемых пород, мы попытаемся разделить их на определенные типы.

Количество минерального нерастворимого остатка в наших карбонатных породах во многих случаях превышает 25%. Придерживаясь принятых классификаций карбонатных пород², породы, содержащие 50%

² Например, по схеме С. Г. Вишнякова, приводимой Л. В. Пустоваловым.

Химический состав мергелей и известняков ильинской подсыты и сурнековского горизонта

№ по пор.	№ обр.	Название породы	Местонахождение	Нераствор. минер. остат.	CO ₂	CaO	MgO	FeO	R ₂ O ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO силикатн.
1	Б 19/31	Мергель доломитовый	Байдаевское	25.84	31.11	23.32	12.07	5.61	3.28	41.40	24.38	0.45
2	К/261	» »	Казанковское	26.54	32.03	22.32	11.43	5.42	0.34	39.83	29.38	0.25
3	К/258	» »	»	24.13	32.90	23.61	11.47	5.22	0.45	42.13	21.46	1.21
4	К/282	» »	»	25.03	32.30	22.67	11.72	6.27	—	40.45	20.45	1.94
5	К/283	» »	»	25.86	31.75	23.40	10.74	5.60	0.34	41.78	19.07	1.62
6	К/235	» »	»	32.54	27.90	30.28	2.11	4.51	0.31	54.04	2.64	0.85
7	Б 19/132	» сидеритовый	Байдаевское	35.24	23.66	11.13	5.03	18.62	4.37	19.86	6.82	1.77
8	Б/13/21	» »	»	31.00	28.36	27.76	4.30	5.42	4.88	49.54	7.53	0.70
9	К 6/84	» сидеритово- доломитовый	Карагайлинское . .	34.00	25.90	15.96	5.24	13.84	3.36	20.63	9.82	0.98
10	К 27/85	То же	» . .	29.68	28.45	19.20	5.90	15.47	1.47	34.26	9.31	0.95
11	Б 1/78	» »	Байдаевское	35.68	26.25	21.27	5.42	7.64	2.84	37.96	8.72	1.25
12	Б 7/16	» »	»	36.02	25.60	23.48	4.60	6.69	0.85	41.90	7.82	0.86
13	К 36/84	Мергель	Карагайлинское . .	44.60	22.45	23.76	1.86	6.54	0.16	42.40	2.15	0.84
14	Т/28	»	Терентьевское . . .	26.60	29.60	35.02	0.70	3.78	3.72	62.50	—	0.70
15	Е/224	» сидеритовый	Ерунаковское . . .	36.32	27.60	20.48	8.04	6.54	—	36.55	14.24	1.23
16	К 38/84	» глинистый	Карагайлинское . .	52.24	18.80	17.73	2.32	7.36	0.84	31.64	2.44	1.04
17	128/122	Известняк	Байдаевское	1.84	38.56	45.57	1.91	3.28	1.14	81.32	4.00	—

нерастворимого остатка, мы относили к известнякам или сидеритам в зависимости от состава карбонатов; породы, содержащие от 5 до 25% нерастворимого остатка, величина частиц которого, видимых под микроскопом, не превышает 0.002—0.005 мм, мы относили к глинистым известнякам и глинистым сидеритам при соответствующем составе карбонатов; породы, содержащие от 25 до 50% нерастворимого остатка, относятся нами к мергелям. При наличии нерастворимого остатка от 50 до 70% мы имеем глинистые мергели. Содержание в мергелях MgO (до 12%) и FeO (до 15%) позволяет нам выделить мергели доломитовые и мергели сидеритовые; в случае сложного состава мы получаем мергели доломитово-сидеритовые (таблица 1). В сидеритах и глинистых сидеритах содержание FeO обычно колеблется от 20 до 45%, содержание MgO не больше 3%. В некоторых сидеритах находится иногда значительное количество MgO (от 3 до 7%).

Тонкозернистые породы — алевролиты, в которых нерастворимый остаток составляет от 70 до 90%, а карбонатная часть представлена карбонатами кальция и железа в различных соотношениях, в зависимости от преобладания того или иного компонента, мы будем относить к известковым или известково-сидеритовым алевролитам (таблица 3). Аналогично с алевролитами, по характеру цемента, мы можем разделить песчаники на известковистые и известково-сидеритистые песчаники (таблица 3). Количество цемента в песчаниках изученного разреза варьирует от 10 до 40%.

Для выяснения условий осадконакопления решающее значение имеет то, к каким образованиям — сингенетическим или диагенетическим — относится порода. Руководствуясь этим принципом, мы выделяем две группы пород: группа I — породы с карбонатным цементом сингенетического происхождения; группа II — породы с цементом диагенетического происхождения. Эти главные группы не охватывают собой все типы карбонатных пород разреза: существует ряд пород, генезис которых сложный, но на данном этапе изучения не представляется возможным выделять их в группы.

Группа I. К этой группе можно отнести очень ограниченный ряд пород — известняки и мергели. Известняки и мергели залегают, как уже описывалось выше, в виде пластов выдержанной мощности от нескольких дециметров до 1.5—2.0 м (фиг. 2 и 4) и крупных конкреций эллипсоидальной формы, соединяющихся нередко тонкой мергельной прослойкой. Конкреции имеют величину 0.3—0.4 м $\times$ 1.5—3.0 м; пласты прослеживаются по простиранию на 100—200 м и более.

Большой интерес представляет химический состав этих пород. Породы, содержащие около 25% минерального нерастворимого остатка, от 10 до 50% CaO , 3% MgO и 5% FeO , мы относим к чистым известнякам и мергелям (таблица 1). Породы, в которых содержание MgO достигает от 3 до 12% при содержании FeO свыше 5—7%, мы относим к мергелям доломитовым. Химический состав таких мергелей удивительно постоянен (таблица 1). Это доказывается анализами образцов, взятых из различных мест как по мощности, так и по простиранию пластов. Интересно отметить, что очень сходный состав имеют доломитовые мергели и в разных участках разреза по вертикали, в верхах ильинской подсвиты и в сурнековском горизонте. Встречающиеся значительно реже слои мергелей в турновском горизонте характеризуются аналогичным химическим составом, насколько можно судить по имеющимся в нашем распоряжении материалам по Байдаевскому, Соколовскому и Карагайлинскому местонахождениям, по району селений Казанкова, Терентьевского и Тихоновка в бассейне р. Усат. Все эти районы тяготеют к южной части Кузнецкого бассейна.

Данные термического анализа вполне согласуются с химическим составом.

Термограммы всех этих пород чрезвычайно однотипны (фиг. 11, I, II).

На кривых нагревания отмечаются четкие остановки при t 700—720° и 820—850°. Первая из этих остановок отвечает диссоциации доломита на свободные молекулы CaCO_3 и MgCO_3 , вторая — диссоциации кальцита.

Полученные кривые отличаются от кривых нагревания, которые приводятся, например, в работах Л. Г. Берга и других (1); (фиг. 11, I, II).

Несколько отличная форма кривых нагревания наших мергелей объясняется большим количеством минерального нерастворимого остатка в наших образцах, что безусловно отражается на соответствующей кривой. Наша кривая является своего рода результирующей, полученной при интерференции.

Породы, содержащие 16—20% CaO , 5—8% MgO и 10—20% FeO , называемые нами сидеритово-доломитовыми мергелями, дают сложную кривую нагревания с тремя остановками при t 580, 700 и 820° (фиг. 11, VI, VI). Остановка при t 580° характерна для сидерита (такие породы встречены в Байдаевском, Карагайлинском, Казанковском и Ерунаковском разрезах).

Не останавливаясь подробно на образовании известняков и мергелей, не содержащих магнезиальной примеси, механизм которого довольно понятен, мы перейдем к выяснению условий образования магнезиальных мергелей.

При выяснении этих условий, в первую очередь, встает необходимость доказательства сингенетичности этих образований. Такими доказательствами могут быть:

1) форма залегания в виде пластов, довольно хорошо выдерживающихся по простиранию, или в виде послойных крупных конкреций с длинной осью эллипса, ориентированной по простиранию; 2) наблюдавшиеся случаи изгиба слоев аргиллитов над конкрециями и у края конкреций (фиг. 5); 3) выдержанность химического состава и равномерное распределение карбоната магния среди других карбонатов; 4) полное отсутствие карбоната магния в составе тонких аргиллитов почвы и кровли пластов и конкреций (таблица 4).

Для диагенетических образований в известковом илу, как указывает Н. М. Страхов (10), характерна неравномерность распределения, образование локальных сгущений, свойственное новообразованиям вообще. Н. С. Страхов отмечает, что при образовании участков внутри ила со сколько-нибудь ощутимой доломитностью происходит стягивание MgCO_3 к определенным точкам кристаллизации из соседних мест, откуда, по мере понижения концентрации Mg^{++} , в этих точках притекают путем диффузии новые порции этого иона (1947).

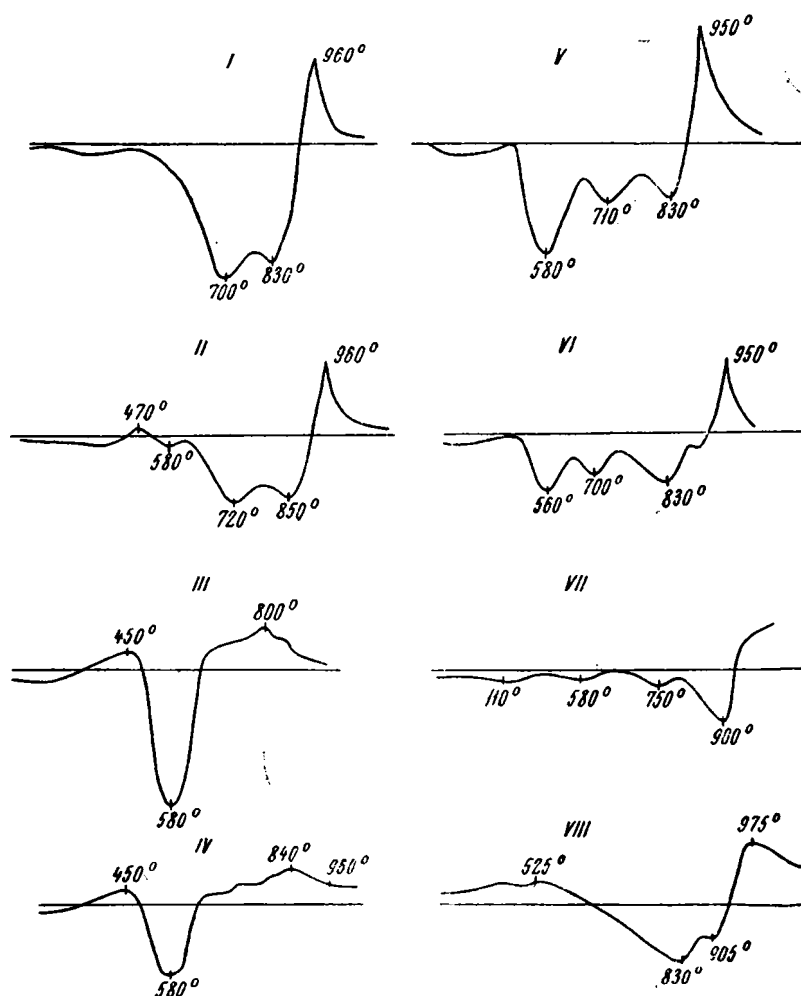
С точки зрения, проницаемости для диффузии аргиллиты, представлявшие, вероятно, чрезвычайно тонкий плотный ил, не являлись благоприятной средой.

Условия образования магнезиальных мергелей в разрезе ильинской подсвиты и суриевского горизонта нам представляются довольно близкими к обстановке, обрисованной в работе Н. М. Страхова (8).

Изученный комплекс литологических признаков всех пород разреза довольно согласно указывает на образование их в очень мелководных условиях. Илы, из которых впоследствии образовались мергели и аргиллиты, могли отлагаться в мелководном бассейне, не очень далеко от берега, но не у самого берега, на что указывает большая тонкость гранулометрического состава пород. О том, что сюда не достигали прибрежные волнения и течения, говорит как микрослоистость этих пород, так и послойные скопления тонких раковин пелеципод хорошей сохранности, встречающиеся иногда в прикрепленном положении. Наличие массы частично разложившегося органического вещества и распыленно-

го пирита в мергелях и аргиллитах указывает на обилие фитопланктона в этом водоеме.

Представить себе гидрохимический режим этого водоема чрезвычайно трудно, мы в состоянии наметить только некоторые общие черты его.



Фиг. 11. Термограммы карбонатных пород ильинской подсвиты и суриевского горизонта

I — мергель доломитовый, II — мергель доломитовый с примесью сидерита, обр. 244, III — глинистый сидерит, обр. 255, IV — сидеритовый алевролит, обр. 242, V — мергель доломитово-сидеритовый, обр. 218, VI — мергель доломитово-сидеритовый, обр. 6/84, VII — песчаник сидеритово-известковый, обр. 8, VIII — мергель кальцитовый, обр. 235

Довольно высокая концентрация водородных ионов и высокий щелочный резерв, допускавшие осаждение доломита, могли существовать при сравнительно небольшой солености, на что может косвенно указывать наличие фауны пелеципод, имеющей, по мнению исследователей (13), даже пресноводный характер.

О том, что этот водоем имел связь с открытым морем, не может быть и речи ввиду полного отсутствия в разрезе какой-либо морской фауны. Он не мог быть лагунным водоемом, так как осадки последних отличаются совершенно иным парагенезисом карбонатов (9). Скорее всего это был замкнутый внутриконтинентальный, возможно реликтовый

водоем озерного типа, питающийся поверхностными и грунтовыми водами. Взаимосвязь грунтовых вод с водами бассейна отражается, как нам кажется, на химическом составе конкреционных образований в нижележащих слоях. Приток поверхностных вод ко времени образования доломитовых илов мог не восполнять испарения на большой площади очень мелкого водоема, что способствовало росту щелочного резерва и, как следствие, обуславливало осаждение. Такой режим мог существовать в условиях известной сухости климата, наступавших периодически, о чем свидетельствуют также, по М. Ф. Нейбург (6), изменения в характере флоры.

Группа II. К диагенетическим образованиям относятся различные виды сидеритовых конкреций и карбонатные фитоконкреции: 1) в углях («угольные почки») и 2) в пластовых скоплениях. К последней категории можно отнести минерализованные остатки древесины, представляющие, вероятно, также конкреции чаще во вторичном залегании.

Формы залегания сидеритовых конкреций, описанные выше, весьма разнообразны. Морфология сидеритовых конкреций, повидимому, тесным образом связана с условиями их образования. Мы различаем два типа конкреций.

Первый тип — слоистые конкреции, имеющие характер пластовых залежей. В этих пластах наблюдается отчетливая слоистость, совпадающая, видимо, со слоистостью вмещающих алевролитов, но контуры конкреции секут слоистость в алевролитах. Послойные скопления глинистых сидеритов имеют большей частью незначительную мощность порядка 0.004—0.05 м, реже достигают 0.2—0.8 м. Иногда встречаются слои с частой (ленточной) перемежаемостью алевролитов и глинистых сидеритов. Насыщенность таких слоев прослойками сидерита достигает 15—20%. Химические анализы (таблица 2) наиболее богатых железом разностей показывают содержание FeO от 20 до 40%, при соответствующем количестве минерального нерастворимого остатка от 40 до 20%. По данным пересчетов, сидериты образованы преимущественно FeCO_3 , MgCO_3 и CaCO_3 с очень незначительной примесью фосфата кальция, MnO и серного колчедана. Кривые нагревания сидерита дают остановки при t 530—600° (фиг. 11, III, IV). Вмещающие породы — алевролиты — содержат в различных количествах примесь FeCO_3 . Так называемые сидеритовые алевролиты содержат иногда до 30% FeCO_3 .

К образованию второго типа мы относим плотные неслоистые конкреции и линзы сидерита различной, иногда неправильной формы. В некоторых конкрециях сферической и эллипсоидальной формы можно наблюдать иногда концентрические текстуры. К этому же типу можно причислить различные псевдоморфозы по растительным остаткам (часто по остаткам корневой системы). Оба типа конкреций представляют образования диагенетические.

Физико-химические условия среды, в которой образуются сидериты, еще очень мало изучены, но можно сказать, что они, вероятно, были различны при образовании упомянутых двух типов сидеритов.

Современные условия накопления сидеритов в болотах Белоруссии описаны Г. И. Бушинским (2). Согласно его наблюдениям, сидерит встречается в торфах и в подстилающих их аллювиальных песках и глинах. По данным Г. И. Бушинского, сидерит образуется в болотах за счет железа, содержащегося в грунтовых водах, фильтрующихся через слои торфа. Это железо могло перемещаться только в форме закисных солей, так как значения pH определяются в грунтовых водах, питающих сидеритовые линзы 7.2—7.4. Вероятно, около этих значений pH находится минимальная растворимость сидерита. За это говорят те факты, что как в слоях, содержащих воды с pH 7.2 и ниже, так и в слоях, содержащих воды с pH более 7.6, сидерит не встречается.

«Грунтовые воды выходят в низинных болотах и аллювиальных пой-

Таблица 2

Химический состав сидеритов ильинской подсвиты и суриековского горизонта

№ по пор.	№ обр.	Название породы	Местонахождение	Нераствор. минер. ост.	CO ₂	CaO	MgO	FeO	R ₂ O ₃	Пиритная сера	MnO	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO силикатн.
1	277	Сидерит	Казанковское	2.88	36.28	5.35	4.84	50.80	—	—	0.84	9.55	6.42	1.77
2	255	Сидерит глинистый	»	17.60	30.35	4.47	3.02	39.75	1.51	—	0.54	7.97	4.79	0.73
3	209	» »	Тихоновка	17.20	30.90	6.08	0.96	43.64	1.62	—	0.66	10.85	—	0.96
4	208	» »	»	22.42	28.30	6.12	1.50	38.00	3.68	—	0.45	10.92	—	1.50
5	254	» »	Казанковское	38.12	21.87	4.23	2.37	32.70	0.75	—	—	—	—	1.35
6	3/19	Сидерит глинистый, доломитистый	Байдаевское	25.06	30.60	9.23	7.22	30.49	5.07	0.15	0.49	16.47	9.03	2.90
7	117/9	Сидерит глинистый	»	30.30	24.22	3.70	3.93	27.45	7.00	0.12	—	6.6	7.09	0.54
8	130/122	» »	»	37.43	30.52	4.50	1.64	26.47	5.29	0.18	—	8.03	2.13	0.62
9	9/49	» »	»	42.49	18.42	2.59	3.02	22.23	5.54	0.16	—	4.62	4.64	0.80
10	218/88	» »	Карагайлинское	40.72	20.25	4.32	3.00	25.65	5.07	—	0.74	7.76	5.21	0.51
11	9/122	Алеврит сидеритовый	Байдаевское	55.28	15.16	3.32	2.30	20.29	4.25	—	—	5.92	2.60	1.06
12	19/122	» »	»	35.24	23.60	11.13	5.03	18.62	4.37	—	—	19.86	6.82	1.77
13	234	» »	Казанковское	58.82	13.51	6.10	1.92	14.75	6.82	—	—	10.88	1.15	1.37
14	242	» »	»	58.48	15.00	3.28	3.49	17.30	2.10	—	0.46	5.85	3.31	1.75

мах, а в дождливые сезоны и в нижней трети пологих склонов. Попадая в болота, грунтовые воды теряют часть CO_2 , и из них прежде всего выпадает карбонат кальция в форме кальцита, позже выпадает железо в форме сидерита. Образование этих сидеритов происходит при строго определенной концентрации водородных ионов: сидерита при значении рН порядка 7.2—7.4. При более высоких рН 7.6—8.0 выпадает кальцит. Описанная схема образования сидерита подходит для объяснения условий образования сидеритовых конкреций второго типа.

Интересно отметить, что главная масса конкреций этого типа тяготеет к подугольным частям циклов, которые, особенно в суриековском горизонте, тесно связаны с комплексом аллювиальных отложений. Непосредственно в почве угольного пласта, представленной обычно слабо карбонатной породой, сидеритовые образования приурочены к ходам корневой системы. Близкие по составу строения мы встречаем в самом угольном пласте в виде сидеритовых почек.

Пластовые слоистые конкреции первого типа, главная масса которых приурочена к надугольным частям циклов, образовались, вероятно, в иных условиях. Прежде всего необходимо отметить их тесную связь с первичным кластическим осадком и широкое их распространение. По целому ряду литологических признаков, эти осадки отлагались в очень мелководном водоеме, воды которого покрывали в какой-то период торфяник. Осадки этого водоема содержали еще массу обрывков растений, и в придонной части большую роль играли процессы гниения.

Таким образом, в иловых водах господствовала резко восстановительная среда. Железо могло попадать сюда двумя путями: или из фильтрующих грунтовых вод или из вод поверхностного стока. В какой бы форме ни попадало сюда железо, оно переходило в легко растворимую закисную форму. Будучи очень подвижно, оно легко мигрировало в пределах одного слоя, а также возможно из ранее отложившегося осадка. В осаждении сидерита наблюдается периодичность, может быть, сезонная.

Интересный тип карбонатных конкреций представляют фитоконкреции. Сюда относятся так называемые «угольные почки», очень разнообразные по форме и составу. Выделение и изучение всевозможных типов угольных почек и выяснение их генезиса может составить тему большого исследования. Нашей задачей является лишь установить, какое место занимают такие породы в ряду карбонатных пород, широко развитых в ильинской подсвите и суриековском горизонте. Можно сказать с уверенностью, что эти породы, всегда непосредственно связанные с угольным пластом, образовались в торфянике. В какую стадию жизни торфяника могли образоваться разнообразные угольные почки, сказать сейчас трудно. Во всяком случае, этот процесс закончился еще до полного превращения в уголь растительной массы (т. е. еще в стадии диагенеза), о чем мы можем судить по тому, что мощность угольной почки в некоторых случаях может оказаться в четыре-пять раз более мощности соответствующего ей угольного пласта. Повидимому, часть растительной массы торфяника подверглась минерализации в еще неразложившемся или полуразложившемся состоянии. В дальнейшем, когда окружающая масса торфа в процессе углеобразования уменьшалась в объеме, минерализованная часть сохранила почти первоначальный объем.

Другую разновидность представляют минерализованные пластовые скопления растительной массы. Пластовые фитоконкреции обнаруживают ясно выраженную горизонтальную слоистость. Послойное отложение тонко измельченного растительного материала (обрывки листьев, веток, стеблей) могло происходить в водной среде, где материал подвергался взмучиванию и переотложению.

По данным химических анализов (таблица 4), в состав угольных

Таблица 3

Химический состав обломочных пород с карбонатным цементом ильинской подсытки и сурнековского горизонта

№ по пор.	№ обр.	Название породы	Местонахождение	Минер. не-раств. остаток	Потеря при прокаливании	CO ₂	CaO	MgO	FeO	R ₂ O ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO силикати.
1	—	Песчаник сидеритово-известковый	—	54.20	—	18.20	17.00	1.22	6.60	2.00	30.34	2.10	0.22
2	223	» известковый	Ерунаковское	85.84	—	3.80	4.46	1.10	0.48	3.62	7.96	—	1.10
3	5/93	» »	Терентьевское	53.12	19.84	18.11	16.24	3.78	5.50	5.36	28.48	5.94	1.20
4	37/84	» сидеритово-известковый	Карагайлинское	75.50	—	8.30	3.44	0.80	11.04	0.28	6.14	1.05	0.30
5	130/19	»	Байдаевское	84.49	—	3.70	1.78	0.58	3.35	5.35	3.18	—	0.58
6	127/19	»	»	82.49	—	4.81	2.40	0.73	3.77	4.75	4.28	—	0.73
7	47/84	Алевролит песчанистый сидеритовый	Карагайлинское	83.60	—	6.60	3.24	0.44	6.14	—	5.78	0.58	0.16
8	45/84	То же	»	78.72	—	6.92	5.76	1.22	7.36	—	10.28	2.09	0.22
9	28/3	Алевролит сидеритово-известковый	Байдаевское	58.72	—	11.90	5.76	2.03	11.03	4.18	10.28	2.82	0.84
10	127/122	» известковый	»	62.48	—	7.00	6.61	1.21	3.63	2.53	11.80	—	1.21
11	101/122	» »	»	80.60	—	3.14	3.30	1.39	3.00	2.60	5.89	—	1.39
12	96/122	» »	»	82.60	—	3.10	2.18	1.39	2.37	2.56	3.89	—	1.39
13	28/122	» сидеритовый	»	75.39	—	6.90	1.47	2.27	7.74	3.76	2.62	2.08	0.47
14	250	Аргиллит	Казанковское	88.63	—	2.86	2.85	0.70	1.96	0.51	5.08	—	0.70
15	287	»	»	89.40	—	1.98	0.90	0.38	0.98	4.20	1.61	—	0.38
16	291	»	»	89.50	—	2.00	1.26	0.45	1.30	8.42	2.25	—	0.45

Химический состав карбонатных фитоконкреций ильинской подсытки и сурнековского горизонта

№ по пор.	№ образцов	Название породы	Местонахождение	Минер. нераств. остат.	Потеря при прокаливании	CO ₂	CaO	MgO	FeO	R ₂ O ₃	S пиритная	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO силикатный
1	293	Пластовая конкреция	Казанковское	0.48	44.55	44.20	35.30	10.64	8.32	0.68	0.10	63.00	23.26	—
2	68 пл1	Известково-доломитовая «почка»	Байдаевское	0.80	45.64	44.18	34.96	5.16	10.74	0.36	3.22	62.39	10.79	—
3	106/9	Известково-доломитовая конкреция	»	4.60	—	36.75	37.23	4.62	5.80	4.67	2.00	72.38	9.22	—
4	41/9	То же	»	1.24	—	42.20	44.69	4.28	4.41	1.57	0.07	80.13	8.95	—
5	68 пл1	Известково-доломитовая угольная почка	»	1.34	43.00	40.60	38.76	4.64	7.10	2.20	0.40	69.17	8.99	—
6	277	Известковая пластовая конкреция	Казанковское	1.00	43.26	42.54	45.39	1.48	8.61	0.30	0.11	81.00	3.10	—
7	221	Известково-сидеритовая пластовая конкреция	Ерунаковское	24.40	30.50	26.42	17.08	4.69	18.42	0.50	3.0	30.48	9.85	—
8	288	Сидеритовая пластовая конкреция	Казанковское	0.44	42.88	40.20	23.49	3.38	29.50	3.00	0.10	41.92	7.07	—
9	253	Известково-доломитовая пластовая конкреция	»	0.67	38.02	35.57	39.66	4.08	13.40	0.20	4.73	70.78	8.53	—
10	63	Минерализованная древесина	Ерунаковское	6.72	—	42.30	41.02	5.88	2.96	0.24	0.08	73.20	12.30	—
11	64	То же	»	3.84	—	41.33	46.02	2.94	3.24	0.34	—	82.13	6.15	—

почек и пластовых конкреций входят в основном карбонаты кальция, магния и железа с ничтожным количеством минерального нерастворимого остатка и некоторым количеством серы за счет пирита. Соотношения указанных карбонатов различны: в зависимости от преобладания того или иного карбоната мы имеем известковые, доломитово-известковые и сидеритовые конкреции.

Процесс минерализации в растительной массе слоя торфа, превратившегося впоследствии в угольный пласт, происходил, вероятно, при участии грунтовых вод, богатых кальцием, магнием и железом. Таким путем можно объяснить себе образование угольных почек в пласте угля.

Образование сидерита в белорусских торфяниках, описанное Г. И. Бушинским (2), представляет частный случай такого процесса. Сложнее обстоит дело с генезисом карбонатных пластовых конкреций. В образовании этих пород, несущих признаки отложения в водной среде, повидимому, играли роль моменты затопления прибрежного торфяного болота водами близлежащего водоема. Эти воды могли покрывать тонким слоем площадь болота и подвергаться довольно быстрому испарению.

Мы обратили внимание на большое сходство состава карбонатов, угольных почек и пластовых фитоконкреций с составом мергелей и сидеритов. Это сходство химического состава наводит на мысль о существовании гидравлической связи между грунтовыми водами, питаемыми прибрежное торфяное болото, с водами водоема. На солевой состав этого водоема оказывали влияние грунтовые воды, а воды водоема, в свою очередь, в периоды высокого стояния уровня могли влиять на состав грунтовых вод.

Эти представления о генезисе карбонатных фитоконкреций ильинской подсвиты и сурнековского горизонта мы считаем только одной из более или менее вероятных гипотез, которая ни в коей мере не претендует на объяснение процесса образования фитоконкреций вообще.

К типу фитоконкреций мы относим еще псевдоморфозы по древесным стволам, наблюдающиеся во вторичном залегании среди песчаников. Химический состав этих конкреций вполне отвечает составу угольных почек (таблица 4) и ничего общего не имеет с химическим составом цемента заключающих их песчаников. Это образования вторичные, возникшие в результате размыва, переноса и переотложения конкреций, залегающих в ранее отложившихся слоях.

Как уже отмечалось выше, в изученном разрезе есть еще ряд пород, не укладываемых в рамки вышеописанных групп. К таким относятся, например, породы сложного карбонатного состава, какими являются мергели сидеритово-доломитовые; они образовались, вероятно, путем диагенетического изменения первичного карбонатного осадка.

В условиях восстановительной среды, господствовавших в придонной части водоема, могли образоваться концентрации легко мигрирующего углекислого железа в ранее отложившемся илу. На такой процесс указывает неравномерное распределение сгустковых агрегатов сидерита среди основной доломитово-кальцитовой массы.

Карбонатный цемент песчаников ильинской подсвиты и сурнековского горизонта довольно разнообразен. Обычно мы встречаем песчаники с высоким содержанием в цементе кальцита; сидерит и доломит имеют подчиненное значение (таблица 3).

Под микроскопом в песчаниках и алевролитах наряду с первичным кальцитом мы наблюдаем довольно много вторичного кальцита, образовавшегося главным образом за счет разложения полевых шпатов.

По нашим наблюдениям, в цементе мощных песчаников верхов ильинской подсвиты и сурнековского горизонта среди карбонатов преобладающее значение имеет карбонат кальция. В цементе же маломощ-

ных песчаников и песчаных алевролитов средней и нижней частей ильинской подсвиты большую роль играют карбонаты железа и части магния.

Е. П. Брунс различает эти песчаники по ряду текстурных признаков, считая, что мощные среднезернистые песчаники являются типичными осадками речных русел в их устьевой части, в то время как маломощные песчаники и алевролиты образовались в мелководной прибрежной части водоема. Мы можем добавить к этому только то, что описываемые два типа песчаников безусловно различаются по составу карбонатов цемента.

По данным, приводимым Н. М. Страховым (10), в устьевых частях крупных рек, заканчивающихся в засушливой зоне, CaCO_3 в речной воде подходит к своему насыщению и даже пересыщению и здесь он выпадает в осадок.

Таким образом, часть кальцита, находящегося в цементе песчаников, могла осаждаться непосредственно из речной воды, а другая часть представляет образование, безусловно, вторичное. Карбонаты железа и магния могли цементировать кластический осадок на дне водоема в раннюю стадию диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. Г. О влиянии примеси солей на диссоциацию доломита. ДАН СССР, нов. серия, т. XXXVIII, № 1, 1943.
2. Бушинский Г. И. Условия накопления сидеритов, вивернитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отд. геол., т. XXI, (3), 1946.
3. Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. Объед. научн.-техн. изд., 1935.
4. Залесский М. Д. О донецких известковых почках в угольных пластах. Изв. Общ. исп. природы Орловской губ., вып. 2, 1910.
5. Нейбург М. Ф. Стратиграфическое расчленение Кольчугинской свиты Кузбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1943.
6. Нейбург М. Ф. Стратиграфия и флора Кузнецкого каменноугольного бассейна. Палеонтология СССР, т. III, 1948.
7. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Часть II. Гос. тех. изд., 1940.
8. Страхов Н. М. Доломитовые осадки оз. Балхаш и их значение для познания процесса доломитообразования. Советская геология, № 4, 1945.
9. Страхов Н. М. и Цветков А. И. Парагенезис карбонатов в отложениях соленых лагунных водоемов. Литологический сборник. Изд. Моск. общ. исп. прир., 1946.
10. Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Советская геология, № 18, 1947.
11. Страхов Н. М. Карбонаты в современных лагунных водоемах и их значение для проблемы доломитообразования. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., отд. геол., т. XXII (4), 1947.
12. Гвенхсфел У. Х. Учение об образовании осадков, Гос. тех. изд., 1936.
13. Федотов Д. М. Пластинчатожаберные моллюски из угленосных отложений Кузнецкого бассейна и их стратиграфическое значение. Тез. докл. на XVII Сес. межд. геол. конгр., 1937.
14. Яворский В. И. Левобережье р. Томи между д.д. Митиной и Ерунаковой в Кузнецком бассейне. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., т. 50, вып. 66, 1931.

Л. Г. КВАША

ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ТОЛЩИ В МИАССКОМ РАЙОНЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В работе дано литологическое описание грубообломочных пород Миасского района, широко распространенных в зеленокаменной толще восточного склона Урала вообще.

Изученные горные породы, естественно, распадаются на несколько типов. Особенности литологического состава и условия залегания грубообломочных пород района едва ли позволяют рассматривать эти образования как базальный конгломерат; они указывают только на то, что одной из главных причин образования мощных толщ обломочных пород была взрывчатая вулканическая деятельность в прибрежных условиях.

Грубообломочные породы, как это выяснено особенно исследованиями последних лет, являются на Урале существенной частью осадочно-вулканогенной толщи, известной как «зеленокаменная толща восточного склона Урала». Они широко распространены по всей толще и местами являются горными породами, непосредственно вмещающими рудные месторождения. Благодаря этим фактам возник вопрос о специальном изучении грубообломочных образований, впервые поставленный А. Н. Заварицким в 1941 г. (1).

Исследование было начато в 1941 г. и проводилось в пределах Миасского и северной части Учалинского районов Южного Урала, где широко распространены грубообломочные породы, указанные предыдущими исследователями (1, 5, 8, 4).

Грубообломочные образования были осмотрены в обнажениях в пределах северного листа рукописной геологической карты м. 1 : 50 000 1933 г. и на участке между Златоустовским трактом и р. Атлян, указанных на геологической карте м. 1 : 100 000, 1940 г. (6). Грубообломочные породы исследовались главным образом в отдельных обнажениях, в разрезах вкрест простирания пород района, и прослеживались по простиранию на небольшие расстояния.

Исследование, как первая попытка детального изучения грубообломочных образований в древней вулканической области, было проведено главным образом с точки зрения их литологического состава.

Предыдущими исследователями дано описание грубообломочных пород в общем виде (5, стр. 177). Главная масса их была объединена в одну группу и рассматривалась как базальные конгломераты и брекчии возраста D_3 или $D_2 - D_3$, образовавшиеся во время перерыва в накоплении осадков в связи с тектоническими движениями и последующей трансгрессией моря (5, карта, прил., стр. 162 и 242).

При общем, как показывает исследование, источнике главной массы материала грубообломочные породы, естественно, распадаются на три типа и несколько разновидностей. Они подчинены различным горизонтам зеленокаменной толщи. Некоторые типы встречаются в различных горизонтах.

Горные породы, вмещающие грубокластические образования, затронуты лишь поскольку это было необходимо для цели исследования. Они описаны в ряде опубликованных работ (7, 2, 8, 5, 4). В такой же степени затронут вопрос о метаморфизме грубообломочных пород и его характере.

1. ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Изученные грубообломочные образования либо тесно связаны с толщами эффузивных пород, иногда сопровождаемых известняками, либо со сланцево-туффитовой толщей.

Общими геологическими чертами для всех грубообломочных пород исследованного района является их залегание в виде вертикальных или круто падающих пластов разной мощности, их северо-восточное простирание и метаморфизм. Они все сильно рассланцованы, направление сланцеватости всюду северо-восточное — $10-30^\circ$, и в той или иной степени они замещены минералами, типичными для зеленокаменной фации. Среди последних распространены минералы группы эпидота — цоизита; для некоторых обычен и характерен пумпеллит (лотрит)¹, минералы группы хлорита, амфибола тремолит-актинолитового ряда и альбит. Помимо регионального метаморфизма, местами (гряды горы Тележной и др.) грубообломочные породы метаморфизованы в контакте с гранитом и превращены в контактовые роговики прекрасно сохраняя обломочное строение.

2. ОПИСАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ ГРУБООБЛОМОЧНЫХ ПОРОД (ПО ТИПАМ)

1) Грубые пирокластические породы²

Исследованные породы этого типа должны быть отнесены к формации (4) пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, включающей роговообманково-плагиоклазовые и кварцево-роговообманковые порфириты, и к формации диабазовых порфиритов с подчиненным количеством альбитофиров.

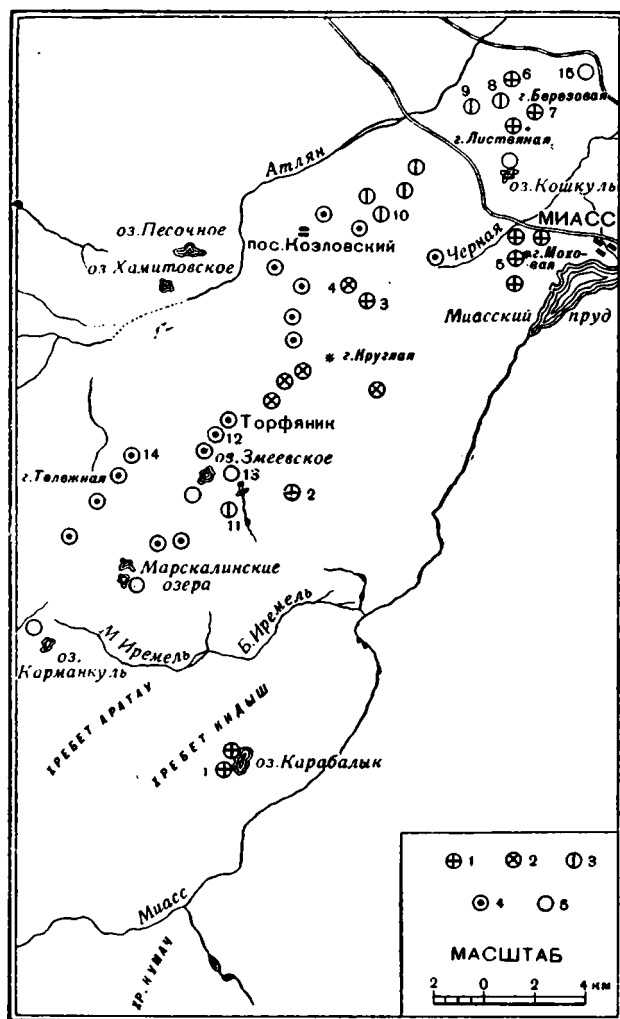
Группа пироксеново-плагиоклазовых порфиритов образует в районе исследования в общем три прерывистых полосы северо-восточного направления (см. карту): а) полосу в восточной части района, представляющую северное продолжение Ирендыка, в нее входят хребет Кумач (на карте только его северные склоны), хребет Кидыш, гора Моховая (к юго-западу от г. Миасса) и отчасти участок, самый северный в этой полосе, у восточного склона горы Березовой, где горные породы этой группы представлены лишь тонкими прослойками пироксеновых порфиритов, заключенных в рассланцеванных туфах, туффитах и спилитах; б) полосу в центральной части района, в нее входят обнажения восточнее и юго-восточнее оз. Змеевского и гора Круглая; эта полоса, вероятно, смыкается с восточной на горе Моховой и в) отдельные выходы в северо-западной части района на продолжении хребта горы Листвяной.

Общая характеристика пород пироксено-плагиоклазовой толщи. Главная масса пород этой толщи представлена пироксеново-плагиоклазовыми или плагиоклазово-пироксеновыми порфиритами или порфиритоидами, местами переходящими и тесно связанными с плагиоклазово-роговообманковыми и кварцево-роговообман-

¹ В. С. Соболев (Новая находка пумпеллита (лотрита). Львовское геологическое общество. Минералогический сборник, № 1, 1947, стр. 83) показал идентичность минералов пумпеллита и ранее открытого лотрита, но поскольку название пумпеллит широко распространено, то название лотрит поставлено в скобках. В дальнейшем для сокращения это название не повторяется.

² К грубым пирокластическим породам относятся обломочновулканические породы с размером обломков более 3 см (14).

ковыми порфиритами. Все породы резко выраженной порфировой структуры и часто миндалекаменной текстуры, местами такой, что породу приходится относить к шлаковым образованиям. Часты в них слои туфов, местами многократно повторяющиеся, мощностью до десятков метров. Пирокластический материал часто преобладает над эффузивным.



Фиг. 1. Схематическая карта района с главными исследованными обнажениями грубообломочных пород

1 — грубые пирокластические породы, 2 — грубые и лапиллевые туфы, 3 — конгломерато-брекчии, 4 — вулканические конгломераты, 5 — конгломераты, обогащенные осадочным материалом

Представлены туфы кристаллокластическими, литокристаллокластическими и витролитокластическими разновидностями³. В этой толще грубообломочные породы были исследованы внизу восточного склона хребта Кидыш, у южного и северного подножий горы Круглой, на горе Моховой и к северо-востоку от горы Листвяной.

Обнажение на склоне хребта Кидыш (обн. 1)⁴. На восточном склоне хребта Кидыш грубообломочные породы образуют небольшие скалы из пластов мощ-

³ В работе принята терминология и классификация пирокластических пород, предложенные Х. Вильямсом и Ч. Вэнтворзом для пирокластических пород в 1932 г. (14).

⁴ Номера обнажений, указанные в скобках, соответствуют номерам на карте.

ностью до 50—60 м, залегающих среди порфиритоидов. В нескольких стах метрах к северу по простираанию они переходят в рассланцованные породы с неправильными участками темнофиолетового цвета, представляющие сильно метаморфизованные лапиллевые туфы состава порфирита.

Грубообломочная порода в обнажении к западу от оз. Карабалык состоит из крупных кусков средним размером от 20 до 50 см угловатой, иногда округлой формы. Породы обломков представлена порфиритоидами темнофиолетовой окраски, шлаками того же состава в обломках округлых очертаний, с обильными порами, выполненными эпидотом и кусками миндалекаменных пироксеновых порфиров. Обломки в породе тесно расположены. В промежутках между ними находится рассланцованная масса из хлорита и эпидота, пропитанная окислами железа (фиг. 2).

Обнажения у горы Круглой (обн. 2). Внизу южного подножья горы Круглой брекчии залегают между плагиоклазово-пироксеновыми миндалекаменными порфиритами и грубыми литокластическими туфами близкого им состава. Они выходят в виде вертикального пласта мощностью около 8 м, отделяясь от плагиоклазово-пироксеновых порфиров, обнажающихся в нескольких метрах к юго-востоку, неглубоким ложком. Породы рассланцована и изменена, состоит из плотно расположенных обломков средним размером в 4—5 см и более редких размером в 10 см. Обломки имеют угловатую форму, но наблюдаются и округлые очертания (фиг. 3). Породы обломков представлена плагиоклазово-пироксеновыми уралитизированными порфиритами и плагиоклазовыми порфиритами с измененной витрофировой структурой основной массы. Цемент, заполняющий незначительные промежутки между обломками, представлен грубым витрокластическим туфом. Среди вторичных минералов обычен эпидот. Породы представляет собой вулканическую брекчию.

У северного подножья горы Круглой (обн. 3) грубообломочные породы выходят в виде мелких торчащих из травы глыб. Состав в отдельных глыбах различен. Наиболее характерной является порода (фиг. 4), состоящая, как это хорошо видно на отшлифованной поверхности образца, из обломков округло-угловатой формы средним размером в 3—5 см плагиоклазово-пироксеновых порфиров с уралитизированным и хлоритизированным цветным минералом порфировых выделений таких, как порфириты, слагающие вершину горы Круглой. Они составляют главную массу обломков. Изредка встречаются обломки туфов, которые состоят из кристаллов зональных плагиоклазов, осколков кристаллов хлоритизированного уралита, стекла и редких мелких обломков порфирита. Обломки брекчии сцементированы тонкозернистым агрегатом эпидота. Часто он замещает участки отдельных обломков, что придает им округлые очертания.

В других глыбах породы представлена лапиллевым витрокластическим туфом, состоящим из угловатых обломков не более 8—10 мм пористого измененного стекла и разложенного плагиоклазового микропорфирита, отдельных кристаллов хлоритизированного пироксена. Роль цемента играют мелкие обломки разложенного стекла.

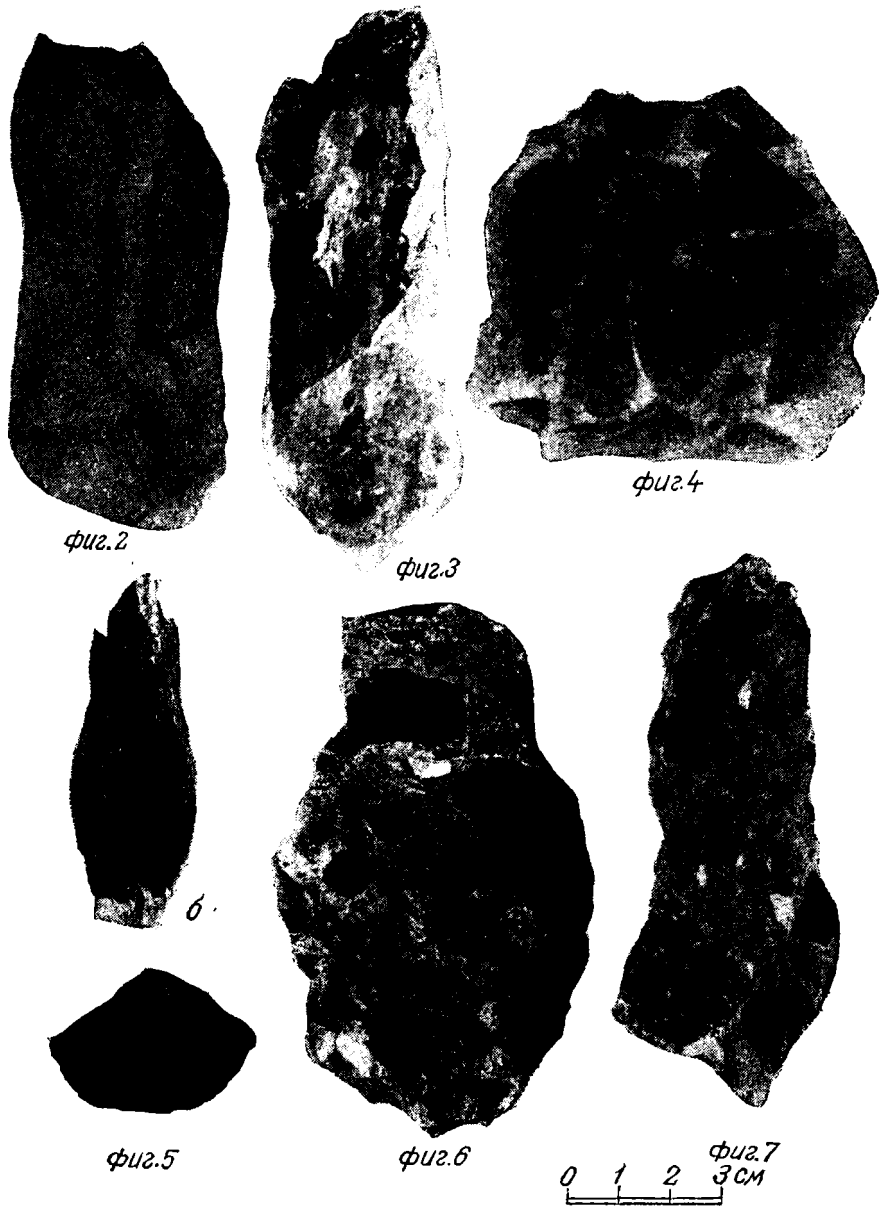
На расстоянии около 0,5 км к северо-западу (обн. 4) удлиненная горка сложена литокластическими грубыми и лапиллевыми туфами. Отдельные крупные, длиной до 15 м, угловатые обломки представлены плагиоклазовыми порфиритами, а главная масса состоит из обломков шлаков, округлых вариолитов и порфиров, сцементированных известняком. На западном и восточном склонах горы Круглой широко развиты туфы, нередко лапиллевые.

Гора Моховая (обн. 5). На горе Моховой пирокластические породы широко распространены, переслаиваясь с потоками порфиров. Как те, так и другие выходят в виде рассланцованных вертикальных, почти меридиональных (СВ 10°) грядок, отдельных глыб и часто огромных, обычно замшелых плит, нередко обвалившихся.

Характер залегания хорошо виден в северной части горы Моховой. При подъеме от подножья к вершине горы видно, что пироксеново-плагиоклазовые порфириты, с фенокристаллами моноклинного пироксена и плагиоклаза, замещенного эпидотом и серицитом, а также пумпеллитом в миндалинах, сменяются туфами с нередкими обломками порфиров размером до 6—7 см. Обычно это грубые и лапиллевые туфы, переходящие в туфобрекчии. Состоят они из обломков угловатой, чаще округлой, иногда линзовидной формы, разложенных плагиоклазово-пироксеновых порфиров и отдельных кристаллов диопсида. Постепенно порода становится более грубозернистой и переходит в вулканическую брекчию. Она сложена обломками порфиров, средним размером в 5—7 см, обычно округлой формы, иногда в виде плоских рассланцованных кусков. Порфириты состоят из разложенной полностью основной массы и фенокристаллов замещенного эпидотом и пумпеллитом плагиоклаза и реже диопсида.

Вулканические брекчии переслаиваются с порфиритами, местами превращенными в порфиритоиды; последние местами богаты пиритом и характерны полным замещением порфировых выделений плагиоклаза тонким агрегатом эпидотового вещества и неизмененным пироксеном.

Переслаивание порфиров и брекчий многократное. Видимая мощность отдельных пластов тех и других около 1—2 м. Вершина (отм. 445. 6) и западный крутой склон горы сложены вулканическими брекчиями. Они отличаются очень сильной рассланцованностью цементирующей массы, местами богатой кристаллами диопсида и



Фиг. 2. Вулканическая брекчия. Видны угловатые обломки порфиритоидов, сцементированные рассланцованной массой из эпидота и хлорита. Поверхность образца пришлифована⁵. Восточный склон хребта Кидыш. Фиг. 3. Вулканическая брекчия. Из обломков порфиритов. У южного подножья горы Круглой. Фиг. 4. Вулканическая брекчия. Главная масса обломков — плагиоклазово-пироксеновый порфирит. Справа внизу — обломок литовитрокристаллокластического туфа. В цементе агрегат эпидота. Северное подножье горы Круглой. Фиг. 5. Вулканическая брекчия с осадочным материалом. Угловатые обломки и обломки миндалевидной формы (а — поперечный разрез обломка диабазы миндалевидной формы). Западный склон горы Березовой. Фиг. 6. Конгломератобрекчия. В обломках порфириты, кремнистые сланцы, известняк в осколках. В цементе эпидотовое вещество. Западный склон хребта Листвяного. Фиг. 7. Конгломератобрекчия. Обломки — осколки порфиритов и известняков. Слева сверху угловатый обломок габбродиабазы. В цементе известняк. Западный склон хребта Листвяного

⁵ На всех фигурах, кроме 8 и 11, сфотографированы пришлифованные поверхности образцов.

макроскопически похожи на порфиритонды равномерным размером обломков (от 10 до 20 см) порфиритов, очень плотных и сильно пористых. Пустотки в последних выполнены кремнистым веществом и яркозеленым хлоритом. Нередки обломки туфов. Среди брекчий наблюдаются тонкие выделяющиеся плитчатой отдельностью прослойки — потоки плагиоклазово-пироксенового порфирита, близкого к шлакам, с обильными субпараллельно расположенными миндалинами, местами превращенного в порфиритоид, и прослойка кристаллокластических туфов. Последние сильно изменены и богаты новообразованиями пумпеллиита и вкраплениями пирита. Туф обычно сопровождается миндалекаменными разновидностями порфиритов.

В брекчиях западного склона обломки представлены почти равным количеством порфирита и кристалло-литокластического туфа того же состава.

Западный скалистый склон продолжается метров на 40—50 по вертикали, сменяясь более пологим задернованным склоном, внизу которого проходят пласты туфов, большей частью обрушенные, с прослойками тонкослоистых и тонкозернистых сильно измененных кристаллических туфов. Слоистость хорошо видна на выветрелой поверхности и выражается в чередовании тонко- и мелкозернистых прослоек. Мощность прослоек слоистых туфов от 0,5 до 1 м, и они чередуются с массивными мелкозернистыми кристалло-литокластическими туфами. Еще ниже в склоне появляются отдельные глыбы и куски кварцево-роговообманкового порфирита, обильного выделениями идиоморфного кварца.

Нахождение округлых кусков кварцевых порфиритов среди брекчий западного склона горы Моховой указывалось другими исследователями (5). Еще ниже проходят плиты плотных кварцевых порфиритов, сопровождаемых туфами литокластического характера.

Обнажение вулканических брекчий к северо-востоку от горы Листвяной (обн. 6). Своеобразные вулканические брекчий порфиритового состава слагают невысокую гору к северо-востоку от горы Листвяной. Они выходят в виде торчащих пластов, образующих гряды длиной до 2 м и развалов крупных глыб. Нередко пласты обламываются и образуют скопления свободно лежащих плит. В свежем изломе обломочный характер породы часто не виден, но на выветрелых и шлифованных поверхностях он хорошо заметен. Видны участки угловатой, иногда округлой тонкозернистой породы зеленого цвета, заключенные в более светлой массе, с обильными выделениями хлоритизированного цветного минерала. Обломки достигают 25 см в поперечнике и чаще имеют округло-угловатые очертания. Они располагаются более или менее согласно сланцеватости и как бы обтекаются цементирующей массой.

Главная масса обломков представлена плагиоклазово-пироксеновыми порфиритами, богатыми порфиrowыми выделениями моноклинного пироксена и плагиоклаза, обычно полностью замещенного либо минералами эпидотовой группы, либо серицитом, иногда смесью этих минералов, к которым изредка присоединяются карбонаты, причем резко выраженная зональность плагиоклазов сохраняется. Изредка в порфиrowых выделениях появляется бурая роговая обманка пойкилитово проросшая плагиоклазами. Основная масса породы обломков микрофелизитовая, обильно замещена эпидотом, цоизитом, хлоритом и карбонатами. При сходстве с вулканическими брекчиями горы Моховой они отличаются более плотным расположением обломков, составом самих порфиритов, в некоторых участках лавовым цементом и нахождением в породе обломков роговообманково-плагиоклазовых и мелких обломков диабазовых порфиритов.

Эти вулканические брекчин, отчасти представляющие, может быть, лавовые брекчин, в широтном направлении тянутся на несколько сот метров. В западной части холма они сменяются грядками плагиоклазово-роговообманкового порфирита с частыми мелкими округлыми шширами, выделяющимися полиэдрической отдельностью. Вероятно, последние представляют силлеподобную интрузию.

Грубопирокластические породы, связанные с толщей диабазовых порфиритов

Эти породы были встречены на горе Березовой (обн. 7) в задернованном, отчасти покрытом лесом, западном склоне. По простиранию к северу они сменяются туфами кислого состава. В нескольких стах метрах к югу те же грубообломочные породы превращены в сланцы неоднородного строения. Выше брекчий проходят кремнистые радиолариевые сланцы, ниже — измененные диабазы, с кремнистым веществом в трещинах отдельности. Выход грубообломочной породы представляет собой пласт северо-восточного направления, в форме невысокой нависшей скалы, видимой мощностью до 60 м. Порода состоит из крупных угловатых кусков яшмовидной породы лилового цвета, сцементированной темнозеленым сланцем. В кусках наблюдаются тонкие пленки из зернышек сульфидов и обильные жилочки медной зелени. В более южном

выходе порода состоит из обильных угловатых и угловато-округлых обломков, поперечником в 10 см и более. Часты обломки, имеющие форму толстых миндалин (фиг. 5а).

Порода обломков представлена темносерыми тонкозернистыми миндалекаменными альбитофирами с пустотами от выщелоченных кристаллов пирита, плотными темносерыми афировыми альбитофирами и плотными измененными диабазами (спилитами) фиолетовой окраски. Последние состоят из субпараллельно расположенных лейст альбитизированного и сильно серицитизированного плагиоклаза, заключенных в массу, пропитанной окислами железа. Они аналогичны залегающим ниже диабазам и породе внешних частей подушек шаровых лав, встреченных поблизости. Цементирующая обломки масса макроскопически представляет сланцеватую породу темнозеленой, местами фиолетовой окраски. Под микроскопом видно, что это рассланцованный литокластический туф. Он состоит из угловатых обломков порфиритов, пропитанных окислами железа, размером в 3—5 мм в поперечнике, иногда достигающего 1 см. Местами порода пропитана тонким агрегатом кварца, сохраняя свою структуру.

Для диабазов и диабазовых порфиритов, подстилающих эти брекчии, характерно выполнение трещин отдельности кремнистым веществом; среди них южнее был встречен выход шаровых лав (фиг. 8). В юго-западном направлении среди диабазов встречается большое количество грубых литокластических туфов спилитового состава, богатых карбонатами, перемежающихся с тонкими прослойками кремнистых сланцев и туффов.

Связь с этими породами, содержание в цементе кремнистых сланцев и кремнистого вещества указывает на то, что брекчии западного склона горы Березовой, вероятно, связаны с подводными извержениями.

2) Конгломерато-брекчии

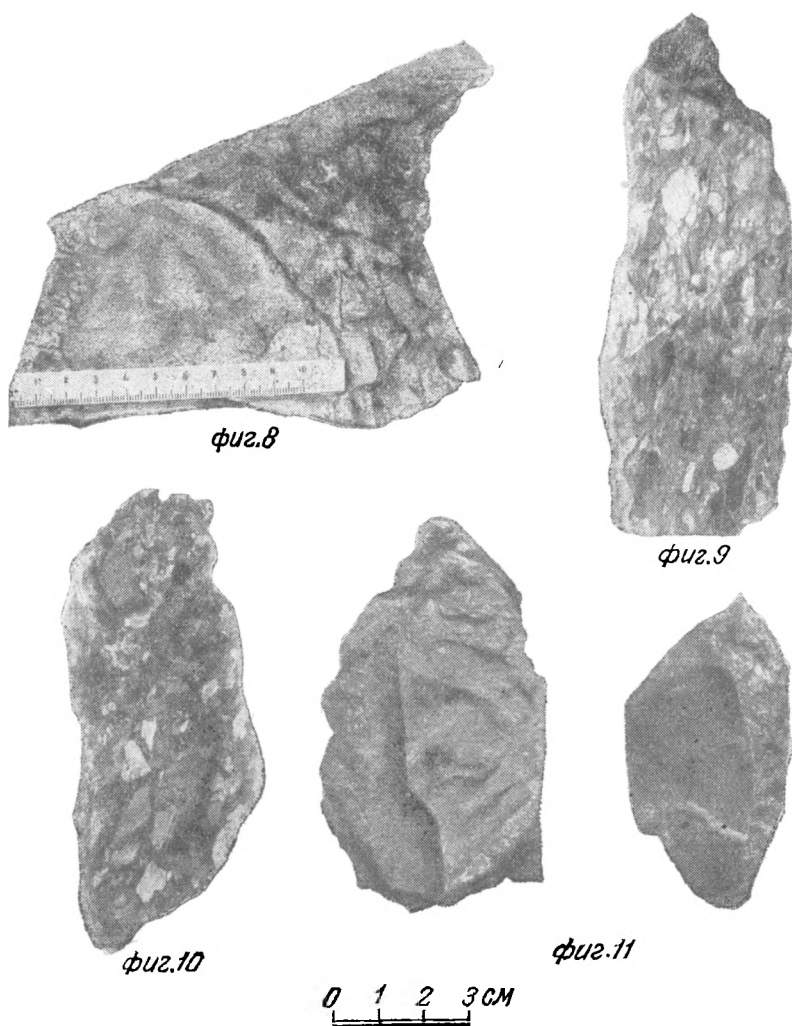
Общими характерными чертами пород, которые объединяют их в один тип, являются полимиктовый пестрый состав, несортированность материала по размеру обломков и составу, различная форма обломков, присутствие среди обломков и цемента известняков, обычно сопутствующих этим образованиям, и обилие пирокластического материала.

Эти конгломерато-брекчии залегают в форме неправильных пластов видимой мощностью от нескольких до сотни метров. Обычно они сопровождаются грубыми туфами, главным образом диабазовых порфиритов, туффитами и известняками. В общем они располагаются в полосе северо-восточного простиранья и обнажаются в виде гряд, отдельных гривок и скалистых выходов в западной части района.

Они прослежены в отдельных обнажениях от гряды горы Листвяной, где наиболее ясно виден пирокластический материал среди обломков этой породы, к югу от Златоустовского тракта до Козловских гор и в небольшом выходе к юго-востоку от оз. Змеевского.

Обнажение на горе Листвяной. В северном склоне гряды Листвяной (обн. 8) эти образования представляют скопления грубых обломков от нескольких сантиметров до 0.5 м длиной. Наиболее часты обломки в 20—30 см в поперечнике. Они обычно угловаты, иногда округлы. Породы обломков представлены разложившимися пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами, кусками вулканических брекчий, такими же, какие обнажаются севернее, диабазовыми порфиритами, разложившимися литокластическими туфами, местами сильно рассланцованными, иногда в виде глыб размером до 0.5 м и густо импрегнированными пиритом, полосатыми кремнистыми сланцами, мелкокристаллическим известняком в хорошо окатанных обломках — гальках и в виде мелких осколков (фиг. 6, 7) и изредка альбитофирами. Альбитофиры состоят из микропиклитовой, сферолитовой или трахитовой основной массы и редких фенокристаллов альбита в простых двойниках.

Цементирующая масса распределяется неравномерно. Она представлена угловатыми обломками, не превышающими 1 см, главным образом, из разложившейся основ-



Фиг. 8. Шаровая лава диабаз. Слева часть сфероиды, справа округлое «гнездо» от бывшего здесь сфероиды, в промежутке обломки того же диабаз, пропитанные окислами железа. Внизу западного склона горы Березовой

Фиг. 9. Вулканический конгломерат. Удлиненные обломки — кремнистые сланцы. Округлые гальки (лапиллы?) вариолитов. Пришлифовано три поверхности образца. Торфяник

Фиг. 10. Метаморфизованный грубый туф. Обломки — осколки кремнистых сланцев, яркозеленой эпидотизированной породы и разложившихся порфиринов к востоку от оз. Змеевского.

Фиг. 11. Обломки глинистых сланцев из конгломерата, обогащенного осадочным материалом. Восточный склон горы Березовой

ной массы порфиров, в свою очередь сцементированных карбонатами или тонким агрегатом эпидотовых минералов. Участками порода значительно эпидотизирована и содержит линзочки и жилки из эпидота и кварца.

В более мощных пластах этих пород, как например, на крутом западном склоне горы Листвяной (обн. 9), можно грубо выделить три полосы:

1. Полосу, обогащенную обломками-гальками криноидного известняка, непосредственно соприкасающегося с грубообломочной породой. Возраст этого известняка по фауне кораллов — *Columnaria floriformis* (Soshk.), *Pholidophyllum devonianum* (Soshk.), *Pseudochonophyllum helianthoides* (Frech.), *Fasciphyllum orientale* (Soshk.) и криноидей, — собранной в 1943 г. Н. Г. Марковой, определен Е. Д. Сошкиной как $D_2^1 - D_2$.

2) Полосу брекчий из угловатых кусков размером до 50 см и более, главным образом, вулканических брекчий диабазовых и плагиоклазово-пироксеновых порфиров, в которых изредка встречаются округлые обломки интрузивных пород. Брекчий этой полосы местами богаты грубым туфовым и известковым цементом. В последнем участками встречаются криноидей.

3) Полосу полимиктовой брекчий, в которой часты обломки и глыбы кремнистых сланцев, зеленого эпидотового вещества, обломки окремненных альбитофиров, туффитов, иногда в виде глыб и мелких округлых лапиллей, представляющих полностью разложенные породы.

Эта полоса вновь сменяется пластами, богатыми обломками эффузивных и пирокластических пород состава диабазов и меньше порфиров. Среди последних наблюдались отдельные выходы спилитов и пласты осадочных туфов, участками с обильными кристаллами пирита. Осадочные туфы состоят, главным образом, из угловатых обломков плагиоклазов, замещенных серицитом, и гораздо более редких, но характерных оплавленных зерен кварца, и сопровождаются слоистыми метаморфизованными глинистыми сланцами.

Грубообломочные породы с востока соприкасаются с весьма неоднородными по составу породами, близкими к габбро и микрогаббро. По оптическим свойствам, бурого амфибола, встречающегося в некоторых разновидностях, и характеру его пойкилитового прорастания плагиоклазами породы похожи на плагиоклазово-роговообманковые порфиры толщи плагиоклазово-пироксеновых порфиров, встретившиеся севернее в виде силла (?).

По простиранию к югу грубообломочные породы горы Листвяной несколько меняют свой характер, иногда обогащаются гальками кремнистых сланцев, приближаясь к конгломератам, иногда они более сильно рассланцованы; местами они обогащаются то диабазовыми брекчиями и грубыми туфами, то обломками диабазовых порфиров. К югу от Златоустовского тракта такие же обломочные породы наблюдаются среди переслаивающихся рассланцованных порфиров, кремнистых сланцев и грубозернистых литокластических туфов состава диабазовых порфиров. Среди них наблюдался выход, очевидно поток, кварцевого порфирита. Грубообломочные породы обогащены здесь обломками кварцевых порфиров, роговообманково-плагиоклазовыми порфиритами и характерными зелеными целиком эпидотизированными породами.

Еще южнее в обнажениях часты глыбы туффитов и характерна несортированность материала по размеру, форме и составу обломков. В большинстве случаев последние угловаты. Вся порода перемята. На выветрелых поверхностях порода плохо сцементирована и представляется в виде нагромождения обломков.

Выходы грубообломочных пород в виде замшелых каменных гряд с отвесными стенами тянутся далее на юг до пос. Козловского (см. карту). Вблизи Козловских гор (к северу от поселка) появляются известняки, гальки которых в изобилии переполняют пласты прилегающих к ним грубообломочных пород (обн. 10).

Обнажение к юго-востоку от оз. Змеевского. Внизу восточного склона невысокой гряды к юго-востоку от оз. Змеевского (обн. 11) грубообломочные породы наблюдаются в виде неправильных линзовидных прослоев, мощностью до 1 м, среди слистых туффитов. Главная масса туффитов состоит из осколков кристаллов роговой обманки. Сами грубообломочные породы состоят из обломков рассланцованных плагиоклазовых порфиров, таких, какие выходят южнее, альбитофиров, кремнисто-хлоритовых сланцев и обломков метаморфизованного литокристаллокластического туфа плагиоклазового порфирита. В нем обильны почковидные агрегаты пластинчатого эпидота, актинолит и карбонаты.

3. КОНГЛОМЕРАТЫ

А. Вулканические конгломераты

Эта группа горных пород подчинена слоистой обломочной толще, достигающей нескольких сот метров мощности. Она состоит из переслаивающихся слоев туффитов, кремнистых сланцев и конгломератов, образующих, пожалуй, главную массу; мощность пластов конгломератов

доходит до сотни метров. Нередко они наблюдаются в виде выклинивающих пластов. Преобладают эти породы в западной части района.

Обнажения у Торфяника. Характерные и обильные выходы конгломератов наблюдаются у Торфяника (обн. 12). Вообще выходы этих пород отличаются тем, что обычно они слагают обособленные горки, узкие хребтики, тянущиеся на значительные расстояния.

Эти вулканические конгломераты ясно сланцеваты и местами слоисты. В них наблюдаются прослойки, главным образом, кремнистых сланцев, кремнисто-глинистых сланцев и полимиктовых песчаников с кремнисто-карбонатным цементом. Местами слоистость проявляется нерезко и выражается лишь в чередовании слоев различной сортировки. Общий вид породы показан на фиг. 9. Отношение количества обломков к количеству цемента изменчиво и колеблется от 12:1 до 3:1. Размер обломков различен, частицы менее 5—6 мм мы относим уже к цементу. Среди обломков выделяются более крупные от 2—3 до 20—30 см и галечки в 1—2 см. Последние иногда составляют главную массу обломков и представлены преимущественно хорошо окатанными гальками эффузивных и пирокластических (?) пород. Вообще обломки-гальки окатаны; более мелкие обычно имеют округлую форму и резко выделяются на выветрелой поверхности. Цемент распределен неравномерно, местами его больше, чем галек, всегда он отчетливо сланцеватый. Состав обломков разнообразен, в общем почти по всей толще главную массу их составляют обломки кремнистых радиоляриевых сланцев в виде плиток с закругленными краями, часто в форме очень плоских эллипсоидов, размером от 1 до 30 см; наиболее часты длиной от 2 до 7 см. Нередки обломки кремнистых кварцитовидных пород; реже глинистых сланцев и еще реже обломки эффузивных и, вероятно, пирокластических пород размером от 1 до 10—12 см. Среди них преобладают вариолиты, более редки диабазовые порфириты и порфириты и наиболее редки албитофилы. Встречаются обломки интрузивных пород: габбро-диабазов, измененных диабазов, габбро и амфиболитов. Такие обломки также хорошо окатаны — это гальки. Они распространены к западу от полосы порфиритов горы Круглой и в отдельных местах составляют главную массу всех обломков. Средний размер диаметра 5—6 см, но достигает 30 см и более.

Цемент конгломератов сланцеват и состоит из хорошо окатанных галечек, размером около 2—3 мм. Средний состав цемента примерно таков: вариолитов и диабазовых порфиритов (вероятно, отчасти лапилли) 35—40%; радиоляриевых сланцев 20—25%; порфиритов около 8%; известняков и интрузивных основных пород около 2%. Обломки имеют удлиненную или линзовидную форму, обычно соприкасаются друг с другом, имеют то разветвленные концы, то с характерным окончанием очков метаморфических пород в виде «хвостов» из вторичных минералов. Нередко можно наблюдать как осколки амфибола разрастаются и пойкилобластически захватывают обломки другого состава. Из вторичных образований наблюдаются слюды, амфиболы, карбонаты, кварц и окислы железа. Эта порода цемента представляет собой туффид в понимании Мюгге (13), образовавшийся из туффита, по составу близкого к шальштейну и очень близкого к туфам, иногда слоистым, горы Круглой.

На широте оз. Змеевского (обн. 13) конгломераты подстилаются переслаивающимися туффитами, черными глинисто-кремнистыми сланцами и туфами, содержащими прослойки плагиоклазовых порфиритов. Интересны метаморфизованные туфы, наблюдавшиеся вблизи жил гранитового состава (фиг. 9). Они состоят из обломков-осколков, размером более 1 см, кремнистых сланцев, эффузивных и яркочеленных эпидотизированных пород и отдельных кристаллов. Встречаются в них и жеоды (?) кремнистого вещества, а в обломках эпидотизированных пород — радиолярии, замещенные эпидотом.

Полоса конгломератов уходит на юг за Марскалинские озера. Вторая полоса конгломератов проходит западнее и слагает гряды горы Тележной. На водоразделе ее, около выходов гранитов и связанных с ними жил, полого залегающие типичные контактовые роговики с гранатом, хлоритомом и турмалином сменяются сильно метаморфизованными конгломератами. Они превращены в роговики, но обломочное строение сохраняют (обн. 14). На больших расстояниях от выходов гранитов в них заметно лишь окремнение, а по простиранию к югу они обычной плотности и еще дальше выклиниваются и сменяются тонкоплитчатыми тонкослоистыми сланцами.

Б. Конгломераты, обогащенные осадочным материалом

По простиранию к северу, к северо-восточному склону горы Березовой и к югу от Марскалинских озер слоистая обломочная толща обогащается осадочным материалом, и прослойки грубообломочных пород в ней значительно меньшей мощности. Они отличаются от описанных вулканических конгломератов количеством и составом крупных обломков, отчасти цемента и вторичными образованиями.

Хорошие обнажения этих пород наблюдались у р. Черной, у оз. Кошуль, на юге у оз. Курманкуль. Эта толща вскрыта железнодо-

рожной выемкой на северном и северо-восточном склонах горы Березовой.

У р. Черной конгломераты представлены промежуточной разновидностью — среди крупных обломков в них встречаются округлые гальки сильно измененных плагиоклазово-пироксеновых порфиритов, таких как на горе Круглой. В остальных обнажениях они одинаковы, и можно ограничиться описанием разреза этой толщи на горе Березовой.

Разрез обломочной толщи на горе Березовой (обн. 15). С запада разрез начинается кремнистыми сланцами с прослоями глинистых сланцев мощностью не более 2 м, которые собраны в пачку узких складок с острыми седлами. Наблюдались флексуры и небольшой сброс. Кремнистые сланцы переходят в кремнистые брекчин, которые глинистой прослойкой отделены от кластических пород. Эти породы вскрыты железнодорожной выемкой в северо-восточном склоне горы Березовой в виде сплошной 10—12-метровой стены, разбитой на уступы резко выраженными трещинами двух систем отдельности, распадающиеся на мелкие остроугольные плитки. Трещины отдельности выполнены карбонатом-кварцевыми жилами. Толща состоит из слоев средне-, тонко- и крупнозернистых пород, среди которых проходят прослойки грубообломочных пород. Переходы между породами постепенны.

Крупнозернистые породы с обломками размером до 3 см незаметно сменяются грубообломочными с крупными обломками до 30 см и размером зерен цементирующей массы в 2—3—4 мм. Наблюдаются прослойки глинистых сланцев, таких как в крупных обломках, и повторное чередование, напоминающее ритмичность флиша.

Тонкозернистые породы состоят из рассланцованного агрегата мелких зернышек кварца, чешуек хлорита, обломков амфибола, эпидота, кварца, альбита и измененных пористых обломков стекла (?). Мелкозернистые разновидности размером от 0.5 до 3 мм состоят из угловато-округлых обломков кристаллов, главным образом, альбита, кремнистых сланцев, разложенного фельзита (стекла ?), кристаллов и обломков кристаллов моноклинного пироксена, кристаллического известняка, зерен апатита, изредка глауконита и обломков перекристаллизованной фауны. В цементе хлорит, кварц, эпидот, карбонаты; местами цемент трудно отличим от обломков.

Главная масса грубообломочной породы состоит из частиц, размером до 4—5 мм округлой и угловатой формы кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, альбитофиров с трахитовой основной массой, порфиритов, отдельных кристаллов свежего альбита и обломков известняков. Они сцементированы хлоритовым веществом, карбонатами и окислами железа. Количества различных по составу обломков колеблются в следующих пределах: кремнистых сланцев от 10 до 70%, порфиритов от 17 до 36%, разложенных пород (отчасти стекол?) от 25 до 40%, кристаллов альбита и пироксена от 4 до 20%; карбонатов и других минералов от 2 до 6%. Крупные обломки размером 20—30 см не часты и представлены глинистыми сланцами обычно округлой формы и кремнистыми сланцами в плитках с закругленными краями (фиг. 11). И те и другие содержат прослойки с обильными пустотками от радиолярий, выполненных эпидотом.

По большому количеству вулканического материала эта порода может быть отнесена к тем конгломератам, которые Е. Т. Шаталов (11) называет вулканогенными конгломератами, а породы вмещающей толщи — к вулканогенным граувакковым образованиям. Но мы ограничимся для этих образований названием конгломератов, обогащенных осадочным материалом, а для вмещающих пород, как было принято Е. С. Доброхотовой (5), граувакк, за недостатком данных об их вулканическом или вулканогенном происхождении в момент образования.

4. КЛАССИФИКАЦИЯ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД, ИХ СВОДНАЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Общими признаками для всех исследованных обломочных пород является размер их обломков, в массе превышающий 3—4 см, по которому они объединяются в группу грубообломочных, и присутствие вулканического материала, что относит их всех к вулканогенным образованиям.

По остальным литологическим и геологическим признакам, характеризующим происхождение обломочных пород, они распадаются на три типа. Для определения их мы пользуемся существующими классификациями.

В многочисленных классификациях твердых обломочных пород разделение основано: 1) или на морфологических признаках (размер и форма обломков), или 2) на генетических признаках (способ отложения или происхождение обломков), или 3) на признаках обеих первых

групп при приоритете морфологических признаков, обычно более доступных наблюдению.

Последняя классификация наиболее полна и ценна тем, что построена главным образом по данным наблюдений над современными образованиями. Эта классификация была предложена Х. Вильямсом и Ч. Вэнтворзом в 1932 г. (14) для пирокластических пород. Признаки в ней расположены в порядке их значения для восстановления главного процесса, образующего породу. Порядок таков: размер, форма и происхождение материала; состав и структура обломков; способ отложения.

Те же признаки можно, очевидно, применить и для определения обломочных горных пород иного происхождения, дополняя их признаками, приводимыми Д. В. Наливкиным (9) и Твенхофелем (10) и определяющими фациальный характер: состав вмещающих пород, стратиграфическое положение, наличие фауны и ее характер; окатанность и отсортированность галек, количество цемента.

По указанным признакам даны краткие характеристики типов и их определение.

Тип первый. Вулканические брекчи

Размер главной массы обломков 7—10 см, не менее 3—4 см. Форма обломков угловатая, иногда округлая, местами похожая на оплавленную. Состав обломков однородный, редко разнородный. Среди пород обломков наблюдались: пироксеново-плагиоклазовые порфириды, обычно измененные, иногда шлаковидные и плагиоклазово-пироксеновые порфириды, обломки которых составляют главную массу, либо диабазовые, либо роговообманково-кварцевые, либо роговообманково-плагиоклазовые порфириды, либо туфы обычно кристаллокластические, отвечающие по составу порфиридам обломки которых встречаются в виде примеси.

Цемент распределен неравномерно, местами отсутствует, представлен литокластическим, литовитрокластическим, либо кристаллокластическим туфом, в очень редких случаях лавой, иногда рассланцованным агрегатом вторичных минералов. Местами цемент образован только эпидотом и карбонатами. Залегают эти породы в виде неправильных коротких выклинивающихся пластов среди эффузивных пород и туфов и по простиранию переходят в них; по составу обычно отвечают вмещающим породам; иногда содержат примесь обломков родственных пород и пород более раннего образования.

Вмещающая их толща залегает под известняками возраста D_1^2 — D_2 . Главная масса пород этого типа представляет собой, таким образом, вулканические брекчи, местами обогащенные туфовым цементом, переходящие в туфовые брекчи и в единственном случае в лавовую брекчию.

Грубообломочные породы западного склона горы Березовой отличаются присутствием примеси осадочного материала. Обломки в них размером в 10—12 см угловаты и округлы, представлены яшмовидными породами, диабазами и альбитофирами, а цемент литокластическим туфом, в свою очередь связанным кремнистым веществом. Эти породы подчинены более молодой диабазово-альбитофировой толще, в которой местами встречаются признаки, указывающие на образование под водой; возможно, что обломочные породы образовались в таких же условиях.

Тип второй. Конгломерато-брекчи

Обычно размер обломков очень неоднороден — от 1 см до 0.5 мм. Нередки глыбы до нескольких метров длиной. Форма обломков угловатая и окатанная, состав полимиктовый, количества обломков разного состава меняются по простиранию. Состав пород обломков: диабазовые

порфириты и их туфы, пироксеново-плагноклазовые и кварцево-рогово-обманковые порфириты литокластические, витролитокластические и кристаллокластические туфы порфиритов и альбитофиров, альбитофиры, вулканические брекчии порфиритового состава, спилиты, кремнистые радиоляриевые сланцы, тонкозернистые эпидозиты, известняки; изредка встречаются обломки меланократовых пород типа габбро, кварцевых диоритов и мелкие округлые лапилли (?) разложенных пород. Форма обломков различная; обычно округлую, похожую на оплавленную, форму имеют обломки кварцевых порфиритов; хорошо окатаны обломки кварцевых порфиритов; хорошо окатаны обломки известняков, встречающихся также в виде осколков, и иногда кремнистые сланцы.

В виде глыб до нескольких метров встречаются кремнистые сланцы и туффиты.

Цемент распределен неравномерно и в разных местах различен, представлен мелкообломочной массой с характерными угловатыми обломками-осколками, в свою очередь сцементированными известковой вблизи выходов известняков, кремнистой или яркозеленого цвета эпидотовой массой.

Породы залегают в виде неправильно выклинивающихся пластов, мощностью до сотни метров, местами по простиранию переходят в грубые конгломераты с преобладающей кремнистой галькой. В некоторых местах наблюдаются тонкие прослойки туффитов, кремнистых сланцев и спилитов (?). Этот тип пород залегает среди туфов и туффитов состава, главным образом, диабазовых порфиритов, переходя в них, и обычно налегает на криноидные известняки возраста $D_2^1-D_2$.

Литологически они представляют собой конгломерато-брекчию; фациально они близки брекчиям обвалов или осыпей, но в то же время содержат гальку подстилающего известняка, указывающую на размыв известкового берега. Такие образования, по аналогии с береговыми конгломератами, очевидно, следует назвать береговыми конгломерато-брекчиями.

Нередко, как указывает Вентворз (10, стр. 199), береговые конгломераты не точно называют базальными. В данном случае применение термина базальный было бы формальным.

Третий тип. Конгломераты

А. Конгломераты вулканические

Размер обломков от 2 до 30—40 см по длинной оси, форма округлая, окатанная, состав полимиктовый, количество обломков разного состава по простиранию меняется. Состав пород обломков: кремнистые и глинисто-кремнистые радиоляриевые сланцы, вариолиты, диабазовые порфириты, спилиты, альбитофиры, диабазы, габбро, кварцевые диориты, амфиболиты, известняки в очень незначительном количестве.

Цемент состоит из обломочной породы, по составу близкой литокластическим туфам, подчиненным порфиритовой толще, и представляет собой туффид. Количество цемента значительно и местами доходит до 70% всей породы. Породы образуют пласты мощностью до 100 м, составляя существенную часть слоистой обломочной толщи, главным образом туффитов, туфогенных песчаников, туфов и кремнистых туффитов. По составу материала они представляют собой вулканический конгломерат.

Б. Конгломераты, обогащенные осадочным материалом

Размер обломков от 4 до 20—30 см, форма окатанная и угловато-окатанная. Порода обломков представлена кремнистыми и глинистыми радиоляриевыми сланцами.

Цемент по количеству преобладает и представлен окатанными обломками кремнистых и глинистых сланцев, эффузивных пород, обломков альбита и меньше моноклинного пироксена, известняков, известковой фауны; в одном из шлифов было встречено зерно глауконита. Эти конгломераты залегают в виде прослоек мощностью до нескольких метров в слоистой толще граувакк или туффитов и сланцев, налегающей на кремнистые сланцы в отдельных образцах, очень близких по составу к цементу предыдущей группы. По составу материала, они должны быть отнесены к конгломератам мелководных фаций, богатых вулканическим материалом.

5. НЕКОТОРЫЕ ЗАКЛЮЧЕНИЯ ОБ ОБРАЗОВАНИИ ИССЛЕДОВАННЫХ ПОРОД

В предисловии к работе о вулканических брекчиях и конгломератах (12) Лякруа указывает, что «среди вопросов, возникающих при изучении районов с потухшей вулканической деятельностью, наиболее темным является вопрос происхождения брекчий и конгломератов». Рассматривая образование исследованных пород, конечно, можно сейчас заключить только о некоторых отдельных сторонах этого вопроса.

Происхождение грубообломочной породы вообще характеризуется механизмом образования обломков и условиями их переноса и отложения. Материал может быть образован либо при вулканических эксплозиях, либо вследствие разрушения пород внешними агентами. Условия переноса и отложения определяются главным образом средой и рельефом (3, 9, 10 и др.).

Среди исследованных пород, исходя из установленных литологических признаков, по механизму образования обломков выделяются две группы горных пород: пирокластические породы (тип первый) и горные породы, в образовании материала которых существенную роль играла вода (типы второй и третий).

Среди грубых пирокластических пород, составляющих лишь незначительную часть пирокластических пород района вообще, наблюдаются породы, не обнаруживающие никаких признаков действия воды и отлагавшиеся, быть может, на суше. Это отложения хребта Кидыш, к северу от горы Листвяной и в других местах, подчиненные плагиоклазово-пироксеново-порфиритовой формации.

В районе горы Круглой грубые пирокластические породы этой формации сменяются в южном направлении грубыми, часто лапиллевыми туфами, а в северо-западном направлении — грубыми туффитами с окатанными обломками стекла и известковым цементом, характеризующими их как отложившиеся непосредственно в воду. Такое распределение материала позволяет говорить о существовании недалекого центра извержения, как это уже указывалось ранее (8, 4); а сами породы — о различных условиях их отложения, возможных при извержениях на вулканических островах.

Признаки, находимые в грубых пирокластических породах, подчиненных диабазово-альбитофировой формации, и признаки, обнаруженные в самих диабазах, указывают на вероятность их образования под водой. Признаки эти таковы: нахождение осадочного материала в обломках и цементе пирокластических пород, нахождение связанных с ними диабазов в форме шаровых лав, выполнение в диабазах трещин отдельно-сти кремнистым веществом и прослойки в них туфов или туффитов спилитов.

Ко второй группе пород, общим признаком которых является присутствие окатанного материала, относятся широко распространенные конгломераты, характерные обилием вулканического материала и связанные с граувакками, кремнистыми сланцами и туффитами, среди ко-

торых наблюдаются пластовые жилы диабазов. Особо из этой группы выделяются конгломерато-брекчии. Главная масса этих пород представляет собой хаотическую брекчию типа осыпи или обвала (9), богатую вулканическим и пирокластическим материалом и в то же время содержащую гальку подстилающих известняков (возраста D_2^1 — D_2). В них сочетаются признаки, указывающие и на размывание известкового берега, и на нарастание его вследствие осыпи или обвала, одной из причин которых могла быть и вулканическая деятельность. Фациально это береговые конгломерато-брекчии, которые определяют зону древнего берега.

Очень большое количество пирокластических образований, вулканогенный характер всех исследованных грубообломочных пород района, нахождение материала, отлагавшегося под водой, и наблюдаемые местами признаки древнего берега едва ли позволяют рассматривать их как базальные конгломераты, а указывают лишь на то, что одной из главных причин образования мощных толщ обломочных пород района являлась взрывная вулканическая деятельность в прибрежных условиях.

В заключение считаю своим приятным долгом поблагодарить А. Н. Заварицкого за ценные указания и внимание к работе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.
2. Заварицкий А. Н. Некоторые горные породы окрестностей Царево-Александровского прииска в Миасской даче. Зап. Горн. инст., т. III, вып. 2, 1911.
3. Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Гос. научн.-техн. изд., 1932.
4. Заварицкий В. А. Зеленокаменные породы из района Учалинского колчеданного месторождения на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1945.
5. Доброхотова Е. С. Геологическое строение зеленокаменной полосы (Сыро-стан-Миас). Изд. АН СССР, 1940.
6. Коптев-Дворников В. С. и др. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. Изд. АН СССР, 1940.
7. Карпинский А. П. Авгетовые породы деревни Мулдакаевой и горы Качкалар на Урале. Горн. журн., № 5, 1869.
8. Кротов Б. П. Петрографическое исследование южной части Миасской дачи. Тр. Общ. естествоисп. Каз. унив., т. XVII, вып. 1, 1915.
9. Наливкин Д. В. Учение о фациях, Гос. научн.-техн. горн.-геол. изд., 1932.
10. Твенхофел В. Х. Учение об образовании осадков. Пер. под ред. И. А. Преображенского. Объед. научн.-техн. изд., 1936.
11. Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород. Объед. научн.-техн. изд., 1937.
12. Lacroix A. Contribution à l'étude des Brèches et des Conglomérats volcaniques. Bull. de la Société Géol. de France. 4 ser., t. 6, 1906.
13. Mügge O. Benennung und Struktur der Tuffoide der Lenneporphyr. N. J., B. 1, 1896.
14. Wentworth Ch. K. und H. Williams. The Classification and Terminology of the Pyroclastic Rocks. Bull. of the Nat. Res. Council, No. 89. Report of the Committee on Sedimentation, 1930—1932.

Е. Н. ЛАРИОНОВА**ДЕВОНСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
КРАСНОКАМСКО-ПОЛАЗНЕНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ**

В статье описываются девонские и предположительно силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали. Приводится сопоставление их с одновозрастными отложениями прилегающих районов западного склона Урала, а также Туймазинско-Бавлинского и Голышурминского участков.

Краснокамско-Полазненская антиклиналь расположена на р. Каме у г. Мологова. Она имеет северо-восточное простирание, длину около 90 км и состоит из трех брахиантиклинальных поднятий Краснокамского, Северокамского и Полазненского, — являющихся пологими складками платформенного типа. Под толщей пермских каменноугольных отложений бурением вскрыты девонские отложения. Ниже палеонтологически охарактеризованного живецкого яруса среднего девона залегает мощная, свыше 1000 м, толща песчаников и песчано-глинистых сланцев, возраст которых достоверно не установлен, так как фаунистические доказательства отсутствуют, и которые лишь на основании сопоставления их с разрезами прилежащих районов западного склона Среднего Урала условно можно параллелизовать со средне- и нижнедевонскими и частично силурийскими отложениями.

Фауна в девонских отложениях Краснокамско-Полазненской антиклинали изучалась Н. И. Пьянковой, петрографический состав пород — А. С. Ердяковым и Э. М. Демичевой.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Краснокамске вскрыта толща светлых аркозово-кварцевых песчаников в нижней части бледнорозового цвета, в верхней — преимущественно белого, с тонкими прослойками по всей толще темных зеленовато-серых хлоритизированных песчаников.

Песчаники мелкозернистые, редко разнозернистые, однородные, крепкие, кварцитовидные, лишенные слоистости. Зерна угловатые и округло-угловатые, часто корродированные; кварц с волнистым погасанием. Цементом в песчаниках является вторичный кварц, местами доломит; изредка в темных разностях цемент соссюритизированный и хлоритизированный. Легкая фракция песчаников состоит на 50—80% из кварца и на 12—70% из полевых шпатов, преимущественно микроклина и ортоклаза, реже плагиоклаза; изредка встречаются выветрелые обломки. Количество тяжелой фракции незначительно, не более 0.5%; в нее входят турмалин от 3 до 60%, редкие зерна гранита, корунда, пирита и черных рудных минералов; местами находится хлорит, зерна доломита и выветрелые зерна от 17 до 65%.

В песчаниках были отмечены тонкие миллиметровые прослойки черного битуминозного песчаника.

Описанные песчаники отнесены к силурийским условно — на основании сопоставления их с аналогичными песчаниками в ближайших уральских разрезах, где они указываются в лландоверийском и уинлокском ярусах, но где силурийский возраст их устанавливается, по данным А. Н. Иванова и Е. И. Мягковой (2), в течение многих лет занимающихся изучением древних толщ среднего Урала, залеганием ниже лудловских известняков с типичной фауной: *Halisites* ex gr. *catenularia* L., *Helicolites* ex gr. *interstincta* L., *Septatrypa megaera* Barr., *Gypidula incipiens* Barr., *Brooksina* sp. и другой.

Отложение описанных песчаников происходило, повидимому, в мелководном бассейне и в непосредственной близости от источников сноса, о чем говорит наличие значительного, в среднем до 30—40%, количества мало разрушенных полевых шпатов, не переносящих длительного транспортирования.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижний девон + эйфельский ярус

На описанные светлые аркозово-кварцевые песчаники с размывом налагает резко отличная от них мощная, до 950 м, темноцветная толща, немая в фаунистическом отношении, состоящая из хорошо отсортированных глинистых, алевролитовых и песчаных сланцев, часто чередующихся между собой тонколистоватых, сильно слюдистых, несущих следы метаморфизма. В большей нижней части толща имеет однотонную темносерую окраску, изредка у небольшой мощности прослоек — шоколадно-коричневую, в последующих 80 м окраска меняется преимущественно на зеленовато-серую и в верхних горизонтах — пестроцветную: красновато- и шоколадно-коричневую, чередующуюся с зеленовато-серой.

В основании этой толщи имеется 5-метровый пласт серого сильно песчаного доломита, местами брекчиевидного, с угловатыми обломками и галькой, размером от нескольких миллиметров до 3 см, розовых аркозовых песчаников, коричневых яшм и кремнистых доломитов. В гальках доломита в шлифах наблюдалось оолитовое сложение и мелкие неопределимые органические остатки. Наличие галек свидетельствует о перерыве в осадконакоплении; о том же говорит и резкая литологическая смена пород.

Возраст описываемой толщи может трактоваться различно: 1) или вся она нижнедевонская, 2) или верхняя пестрая часть ее эйфельского возраста, а нижняя серая — нижнедевонская, 3) не исключено, что верхнюю пеструю часть ее можно сопоставлять с нижним девоном, а нижнюю относить к силуру, сопоставляя с толщей темных немых сланцев уинлокского и лудловского ярусов, развитых в Молотовской области на западном склоне Урала, где они, по А. Н. Иванову и Е. И. Мягковой (2), местами перекрываются известняками с лудловской фауной, а местами связаны постепенными переходами с зелеными песчаниками нижнего девона.

Исключительная выдержанность разреза сланцевой толщи позволяет разбить ее по литологическому составу на девять пачек, характеризующихся или преобладанием глинистых сланцев, или более крепких известковистых песчаников. Последние преобладают в нижней части разреза. Очень редко в толще встречаются миллиметровые прослойки известняка.

Породы содержат в тяжелой фракции много слюды, количество которой уменьшается вверх по разрезу; в верхней части много гидроокислов железа и барита. Легкая фракция их состоит из кварца, выветре-

лых обломков пород, среди которых встречаются обломки эффузивных пород; количество полевых шпатов обычно незначительное, редко превышающее 7%; оно повышается в верхней пестроцветной толще. У зерен кварца облачное погасание наблюдается значительно реже, чем в силурийских песчаниках.

Описываемая толща образовалась в спокойном обширном замкнутом мелководном бассейне в условиях медленного и длительного погружения, на что указывают следы волновой ряби, тонкость зерна обломочного материала, нормальная тонкая слоистость пород и почти полное отсутствие косой слоистости.

Живетский ярус

Живетский ярус представлен лишь нижним подъярусом, в состав которого входит нижняя песчаниковая такатинская свита мощностью 59—69 м и верхняя карбонатная мощностью 33—53 м. Верхнеживетские отложения в разрезе отсутствуют.

Такатинская свита. Породы такатинской свиты обычно описывались на Урале как эйфельские. Живетский возраст их в последнее время доказывается С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1). Они, как и Д. В. Наливкин, считают, что живетская трансгрессия началась с отложения базальной такатинской толщи, которая постепенно переходит в вышележащие живетские известняки, входящие в состав того же цикла, залегают с разрывом на различных по возрасту породах, а также на основании находок по р. Демид эйфельской фауны в слоях, непосредственно подстилающих такатинскую свиту.

Фаунистических доказательств возраста описываемой свиты у нас нет; отсутствие в разрезе эйфельских отложений также не доказано, поэтому совершенно условно эта свита под наименованием такатинской включена нами в живетский ярус.

Свита сложена светлыми разнозернистыми в основном грубозернистыми косослоистыми кварцевыми песчаниками, которым подчинены гравелиты, мелкогалечные конгломераты из кварцевой гальки, глины, алевролиты и прослойки, преимущественно в нижней части, бурого железняка. Прослойки конгломерата приурочены к верхней части свиты, размер галек до 1 см; размер зерна вообще увеличивается вверх. Окраска пород свиты пестрая: белая, розовая, желтоватая, с фиолетово-красными пятнами в ожелезненных участках.

Песчаники кварцевые; для них характерна неотсортированность обломочного материала и плохая его окатанность. Зерна в основном неокатанные, угловатые, реже округло-угловатые. Цемент чаще незначительный — кварцевый, железистый, глинистый, изредка доломитовый. В тяжелой фракции, количество которой колеблется от 0.5 до 11%, отмечено наличие значительного количества, до 55%, черных рудных минералов, местами бурых гидроокислов железа; обычен турмалин, встречаются анатаз, корунд, гранат, в легкой фракции полевые шпаты или отсутствуют, или не превышают 3%.

Такатинские песчаники отлагались в континентальных условиях в период, который совпал с движениями суши, вызвавшими интенсивное разрушение ее повышенных участков и быстрый снос потоками продуктов размыва, неотсортированных и неокатанных.

Карбонатная свита живетского яруса сложена темными глинистыми известняками, обычно с битуминовым запахом, с тонкими волнистослоистыми прослойками битуминозных глин, в основании — доломитами с прослойками песчаников; она содержит богатую фауну кораллов, строматопор и брахиопод. В свите выделяются снизу вверх: 1) доломитово-песчаниковые слои мощностью до 9.0 м, 2) сирингопоровые известняки мощностью 8—10 м и 3) фавозитово-строматопоровые известняки мощностью 22—37 м.

Доломитово-песчаниковые слои сложены сильно песчанистыми серыми доломитами с прослойками доломитизированных песчаников с ооидами бурого железняка, в основании с прослойками бурого оолитового железняка. В них встречаются членики стеблей криноидей и обнаружена единичная колония *Favosites cf. fibrosus* Goldf.

Сирингопоровые известняки представлены темными глинистыми разностями, с зеркалами скольжения, трещиноватыми, тонкокристаллическими и пелитоморфными, с неровными поверхностями наложения, с примазками черных и битуминозных сланцеватых глин. Они обычно переполнены члениками стеблей криноидей с двойным и крестообразным осевым каналом, кораллами *Syringopora eifeliensis* Schlüt., *Favosites goldfussi* d'Orb., *Favosites ex gr. placenta* Roming., затем встречаются *Clathrodictyon cf. columnare* Nich., *Calceola sandalina* Lam., *Conchidium pseudobaschkiricum* Tschern., *Atrypa angelica* Hall и т. п.

Фавозитово-строматопоровые известняки коричневато-серые, участками глинистые, битуминозные, пелитоморфные, кристаллические и органогенно-обломочные. Плоскость наложения их часто крупнобугристая. Местами в кровле наблюдается брекчия из карбонатно-глинистой перемтой массы с обломками светлого известняка и желтовато-серых аргиллитов.

Известняки содержат колонии многочисленных и разнообразных представителей фавозитов, строматопор, членики стеблей криноидей, мелких рачков и раковины менее многочисленных брахиопод. Отсюда определены: *Clathrodictyon praetenerum* Jav., *Cl. jakovlevi* Riab., *Favosites cristatus* Blum., *Fav. goldfussi* d'Orb., *Fav. forbesi* Ed. et Heim var. *sibirica* Petz., *Syringopora cf. bifurcata* Lonsd., *Conchidium baschkiricum* Vern., *Conch. cf. pseudobaschkiricum* Tschern. и другая фауна.

Карбонатные породы живетского яруса отложились в условиях обширной морской трансгрессии, начало которой сопровождалось накоплением доломитов и песчаников с гнездами оолитового бурого железняка, образовавшихся вблизи от береговой линии. Вода была нормальной морской солености, что способствовало развитию богатой фауны. Бугристая поверхность известняков указывает на мелководную обстановку моря.

Франский ярус

В отложениях франского яруса выделяются ниже- и верхнефранские отложения. Первые подразделяются на три свиты: 1) пашийскую, песчано-аргиллитовую свиту, мощностью 55—80 м, 2) кыновскую свиту известняков и доломитов с *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon., мощностью 2,5—13 м и 3) свиту немых доломитов и водорослевых известняков с *Girvanella* мощностью 26—43 м. Верхнефранские отложения представлены известняково-доломитовой свитой и подразделяются по фауне, по данным Н. И. Пьянковой, на: 1) слои с *Peneckiella*, мощностью 45 м, 2) слои с *Amphiroga*, мощностью 63 м и 3) слои с *Theodossia evlanensis* Nal., мощностью 19—24 м.

Нижнефранские отложения

Пашийская песчано-аргиллитовая свита сложена серыми, зеленовато-серыми и белыми песчаниками и алевролитами и темносерыми и зеленовато-серыми аргиллитами, часто чередующимися между собой и замещающими друг друга как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Она залегает с разрывом на живетских известняках, контакт между ними резкий.

Песчаники и алевролиты нормально- и косослоистые, часто «с вихреватой» текстурой и нередко переполненные извивающимися трубками,

возникшими, вероятно, в результате переработки осадка илоедами. Характерна для свиты переслаиваемость песчаников и алевролитов с прослойками миллиметровой мощности. Песчаники кварцевые, хорошо отсортированные, с округло-угловатой и округлой формой зерна. Цемент обильный — кварцевый, глинистый, местами сидеритовый, реже карбонатный.

Изредка песчаники содержат линзы конгломерата из гальки до 3—4 см ожелезненного песчаника; в цементе конгломерата часты сферокристаллы сидерита. Наличие сидерита вообще характерно для свиты; в разрезе Полазны иногда он образует тонкие прослойки. В толще много также пирита.

В Полазне в одном разрезе в кровле свиты встречена прослойка в 30 см коричневого оолитового железняка глинистого, песчаного, из ооидов чечевицеобразной формы, сцементированных глинисто-железистым веществом, с ядрами неопределимых мелких пеллеципод и брахиопод.

Глины пашийской свиты зеленовато-серые и серые, часто перематы, с зеркалами скольжения. Изредка в свите встречаются тонкие прослойки известняка и доломита. Карбонатность в свите незначительная.

Минеральный состав более или менее однороден у пород всей свиты. В тяжелой фракции много пирита и сидерита, постоянно находится группа устойчивых минералов — турмалин, корунд, от редких зерен до 25%, реже встречаются рутил, анатаз, гранат, эпидот, ангидрит, флюорит.

Фаунистический комплекс свиты беден. Здесь встречаются обычно в аргиллитах, реже в алевролитах лингулы, эстерии, чешуйки рыб и редко единичные ядра пеллеципод и брахиопод. Отсюда определены: *Lingula loewinsoni* Wen., *Lingula squamiformis* Phill., *Lin. amalitzkii* Wen., *Lin. aff. punctata* Hall., *Estheria excentrica* Lutk., *Esth. aff. petinensis* Lutk., *Estheria vulgaris* Lutk., обломки щитка *Coccosteus* sp. (cf. *mironovi* Obr.).

В свите, и особенно в песчаниках, местами наблюдается скопление обугленных растительных остатков, а в алевролитах и аргиллитах — мега- и микроспоры. По заключению А. Н. Криштофовича, определившего флору из нескольких образцов, пашийская свита Краснокамска характеризуется остатками, типичными для псилофитовой флоры — *Aphylopteris* sp., *Huניה sphaenophyllum* Nath., *Höstimella* sp., *Protolapidodendron* sp. Из микроспор преобладают формы, лишенные оторочки, с гладкой и шагреневой поверхностью экзины. По наблюдениям И. С. Глушкова, занимавшегося их изучением, спорами больше насыщена нижняя часть свиты, причем некоторые из спор приурочены к определенной части разреза.

Характер осадков пашийской свиты и заключенной в них фауны говорит о мелководном, лагунном и частью, быть может, континентальном режиме среды их накопления при постоянном притоке свежих вод. Осадки отлагались в спокойных условиях при постоянных мелких колебательных движениях, обусловивших быструю смену пород как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях.

Кыновская свита сложена глинистыми пиритизированными известняками и доломитами с прослойками и гнездами зеленовато-серых известняковистых аргиллитов, имеет зеленовато-серую окраску и обычно переполнена брахиоподами, среди которых руководящей формой является *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon. В Северокамске и Полазне в разрезах ее находятся только известняки, в Краснокамске — только доломиты. Переход от пашийской свиты к кыновской постепенный.

Известняки свиты темно- и зеленовато-серые, тонкозернистые и пелитоморфные, всегда в той или иной степени глинистые, плотные, местами юрганогенно-обломочные, местами переходящие в ракушняки.

Они содержат гнезда и прослойки зеленовато-серых известняковистых аргиллитов, обычно перемятых, с зеркалами скольжения. Доломиты, развитые в Краснокамске, тонкокристаллические и пелитоморфные, песчаниковидные, трещиноватые; в них сохраняются лишь внутренние и скульптурные ядра брахиопод, причем фауна встречается в меньшем количестве, чем в известняках.

Иногда в кровле свиты наблюдается прослойка известняка, переходящего в конгломерат из гальки плотного темного известняка, размером до 1 см, заключенной в более светлом известняке; местами как гальки, так и раковинки окружены каемкой из зерен пирита.

В свите, кроме брахиопод, встречаются пелециподы, гастроподы, кораллы, среди которых преобладают: *Megaphyllum poschiense* Soshk., *Macgea socialis* Soshk., *Schizophoria striatula* Schloth., *Striatopproductus sericeus* Buch., *Atrypa caloschka* Nal., *Atrypa uralica* Nal., *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon., *Cyrtospirifer tschudovi* Nal., *Athyris concentrica* Buch., *Leptodesma* sp., *Bellerophon* sp. и т. п.

Кыновская свита отлагалась в открытом морском бассейне на небольших глубинах, в зоне, куда шел значительный снос глинистого материала с берега.

Свита немых доломитов и известняков с *Girvanella*. Описываемая свита сложена в Краснокамске и Полазне серыми, светлосерыми и коричневато-серыми кристаллическими доломитами, но чаще различно и неравномерно пористыми и мелкокавернозными, местами детритусовидными, со стилолитами, с многочисленными включениями гипса и ангидрита. Фауны, кроме члеников криноидей, в них не встречено.

В Северокамске эта свита имеет иной литологический состав; она состоит из известняков и неравномерно доломитизированных известняков, участками сильно глинистых, с бугристыми поверхностями наложения, местами пиритизированных, с включениями ангидрита и с большим количеством овальных и сферических желваков водоросли *Girvanella*. Породы имеют своеобразный псевдобрекчиевидный характер, обусловленный неравномерной доломитизацией и глинистостью и наличием более светлых, чем порода, водорослевых желваков. Здесь также встречаются членики стеблей криноидей и брахиоподы: *Gypidula biplacata* Schnur., *Anatrypa timanica* Mark., *An. kadzielniae* Gurich., редкие *Hypothyridina calva* Mark.

Верхнефранские отложения

Слои с *Peneckiella* светлоголубовато-серые и коричневато-серые доломиты пористые, кавернозные, реже плотные, с включениями гипса и ангидрита, с примазками глины. В разрезах одних скважин они немые, в других содержат редкие *Peneckiella achanayensis* Soshk., *P. nalivkini* Soshk., *Amphipora patokensis* Riab., var. *minor*. Riab.

Слои с *Amphipora* — известняки светло- и коричневато-серые, иногда почти белые, гидродно-водорослевые, с примазками черной и зеленовато-серой глины, местами битуминозной, со стилолитами, со скоплениями пирита и многочисленными кораллами: *Amphipora patokensis* Riab. var. *minor*. Riab. и редкими, но крупными экземплярами *Theodossia evlanensis* Nal.; встречаются также остракоды.

Слои с *Theodossia evlanensis* Nal. представлены почти белыми и светлосерыми чистыми известняками с многочисленными мелкими *Theodossia evlanensis* Nal., *Theod. ex. gr. anossofi* Vern., *Spirifer ex. gr. katasensis* Nal., остатками гастропод и фораминифер.

Известняково-доломитовая свита отложилась в неритовой зоне моря вблизи от береговой линии, о чем свидетельствует наличие глинистых прослоек. Временами бассейн значительно заслонялся и, быть может,

Схема сопоставления девона Краснокамско-Полазненской антиклинали с ближайшими разрезами девона Русской платформы и Урала

Бавлинско-Туймазинский район, по И. Микрюкову и К. Тимергазину, 1948 г.		Голышурма, по А. Апродовой, 1948 г.		Краснокамско-Полазненская антиклиналь, по Е. Н. Ларионовой, 1949 г.		Кизел, по П. А. Софроницкому, 1947 г.		р. Чусовая, по Б. Марковскому, 1946 г.		Уфимский амфитеатр и Каратау, по С. Домрачеву, В. Мелешенко и Н. Чочиа, 1948 г.	
Ф а м е н с к и й я р у с											
Ф р а н с к и й	Туймазинская свита	Надоманик, 100 м	Надоманиковая свита, 21—46 м	Слои с <i>Theodossia evlapiensis</i> Nal., 19—24 м Слои гидроидно-водорослевые с амфипорами 63 м	Надоманиковая свита, 27 м	Мантикоцеровые и кубоидные слои, 30 м	Айлинская свита, 80—100 м Устькатавская свита, 80—400 м Орловская свита, 10—12 м Самсоновская свита, 10—140 м				
		Доманиковая свита, 28—32 м Михайловский горизонт, 20—36 м	Доманиковая свита, 65—89 м	Немые слои и слои с <i>Repeckiella</i> , 45 м Немые доломиты и известняка с <i>Girvanella</i> , 36 м	Доманиковая свита, 12—15 м	Доманиковая свита, 15—60 м	Доманиковая свита, 3—30 м Саргаевская свита, 8—53 м				
		Верхний известняк Нарышевского горизонта, 2—3 м Нарышевский горизонт, 49—64 м Ардатовский горизонт, 12—36 м	Поддоманиковая свита, 10 м Пашийская свита, 70 м	Кыновская свита глинистых известняков и доломитов, 2—13 м Пашийская свита песчаников и аргиллитов, 56—80 м	Кыновская свита, 12—18 м Пашийская свита, 35—75 м	Слои со <i>Spirifer murchisonianus</i> Kon., 1,5—25 м Пашийская свита, 20—65 м Сланцы с <i>Athyra douvillei</i> Mans., 2 м	Кыновская свита, 2—12 м Пашийская свита, 0—30 м				

Ж и в е т с к и й я р у с								
Силур	Бавинская свита	Нижний девон + эйфельский ярус	Глинисто-карбонатная пачка, 15—20 м Глинисто-песчаная пачка, 10—15 м <i>перерыв</i>	Алевролитовые и глинистые сланцы с прослоями известняков, 27—32 м Фавозитово-строматопоровые известняки, 23—37 м Сирингопоровые известняки, 8—10 м Доломитово-песчаниковые слои, 2—10 м	<i>перерыв</i> Такатинская свита, 60 м <i>перерыв</i> Красноцветные и темно-серые глинистые сланцы, алевролитовые и песчанистые сланцы, 950 м <i>перерыв</i> Силур. Белые и розовые аркозово-кварцевые песчаники, вскрыто 109 м	<i>перерыв</i> Известняки со Spirifer oviceps Keys., 0—40 м Фавозитовые известняки и доломиты, 70—80 м Известняки с сирингопорами и Calceola sandalina Lam., 10—12 м Такатинская свита, 130 м Нижний девон, около 1 000 м	Стрингоцефаловые слои, 5—20 м Чусовская свита, 1.5—3.5 м Инфрадоманик, 25 м Известняки с крупными лепердициями, 100—120 м Эйфельские песчаники	Чеславская свита, 0—50 м Чусовская свита, 1—70 м Бийская свита, 0—100 м Вязовская свита, 14—80 м Ваняшкинская свита, 0.54 м Такатинская свита, 0—55 м Ашинская свита Герцинские известняки
			Полимиктовые песчано-алевролитовые темно-серые породы, 175 м Розовые кварцевые песчаники до 270 м <i>перерыв</i>	<i>перерыв</i>	<i>перерыв</i>	<i>перерыв</i>		
Докембрий			Докембрий					

обособлялся, что способствовало осаждению загипсованных немых доломитов.

Фаменский ярус

В сложении яруса встречаются известняки и доломиты, причем верхняя часть сложена преимущественно доломитами, а в нижней преобладают известняки, по всей толще нередко прослойки черных и зеленых известковистых глин, прослойки и гнезда ангидрита. Породы серые, светлосерые и коричневато-серые.

Доломиты часто известковистые, пелитоморфные, мелко- и неравномерно кристаллические, тонкопористые и кавернозные, со стилолитами. Известняки доломитизированные и глинистые, пелитоморфные, кристаллические, сгустково-зернистые, органогенные, водорослевые. Неравномерная доломитизация и глинистость часто придают породе пятнистый вид.

Фауна бедная и почти неопределимая. В нижней части яруса найден *Pachyceras cf. tanais* Pach.

Образовалась толща в неглубоком засоленном бассейне, в обстановке, благоприятной для произрастания водорослей.

Изучение минерального состава терригенных отложений в разрезе девона Краснокамско-Полазненской антиклинали показало значительное различие минеральных комплексов по отдельным горизонтам.

Силурийским аркозово-кварцевым песчаникам свойственно большое количество — от 12 до 70, в среднем 30—40%, полевых шпатов, отсутствие выветрелых зерен, а в тяжелой фракции — почти полное отсутствие слюд и наличие большого количества турмалина.

Эйфельские + нижедевонские песчано-глинистые сланцы, кроме кварца, содержат почти равное количество выветрелых обломков, мало полевых шпатов, но для них характерно большое количество слюд и в верхней пестроцветной части разреза — много бурых гидроокислов железа и местами барита.

Такатинская свита сложена кварцевыми песчаниками, почти лишена слюд и полевых шпатов, но в ней много черных рудных минералов и местами бурых гидроокислов железа.

Пашийская свита характеризуется наличием большого количества пирита и сидерита и относительно малым содержанием слюд. Во всех терригенных свитах почти отсутствует загипсованность, тогда как карбонатные свиты девона сильно сульфатизированы. Терригенные свиты также и малокарбонатны; лишь в породах нижнего девона, и особенно в низах, имеются сильно известковистые песчаники.

Общая мощность девонских отложений равна 1540 м. Мощность толщи девона от кровли его до подошвы такатинской свиты колеблется в пределах от 490 до 560 м, причем она нарастает в северо-восточном направлении от Краснокамска к Полазне. Увеличение мощности идет в основном за счет карбонатных пород франского и фаменского ярусов. Мощность пашийской свиты при этом, наоборот, уменьшается от 65—80 до 53—56 м. Мощность живетских известняков колеблется от 33 до 53 м, а такатинских песчаников от 59 до 69 м, причем особой закономерности в распределении мощностей горизонтов не подмечено.

Особенностью разреза Краснокамско-Полазненской антиклинали являются: большая мощность нижней части девона, наличие отложений, отнесенных предположительно к силуру, и большая глубина залегания кристаллического фундамента.

Большая мощность пород эйфельского яруса + нижнего девона и наличие силура сближают разрез Краснокамско-Полазненской антиклинали с разрезами западного склона Урала, а также с той частью Туймазинско-Бавлинского района, где вскрыта бавлинская свита.

Силурийские аркозово-кварцевые песчаники Краснокамска, возможно, могут сопоставляться с верхами розовых песчаников нижней части бавлинской свиты, а большая часть толщи эйфельских + нижнедевонских отложений — с верхней толщей бавлинских темноцветных полимиктовых песчаников, хотя в минеральном составе и строении их наблюдаются значительные отличия. Так, силурийские аркозово-кварцевые песчаники содержат полевых шпатов от 12 до 70%, в среднем 30—40%, а бавлинские розовые песчаники, судя по данным М. Ф. Микрюкова и К. Р. Тимергазина, преимущественно кварцевые и лишь в основании, где они тесно связаны с докембрийскими породами и имеют характер древнего элювия, на 70% полевошпатовые. Верхняя темноцветная толща бавлинской свиты значительно менее мощная, и песчаники ее содержат 16—20% полевых шпатов, в темноцветных же породах Краснокамска полевые шпаты редко превышают 7%. А. Я. Виссарионова, М. Ф. Мирюков и К. Н. Тимергазин определяют возраст бавлинской свиты как $D_1 + D_2$ и сопоставляют ее с ашинской свитой Южного Урала.

Отличия в разрезе девона Краснокамско-Полазненской антиклинали и в разрезах соседних участков западного склона Урала, а также в Туймазинском и Голышурминском участках заключается в следующем.

В Голышурме, а по данным Д. Ф. Шамова и в Туймазах, нет аналогов такатинской свиты. В Краснокамске верхняя часть нижнеживетских отложений сложена известняками мощностью до 50 м, тогда как в Голышурме живетские отложения сложены в основном песчаниками и глинами с подчиненными прослойками известняков мощностью 27—32 м, причем здесь они лежат непосредственно на докембрийских гнейсах. В Туймазинском районе живетский ярус начинается гравийными песчаниками, сменяющимися песчано-алевролитово-аргиллитовой пачкой и заканчивается пачкой известняков, чередующихся с мергелями, содержащей фауну стрингоцефаловых слоев. Последние в разрезе Краснокамска отсутствуют.

Как показывает прилагаемая схема сопоставления разрезов девона, вероятно, доломитово-песчаниковым нижнеживетским слоям соответствует в Уфимском амфитеатре, по схеме С. М. Домрачева, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа (1), ваяшкинская свита. Сирингопоровые и фавозитово-строматопоровые слои соответствуют вязовской и бийской свитам этой схемы, известнякам с *Leperditia moelleri* Schmidt и инфрадоманику, выделенным на р. Чусовой Б. П. Марковским, а в Кизеловском районе, по Н. А. Гедройц и П. А. Софроницкому — глинистым известнякам с *Syringopora eifeliensis* Schlüt, толстослоистым известнякам с фавозитами и строматопорами и волнистым брахиоподовым известнякам. Чусовская и чесловская свиты, или стрингоцефаловые слои, в разрезе Краснокамска не обнаружены. Отсутствие их можно объяснить наличием перерыва, приуроченного к границе среднего и верхнего девона.

Пазийская песчано-аргиллитовая свита Краснокамска является аналогом адратовского и большей части нарышевского горизонтов продуктивной свиты Туймазов; отличие ее от последней заключается в бедности фауной и в отсутствии карбонатных прослоек.

Кыновская свита глинистых известняков и доломитов является в разрезе франского яруса надежным маркирующим горизонтом. В Туймазинском разрезе ей соответствует «верхний известняк» нарышевского горизонта. В разрезах Урала она выдерживается и на севере в бассейне р. Вишеры, и в Кизеловском и Чусовском районах, и в Уфимском амфитеатре, причем выдержанным является комплекс ее фауны с руководящей формой *Cyrtospirifer murchisonianus* Kon.

Фациальной особенностью разреза франского яруса в Краснокамске является отсутствие в нем отложений типа доманика, присущего разрезам Голышурмы, Туймазов и западного склона Урала.

Не выделяется в Краснокамске михайловский горизонт Туймазов,

сложенный аргиллитами, песчаниками и прослойками глинистых известняков с брахиоподами. Аналогами михайловского горизонта, а также саргаевской свиты Уфимского амфитеатра в Краснокамске, вероятно, является свита немых доломитов и водорослевых известняков с *Girvanella*, в которых присутствует *Hypothyridina calva* Mark., форма, по Б. П. Марковскому, руководящая для отложений, залегающих непосредственно выше кыновской свиты.

Немые доломиты и доломиты с *Peneckiella* Краснокамска в таком случае сопоставляются с домаником.

Верхнефранская известняково-доломитовая свита Краснокамска соответствует наддоманиковой свите Туймазов, Голышурмы и Урала. Гидроидно-водорослевые известняки с *Ampirora* можно сопоставить с самсоновской и усть-катавской свитами Уфимского амфитеатра. Песчано-глинистые породы, свойственные орловской свите, местами прослеживающейся на Урале, в Краснокамске отсутствуют. Слои с *Theodossia evlanensis* Nal., повидимому, соответствуют айлинской свите, поскольку в них находится также и *Theodossia anosofi* Vern.

ЛИТЕРАТУРА

1. Домрачев С. М., Мелешенко В. С. и Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-тау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
 2. Иванов А. Н. и Мягкова Е. И. Стратиграфия немых толщ нижнего палеозоя на западном склоне Среднего Урала. Народнохозяйственные проблемы Молотовской области, т. I. Изд. АН СССР, 1947.
 3. Наливкин Д. В. Девонские отложения западного склона Урала. Геологическая карта Урала. М. 1:500 000. Всес. геол. инст., 1939.
 4. Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1942.
 5. Соколова Н. Н. и Гмид Д. И. Сравнительный литологический и петрографический анализ девонских отложений в Краснокамском и Кизеловско-Косьювском районах и районе бассейна р. Чусовой. ДАН СССР, т. IV, № 5, 1946.
-

В. В. ТИХОМИРОВ**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В АЛЬБСКОЕ
ВРЕМЯ НА МАЛОМ КAVKAZE**

На основании обширного фактического материала делается попытка реставрации палеогеографических условий альбского времени на Малом Кавказе. На материале изучения литологического состава и мощностей альбских пород намечаются области поднятий и зоны погружений. Выясняется, что после длительного перерыва, во время которого произошла перестройка общей геотектонической схемы Малого Кавказа, в альбское время наместились новые зоны размыва и осадконакопления, продолжавшие существовать и далее в течение всего верхнего мела.

В отличие от остальных нижнемеловых осадков, альбские образования довольно широко распространены на Малом Кавказе. Степень изученности их, особенно после работ В. П. Ренгартена, в настоящее время уже достигла такого уровня, который позволяет сделать некоторую сводку, обобщающую весь имеющийся фактический материал.

Чтобы дать общее представление о характере альбских отложений, я прежде всего остановлюсь на типичных для этого яруса породах, более или менее широко развитых. Более детальные сведения о характере литологического состава пород можно почерпнуть из прилагаемой карточки (фиг. 1).

Изложение дается обособленно для отдельных крупных зон, отличающихся друг от друга рядом специфических черт.

Фаунистически охарактеризованные альбские отложения были выделены в ряде пунктов северо-восточных склонов Малого Кавказа, что дало возможность проследить их прерывистой полосой от Аджаро-Триалетской складочной системы на северо-западе, через Кировабадскую зону (территория между реками Акстафа и Тертер), вплоть до юго-восточного погружения Карабахского хребта в Мартунинском (Хонашенском) районе. Точно так же несколько прерывистая полоса альба прослеживается и к юго-западу от осевой части Карабахского хребта от окрестностей Джебраила на юго-востоке, вдоль всего широкого бассейна р. Акеры и достигает среднего течения р. Тертер на северо-западе.

В пределах северных склонов Аджаро-Триалетской складчатой системы и по южной периферии Дзирульского кристаллического массива располагается самая северо-западная зона распространения альбских осадков. Нижний отдел их, выделенный еще в 1928 г. П. Д. Гамкредидзе (4) в бассейне р. Чхеримела под названием нижней свиты Мтавари, сложен чередованием терригенных и туфогенных пород. Литологически это туфогенные песчаники, туфобрекчии и песчанистые глины с обильной примесью туфового материала. Во всей толще, а в особенности в песчаниках, находится большое количество зерен глауконита, в ре-

зультате чего песчаники иногда именуются глауконитовыми. Окраска пород темная, коричневато-зеленая или серая. В некоторых местах юго-западной периферии Дзирульского массива в нижнеальбской толще встречаются потоки порфиритов и отдельные глыбы их размером в несколько кубических метров. Более значительно развиты порфириты и пирокластические породы в северных предгорьях Триалетской системы. Здесь отмечены мощные потоки различных по составу порфиритов, чередующихся с горизонтами порфиритовых брекчий и конгломератов, туфов, а также туфогенных песчаников. Породы обычно окрашены в темнобурый, темносерый и буровато-зеленый цвета.

По данным петрографических исследований, произведенных Г. С. Дзоденидзе (5), среди альбских эффузивов наиболее распространены нижеследующие разности: гиперстеновые андезиты, спилиты (миндалевидный порфирит), а также роговообманковые, авгитовые и некоторые другие порфириты.

Верхняя часть альбской толщи в описываемой области характеризуется увеличением карбонатности пород. В разрезе появляются прослойки мергелей, но все же наиболее развиты песчаники в низах с обильной примесью туфового материала, а в верхней части разреза — кварцево-глауконитовые. Глауконит находится также и на более низких стратиграфических уровнях, но во всех случаях, по мере удаления от Дзирульского массива, его содержание в разрезах быстро убывает.

Пласты песчаников переслаиваются с глинами, большей частью мергелистыми. В самых верхних горизонтах появляются пласты тонкослоистых слабо песчанистых мергелей, большей частью содержащих незначительную примесь туфогенного материала и слегка окремневших. В этих мергелях, окрашенных в светлые, голубовато-серые и желтоватые тона, часто встречаются мелкие верхнеальбские пелелиподы.

В только что описанной области, т. е. по северным склонам Аджаро-Триалетской складчатой системы и по южной периферии Дзирульского массива, отложения альба палеонтологически охарактеризованы достаточно четко. Особенно детально они расчленены в бассейне р. Чхеримелы, где по данным М. С. Эристави (11), в самой подошве альбской свиты можно выделить клансейский горизонт, согласно перекрытый также нижнеальбской зоной с *Leymeriella tardefurcata* Leym.

Точно так же выделяется фаунистически подтвержденный и самый верхний горизонт альбского яруса, принадлежащий зоне с *Inflatoceras inflatum* Sow. Целый ряд других форм достаточно четко подтверждает наличие как верхнего, так и нижнего отделов альбского яруса. Фаунистически пока не установлено наличие средней его части, однако оно не вызывает сомнения из-за непрерывности всего разреза.

По северным склонам Триалетских гор альбские отложения установлены сравнительно недавно. До 1933 г. все исследователи относили смешанную вулканогенно-осадочную толщу альба и сеномана к палеогену. Только после работ П. Д. Гамкрелидзе был доказан «среднемеловой», по терминологии этого автора, возраст данной свиты. Примерно в то же время М. И. Варенцов (3) фаунистически обосновал выделение альбского и сеноманского ярусов в северных предгорьях Триалетского хребта. Последующие работы ряда других авторов подтвердили правильность выводов П. Д. Гамкрелидзе и М. И. Варенцова и дополнили список альбской фауны этой области, достигший в настоящее время значительных размеров. Не приводя его полностью, я перечислю только несколько наиболее распространенных форм: *Phylloceras velledae* Mich., *Puzosia mayoriana* d'Orb., *Puzosia communis* Spath., *Leymeriella tardefurcata* Leym., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park. и другие.

После значительного перерыва альбские отложения появляются уже далеко за пределами описанной области, в бассейне р. Акстафы, откуда

они прослеживаются далее к юго-востоку по направлению к г. Кировабаду.

Фаунистически обоснованное выделение альба в Кировабадских предгорьях Малого Кавказа было произведено лишь в результате работ 1936—1937 гг.; до этого времени существовали самые разнообразные точки зрения по данному вопросу. Еще в 1913 г. в сборах Л. К. Конюшевского (6) В. В. Богачев определил целый ряд нижнемеловых форм, значительная часть которых, по его мнению, имела неомский облик. Фауна эта была собрана в окрестностях сел. Верхний Агджакенд, но оставалось не вполне ясным, из каких именно горизонтов. Значительно позже (1928 г.) В. В. Богачев (2), сам побывав в районе сел. Верхний Агджакенд, объединил туфопесчаники альба с известковистыми песчаниками сеноманского яруса и приписал этой толще общий сеноманский возраст. С этим же выводом согласился и Ю. К. Горецкий, опубликовавший свои наблюдения в 1937 г.

В 1936 г. В. В. Богачев, посетивший район сел. Коткенд и окрестности Верхнего Агджакенда, выделил в этих местах осадки альбского яруса, отнеся к ним, как это выяснилось позже, кроме собственно альбской, еще и аптскую толщу.

В 1935 г. М. М. Алиев (1) нашел на р. Кушкар-чай *Inoceramus concentricus* Park., на основании чего он выделил там альбские осадки.

Все приведенные факты говорили о том, что несмотря на очевидное наличие нижнемеловой фауны в Кировабадской зоне, оставалось неясным, какие именно ярусы нижнего мела здесь представлены, каково их распространение и чем они литологически выражены. Значительную помощь в выяснении этих вопросов сыграли стратиграфические работы В. П. Ренгартена (7, 8), посетившего в 1936 г. Кировабадские предгорья и, в частности, Верхний Агджакенд, где он выделил фаунистически охарактеризованные альбские осадки, установив при этом их точные границы в вертикальном разрезе.

В 1936 и 1937 гг. мне (10) пришлось работать совместно с В. Е. Хаином на всей площади Кировабадской зоны от р. Акстафы на северо-западе до р. Тертер на юго-востоке. Во время этих работ удалось довольно детально исследовать альбские отложения на всей территории Кировабадской зоны. Для альбских отложений весьма характерно обилие туфогенных пород, а также терригенных осадков, состоящих в основном из продуктов разрушения вулканических свит. Такой состав заставляет именовать породу туфогенными песчаниками. Обычно они в той или иной степени известковисты и окрашены в разнообразные оттенки темносерого, серовато-зеленого, бурого и светлосеровато-розового цветов. Породы средне- и грубозернисты, а иногда имеют и мелкогравийный характер. Значительно реже встречаются мелкозернистые разновидности типа глинистых туфопесчаников, переходящих кое-где в обычные глины. В западной части района, в толще туфопесчаников появляются прослойки порфиритовых брекчий, а иногда и туфоконгломератов; цемент этих пород либо известково-песчаный, либо кремнистый с обильной примесью туфового материала. Наиболее развиты вулканические породы в составе альбской толщи верховьев р. Тауз-чай, где появляются потоки плагиоклазовых порфиритов. Туфобрекчии и туфоконгломераты состоят из обломков плагиоклазовых или пироксеново-плагиоклазовых порфиритов. Все эти породы, а также переслаивающие их туфы и туффиты сильно изменены — хлоритизированы, кальцитизированы, ожелезнены и подверглись воздействию других вторичных процессов. Окраска порфиритов обычно темносерая до черной с буроватым или фиолетовым оттенком; туфобрекчии, конгломераты и туфы отличаются пестрой расцветкой с преобладанием грязнозеленых и красно-бурых тонов.

В нижней части альбской свиты, как правило, располагается пласт конгломерата или грубозернистого песчаника, что говорит о трансгрессивном характере залегания толщи. На прибрежность и мелководность отложений указывает косая слоистость, часто отчетливо наблюдаемая в нижней половине толщи. Об этом же говорит и наличие небольших линзочек углистого вещества, а также мелкие зерна копала (смола эбеновых деревьев).

В верхней части разреза количество карбонатных пород увеличивается, появляются известковистые песчаники, тонкие пропластки известняков, а также мергели. Особенно характерен горизонт тонкослоистых, обычно несколько песчаных мергелей с кривыми плоскостями отделеностей. Окрашены они в беловато-желтый или желтовато-серый тона. Иногда отмечается довольно заметное окремнение этих пород. Описанный горизонт мощностью в 2—5 м, а иногда и более прослеживается на весьма значительном пространстве — от Триалетского хребта на северо-западе до Нагорного Карабаха на юго-востоке, и повсюду он приурочен к верхам альбских отложений. Его характерный внешний вид, напоминающий неплотно закрытую книгу с покоробленными страницами, а также постоянное наличие специфической фауны мелких устриц, ауцеллинов и неохиболитов позволяют использовать при картировании этот горизонт в качестве маркирующего.

В наиболее удаленных от берега участках (одним из них являлся, повидимому, Мардакертский район) во враконское время почти совершенно прекратилось поступление туфового и терригенного материала, а продолжавшееся прогибание компенсировалось накоплением мощной толщи светлосерых мергелей с аммонитами, переслоенных редкими горизонтами туфобрекчий. Во время моих совместных работ с В. Е. Хаиным в междуречье Тертера и Акстафы я специально занимался изучением разрезов меловой толщи и систематическим сбором фауны. Фауна, собранная в 1936 г., определялась В. В. Богачевым, а сборы 1937 г. были переданы В. П. Ренгартену.

Во время этих полевых работ удалось проследить довольно значительное распространение альбских осадков. Эти выводы были подкреплены обширным списком фауны, определенной В. В. Богачевым и В. П. Ренгартеном, из переданных им наших коллекций.

Ниже приводится лишь несколько форм, наиболее распространенных в альбских отложениях Кировабадской зоны: *Neohibolites styloides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus salomoni* d'Orb., *Inoceramus concentricus* Park., *Ostrea papyracea* Sinz., *Exogyra conica* Sow.

К этому списку необходимо еще добавить собранные В. П. Ренгартеном в Мардакертском районе такие характерные верхнеальбские (враконские) формы, как: *Kossmatella agassizi* Pict. et Roux., *Hamites maximus* Sow., *Puzosia communis* Spath., *Pervinquieria inflata* Sow.

Здесь же И. А. Меликов также собрал в 1936 г. богатую палеонтологическую коллекцию, среди которой В. В. Богачев определил верхнеальбских *Desmoceras* (*Puzosia*) *mayorianum* d'Orb., *Lytoceras* (*Kossmatella*) *chabaudi* Fallot.

Следует указать, что в Мардакертском районе альбские отложения были установлены еще в 1931 г. в результате работ С. И. Лукашевича. Его выводы подтвердил и К. Н. Паффенгольц, посетивший этот район в 1933 г.

Широкое распространение фаунистически охарактеризованных альбских отложений вдоль северо-восточных склонов Карабахского хребта (к юго-востоку от Кировабадской зоны) было обнаружено в 1936 г. М. И. Варенцовым. В 1938 г. его данные были подтверждены работами В. П. Ренгартена (8) и В. И. Славина; ими же был установлен фаунистически охарактеризованный альб и к юго-западу от Карабахского хребта. В северо-восточной части Нагорного Карабаха в низах альбско-

го разреза отмечается преобладание различных эффузивных пород, что сближает указанный район с областью северных склонов Тriaлетского хребта, а также с Бердско-Иджеванским районом Кировабадской зоны.

Наряду с порфириновыми брекчиями и туфоконгломератами в восточных склонах Карабахского хребта отмечено наличие порфириновых потоков. В их составе наблюдаются авгитовые и роговообманковые разности. В породе, кроме того, находится плагиоклаз № 60—65, что соответствует лабрадору.

Эффузивные породы чередуются с полимиктовыми разнозернистыми песчаниками буровато-серого и серовато-зеленого цветов. Довольно часто наблюдается окремнение, которому подверглись как песчаники и глины, так и мергели. В результате этого явления сильно распространены аргиллиты и опоковидные породы. В верхней части разреза, так же как и в более северо-западных районах, преобладают известково-глинистые образования.

Обильная примесь терригенного материала постоянно ощущается по всему разрезу, а под микроскопом в известняках, мергелях и глинах, кроме однородной тонкозернистой массы, наблюдаются также остроугольные обломочки кварца и плагиоклазов. Песчаники в основном состоят из полевых шпатов, кварца и мелких обломков порфиринов. Несколько реже встречаются окатанные зерна кальцита.

В верхней части альбской толщи, по всей северо-восточной периферии Карабахского хребта, почти везде наблюдается горизонт голубовато-серых песчаных, тонкослоистых мергелей с мелкими пелелиподами. Как уже подчеркивалось выше, этот горизонт очень характерен для верхов альбского разреза и весьма широко распространен.

К юго-западу от Карабахского хребта удельный вес эффузивных пород в альбской толще заметно падает, но все же в нижней части разреза попадаются прослойки брекчий и конгломератов из различных порфириновых пород, среди которых наблюдаются стекловатые, пироксенно-плагиоклазовые и базальтовые разности.

Здесь также значительно развиты полимиктовые песчаники зеленовато-серой и серовато-бурой окраски. Иногда в значительной степени они туфогенные, обычно же они почти целиком состоят только из зерен кварца и полевых шпатов. Цементом служит кальцит, часто замещаемый аморфным халцедоном.

В верхней части разреза заметно увеличивается количество карбонатных пород, и снова кое-где появляются прослойки весьма характерных желтовато-серых, листоватых, слабо песчаных мергелей.

Альбские отложения в пределах Нагорного Карабаха достаточно хорошо охарактеризованы фаунистическими остатками. По данным В. П. Ренгартена (8), В. И. Славина (9) и некоторых других, наиболее распространены здесь нижеследующие формы: *Puzosia quenstedti* Par. et Bon., *Puzosia communis* Spath., *Pervinquieria inflata* Sow., *Aucellina gryphaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *Inoceramus salomoni* d'Orb.

В Присеванской зоне отдельные выходы альбских отложений известны вдоль южных склонов Муровдагского хребта и далее к западу в районе сел. Калакенд и южнее г. Иджевана. Они сложены разнозернистыми известковистыми песчаниками и песчаными мергелями. В породах постоянно ощущается обилие переотложенного туфового материала. Наличие в этих отложениях таких форм, как *Pervinquieria inflata* Sow., с достаточной убедительностью доказывает альбский возраст описанных пород.

Таковы вкратце основные сведения об альбских отложениях северной части Малого Кавказа. В заключение этого обзора необходимо еще остановиться на тех выводах, которые можно сделать, анализируя фауну, встречающуюся в этой области.

Легко установить, что здесь кроме широко распространенных форм, из которых некоторые охватывают альб в целом, а другие даже выходят за его пределы, имеются отдельные окаменелости, встречающиеся только в одном из отделов альбского яруса. Благодаря находкам таких узко распространенных форм по южной периферии Дзирульского массива, удалось установить наличие руководящей фауны как для нижнего, так и для верхнего отделов альбского яруса.

Во всех других частях Малого Кавказа окаменелостей, характеризующих только нижний и средний альб, встречено не было. В этих районах (Кировабадская зона и Нагорный Карабах) верхнеальбские (враконские) аммониты попадают иногда уже в самых низах толщи. Поэтому, если для южной окраины Дзирульского массива приходится допускать непрерывное осадконакопление в течение всего альбского времени, то в более юго-восточных частях Малого Кавказа оно, без сомнения, началось только в верхнем альбе.

Об условиях контакта альбских отложений с подстилающими образованиями можно судить по прилагаемой специальной карточке (фиг. 2). Из рассмотрения этой схемы видно, что повсеместно вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа осадки верхнего альба трансгредируют то на отложения верхнего апта, то на различные горизонты юры. Подобная картина сохраняется также в Нагорном Карабахе и в Северном Курдистане с той только разницей, что в этих районах аптские отложения совершенно отсутствуют, и породы верхнего альба залегают повсюду прямо на свитах верхней и средней юры.

В отличие от восточной части Малого Кавказа, в северо-западном его углу на границе между Дзирульским массивом и Аджаро-Триалетскими горами, как уже было сказано выше, известны также и отложения нижнего альба. Здесь можно наблюдать не только трансгрессивное залегание альба, но и согласный переход от осадков аптского к породам альбского яруса, при этом такой переход совершается иногда почти без изменений фаций.

* * *

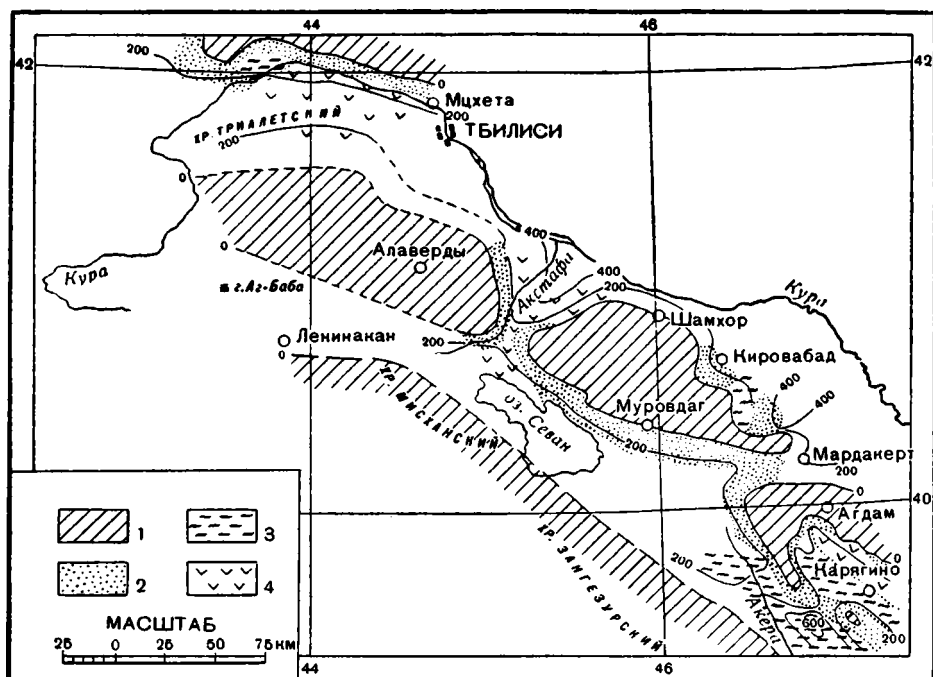
Для выяснения палеогеографических условий, существовавших в альбское время в северной и центральной частях Малого Кавказа, была составлена карточка литологического состава пород (фиг. 1). Она должна также дать и общие представления о господствовавшем в описываемой области геотектоническом режиме¹.

При анализе распределения в Южной Грузии литологически различных толщ, слагающих альбскую свиту, можно выделить ряд обособленных участков, связанных друг с другом постепенным переходом.

Район Дзирульского массива весьма отчетливо обрамлен песчаными и песчано-глинистыми осадками, причем по южной и западной его периферии к терригенным породам примешивается значительное количество туфового материала. К юго-востоку от Дзирульского массива в Тедзамско-Хведуретском районе развиты эффузивные образования, представленные порфиритами и туфобрекчиями, среди которых подчиненное положение занимают туфогенные песчаники, а также и мергели (только в верхних горизонтах). Этот центр вулканической деятельности, очевидно, поставлял туфовый материал в западном направлении, где, как уже было указано, он присутствует в большом количестве.

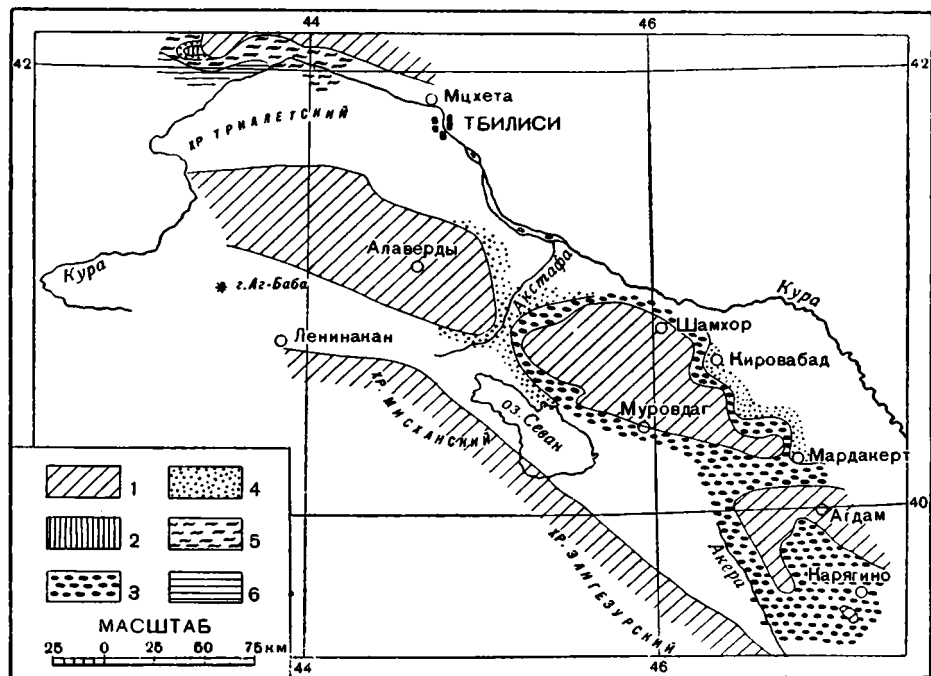
С восточной стороны к Дзирульскому массиву примыкает район, в котором накапливались преимущественно карбонатные осадки, в виде толщ мергелей с тонкими прослойками песчаников и глин и с некото-

¹ Приводимая карточка, составленная по методу, широко применяемому советскими геологами со времени появления работы В. В. Белоусова по Большому Кавказу, дана нами в очень схематизированном и упрощенном виде.



Фиг. 1. Палеогеографическая схема альбского времени

1 — области поднятия и размыва, 2 — терригенные, преимущественно прибрежные образования, 3 — известняковые породы с примесью туфового и песчаного материала, 4 — преобладание вулканогенных пород



Фиг. 2. Условия контакта альбских отложений с подстилающими образованиями

1 — размыв или отсутствие осадконакопления, 2 — залегание с угловым несогласием на аптских отложениях, 3 — трансгрессивное залегание на породах древнее аптского яруса, 4 — трансгрессивное залегание на аптских отложениях, 5 — изменение фаций без несогласия, 6 — постепенный переход без изменения фаций

рой примесью туфогенного материала. Область, в которой распространена мергельная свита, расположена к северо-западу от зоны эффузивного вулканизма, и, хотя оба участка, повидимому, не были отделены друг от друга, туфовый материал в Сурамском районе встречается лишь в малых количествах.

Распределение мощностей альбских осадков позволяет сделать вывод, что в районе Дзирульского кристаллического массива располагалась область поднятий². Судя по ореолу обрамляющих ее терригенных отложений, эти поднятия довольно энергично разрушались. Все же следует отметить, что поступление терригенного материала в основном шло в западном и южном направлениях, в то время, как к востоку от Дзирульского массива терригенный материал занимает в осадочной серии подчиненное положение.

К югу и юго-востоку от Дзирульской области размыва вполне отчетливо намечается вытянутая в широтном направлении зона максимального осадконакопления, в которой в течение альба отложилась толща мощностью более 200 м.

На юге в Храмском и Локском районах зафиксирована другая зона нулевых мощностей, являвшаяся в альбе, повидимому, сушей. Однако границы ее из-за недостатка данных приходится намечать лишь условно.

Прогибание дна бассейна, заключенного между Дзирульской и Храмской областями размыва, компенсировалось накоплением различного типа осадков, состав которых зависит только от источника, поставившего этот осадочный материал, и отнюдь не связан с амплитудой прогибания. Так, в Молитском и в прилегающих к нему участках накапливались туфы и туфогенные песчаники, поступавшие из района хведуретских и тедзамских излияний, а также терригенные осадки, принесенные с Дзирульской суши. Указанные породы полностью слагают всю довольно мощную альбскую толщу Молитского района.

Восточнее, в Тедзамско-Хведуретском участке, от которого береговая линия отстояла на значительном удалении, прогибание дна, превысившее 200 м, было компенсировано накоплением продуктов подводных излияний вулканических пород. В перерывах между отдельными извержениями в указанном районе отлагались продукты перемывания эффузивов, а иногда и мергели.

Непосредственно близ восточных берегов Дзирульской суши, куда доносилось только незначительное количество как терригенного, так и пирокластического материала, прогибание дна восполнялось накоплением карбоната кальция.

Отсутствие поверхностных обнажений альбской свиты не дает возможности проследить изменение литологического состава пород и их мощностей восточнее бассейна р. Тедзами. Однако можно установить, что в бассейне р. Дебеда-чай осадки альба не отлагались, и здесь была суша. Далеко ли она заходила к северу от Ноемберянского района, пока не ясно, зато вполне отчетливо намечается ее восточная береговая полоса, протягивавшаяся от района между Ноемберяном и Коткендом в южном направлении до окрестностей г. Иджевана.

Только что упомянутая суша ограничивала с запада довольно широкий поперечный прогиб, приуроченный к бассейнам современных рек Акстафы и Тауз-чая.

Восточный и юго-восточный берега Акстафинского прогиба вполне четко намечаются в районе Ковляра и Дзегамы, где юра перекрывается непосредственно сеноманом. Отсюда береговая линия протягивалась к юго-западу вдоль р. 'Асрик-чай.

² Все рассуждения о размерах прогибания дна альбского бассейна и о литологическом составе пород подкреплены большим количеством разрезов (до 100), нанести которые на фиг. 1 из-за мелкого масштаба оказалось невозможным.

В районе г. Иджевана намечается область прогибания, благодаря которой происходило отделение Алавердской суши от Шамхорской области нулевых мощностей. Таким образом, следует думать, что в альбское время в Иджеванском районе существовал пролив, соединявший Акстафинский и Присеванский бассейны.

Прогибание дна в Акстафа-Таузском районе шло довольно энергично и, судя по накопившимся осадкам, оно достигло 400 м. На всей территории описываемого бассейна проявлялась эффузивная деятельность, в результате которой альбские отложения Акстафинского прогиба оказались сложенными туфобрекчиями, туфами и туфопесчаниками, переслоенными покровами различных порфиритов.

В конце альбского времени, когда поступление пирокластического и терригенного материала, повидимому, сократилось, начали отлагаться карбонатные осадки, образовавшие прослойки мергелей и песчанистых известняков.

В Коткендском районе по всему альбскому разрезу отмечается обильная примесь терригенного материала (песчанники и глины), поступавшего из Ноемберянского участка Алавердской суши.

К востоку от Ковлярского выступа, вплоть до р. Кушкар-чай, альбские отложения не известны, причем в районе г. Шамхора, на холмах Еленсу-тапа и в ряде других пунктов предгорной полосы, полное отсутствие альбских отложений легко устанавливается, благодаря непосредственному налеганию сеноманских осадков на различные горизонты юрской системы.

Вновь появляются альбские отложения только в бассейне р. Кушкар-чай, откуда они почти непрерывной полосой прослеживаются в юго-восточном направлении вплоть до Мардакертского района. Анализируя фациальный характер пород и их литологический состав, довольно легко можно установить месторасположение области размыва, которая, вероятно, непрерывно протягивалась из Ковлярского и Кедабекского районов на восток — юго-восток, захватывая весь Муровдагский хребет.

Северо-восточнее этой суши располагалась область погружения, разделенная поперечным выступом в междуречье Кюррак-чая и Ганджа-чая (в районе горы Пант) на два самостоятельных второстепенных прогиба. Западный прогиб довольно отчетливо вдается в виде залива на юг по р. Кушкар-чай, причем западный его борт протягивается в меридиональном направлении от пункта Сары-тапа на юге до горки Еленсу-тапа на севере. В Кушкарчайском заливе отлагались почти исключительно терригенные осадки, представленные песчаниками с примесью и с прослойками глин. Кроме того, в незначительном количестве здесь встречается также и туфовый материал.

К востоку от Пантского выступа располагался другой бассейн, в котором несколько большую роль играли карбонатные и туфогенные осадки за счет сокращения количества терригенных пород. На участке, тяготеющем к району сел. Верхний Агджакенд, накапливались известковые песчаники и мергели с прослойками глин и с заметной примесью туфогенного материала. Береговая линия вполне отчетливо намечается на юге как по заметному сокращению мощностей осадков, так и по существенной примеси терригенного материала. В восточной части Агджакендского прогиба на р. Инча-чай близ сел. Гюлистан карбонатные породы из разреза выпадают, и он целиком сложен крупнозернистыми туфогенными песчаниками. Близость береговой линии здесь отчетливо ощущается, благодаря наличию большого количества растительных остатков (мелкие обломки обуглившейся древесины и зерна копала).

Судя по имеющимся данным, в настоящее время обнажен только южный борт Агджакендской впадины, где прогибание дна, повидимому, не превышало 100 м. Увеличение же мощностей в северном на-

правлении, а также ряд литологических признаков заставляет предполагать, что осевая часть бассейна располагалась где-то севернее и в настоящее время скрыта под толщей более молодых отложений. Вероятно также, что к северу от Пантского выступа происходило соединение Кушкарчайского залива с Агджакендским бассейном.

К востоку от Гюлистанского участка развития туфогенных песчаников вновь начинается ощущаться наличие в осадках карбоната кальция, количество которого быстро возрастает в восточном направлении, и у Мардакерта мергели являются уже доминирующей в разрезе породой.

Так же как и в Агджакендском районе, на пространстве от Инча-Тертерского водораздела до сел. Мардакерт мергели переслаиваются с известковистыми песчаниками и содержат довольно существенную примесь туфового материала.

В районе сел. Мадагис на Тертере зафиксировано непосредственное налегание сеноманских пород на осадки апта, благодаря чему устанавливается в этом месте крайнее восточное окончание Муровдагской суши. Максимального значения в описанном районе прогибания дна достигают в окрестностях сел. Егакер (до 450 м).

С южной стороны Муровдагско-Шамхорская область размыта ограничивалась погружавшейся зоной, северная граница которой проходила по линии Мардакерт — Атерк — Калакенд и далее в северо-западном направлении до Иджеванского пролива. Это Присеванская область прогибаний, намечающаяся лишь до некоторой степени условно из-за недостатка данных. Имеющиеся в настоящее время сведения говорят, что в районе сел. Калакенд в альбское время существовал вдававшийся с юго-запада залив, в котором отлагались туфопесчаники и глины. Северо-западная граница этого залива фиксируется тут же поблизости в окрестностях сел. Ново-Ивановка, где альбские отложения отсутствуют.

На юго-востоке Присеванский бассейн сообщался через Атеркско-Мардакертский пролив с Агджакендским морем. Близ Атерка (Гасанриз) отлагались продукты разрушения муровдагских поднятий, в результате чего накопилась мощная толща разнородных песчаников с прослойками глин.

Кулисообразно по отношению к Муровдагской суше располагалась в альбе Агдамская область поднятий, ось которой также была вытянута в юго-восточном направлении и проходила южнее оси Муровдагского поднятия, но в общем параллельно ей. Агдамские поднятия намечаются по нулевым мощностям альба в этом районе и по поставлявшемуся с них терригенному материалу на север в Атеркско-Мардакертский прогиб.

Юго-западная граница только что названных поднятий может быть прослежена через район сел. Каракенд и гору Карачуг вплоть до холмов Акбурун на юго-востоке. В непосредственной близости от Агдамских поднятий в Гюлаплинском районе отмечена зона значительных погружений, в которой отложилась толща по преимуществу вулканогенных пород (более 200 м). Полоса их прослеживается на довольно значительной площади, охватывающей район селений Нахичеваник, Гюлаглу, Мартуни, Геворкован, Вейсалу и ряд других. Наибольшее количество излившихся и пирокластических пород приурочено к окрестностям сел. Гюлаглу. По мере удаления от этого центра как к западу, так и к юго-востоку количество и мощность порфиритовых потоков все более и более сокращается; их сменяют туфобрекчии, туфы и туфопесчаники.

На юго-востоке (селения Мартуни и Геворкован) начинает чувствоваться заметный принос терригенного материала в виде песков, поступающих, очевидно, из Карачугско-Акбурунского участка Агдамских поднятий.

По юго-западной границе полосы эффузивных пород, там, откуда береговая линия была удалена на значительное расстояние, недостаток обломочного материала восполнялся осаждением карбоната кальция, благодаря чему можно наблюдать разрезы, в которых туфобрекчии и туфы чередуются с мергелями, а в еще большем удалении от вулканического центра отложились лишь мергели с подчиненными прослойками туфогенных песчаников.

По мере приближения к району Карабахского хребта в разрезе возрастает количество терригенных компонентов, а мощности осадков падают.

Таким образом, намечается существование Карабахских поднятий, которые в общем протягивались с северо-запада на юго-восток. Посредством поперечного поднятия соединялись северо-западные окончания Агдамской и Карабахской областей размыва. Образовавшаяся таким образом подковообразная суша с трех сторон ограничивала описанный выше Мартунинский бассейн, амплитуда прогибаний дна которого была не менее 200—275 м. На юго-западе в Зиаратском районе существовал пролив, соединявший Мартунинское и Акеринское моря. В этом последнем отлагались песчано-глинистые и мергельные осадки.

С северо-запада Акеринская область погружений ограничивалась поднятиями Карабахского хребта и небольшим островком, находившимся несколько северо-восточнее Джебраила как бы на продолжении оси Карабахского поднятия. Между этим островком и Карабахской областью размыва располагался интенсивно погружавшийся Зиаратский участок, где отложилась очень мощная толща песчано-глинистых пород. Юго-западное побережье упомянутых Карабахских поднятий и островка отчетливо ощущается благодаря значительной примеси песчаного материала в осадках Лачинского, Хузабартского и Джебраильского районов.

С юго-запада Акеринская зона погружений ограничивалась Зангезурскими поднятиями. Они достаточно уверенно намечаются благодаря отсутствию альбских отложений по правобережью р. Базар-чай, а также по наличию песчаного материала в альбских мергелях района сел. Ленино.

На северо-западе Акеринский бассейн, повидимому, сообщался с Присеванским.

Наибольшее погружение дна в Акеринской области приурочено к району Зиаратской впадины, где оно превышает 500 м. В северо-западном направлении мощности альбских отложений падают, а затем на стыке с Присеванской зоной возрастают вновь, достигая нескольких сот метров в районе Ленино.

Присеванская область погружений намечается несколько условно по наличию альбских образований в некоторых пунктах ее северной и юго-восточной границ (Иджеван, Калакенд, Атерк, Лев-чай и Ленино). С севера Присеванский бассейн ограничивался Шамхорскими и Муровдагскими поднятиями, а с юга — Мисхано-Зангезурской областью размыва, где совершенно отсутствуют альбские отложения.

Можно допустить предположение, что в интервале между Южно-Гокчинским и Зангезурским хребтами в верхнеальбское время существовал пролив, благодаря которому Присеванский бассейн сообщался с морем, омывавшим Мисхано-Зангезурские поднятия с юга. На существование этого моря отчетливо указывают альбские осадки верховьев рек Нахичеван-чай и Восточный Арпа-чай. Однако отсутствие достаточного фактического материала не дает пока возможности уверенно говорить о наличии такого пролива и тем более точно наметить его месторасположение.

В течение нижнего мела Малый Кавказ представлял сушу, подвергавшуюся разрушению. Исключение составляли лишь северо-западный (южная периферия Дзирульского массива) и юго-восточный (Зангезур) участки рассмотренной области. Здесь морской режим сохранялся в течение всего нижнемелового времени. Наступление верхнего альба ознаменовалось весьма значительными отрицательными движениями, в результате которых большая часть Малого Кавказа оказалась опущенной ниже уровня океана и была покрыта трансгрелировавшим с северо-запада морем. Наряду с общими погружениями сохранились отдельные участки, продолжавшие воздыматься и игравшие роль островов среди альбского моря. Таким образом, Малый Кавказ оказался расчлененным на ряд областей, испытывавших различные гестектонические тенденции, что позволило наметить воздымавшиеся и погружавшиеся участки. Так, на северо-западе располагалась Аджаро-Триалетская область погружений, ограниченная с севера Дзирульской, а с юга Артвино-Алавердской областями поднятий. Несколько восточнее находился Акстафинский прогиб, соединенный Иджеванским проливом с Присеванской зоной отрицательных движений. Северная граница Акстафинского прогиба неизвестна; на западе же он ограничен Дебедачайским выступом Алавердской суши, а на юго-востоке его берегом являлось Шамхорское поднятие. В центральной части северного склона Малого Кавказа намечается южный край крупной Кировабадско-Агджакендской области погружения, граничившей с северо-восточными склонами Муровдагских поднятий.

В юго-восточной части Малого Кавказа существовала Агдамская суша, отделявшаяся от Муровдагских поднятий Мардакертско-Атерским прогибом. Этот же прогиб соединял Присеванский и Агджакендский бассейны.

К северо-западной оконечности Агдамской суши примыкало поперечное поднятие, сливавшееся далее с Карабахской областью размытая. Между Агдамским и Карабахским поднятиями располагалась Мартунинская область погружений, сообщавшаяся через Зиаратский пролив с Икериным бассейном. Этот последний, обрамленный на северо-востоке Карабахским и на юго-западе Зангезурским поднятиями, был связан с северо-западной части с Присеванской областью погружений. Присеванский бассейн омывал южные отроги Шамхорско-Муровдагских выходов и ограничивался на юго-западе Мисхано-Зангезурской областью поднятий.

Направление осей всех вышеперечисленных геотектонических единиц постепенно меняется от широтного в Аджаро-Триалетской области до общекавказского (с северо-запада на юго-восток) в Нагорном Карабахе и Курдистане.

В заключение необходимо упомянуть, что на границе между альбом и сеноманом наступил перерыв в осадконакоплении, однако в последующую затем верхнемеловую эпоху все время продолжали существовать те же геотектонические элементы, которые наметились в верхнеальбское время.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Тр. Геол. инст. им. Губкина, т. XII, 1939.
2. Богачев В. В. Задачи изучения Азербайджана в области стратиграфии и палеонтологии. Тр. I. Геол. конгр. Аз. ССР, 1939.
3. Варенцов М. И. Геологические исследования в Тбилисском и Мцхетском районах Гр. ССР. Тр. Научн.-иссл. геол.-развед. инст., сер. А, вып. 85, 1936.
4. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое описание части долины Дзирулы и Чхермелы. Бюлл. Инст. геол. и географ., вып. 1, № 2, Тифлис, 1932.

5. Дзоценидзе Г. С. Основные черты развития вулканизма в Грузии от палеозоя до миоцена, ДАН ССР, т. LVIII, № 7, 1947.
6. Конюшевский Л. К. О геологических исследованиях в Елизаветпольском и Джеванширском уездах Елизаветпольской губернии. Отч. Кавк. горн. упр. за 1913 г., Тифлис, 1914.
7. Ренгартен В. П. Новые данные по стратиграфии меловых отложений Вост. Закавказья. ДАН СССР, т. XXIX, № 5—6, 1940.
8. Ренгартен В. П. Нижемеловые отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, Госгеолиздат, 1941.
9. Славин В. И. Стратиграфия и тектоника Центральной части Карабахского хребта (Малый Кавказ). Советская геология, № 6, 1945.
10. Хаин В. Е. и Тихомиров В. В. Юрские и нижнемеловые отложения северо-восточных склонов Муровдагского хребта. Изв. АН Аз. ССР, № 8, 1948.
11. Эристави М. С. К вопросу о наличии клансейского горизонта в Западной Грузии. Сообщ. АН Гр. ССР, том II, № 5, 1941.

КРИТИКА, БИБЛИОГРАФИЯ И ДИСКУССИИ

А. А. БОГДАНОВ

ОБ «ИНВЕРСИИ» В РАЗВИТИИ СТРУКТУР ИШИМБАЕВСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

Ишимбаевское Приуралье является одним из наиболее подробно изученных в геологическом отношении районов Европейской части СССР.

Детальные биостратиграфические и литологические исследования (8 и мн. др.) каменноугольных, сакмарских и артинских отложений, выстилающих глубокую впадину краевого прогиба, позволяли высветить историю формирования осадков различных фациальных зон. Многолетний труд большого коллектива исследователей привел к тому, что в настоящее время четко обрисованы зоны накопления органогенно-обломочных известняков открытого мелкого моря, узкие полосы формирования рифовых банок, островов и их склонов, области накопления глубоководных илов, обрамляющих с востока рифовые массивы, широкие площади накопления терригенных, относительно мелководных отложений и т. д.

Установление закономерностей истории формирования различных фациальных зон каменноугольно-артинского времени в Приуралье явилось одним из крупнейших достижений советской геологии за последние годы.

Не менее крупными оказались достижения советских геологов в изучении строения химических осадков кунгурского яруса и красноцветных отложений уфимской свиты, скрывающих под собой сложный рельеф каменноугольно-артинских пород. Углубленные литологические исследования, детальное картирование, анализ материалов геофизических разрезов и разрезов многочисленных буровых скважин (5, 6 и др.) позволили высветить обстановку захоронения древнего рассеченного рельефа под покровом изменяющихся по составу и мощностям химических осадков, их последующее перекрытие прихотливо пластующимися обломочными породами красноцветной толщи и образование своеобразной мозаики дисгармоничных диапировых складок.

Значение материалов, полученных при этих исследованиях, равно как и выведенных из их изучения общих закономерностей вряд ли может быть переоценено. Ишимбаевское Приуралье является одним из весьма немногих районов, в которых соленосная толща вскрыта бурением на полную мощность многочисленными скважинами. Здесь именно с исчерпывающей полнотой выявлены особенности ее литологической изменчивости, в зависимости от особенностей рельефа основания, и исследован полный разрез различного типа соляных структур.

Все сказанное показывает, что Ишимбаевское Приуралье в современном состоянии изученности может быть эталоном для выяснения правильности многих теоретических построений в области биостратиграфии, учения о фациях, литологии, тектоники и других разделов геологии. Подобное положение этого района, естественно, чрезвычайно увеличивает значение и ответственность научных исследований, посвященных его описанию или анализу различных сторон истории его формирования. Установление новых фактов и закономерностей неизбежно уточнит многие из сделанных ранее выводов, а выявление ранее не подмеченных связей еще в большей степени усилит значение общих закономерностей, устанавливаемых на основании изучения Ишимбаевского Приуралья.

Среди многочисленных работ, в той или иной степени касавшихся рассматриваемого района, резко выделяются статьи В. В. Белоусова, содержащие высказывания, диаметрально противоположные выводам многих исследователей, занимавшихся его непосредственным изучением.

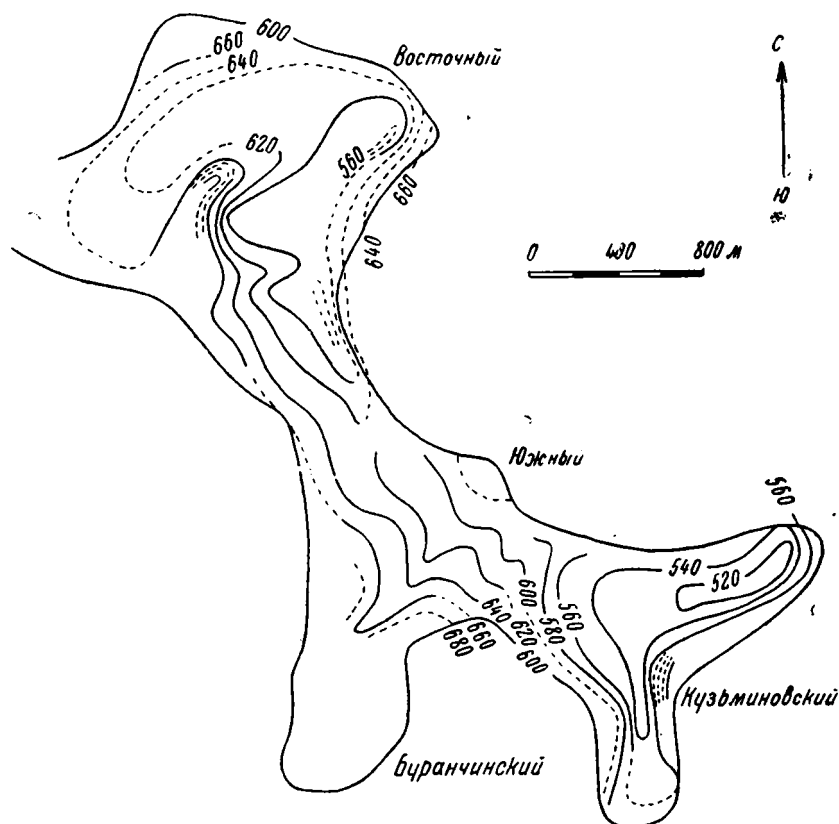
1. Строение и происхождение Ишимбаевских погребенных массивов

В. В. Белоусов утверждает, что Ишимбаевские погребенные известняковые массивы, равно как и Стерлитамакские горы-одиночки («шиханы»), представляют собой тектонические образования. Они являются одним из морфологических видов идиоморфной (1; прерывистой — 4) складчатости.

Подобное утверждение не является новым. В свое время А. А. Блохину и мне на основании многих соображений при недостаточной изученности района подобную

точку зрения также доводилось развивать. Однако последующие детальные исследования (9 и др.) выявили ее ошибочность и доказали, что Ишимбаевские известняковые массивы представляют сложные образования, возникшие в результате деятельности рифостроящих организмов, эрозионных процессов и тектонических движений. Они являются участками размытой рифовой банки, венчающей сводовую часть длительно развивающегося асимметричного антиклинального поднятия (5).

Как показали последующие исследования, за тектонические наклоны были приняты первичные наклоны различного сложения известняков на склонах рифового тела.

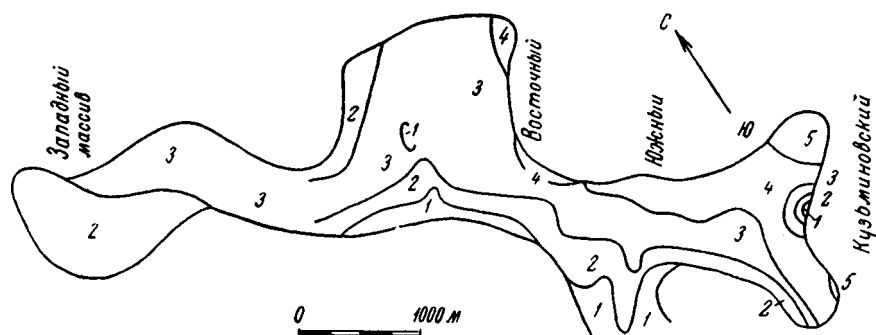


Фиг. 1. Структурная схема кровли средней зоны горизонта с *Pseudofusulina poelleri* для Ишимбаевских массивов. Составила Д. М. Раузер-Черноусова, 1941 г. В отрицательных изогипсах (рис. 13 по В. В. Белоусову — 2)

В. В. Белоусов выдвигает, в качестве доказательства вновь возрождаемой им точки зрения, структурные и геологические карты, построенные Д. М. Раузер-Черноусовой (фиг. 1 и 2). Обе приводимые схемы, по мнению В. В. Белоусова, «обнаруживают куполовидное строение массивов» (3, стр. 18). При этом «в основе гряды известняковых массивов лежит структурный вал, а в основе отдельных массивов — структурные купола. Но эти структурные формы значительно изменены размывом. В результате, во-первых, рельеф поверхности массивов оказывается более резким, чем структурный рельеф, и, во-вторых, массивы несколько смещены относительно сводов куполов» (3, стр. 18—19). На первый взгляд, эти рассуждения кажутся совершенно правильными и не могут вызвать каких-либо возражений. Однако существует множество и других фактов, которые заставляют давать иную оценку этим выводам. Мне представляется достаточным напомнить немногие из них.

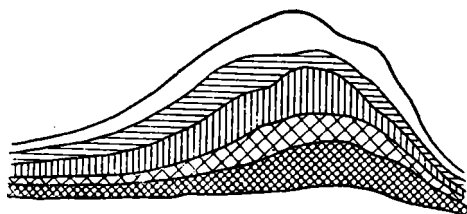
Исследованные В. В. Белоусовым схемы (фиг. 1 и 2), составленные в 1941 г., в общем виде сохраняют свою правильность и в настоящее время. Однако построение подобных же схем для горизонтов, подстилающих и покрывающих тастубские слои (горизонт с *Ps. poelleri*), показывает, что расчлененность поверхности различных горизонтов изменяется с глубиной. Она наиболее резко выражена в верхних горизонтах (бурцевском, стерлитамакском) и наиболее слабо проявляется в нижнем (швагериновом). Детальный анализ соотношения этих поверхностей в каждом отдельном массиве выявляет их строение, изображенное на фиг. 3.

Объяснение причины общего увеличения мощностей каждого из горизонтов в сводовой части массива легко обнаруживается при анализе фаций составляющих их известняков. Для примера взята схема фаций средней зоны тастубского горизонта (фиг. 4), схема поверхности которого рассматривалась В. В. Белоусовым (фиг. 1). На



Фиг. 2. Геологическая схема среза Ишимбаевских массивов по плоскости—650 м.
Составила Д. М. Раузер-Черноусова, 1941

1 — горизонт с *Pseudofusulina urdalensis*, 2—4 с *Ps. moelleri* (2 — верхняя зона, 3 — средняя зона, 4 — нижняя зона), 5 — швагериновый горизонт (рис. 14, по В. В. Белоусову — 2)



Фиг. 3. Схема внутреннего строения известняковых массивов Ишимбаевского типа

не существует никаких «структурных куполов» (3). В целом же вся связка массивов, действительно, венчает собой «структурный вал» (3). (Ишимбаевское поднятие, описанное А. А. Богдановым — 5, Д. М. Раузер-Черноусовой и другими).

2. О проявлении инверсии геотектонического режима в схеме развития Ишимбаевского Приуралья

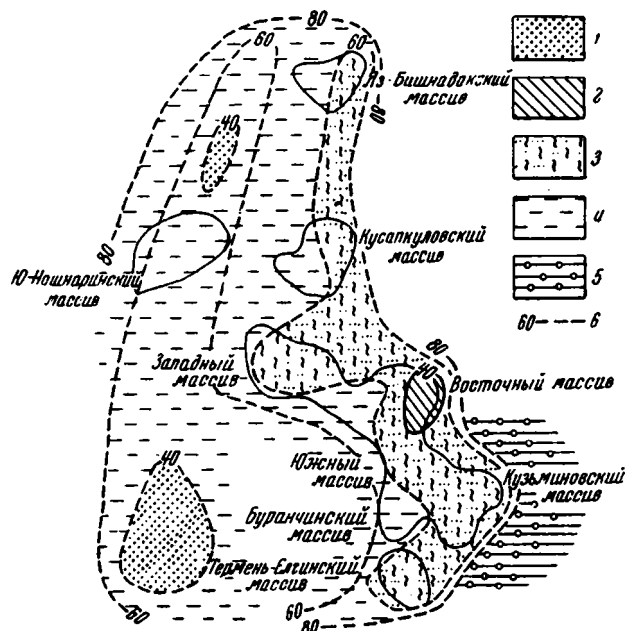
В. В. Белоусов развил совершенно новые представления об истории формирования Ишимбаевских массивов.

В. В. Белоусов обращает внимание на то, что в пределах массивов отложения характеризуются большой мощностью (до 600 м) и полнотой разреза, в то время как в непосредственном соседстве к востоку, в Смакаевской впадине, появляются брекчиевидные известняки, содержащие перемешанную фауну и имеющие малую мощность (70 м). «Характер нижеартинских осадков, их малая мощность в Смакаевской мульде свидетельствует о субгеоантиклинальном режиме, малом прогибании земной коры и частных поднятиях ее над уровнем размыва. Этот режим противопоставляется субгеосинклинальным условиям зоны массивов, где мощности велики, отсутствует размывание, разрез весьма полон» (3, стр. 30). «К кунгурскому времени геотектонические условия в Ишимбаевском районе стали обратными, т. е. зона максимального прогибания стала теперь областью энергичного относительного поднятия, тогда как в геоантиклинальной зоне Смакаевской мульды развилось интенсивное прогибание» (3, стр. 31). Таким образом, в основе схемы, предложенной В. В. Белоусовым, «лежит представление об опускании в зоне массивов до конца нижеартинского времени, противопоставленном относительному поднятию в Смакаевской зоне, об инверсии движений в конце артинского времени и постепенном формировании современного рельефа поверхности известняков в течение верхнеартинского и кунгурского времени» (3, стр. 33). Эта схема выражена В. В. Белоусовым графически (фиг. 6).

¹ Фиг. 4 и 5 заимствованы из работы Д. М. Раузер-Черноусовой. Ранее они были помещены совместно с фиг. 1 и 2 в работах Д. М. Раузер-Черноусовой, которые были использованы В. В. Белоусовым для проведенного им анализа.

Мне кажется, что исследование, предпринятое В. В. Белоусовым, далеко не случайно, а сделанные им выводы логически вытекают не столько из анализа действительно наблюдаемых фактов, сколько из общих теоретических установок указанного автора.

Действительно, В. В. Белоусов неоднократно обращал внимание на то, что случаи обнаружения древних глубоководных отложений чрезвычайно редки и весьма сомнительны (3, 4, стр. 122 и 134), причем едва ли не единственным как-то аргументированным примером являются «депресссионные» артинские отложения Ишимбаевского района. Эти случаи, нарушающие стройность универсальной концепции о мелководности (до 200 м) всех отложений, зафиксированных в геологических разрезах, несомненно, должны были подвергнуться критическому анализу В. В. Белоусова.



Фиг. 4. Схема распределения биоценозов и фаций слоев с *Pseudofusulina deveha* var. *acuta* средней зоны тастубского горизонта на массивах и на остальной площади Ишимбаевского района (по Д. М. Раузер-Черноусовой)

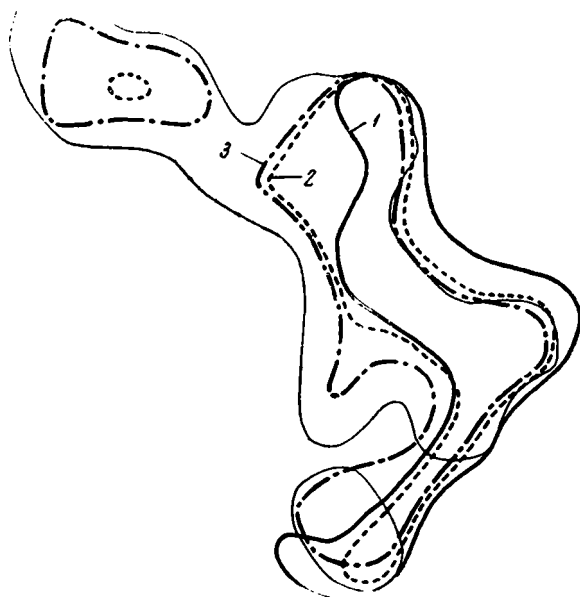
1 — фашия отмелей, 2 — фашия гидрактиниодного рифа, 3 — фашия подводной банки, 4 — фашия склона подводной банки, 5 — фашия сильных течений, 6 — изобаты

В какой же обстановке отлагались сакмарские и артинские «депресссионные» отложения? Действительно ли их характер и малая мощность свидетельствуют о субгеоантиклинальном режиме, малом прогибании земной коры и частых поднятиях ее над урсвнем размыва?

По заключению В. Е. Руженцева, основанному на детальных литологических исследованиях И. В. Хворовой (9), «весь комплекс сакмарско-артинских отложений представлен в депрессионной фациальной зоне маломощными карбонатно-глинисто-кремнистыми породами. В нижней части разреза преобладают органогенно-обломочные известняки, в верхней — глинистые породы, представляющие результат седиментации самой последней (остаточной) наиболее тонкой фации терригенного материала, поступившего со стороны восточной горной страны. В известняках органические остатки представлены фузулинидами и значительно более редкими мшанками, криноидеями и брахиоподами. В глинистых известняках и глинах артинского яруса фауна встречается исключительно редко и представлена остатками нектонных животных (раковины аммонитов, чешуи рыб). Среди донных организмов отмечается лишь обилие губок (спикулы), создающих прослойки спонгиозитов» (8, стр. 116). При этом встречающиеся аммониты относятся, по В. Е. Руженцеву, «к категории отличных пловцов (*Medlicottia*)» (8, стр. 119).

Д. М. Раузер-Черноусова также приходит к выводу, что даже органогенно-обломочные известняки, слагающие нижнюю часть разреза, представляют собой глубоководные образования (глубины порядка 500—600 м), отлагавшиеся в обстановке сильных течений («фашия течений»).

Это, конечно, отнюдь не означает того, что все породы, составляющие разрез «депресссионной зоны» формировались в обстановке одинаковых глубин. В верхне-каменноугольное время (псевдофузулиновый горизонт), когда в пределах Ишимбаево-Ярбиш-кадакской полосы впервые начала возникать рифовая банка, глубины в пределах депрессионной зоны были невелики и вряд ли превышали первую сотню метров. Однако в последующем, по мере общего погружения краевого прогиба, они неуклонно возрастали. Для каждого отрезка геологического времени глубина моря в пределах депрессионной зоны определяется с предельной точностью высотой рифовых соору-



Фиг. 5. Схема распространения преобладающих рифогенных фаций по горизонтам (по Д. М. Раузер-Чернусовой)

1 — позднешвагеринское и раннетастубское время, 2 — познетастубское время, 3 — стерлитамакское время

жений, обрамляющих ее с востока. Исходя из этих соотношений, глубина моря в артинское время в районе, расположенном к востоку от Ишимбаева (Смакаеве), оказывается равной 500—700 м, а в верхнеартинский век — 1000—1200 м. Последнему-то и отвечает время формирования глинистых известняков и глин с прослойками спонгиолитов.

К перечисленным выводам приводит анализ вещественного состава пород, состав и условия захоронения окаменелостей и условия залегания слоев различного возраста. Схема, предложенная В. В. Белоусовым (фиг. 6), противоречит всему известному нам фактическому материалу, и поэтому она должна быть со всей категоричностью отвергнута.

Таким образом, мы принуждены признать, что: 1) нет никаких оснований даже ставить вопрос о проявлении инверсии геотектонического режима в схеме развития Ишимбаевского Приуралья и 2) маломощные артинские известняково-глинисто-кремнистые породы, выстилающие депрессионную зону, расположенную восточнее погруженных Ишимбаевских массивов, представляют собой батинальные осадки.

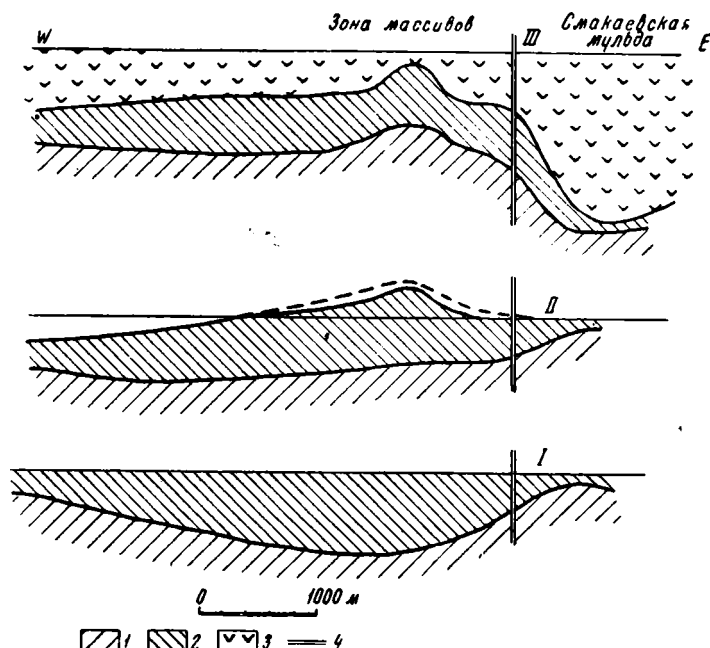
3. О механизме формирования соляных диапировых структур Ишимбаевского Приуралья

В последние годы В. В. Белоусов уделяет большое внимание вопросам дисгармоничной складчатости, поэтому, естественно, мимо его внимания не могли пройти и явления соляной тектоники, описанные Н. М. Страховым и мной, в Ишимбаевском Приуралье.

В итоге многочисленных работ, проведенных за последнее десятилетие, морфология этих дислокаций выяснена с большой полнотой. В частности установлено, что ядра диапировых структур располагаются над мульдами нижележащих отложений и что в плане они образуют сложные изгибы, расщепления и узлы, создавая на карте причудливый рисунок, напоминающий петельчато-ячеистую структуру.

Достигнутое единообразие взглядов на морфологию диапировых структур Приуралья, однако, не означало наличия единообразия во взглядах на механизм их фор-

мирования. До недавнего времени в этом направлении существовали две точки зрения. Первая из них связывала процесс формирования диапировых структур с тангенциальным давлением, направленным со стороны формировавшихся складок западного склона Урала. Вторая допускала возможность связывать этот процесс с гравитационным соскальзыванием мощных пластичных соленосных толщ с западного склона поднимающегося Урала в сторону краевого прогиба и выдавливанием соляных масс из-под погружавшихся в них мульд, заполнявшихся терригенными образованиями красцветной толщи (5, 6).



Фиг. 6. Схема структурного развития Ишимбаевского Приуралья (по В. В. Белоусову — 2)

I — в конце нижнеартинского века до поднятия, II — в конце нижнеартинского века после поднятия выше уровня моря (пунктиром показана структурная поверхность нижнеартинских отложений; сплошной линией — эрозионная поверхность); III — в конце кунгурского века
1 — шаагериновые слои, 2 — нижнеартинские слои, 3 — кунгурские слои, 4 — возможный сброс

Я не берусь в рамках этой статьи вновь возвращаться к рассмотрению этих гипотез. Вероятно, в свете известных к настоящему времени фактов аргументация, приводимая в пользу каждой из них, пока является исчерпанной.

Однако в ряде своих последних работ В. В. Белоусов развил новую точку зрения. В статье, посвященной общим вопросам происхождения складчатости (2), он указывает, что «в поднятиях кровли нижнего подстилающего диапир комплекса мы должны видеть типичные идиоморфные складки (например, складки ишимбаевского вида...). Можно предположить, что когда эти складки поднимались, вертикальные напряжения, возникавшие в их своде, приводили к выжиманию отсюда в соседние мульды толщи гидрохимических осадков, тем более интенсивному, чем большей пластичностью эти осадки отличаются в условиях неравномерного давления. Таким образом, соль из окрестных куполов механически нагнеталась в мульды и скоплялась там, находясь под большим давлением. Последнее могло стать достаточным для прорыва вышележащих отложений и, следовательно, для образования диапировых ядер протыкания» (2, стр. 16).

Этому предположению В. В. Белоусов придает принципиальное значение, так как в заключительной части цитированной статьи он указывает, что «переходной структурой (между голоморфными и идиоморфными складками.— А. Б.) являются также диапировые купола, в образовании которых, повидимому, также имеет существенное значение горизонтальное течение пластичных толщ с основных идиоморфных поднятий в разделяющие их пространства» (2, стр. 31).

В последней работе «О структуре Волго-Уральской области» (3, стр. 43—44), а также в «Общей геотектонике» (4, стр. 287 и далее) В. В. Белоусов развивает эту же идею, применяя типотезу «раздавливания» для объяснения процессов формирования диапировых структур Приуралья.

Критически рассматривать эту мысль В. В. Белоусова нельзя по той простой причине, что основная предпосылка ее является плодом недоразумения. Действительно, В. В. Белоусов исходит ведь из того положения, что погребенные Ишимбаевские массивы представляют идиоморфные (прерывистые) складки — купола, возникшие в процессе инверсии геотектонического режима и во время своего роста продавившие соленосную толщу. Как выше указывалось, на современном уровне наших знаний геологии Приуралья нет оснований предполагать какие-либо «инверсии» в этом районе. Ишимбаевские массивы представляют собой не энергично поднимавшиеся купола, а сложные формы древнего (докунгурского) рельефа, возникшего в результате особенностей процессов седиментации, эрозии и тектоники. Детальные исследования строения соленосных толщ, выполненные Н. М. Страховым, позволяют категорически настаивать на безусловной правильности выдвигаемых возражений. Предкунгурской рельеф и дифференциальные движения крупных структур Приуралья создали необходимую обстановку для формирования сложного соленосного комплекса кунгурского яруса. Развитие тектонических нарушений дисгармоничного типа в соленосной толще вызывалось иными причинами, чем те, на которые указывает В. В. Белоусов.

Произведенный краткий критический разбор высказываний В. В. Белоусова по поводу некоторых особенностей геологического строения Приуралья показывает, что общей методологической ошибкой его теоретических построений является стремление приписать значение универсальности гипотезам «инверсии» и «раздавливания». Применение этих гипотез к структурам Ишимбаевского Приуралья оказалось совершенно неудачным. Здесь эти гипотезы не оправдываются при их проверке опытом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Виды идиоморфной складчатости. Советская геология, № 8, 1945.
2. Белоусов В. В. О происхождении складчатости. Советская геология, № 15, 1947.
3. Белоусов В. В. О структуре Волго-Уральской области. Тр. Моск. геол.-разв. инст., т. XXII, 1947.
4. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Гос. геол. изд., 1948.
5. Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Мат. к позн. геол. строения СССР, вып. 7 (11). Изд. Моск. общ. исп. прир., 1947.
6. Богданов А. А. О герцинской структуре западного склона Южного Урала и юго-восточной окраины Русской платформы. Вопр. теор. и прикл. геол., № 4. Изд. Моск. геол.-разв. инст., 1947.
7. Келлер Б. М. О значении мощностей при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1947.
8. Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
9. Хворова И. В. Батинальные осадки среди сакмарских и артинских отложений в Ишимбаевском Приуралье. ДАН СССР, т. XXVII, 1947.

Г. С. Дзоценидзе. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии (петрография вулканогенных толщ, связанные с ними полезные ископаемые, эволюция химизма магмы и связь вулканизма с геотектонической историей страны). Тбилиси, 1948.

Большой первый том из серии монографий, издаваемых Грузинской Академией Наук, — 407 стр., со многими иллюстрациями, отчасти на отдельных вкладных листах. Итог многолетних исследований автора.

Если не считать геолого-съемочных и поисково-разведочных работ автора в Сванетии и Абхазии в 1931—1934 гг., то фактическое начало этих исследований датируется 1935 г., когда, по предложению проф. А. И. Джанелидзе, он приступил к петрографическому изучению среднеюрской вулканогенной толщи Верхней Рачи и Юго-Осетии. Работа эта была закончена уже к 1937 г., а в последующие 1937—1940 гг. продолжалось им изучение среднеюрской порфиритовой серии также и в других районах республики, так что уже в 1940 г. им была составлена обобщающая сводка «Сравнительное изучение вулканогенных образований средней юры Грузии». В том же 1940 г. автором собран был материал по палеогену Боржома, а в 1941—1943 гг. изучались верхнеюрская и верхнемеловая толщи Грузинской глыбы. В 1944—1945 гг., наконец, обследовалась им вулканогенная меловая толща в Аджаро-Триалетском хребте.

Скопившиеся таким путем постепенно в руках автора обширнейшие материалы все время тщательно обрабатывались, и в результате возникло настоящее капитальное произведение, расцениваемое нами как одно из лучших в современной нашей петрографической литературе.

Всего в пределах от палеозоя до миоцена автором насчитывается до 10 (или немного более) отдельных более или менее самостоятельных вулканогенных толщ: одна — в палеозое, по три — в юре и мелу, остальное — в палеогене. Для каждой из

толщ устанавливается своя геология, своя минералогия и химия, а отчасти также и свои полезные ископаемые. Одновременно весьма правдоподобно увязываются с эффузивами те или иные интрузии, и все это под углом зрения фаций и фаз единого грузинского магматизма. Нельзя не сочувствовать этой идее, тем более, что в обоснование ее автором приводятся каждый раз свои, часто весьма убедительные факты.

Следы докембрийских вулканогенных толщ в Грузии автор находит в метаморфизованных зеленых сланцах Дзирулы и Главного Кавказского хребта.

Юрский вулканизм начинается с появления нижнелейасовой толщи кварцевых порфиров и альбитофиров с их туфами в Дзирульском и Храмском массивах; по геологическому положению и петрографическому характеру эта толща аналогична кераитофировому горизонту Горной Осетии: как и там, характерна приуроченность ее к древним массивам и глыбам, находящимся в геосинклинальных зонах в виде антиклиналей.

Среднеюрская вулканогенная толща, с громадной мощностью в 2—3 км, представляет собой типичную спилито-порфиро-диабазовую формацию, характерную для геосинклинального вулканизма и широко распространенную как в Грузии, так и в Восточном Закавказье. Спилиты всегда являются более ранними и залегают в низах толщ.

Во время предкембрийской орогенической фазы произошла складчатость среднеюрской вулканогенной толщи и внедрение в нее гранодиоритовых интрузивов сходного с ней минералогического и химического состава.

После значительного периода покоя эффузивный вулканизм возобновляется в верхнеюрское (киммериджское) время, но не в пределах геосинклинали, а на глыбе, с образованием серии пород от оливиновых базальтов до трахитов, характерной вообще для глыбового вулканизма. Жильная фация верхнеюрских эффузивов представлена эссекситами Кутаисского района.

Вулканогенные толщи мела, начинаясь не везде одновременно, приурочены к трем разным геотектоническим структурам: Аджаро-Триалетской складчатой зоне, Грузинской глыбе и Сомхитской глыбе.

В Аджаро-Триалетии мы находим меловые роговообманковые, реже авгитовые порфириты с резко выраженным известково-щелочным составом, характерным для орогенных зон древних и современных вулканов. Нижние горизонты толщ, как и в случае порфиритовой средней эры, представлены спилитами.

Синхронная в основном с предыдущей вулканогенная толща Сомхитской глыбы состоит из кварцевых порфиров и альбитофиров, изливавшихся, по всей видимости, из магматических очагов, расположенных на границе Аджаро-Триалетской геосинклинали и глыбы. Напоминается аналогия с вышеупомянутыми лейасовыми кварцевыми альбитофирами Дзирульского массива, образовавшимися на Грузинской глыбе в первую эпоху юрского периода развития геосинклинали южного склона Большого Кавказа.

Особенный интерес представляет туронская вулканогенная толща Грузинской глыбы, с ее богатыми натром породами — трахибазальтами и фонолитами. Силловая фация — тешенито-камptonитовые породы окрестностей г. Кутаиси. Подобные серии характерны для океанических островов, а иногда для передовых областей (форландов) оргена. Роль форланда, по автору, играла и Грузинская глыба в меловое время.

Параллельно с геологией весьма много внимания уделяется в монографии Дзюценидзе химизму пород. Намечаются по этому признаку две известково-щелочные их серии — среднеюрская и мелово-палеогеновая — и три щелочных — верхнеюрская, верхнеэоценовая и туронская. Из них среднеюрская соответствует крайне известково-щелочному типу Пеле — Лассен-пик А. Н. Заварицкого, а среднеэоценовая подходит ближе к типу Этны, переходному к щелочным породам. Верхнеюрская и верхнеэоценовая серии образуют нерезко щелочной калиевый тип, а в туронской серии определенно отражен щелочной натриевый тип, свойственный лавам Гавайских островов.

Громадные материалы собраны автором по минералогии, минералогическим процессам и полезным ископаемым всего домиоценового его вулканизма. Из всего этого мы позаимствуем лишь некоторые наиболее заинтересовавшие нас примеры, характерные одновременно для всего стиля работы.

Минералогия представлена у автора не только обычными определениями породообразующих минералов, обязательными для любого петрографического труда, но также и более углубленными исследованиями некоторых из них, как, например, хлорита диабантинового ряда из спилитов Джоджоры или двух пироксенов — из юрских порфиритов Келасури и из эоценовых пород Бахмаро. При использовании также и литературных данных установлено удивительное постоянство химии и оптики моноклиновых пироксенов в геосинклинальном домиоценовом вулканизме Грузии вообще. Крайне характерны, в противоположность этому, констатированные автором сильные колебания оптики в подобных же диопсидовидных пироксенах трахито-базальтов турона грузинской глыбы: с $Ng = 22-54^\circ$, $2V = +36-72^\circ$. К сожалению, при столь необычной оптике совершенно отсутствует здесь химия этих пироксенов.

Гиперстен, указываемый некоторыми исследователями в домиоценовом вулканизме Грузии, не подтверждается автором. Весьма интересны данные его по по-

левым шпатам: альбитами, во многих случаях отрицательным, и по анортотклазам существенно калиевого состава. Начато, но еще пока не закончено детальное изучение бовлингита. Новинку представляет открытие им гибшита в контактных породах Боржоми.

Из серии петрографических новинок следует особо отметить описываемый автором первый в Грузии, да, пожалуй, и в Советском Союзе вообще, фonoлит из вулкано-генного туфона Западной Грузии.

Минералообразовательным и петрогенетическим процессам разного рода уделяется повсюду большое внимание в монографии. Кроме того, им посвящена и отдельная обобщающая глава, где мы находим целый ряд заслуживающих полного нашего внимания ссображений автора: об условиях возникновения альбита в спилитовых фациях порфиритов, о постмагматическом уралите в дайковых диабазах, о химико-минералогических соотношениях цеолитов с вмещающими их магматическими породами, о бовлингите в условиях субъазрального выветривания базальтов и пр.

Из полезных ископаемых, так или иначе увязываемых автором с домиоценовым его вулканизмом, наибольшее значение имеют бариты, строительные туфы и абсорбционные глины. Все это описано в особой главе монографии и хорошо освещено генетически. Так, например, известное месторождение гумбрина, отбеливающей глянью из Цхалтубского района, с весьма большой долей правдоподобия относится за счет гальмиролитического разложения пеплов, принесенных из вулканических центров Аджаро-Триалетии.

Весьма интересно предложенное автором объяснение преимущественной приуроченности баритовых жил к вулканогенной средней юре при полном почти отсутствии их, напротив того, в вулканогенных толщах мела и палеогена. Сводится оно к предположению, что в первом случае весь барий, не захватываясь кристаллизующимися плагиоклазами порфиритов, осаждался из гидрохимических растворов, между тем как во втором случае тот же магматический барий улавливался кристаллизующимися калинастровыми полевыми шпатами и не переходил, таким образом, в остаточные растворы. Необходимо было бы здесь, конечно, добавочное контрольное исследование на барий тех и других полевых шпатов, чтобы произвести соответственный балансовый расчет.

В разделе о классификации и номенклатуре порфиритов вносится автором ряд разумных предложений, но нам трудно согласиться с проектируемой им заменой терминов «палеотипный» и «кайнотипный» на «оротипный» и «кратотипный» в приложении к измененным и свежим вулканогемам. Без особой нужды эта новая номенклатура накладывала бы на нас соответственные генетические обязательства.

В общем и целом монография Г. С. Дзюценидзе производит самое приятное впечатление. В петрографию Грузии вписывается ею новая страница.

Д. Белянкин

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ В «ИЗВЕСТИЯХ АН СССР, СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ, № 3, 1949

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
20	27 сверху	эпигенетически признаками	эпигенетическими признаками
29	19 снизу	а для их интрузий	а для интрузий
33	Таблица 3 заголовков 4-й графы	⊥ 1 (001)	⊥ (001)
77	Строка 28 сверху	почти исключительно и т. д.	почти не сохраняется целых раковин. Эти факты в значительной степени и т. д.