

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ



ЛЕНИНГРАДСКИЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ имени А. А. ЖДАНОВА

ВОПРОСЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ

Отв. редактор проф. *В. Н. Огнев*



ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1968

Сборник включает статьи по вопросам стратиграфии, тектоники и истории геологического развития ряда регионов СССР. В публикуемых статьях производится анализ геологических формаций, рассматриваются проблемы их размещения и развития, проблемы эпигенеза и метаморфизма толщ в складчатых областях. Большинство статей посвящено вопросам геологии Средней Азии, несколько статей — вопросам стратиграфии и тектоники Урала, Балтийского щита и Русской платформы.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся как вопросами геологического строения указанных регионов, так и общими вопросами тектоники, метаморфизма и формационного анализа.

М. А. ГИЛЯРОВА

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА РАЙОНА КУОЛА-ЯРВИ—ПАНА-ЯРВИ

Структура Куола-ярви — Пана-ярви расположена на крайнем северо-западе Карелии и частью продолжается на территорию соседней Финляндии. Она состоит из двух частей: 1) собственно Куолаярвинской мульды, представленной лишь восточным ее крылом (западное, оборванное системой меридиональных разломов, отсутствует) с размерами 70 км в направлении север — юг и 30 км в широтном направлении (в плане восточное крыло имеет форму половины косо срезанного эллипса, выпуклой стороной обращенного к ЮВ); 2) юго-восточного складчатого обрамления мульды (увеличивающего ее размер по меридиану почти вдвое, а в широтном направлении в полтора раза), имеющей форму подковы, обращенной выпуклостью к востоку (см. карту).

Общий размер структуры — 120 × 50 км.

Району Куола-ярви посвящено много работ (В. Хакман и В. Вильман — 1925 г., Н. А. Волотовская — 1948 г., Г. А. Поротова — 1950 г., О. Н. Анищенкова — 1951 г., В. В. Яковлева и С. И. Зак — 1952 г., К. О. Кратц и О. А. Рийконен — 1950—1953 гг., В. И. Шмыгалев, Р. М. Шмыгалева и Э. В. Мурова — 1958—1962 гг., А. С. Воинов — 1963 г., Г. В. Макарова — 1958 г., Ш. А. Бойда — 1956 г.), которые по-разному трактуют стратиграфию района (положение гранитных и полимитовых конгломератов, возраст филлитовидных сланцев Сова-ярви и Пюхя-ярви, возраст большого поля зеленокаменных пород Куола-ярви — Салла-тунтури и подчиненных им конгломератов Куйва-ярви и пр.) и в зависимости от этого его структуру. Не останавливаясь подробно на описании пород и уже установленных взаимоотношений между ними, в данной работе мы коротко остановимся на стратиграфической схеме района с более подробным описанием тех частей разреза и тех взаимоотношений между породами, которые являются отличными от прежних представлений. Главное внимание будет уделено описанию структуры в целом, которую мы представляем существенно иначе, чем ее рассматривали до сих пор.

Автор не был в поле в р-не Куола-ярви — Пана-ярви, но тщательно проработал материалы, имеющиеся по этим районам в СЗГУ, Карельском филиале Академии наук и частично Северной экспедиции. По второй структуре автору любезно предоставили все свои материалы В. И. Шмыгалев и Р. М. Шмыгалева, а также А. С. Воинов, за что автор приносит им свою глубокую благодарность. И хотя автор иначе представляет себе геологию р-на Куола-ярви, чем все предыдущие ис-

следователи, только материалы и личные дискуссии с перечисленными авторами помогли ему разобраться в геологическом строении этого района и уверенно высказать свою точку зрения по этому поводу.

СТРАТИГРАФИЯ

Так же как и в р-не Печенги, в строении указанной структуры принимают участие породы трех структурных ярусов, не считая архейского фундамента: 1) докарелий, 2) карелий (ятулий), 3) хогландий (см. рис. 1, колонку).

ДОКАРЕЛИИ

Докарельские образования в р-не Куола-ярви представлены снизу вверх:

1) гнейсо-сланцами; 2) кварц-биотитовыми сланцами с частыми прослоями кварцитовых и доломитовых сланцев; 3) порфиробластическими амфиболитами и сланцами; 4) филлитовидными сланцами с прослоями карбонатных, кварцитовых и амфиболовых сланцев; 5) зелеными сланцами, местами переходящими в сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы; 6) кварцевыми порфирами и кератофирами; 7) полевошпатовыми амфиболитами и габбро-амфиболитами; 8) ультрабазитами.

Их докарельский возраст определяется тем, что все они пересекаются гранитами и вместе с этими последними содержатся в гальке базальных конгломератов карелия.

Гнейсо-сланцы, представленные мелкозернистыми кварц-полевошпатсодержащими породами различного состава, распространены в западной части структуры, где обычно окаймляют гранитные блоки, изменяя свое простираие согласно контурам блоков. По контактам с глыбами всюду прошли молодые, секущие докарелий, граниты, которые мигматизировали и гранитизировали как гранитные глыбы, так и примыкающие к ним гнейсы и гнейсо-сланцы.

Кварц-биотитовые сланцы с прослоями кварцитовых и доломитовых сланцев соответствуют калевийским кварцитам В. Хакмана и В. Вилькмана. Но часть пород, считавшихся этими авторами калевийскими, представилось более правильным перевести в карельские (ятулийские) соответственно их литологии, отношению к гранитам и согласно их структурному положению, как, например, кварциты меридиональной полосы к востоку и юго-востоку от Куола-ярви и все кварциты, расположенные к востоку от системы озер Китка-ярви. Те же калевийские кварциты, которые не могут быть отнесены к ятулийским, т. е. расположенные к западу от этих озер и к западу от зеленокаменного поля Куола-ярви, судя по описанию тех же авторов, имеют разнородный состав и являются скорее кварц-биотитовыми и кварцитовыми сланцами. Судя по карте В. Хакмана, они лежат согласно на гнейсо-сланцах.

Чаще всего эти породы серого, серовато-зеленого и серовато-красного цвета, имеют сланцеватую текстуру, тонкую и ровную, с субпараллельным расположением продолговатых зерен кварца, биотита, мусковита; иногда содержат примесь зерен микроклина или плагиоклаза; иногда — доломита с переходом к доломитовым сланцам и в ряде случаев являются магнетитовыми, гематитовыми или колчеданными. Обычно эти породы заражены турмалином, цирконом, рутилом. Близ контактов с гранитами они секутся аплитовыми, гранитными и пегматитовыми жилами и мигматизируются гранитами с новообразованиями

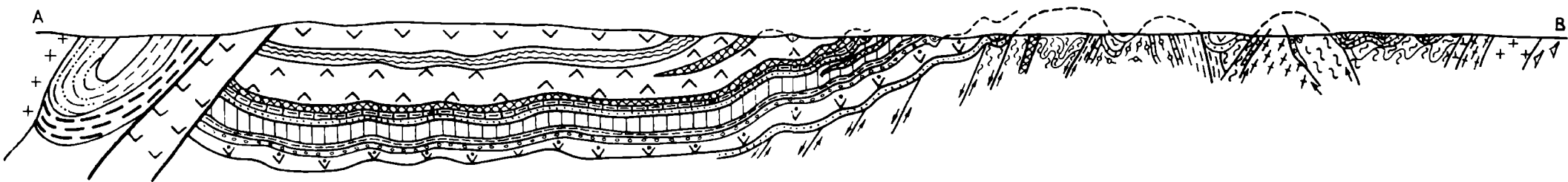
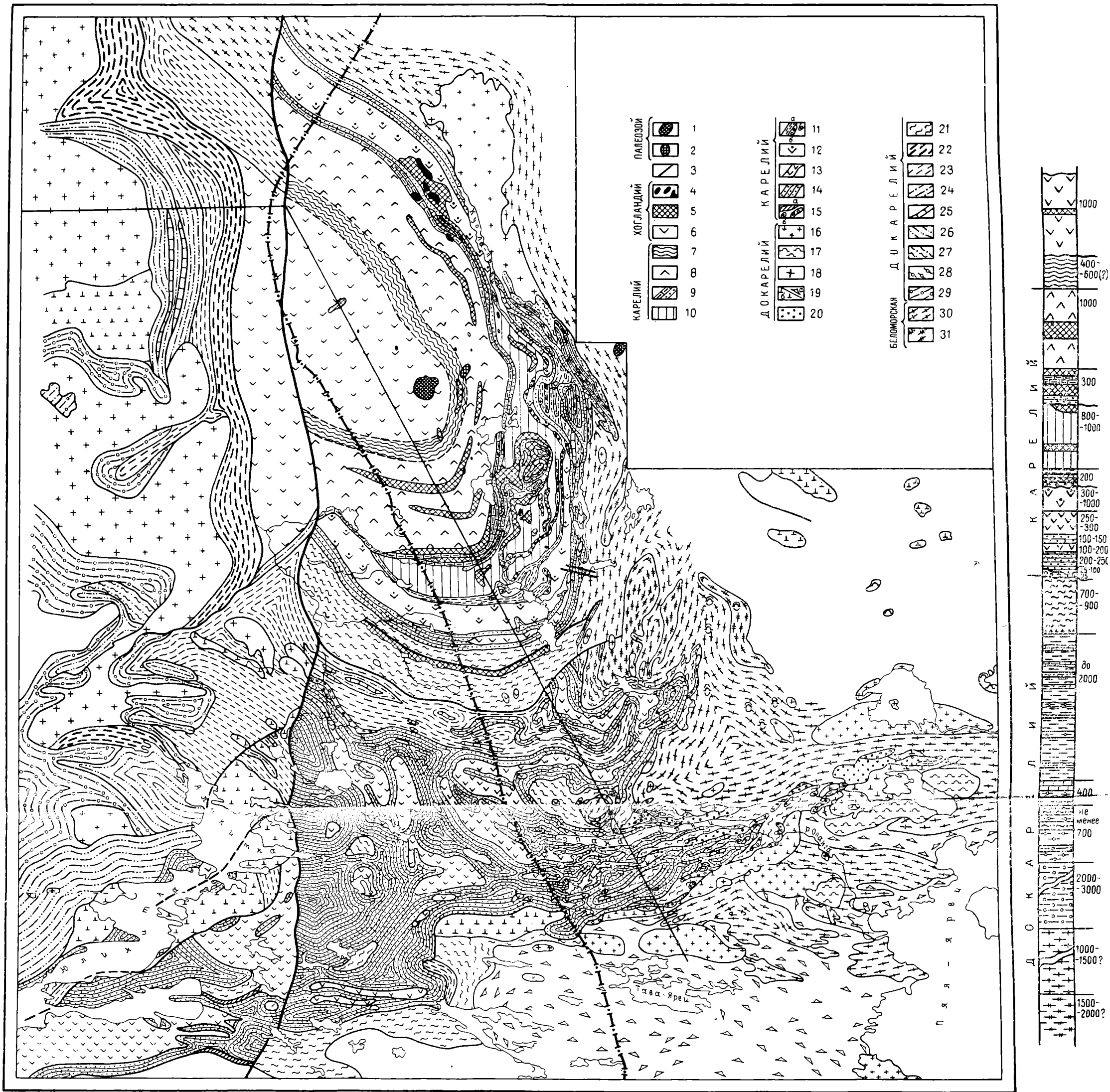


Рис. 1. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка структуры Куола-ярви:

1 — щелочные интрузии центрального типа (нйолиты, уртиты, карбонатиты); 2 — лабрадоровые перидотиты; *ютний* (верхний протерозой); 3 — дайки пироксен-лабрадорова далазла; *хогландий* (средний протерозой); 4 — комплекс ультраосновных пород; 5 — габбро-диабазы шроксеноние и уралитовые; 6 — лавы вулканические брекчии, шаровые лавы спилитового состава и связанные с ними силлы габбро-диабазов (4-й покрова); *карелий* (нижний протерозой); 7 — филлиты и туфо-сланцы; 8 — диабазовые породы и зеленые сланцы 3-го покрова; 9 — мелкозернистые кварцито-песчаники, доломиты и филлиты 3-го осадочного горизонта; 10 — диабазовые породы (диабазы, миндалевидные диабазы, порфириты, вулканические брекчии) и зеленые сланцы 2-го покрова; 11 — филлиты, подчиненные им биотитовые аркозовые кварциты и конгломераты 2-го осадочного горизонта; 12 — диабазовые породы и зеленые сланцы 1-го покрова и связанные с ними силлы диабазов, габбро-диабазов, альбититов; 13 — силлы и дайки диабазов, лейко-габбро-диабазов, альбититов; 14 — кварцито-песчаники 1-го осадочного горизонта; 15 — базальные образования первого осадочного горизонта; а — базальные сланцы коры выветривания; б — полимиктовые и гранитные конгломераты; 16 — микрогматитовые граниты Нуорунен с опаловидным голубым кварцем; 17 — трещинные дифференцированные интрузии ультрабазитов (оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро-нориты, нориты, пегматондные габбро-нориты); 18 — плагиомикроклиновые граниты; 19 — основные интрузии: а — диориты, гнейсо-диориты; б — мета-габбро, оливиновые габбро, габбро-амфиболиты, полевошпатовые амфиболиты; 20 — кварцевые порфиры и кератофиры; 21 — зеленые сланцы; 22 — амфиболовые орто-сланцы; 23 — филлитовидные сланцы и подчиненные им графитовые, кварцитовые, карбонатные, амфибол-карбонатные и прочие сланцы; 24 — кварцитовые и аркозовые сланцы; 25 — карбонатные сланцы и известняки; 26 — кварц-биотитовые сланцы и кварциты (частью по филлитовидным сланцам с прослоями известковых и амфиболовых сланцев); 27 — сланцеватые, существенно параамфиболиты; 28 — гранатовые, амфиболовые и прочие порфиробластические сланцы, амфиболиты; 29 — гнейсо-сланцы мигматизированные гранитами; 30 — амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями биотитовых и гранатовых гнейсов; 31 — биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы с прослоями амфиболовых и гранатовых гнейсов.

«лучистого камня», андалузита и силлиманита в «остеклованных» кварцитовых сланцах.

Толща филлитовидных слюдяных сланцев, как это следует из карты В. Хакмана и В. Вилькмана, лежит согласно на кварц-биотитовых сланцах (калевийских кварцитах этих авторов) и также содержит прослои кварцитовых сланцев, известняков, амфиболовых сланцев и параамфиболитов. Широкие полосы сланцев наблюдаются в основном к западу от зоны разломов Куусамо — Куола-ярви, но выходят также и к востоку от них, в Соваярвинской и Пюхярвинской антиклиналях (которые советскими геологами рассматриваются как синклинали) и далее к востоку на границе с гнейсо-гранитным основанием. Обычно это тонкозернистые, тонкослоистые, сланцеватые породы, состоящие из кварца, слюды (серицита или биотита или мусковита) и меняющихся количеств эпидота, карбоната, актинолита и с увеличением полевого шпата переходящие в гнейсо-сланцы. Как и эти последние, они заражены турмалином и цирконом. Часто тонко переслаиваются с маломощными слоями кварцитов и доломитов и переходят в мергелистые сланцы; иногда пльчатые, с шелковистым блеском и местами обогащены тонкораспыленным графитистым материалом.

Судя по описанию В. Хакмана и В. Вилькмана, в составе филлитовидных сланцев имеются тонкозернистые амфиболовые и амфиболо-биотитовые сланцы, не выделенные ими на карте.

По мере приближения к секущим их гранитам или жилам разной мощности и в контактах с гранитами в слюдяных сланцах и кварцитах образуются гранат и ставролит, иногда андалузит и силлиманит; в зеленых сланцах близ Ниво-ярви — антофиллит и гранат, а также метасоматический железистый кварцит за счет сланцев подобно тому, как это наблюдалось нами в Печенге (г. Круглая) и в р-не Надвоицы — Парандово. Железистые сланцы в филлитовидной толще описаны к западу от Соллон-Кюля.

Наиболее хорошо изученная часть филлитовидной толщи русскими геологами трактуется как более молодые образования, чем кварцито-песчаники, выходящие будто бы в ядрах протерозойских синклиналей: нами, вопреки представлениям всех геологов, эти структуры рассматриваются в качестве размытых антиклиналей карелия, в ядрах которых выходит более древний докарелий. Но даже и в этих участках разрез филлитовидной толщи точно не определяется, если принять во внимание чрезвычайно сильную ее дислоцированность и отсутствие нормальной кровли и подошвы.

В Соваярвинской антиклинали в выходящих в ее ядре докарельских образованиях нижним членом разреза являются слюдяные, слюдяно-известковые и амфиболовые парасланцы с крупными порфиробластами биотита, амфибола, граната, распространенные к югу от Пурну-ярви, и глаукофановые сланцы — к западу от Пюхярви. Выше порфиробластической толщи, с видимой мощностью до 100 м к югу от нее залегает карбонатно-филлитовидная толща; за условную границу между ними можно принять прослои известняка так, как это изображено на карте А. Воинова. Темно-серые, часто пльчатые филлиты с меняющимся количеством карбоната, местами переходящие в графитовые сланцы и гранатовые филлитовидные (кварц-биотитовые) сланцы, переслаиваются с амфиболовыми сланцами. Карбонатные породы светлых тонов и разной крупности зерна чаще в тонком переслаивании с кварцево-биотитовыми, слюдисто-хлоритовыми (иногда с карбонатом) сланцами достигают общей мощности до 400 м.

По-видимому, еще выше залегают параамфиболиты и биотит-ам-

фиболовые сланцы с горизонтами тонкопереслаивающихся аркозовых кварцитов и биотит-амфиболовых сланцев, которые выходят из-под кварцитов ятулия на простирании ранее описанных, но уже с внешней, восточной, стороны антиклинали, за озером Пиени — Сиеппи-ярви. Связующим звеном со сланцами в ядре антиклинали Сова-ярви являются прослой в них карбонатных, кварц-биотитовых и прочих филлитовидных сланцев и аркозовых кварцитов. Последние напрасно считаются многими геологами базальными для докарелия, так как они встречаются в разных горизонтах толщи и так как контакты их с так называемыми гранито-гнейсами и гнейсо-гранитами обычно горячие, они мигматизируются и пересекаются с востока более молодыми гранитами.

Мощность толщи филлитовидных слюдяных сланцев 750—550 м.

Сланцы, выходящие на периферии замыкания антиклинали Сова-ярви, возможно, являются метаморфическими эквивалентами зеленых сланцев, контактирующих здесь с более молодыми гранитами.

В контактах с вышележащими кварцито-песчаниками ятулия обнаруживаются различные горизонты описанной части толщи докарелия. В р-не Пиени — Сиеппи-ярви в непосредственном контакте под кварцито-песчаниками наблюдаются зеленые сланцы (перекрывающие филлитовидную толщу), а в р-не Алинен — Пядус-ярви слюдисто-амфиболовые и биотитовые сланцы, тонкопереслаивающиеся с карбонатными породами, которые рассматриваются нами как горизонты филлитовидной толщи и пр.

В этой же пачке восточнее Пиени — Сиеппи-ярви присутствуют малые линзовидные тела оливиновых норитов и габбро-норитов, кроме того, отмеченных также и среди гранито-гнейсовых пород основания.

В Пюхьярвинской антиклинали разрез докарелия аналогичен Соваярвинскому: здесь с востока на запад наблюдается в общем та же последовательность:

1. Сланцеватые и порфиробластические амфиболиты (с гранатом, тироксеном, амфиболом) и сланцы (кварц-биотитовые, биотит-амфиболовые и пр.) переслаиваются с тонкими горизонтами кварцитовых аркозовых сланцев и метасоматических кварцитов (которые А. Воинов называет слюдистыми и эпидотовыми кварцитами) и в верхних горизонтах переходят в тонкозернистые сланцеватые амфиболиты и темно-серые основные вулканогены. Эта толща обнажается и к востоку от собственно Пюхьярвинской антиклинали, между кварцито-песчаниками ятулия и гнейсо-гранитами. Ее суммарная мощность до 500—600 м.

Контакт между этой толщей и залегающей на ней филлитовидной закрыт под узкой синклиальной складкой карельских косослоистых кварцито-песчаников (к югу от Пюхья-ярви и Алим — Курсу-ярви).

2. Выше лежит филлитовидно-карбонатная толща, частью выходящая и в восточном обрамлении антиклинали, но в основном обнажающаяся в ее ядре. Она состоит главным образом из филлитовидных сланцев меняющегося состава с тонкими прослоями кварцитовидных и особенно карбонатных пород. Карбонатные горизонты представлены серыми карбонатными породами, тонко и ритмично переслаивающимися с прослоями актинолитовых и филлитовидных сланцев, кварцитовых сланцев и иногда гематитовыми доломитами. Суммарная мощность этой толщи при допущении ее моноклиального залегания в ядре антиклинали — до 2 км.

Филлитовидно-карбонатная толща западнее перекрывается мелкозернистыми сланцеватыми амфиболитами (мощностью 40 м) и кварц-биотитовыми полосчатыми сланцами (до 200 м мощности), снова зелеными сланцами (до 50 м мощности) и, наконец, далее к западу уже несогласно перекрывается биотитовыми кварцитами ятулия, которые

в основании содержат мономиктовый кварцитовый конгломерат (конгломератовидные сланцы А. Воинова и конгломерат к западу от Юрхья-ярви).

Разрез в ядре Пюхьярвинской антиклинали также асимметричен, так как биотитовым полосчатым сланцам в западной ее половине нет аналогов в восточной половине ядра, но зато есть аналоги к востоку от этой антиклинали во внешней ее части, в виде горизонта двуслюдяных сланцев и слюдястых кварцитов.

Сравнивая разрезы Соваярвинской и Пюхьярвинской антиклиналей, мы наблюдаем, что в общем они сходны (как это было установлено многими авторами ранее), хотя и не обязательно должны точно параллелизоваться, так как могут принадлежать к различным участкам филлитовидной толщи. Сходство подчеркивается наличием в разрезах графитистых сланцев и метасоматических кварцитов.

По своему составу, тонкой ритмичной слоистости, прослоям известняков, характеру дислоцированности и степени метаморфизма они чрезвычайно напоминают то ладожскую толщу, которую мы всегда относили к докарелию, то вышележащую филлитовидную.

Те факты, что: 1) все перечисленные породы Пюхья-ярви, относимые нами к докарелию, в том числе и кварцитовые сланцы (на северном берегу Пюхья-ярви и пр.), пересекаются жилами гранита; 2) между докарельскими породами Пюхья-ярви и карельскими кварцито-песчаниками с перекрывающими их зеленокаменными породами не видели несогласия; 3) пересекаемую гранитами сланцевую толщу Пюхья-ярви считали лежащей в ядре Пюхьярвинской синклинали, т. е. наиболее молодой, заставляли большинство геологов всю громадную площадь будто бы подстилающих ее зеленокаменных и осадочных пород между Сова-ярви и Куола-ярви относить к докарелию («нижнему протерозою»). При этом конгломераты меридиональной полосы от Апа-ярви до Куйва-ярви считались карельскими, вышележащими в ядрах синклиналей. Большим шагом вперед явилось выделение в меридиональной зоне ятулийских кварцитов, непрерывно прослеженных от Пана-ярви (В. И. Шмыгалев). Но оставалось необъяснимым залегание пересеченных гранитами пород филлитовидно-карбонатной толщи на кварцитах, в ядре опрокинутой синклинали и едва ли возможным наличие опрокинутых залегающих. Отсюда возникает другой ошибочный вывод (А. Воинов) о том, что все породы Куола-ярви и Пана-ярви являются карельскими—одного цикла осадконакопления—и все пересекаются гранитами.

Антиклинальное строение Соваярвинской и Пюхьярвинской структур с выходами докарельских сланцев в их ядрах определяется по следующим данным:

1) Выходящие в их ядрах образования не имеют симметричного рисунка по отношению к окаймляющим их карельским (ятулийским) кварцитам, как это следует из карты, приведенного выше описания и профилей.

2) В ядре Пюхьярвинской антиклинали сланцево-карбонатная толща в р-не озера Алим—Курсу-ярви с субмеридиональным простираанием и крутыми углами падения ($60-70^\circ$) к западу (как и в амфиболитовой толще к востоку от Пюхья-ярви) уходит под окаймляющие их ятулийские кварциты субширотного простираания (в результате коленообразного их изгиба в плане), углы падения которых не свыше 40° . До сих пор здесь на картах изображались тектонические разрывы, но вероятнее это объяснить несогласным залеганием (см. карту).

Изменчивое простираание пород филлитовидно-карбонатной толщи в ядре Соваярвинской антиклинали меняется независимо от окаймляю-

щей ее синклинали кварцито-песчаников карелия, и характеризуется очень крутыми углами падения 40—90°, что служит доказательством несогласного залегания кварцито-песчаников карелия на филлитовидной толще. Кроме того, структуры внутри Соваярвинской антиклинали чрезвычайно сложны, в противоположность простым структурам карельских узких синклиналей.

3) Сланцевые породы, выходящие в ядрах антиклиналей, продолжаясь под узкими синклиналями окаймляющих их кварцитов, снова выходят из-под них к востоку с тем же простираением и падением и далее к востоку граничат с гнейсо-гранитами и гранитами, их пересекающими и мигматизирующими.

4) Филлитовидная толща Соваярвинской антиклинали продолжается далее к западу на территорию Финляндии, где она подстилается гнейсо-сланцами и пересекается гранитами. Карельские породы на данной территории, как и повсюду в Карелии, нигде не пересекаются гранитами.

5) Филлитовидная толща обнаруживает значительно большую степень и размах метаморфизма (от зелено-сланцевой до амфиболитовой фации), чем кварцито-диабазовые и прочие породы достоверного карелия. Особенно хорошо это наблюдается на карбонатных породах разного возраста. Докарельские карбонатные породы мраморизованы и скарнированы.

6) Карбонатные породы филлитовидной толщи представлены преимущественно известняками [8]; карбонатные породы карелия — доломитами.

7) На р. Оуланке у водопада Тайвалкёнгяс и близ г. Кнутовара (Финляндия) на филлитовидной толще лежат базальные конгломераты в основании кварцитов ятулия (см. далее).

8) Все русские авторы считают, что в описываемых антиклиналях кварцито-диабазовая и филлитовидно-карбонатная толщи связаны постепенными переходами. Но контакты очень плохо обнажены, а горными работами они не вскрывались. Возможно, в будущем на контактах между ними будут обнаружены базальные образования. Кроме того, при несогласном залегании кварцитов на филлитовидно-карбонатной толще нижние горизонты кварцитов должны быть обогащены материалом подстилающих пород, т. е. карбонатным и слюдястым, что может создать впечатление постепенных переходов и мнимого согласия между этими несогласными толщами.

9) В Пюхьярвинской антиклинали геологами СЗГУ среди пород филлитовидной толщи найдены «выступы фундамента» — гранитного и грано-диоритового состава. Кроме того, докарельские породы в ее ядре интенсивно пересекаются жилами гранита, так же как и во внешнем, восточном ее обрамлении. Но эти граниты не трогают узких полос кварцито-песчаников в ее крыльях. Получается геологический парадокс: «молодые» породы в ядре синклинали секутся гранитами; «древние» — не секутся. Парадокс устраняется при допущении того, что Пюхьярвинская синклиналь является антиклиналью, обрамленной с запада и востока несогласно и выше лежащими кварцито-песчаниками.

10) В основании биотитовых кварцитов западного крыла антиклинали Пюхья-ярви на границе с филлитовидно-карбонатной толщей найдены конгломераты с кварцитовой галькой из филлитовидной толщи (которые А. Воинов называет конгломератовидными сланцами) и конгломераты к северо-западу от Юрхья-ярви.

11) Стремление проводить детальную погоризонтную аналогию между разрезами Соваярвинской и Пюхьярвинской филлитовидных

толщ вряд ли может дать положительные результаты, так как несмотря на сходство их в целом, будучи представлены разными интервалами филлитовидной толщи, эти разрезы не будут тождественными. Так, например, в Пюхьярвинском разрезе значительно большее участие принимают сланцеватые и прочие амфиболиты.

Зелено-сланцевая толща в описываемом районе пользуется широким распространением. К югу от Соваярвинской антиклинали и почти до Куусамо докарельские зеленые сланцы и кварцевые порфиры подстилают кварцито-диабазовые карельские складчатые толщи, постоянно выходя на этой площади в ядрах карельских антиклиналей, а также по окраинам карельских структур, где они граничат с гнейсо-гранитами и гнейсами (см. карту). В контакте с плагиомикроклиновыми гранитами они мигматизируются, пересекаются ими и переходят в амфиболовые сланцы, порфиробластические амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослоями метасоматических кварцитов. Толща зеленых сланцев в этом районе, как это следует из карты, лежит на филлитовидной толще.

К западу от линии разлома Куола-ярви — Онкамо-ярви — Юрхья-ярви — верховья р. Оуланка (где они граничат с востока с хогландскими эффузивами, а с запада — с гнейсами, биотитовыми сланцами и гранитами) зеленые и амфиболовые сланцы выходят в виде широкой полосы меридионального простиранья.

Метаморфизованные основные эффузивы спилитовой серии, превращенные в зеленые сланцы существенно альбит-актинолитового состава, представлены различными структурными разновидностями, сохраняющими реликты магматических текстур и гораздо реже реликты магматических структур. Широким распространением пользуются вулканические брекчии, туфобрекчии, туфы, афанитовые порфириты и лавы с бластоофитовыми, порфиритовыми и прочими структурами и миндалевидными текстурами. Обычно считается, что вулканические брекчии в описываемом районе слагают нижние горизонты этой толщи, начиная разрез. Но, по-видимому, они встречаются не только в основании разреза. Эти эффузивы подробно описаны рядом исследователей и поэтому давать их описание в настоящей работе не целесообразно. Несколько необычными для докарелия являются уралитовые порфириты, прорванные гранитами восточного берега Вуотунки [12] с кристаллами уралита до 5 мм.

Зеленокаменные породы обширного поля метабазитов Куола-ярви — Сова-ярви плохо обнажены и недостаточно исследованы. Попытка разделить их по возрасту на докарельские, карельские и хогландские (суисарские) производится впервые.

Ультраосновные породы. В р-не озер Хоси — Ноука-ярви среди метадиабазовых пород (метамандельштейнов и метапорфиритов) установлены выходы хлорито-тремолитовых сланцев малой мощности, по-видимому, являющихся метаморфизованными дайками. В р-не Пюхья-ярви установлены тремолитовые и тальк-тремолитовые сланцы, которые, однако, теперь трактуются как карбонатные породы, скарнированные в контактах с габбро и габбро-амфиболитами.

Кварцевые порфиры, кератофиры, альбитофиры докарелия с характерными вкрапленниками голубого опаловидного кварца совершенно аналогичны подобным же породам Центральной Карелии, которые были описаны нами в специальной статье [4] и поэтому не требуют детального петрографического описания. Их стратиграфическое положение то же, что и в Центральной Карелии [5]: они встречаются в гальке полимиктовых конгломератов, а иногда целиком составляют гальку мономиктовых конгломератов. На них встречается кора выветривания

с выкрошенными из выветрелых пород кристаллами голубого кварца и плохо окатанного полевого шпата в слюдисто-кварцевом цементе, постепенно вверх переходящая в карельские кварцито-песчаники.

Подобные породы финские геологи называли «глазастыми» или «очковыми» сланцами. Чрезвычайно интересен тот факт, что в полимиктовых конгломератах они находили гальку этих «очковых сланцев». Отсюда еще раз подтверждается наш вывод в противоположность обратному выводу К. О. Кратца о том, что образование коры выветривания предшествовало образованию полимиктовых конгломератов. Однако финские геологи считали кору выветривания калевийскими, а конгломераты — ятулийскими образованиями. Автор же настоящей статьи считает, что они образовались последовательно в течение одного и того же длительного перерыва.

Полевошпатовые амфиболиты, габбро и габбро-амфиболиты приурочены преимущественно к контактам между докарельскими сланцевыми толщами и гнейсо-гранитами фундамента (массивы Кометта-вара — Ципринга) или к контактам между теми же сланцевыми толщами и более молодыми, секущими их гранитами. В этом последнем случае базиты более или менее изменяются и гранитизируются, переходят в кварцсодержащие разности, которые обычно называют диоритами, грано-диоритами и др., но которые правильнее было бы называть кварцевыми амфиболитами — амфиболовыми гнейсами и гнейсо-гранитами. К числу таких «диоритовых» пород относятся: а) породы массива, расположенного непосредственно к северу от южной половины оз. Алакитка, который согласно мнению финских геологов сложен диоритами по габбро и отнесен к ятулийским габбро-диабазам, и б) породы массива Мяркя-ярви, расположенного в северо-западной части карты. Эта группа пород резко отличается от карельских альбит-актинолитовых габбро-диабазов присутствием более основного плагиоклаза — андезина — лабрадора, диопсида, темно-зеленой роговой обманки и часто оливина и возрастом, так как эта группа пород пересекает докарельские сланцевые толщи и в свою очередь пересекается гранитами. Вероятно, Таваярвинский массив диоритов, грано-диоритов и прочее представляет собой подобные полевошпатовые амфиболиты, в различной степени гранитизированные, которые с более молодыми гранитами давали ряд гибридных разностей.

КАРЕЛИИ

Базальные образования карелия в описываемом районе представлены: седиментационной брекчией, корой выветривания и конгломератами, образовавшимися последовательно в течение одного и того же громадного перерыва и лежащими в основании одних и тех же кварцитов карелия.

Седиментационная брекчия и сланцы коры выветривания. Седиментационная брекчия описана В. Хакманом и В. Вилькманом за пределами советской территории в качестве базальных сланцев для калевия. Она состоит из «выветрившегося щебня» и остроугольных обломков подстилающего основания чаще всего гранито-гнейсового типа. Когда обломки состоят из отдельных слегка закругленных кристаллов полевого шпата, чаще всего микроклина и (или) кварца, они называются «глазастыми» сланцами. Цемент представлен слюдистым сланцем с эпидотом или кварцитовым сланцем с хлоритом и кальцитом. Переход от подстилающего основания постепенный через выветрелые граниты к серой сланцеватой массе с ингредиентами гранита. Подобные образования известны во многих местах.

1. По южной границе всей структуры: между заливом озера Юли-китка-ярви и церковью в Куусамо; около озера Юли в северо-западной части одноименной горы и в 3 км к юго-западу от озера Мескус-ярви; в Хонкиваре.

2. К северу от южной границы структуры, вокруг выступов основания в поле развития карелия: г. Уенпуровара у Хюпи-ярви и на западном склоне г. Рихивара в 5 км северо-восточнее залива Васарапере.

3. В районе Пана-ярви: а) в северной части Нискавара (по границе между гранитами и кварцито-песчаниками известны очковые сланцы с крупными зернами голубого кварца, обычного для молодых гранитов и кварцевых порфиров; постепенно этот сланец переходит в грубозернистый кварцит); б) к северо-востоку от Куйккалампи (где сланец лежит на гранито-гнейсе с красными гранитными жилами) и в) у истока реки Оуланки (Оланги) из оз. Пана-ярви, на контакте между кварцевым порфиром и кварцитом.

4. В южной части меридиональной полосы кварцитов на границе между ними и гранито-гнейсами: а) вдоль восточного берега Сулку-ярви протягивается на 5 км узкая зона «глазастых» сланцев; б) на восточном берегу Сискели-ярви в д. Тути-ярви. Давно известные очковые сланцы коры выветривания мощностью 25 м залегают здесь с угловым несогласием на архейских гранито-гнейсах и кверху постепенно переходят в аркозовые сланцы. К. О. Кратцем, однако, эти же очковые сланцы считаются милонитами [7].

5. В восточном крыле антиклинали Раакку-тунтури описанная О. И. Сухановой кора выветривания в основании кварцито-песчаников, лежащих на диабазовых эффузивах докарелия, судя по описанию, скорее является конгломератом, так как состоит из линзовидных участков угловатой или неправильной формы зеленокаменных пород в кварцитах или кварцево-серицитовых сланцах.

Базальные конгломераты. Еще со времени съемки В. Хакмана утвердилось мнение, впоследствии воспринятое и нашими русскими геологами о том, что существует 2 конгломерата, один из которых будто бы только с гранитной галькой является более древним, базальным, для калевия [12] или тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя (В. И. Шмыгалев) или карелид [7, 8], а второй, полимиктовый, является базальным для ятулия [12] или внутриформационным потому, что он будто бы переслаивается с метадиабазами и кварцевыми порфирами, что особенно хорошо видно в р-не северного берега Пана-ярви (К. О. Кратц, В. И. Шмыгалев, А. С. Воинов).

После тщательного ознакомления с материалами становится очевидным, что это один и тот же конгломерат, по стратиграфическому положению являющийся базальным для карелия, но меняющий состав своей гальки в зависимости от характера подстилающих пород. Полимиктовым он становится в тех случаях, когда лежит на менее устойчивых породах докарелия и содержит наряду с галькой подстилающих пород и более устойчивую гальку гранитоидов, сохранившуюся и после транспортировки. Мономиктовым «гранитным» он является в тех случаях, когда лежит на гранитоидах, а менее устойчивые докарельские породы в результате транспортировки разрушаются и входят в состав конгломерата только в качестве минеральных ингредиентов цемента (хлорит, эпидот, биотит, серицит и пр.). В этом случае мономиктовый конгломерат по простиранию сменяется полимиктовым. Кроме того, состав гальки конгломерата в одном и том же месте в одном и том же горизонте по вертикали может изменяться в зависимости от перераспределения направлений сноса во время отложения. В этом случае состав гальки будет меняться вверх по разрезу. Таким образом, мне-

ние о том, что состав гальки конгломерата является определяющим моментом для его положения в разрезе — гранитный — нижнепротерозойский, полимиктовый — среднепротерозойский, — впервые высказанное К. О. Кратцем [7, 8], не выдерживает критики ни по стратиграфическим, ни по структурным позициям. Уже сам К. О. Кратц отказался от этого мнения, но оно пустило столь глубокие корни, что до сих пор повторяется в литературе. Странники этого мнения: 1) В. И. Шмыгалев тем не менее пишет, что на северном берегу Пана-ярви «состав конгломератов изменяется от гранито-гнейсового и диоритового в основании разреза до полимиктового с преобладанием в одних прослоях обломков метадиабазов, в других — кератофиров» и 2) А. С. Воинов указывает, что «момиктовые метадиабазовые (и кварц-порфиновые), полимиктовые и гранитные конгломераты встречаются в одних и тех же линзах, причем момиктовые тяготеют к подошве».

Точно так же степень окатанности материала в конгломерате или состав цемента не могут являться критерием разновозрастности, так как зависят от местных условий (рельефа, способа отложения (генезиса), характера подстилающих пород) в течение одного и того же перерыва.

Конгломерат на р. Оуланка известен на территории Финляндии со времен Седерхольма. Он лучше всего обнажен у водопада Тайвалкёнгас и отсюда прослеживается на протяжении 6—7 км к юго-востоку. Именно здесь проводилась первоначально граница между кварцито-диабазовыми толщами ятулия, расположенными южнее, и филлитовидными сланцами с карбонатными и кварцитовыми прослоями калевия, расположенными к северу. Толща филлитовидных сланцев широкой полосой проходит здесь между диабазами Саллантунтури на севере и кварцито-диабазовыми породами ятулия на юге. Однако позже Х. Вайринен [13] пришел к выводу, что возрастные отношения между этими толщами обратные и что толща филлитовидных сланцев лежит на кварцито-диабазовой толще в ядре так называемой Соваярвинской синклинали.

Х. Вайринен описание конгломератов иллюстрирует следующим рисунком (рис. 2), из которого следует, что конгломерат падает на восток и таким образом лежит на кварцито-диабазовой толще, подстилая более разрушенные и метаморфизованные сланцы и сланцеватые амфиболиты. Однако слоистость в конгломератах не наблюдается, сланцы и доломиты сильно разрушены и раздроблены, слоистость по ним определить нельзя и падение на восток определяется Х. Вайрином ненадежно, лишь по прослою кварцито-подобной породы в конгломератах. При этом хорошо выражена сланцеватость (по Х. Вайринену), которая падает на запад. В верхних (по Х. Вайринену) горизонтах в конгломератах появляются гальки доломитов и альбитизированных диабазов (может быть амфиболитов? — М. Г.), а еще выше на конгломератах лежат доломиты, амфиболовые сланцы и амфиболиты (те самые, которые в гальках? — М. Г.). Толкование Х. Вайринена, однако, вызывает сомнение, и хотя трудно судить не видя обнажения, однако более вероятным представляется толкование В. Хакмана и В. Вилькмана, которые считали, что при падении на запад ятулийские базальные конгломераты лежат на филлитовидной толще калевия. По-видимому, нарисованная Вайрином сланцеватость и является истинной слоистостью и в этом случае все становится на свое место. Метаморфизованная сланцевая толща докарелия (кварц-биотитовые филлитовидные ритмично-слоистые сланцы с прослоями кварцитовидных, доломитовых и амфиболовых сланцев) лежит на порфиробластических амфиболовых, частью гранатовых амфиболитах и глаукофановых [12] сланцах,

которые обнажаются к востоку и западу от Сова-ярви в ядре Соваярвинской антиклинали (а не синклинали) подобно гранитам в ядре антиклинали Раакку-тунтури. Несогласно на них налегает кварцито-диабазовая толща карелия — ятулия с конгломератами Тайвалкёнгяс в основании, что и видно непосредственно в обнажении, многократно описанном финскими геологами, которое должно толковаться следующим образом (см. рис. 2): на амфиболитах (*g*) к западу (т. е. вверх по разрезу), переходящих в амфиболовые сланцы, лежат «сильно разрушенные» сланцы (*f*), которые сопровождаются «раздробленными» доломитами (*e*). На них лежат крупногалечные конгломераты, галька

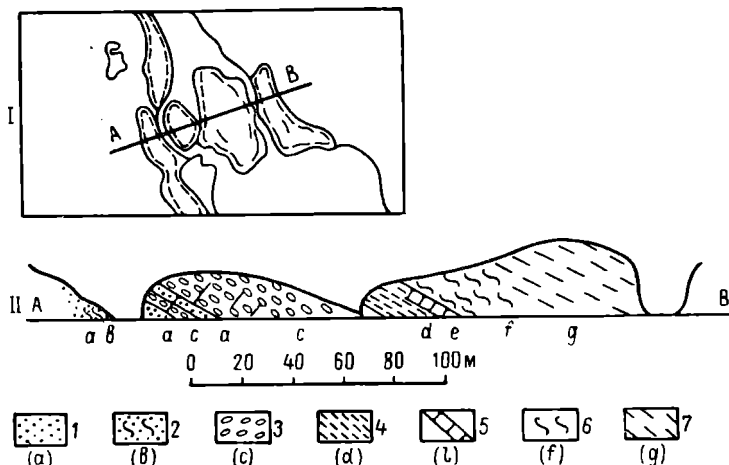


Рис. 2. Конгломераты Тайвалкёнгяс:

1 — крупно- и неравномернозернистый кварцит; 2 — кварциты (те же) с прослоями конгломератов и филлитов; 3 — конгломераты; 4 — разрушенные сланцы — кора выветривания (по М. Г.); 5 — раздробленные доломиты (выветрившие доломиты по М. Г.); 6 — расщепленные амфиболиты; 7 — менее расщепленные амфиболиты.

которых (до 30 см в диаметре) тесно упакована, плохо окатана или остроугольна (особенно мелкая) и состоит непосредственно из подстилающих пород: доломитов, филлитов и амфиболитов («альбитизированных габбро-диабазов»). Выше по разрезу размер обломков в конгломератах и количество доломитовой гальки убывают, примешиваются обломки мелкозернистых кварцитовых сланцев и в верхних горизонтах угловатые и слабо окатанные мелкие обломки представлены одним мелкозернистым кварцитом. Цемент конгломерата состоит из кварцито-песчаника, прослой которого без гальки (*a*) наблюдаются в верхних горизонтах конгломерата.

Непосредственно на конгломератах в крутом западном склоне западного островка р. Оуланки лежат крупнозернистые и неравномерно зернистые кварцито-песчаники, что сообщает им пятнистый характер. Такие же кварцито-песчаники прослеживаются по западному берегу р. Оуланки, т. е. еще стратиграфически выше, где они чередуются с прослоями филлитов (*b*) и мелкогалечных конгломератов. Следует подчеркнуть, что гальки и обломки кварцитов и кварцитовых сланцев отличны от кварцито-песчаников ятулия и соответствуют наиболее прочным кварцитовым сланцам из филлитовидной толщи, которую следует рассматривать как докарельскую. Некоторые прослои конгломерата напоминают «скопления щебня» с мелкими и остроугольными обломками. Цемент сланцеватый, серый, кварцево-слюдистый, с кри-

сталлами доломита. Плоские обломки сланца лежат параллельно сланцеватости.

Прослой (4) и (5) представляются нам выветрелыми горизонтами сланцевой толщи, на которых лежит остаточный щебень от выветривания, обломки которого или залегают *in situ* (в нижних горизонтах), или незначительно перемещены (в верхних горизонтах) и скорее должны бы называться базальной седиментационной брекчией, чем конгломератом. Ниже по р. Оуланке севернее г. Кнutowара в том же конгломерате наблюдается множество угловатых или субугловатых обломков темного филлитовидного сланца и светлого тонкозернистого кварцита. Там, где конгломерат граничит с филлитовидными сланцами с прослоями доломитов, он содержит, кроме того, обломки этого плотного серого доломита. К югу (вверх по разрезу) обломки уменьшаются в размерах, лежат параллельно сланцеватости и постепенно переходят в серый кварцит с мелкими черными или светло-серыми обломками сланца и кварцита.

Конгломерат у южного берега Сювя—Салмиярви, содержащий до 80% угловатых и субугловатых обломков до 2 см нижележащих кирпично-красных слюдисто-кварцевых сланцев и переслаивающийся с кварцито-песчаником, сравнивается В. И. Шмыгалевым с конгломератами Тайвалкёнгас и рассматривается как вунтриформационный.

Характерными свойствами для конгломератов Пана-ярви являются следующие:

1) Валуны и гальки более прочных пород (гранитоидов) окатаны лучше, сланцеватых-докарельских — хуже. Но в глыбовых «гранитных» конгломератах Раакку-тунтури громадные глыбы гранитоидов угловаты и являются древним элювием.

2) Более крупные обломки (массивных и равномерно-зернистых гранитоидных пород) окатываются лучше мелких, угловатых.

3) Гальки тесно упакованы, цемента мало. Сортировка плохая, но в общем кверху величина обломков и их количество уменьшается, а степень окатанности увеличивается.

4) Гальки состоят из пород гранитоидного основания (плаггиогранитов, grano-диоритов, гнейсо-диоритов, гранито-гнейсов, аплитов, пегматоидных гранитов) и докарелия: зеленых сланцев по метадиабазам, метапорфиритов, спилитов, кварцевых порфиров и кератофиров, очковых сланцев (сцементированная кора выветривания с выкрошенными из коренных пород обломками крупных кристаллов кварца и полевого шпата), амфиболитов и амфиболовых сланцев, кварцитовых сланцев и светло-серых кварцитов, кварца, единичной гальки диабазовой брекчии.

В конгломератах к востоку от оз. Хейкин-ламба среди галек гранитоидов отмечены гальки крупнозернистых метадиабазов [7].

Изредка встречаются гальки непрочных пород филлитовидной толщи: филлитов, карбонатизированных слюдисто-кварцевых и слюдисто-альбитовых сланцев.

5) Цемент конгломератов неравномернозернистый, сильно рассланцованный то светлый аркозовый, то сланцеватый (преимущественно биотито-кварцевый), то обогащенный карбонатом, то граувакковый. В конгломератах, лежащих на кварцевых порфирах, не только галька, но и цемент состоит из материала разрушения кварцевого порфира с зернами голубого кварца.

6) Наиболее протяженные линзы конгломератов — 2—7 км при ширине 5—200 м. Мощность — 20 до 100 м.

7) Разрез конгломератовых линз Пана-ярви, как установлено.

А. Воиновым, является трансгрессивным, т. е. сверху величина галек и их количество убывают.

На северном берегу оз. Пана-ярви в литературе описаны конгломераты, по поводу положения которых существует в литературе ряд мнений: по К. О. Кратцу и О. А. Рийконен они залегают в ядрах узких синклиналей, по В. И. Шмыгалеву переслаиваются с зеленокаменными эффузивами и кератофирами Pt_1 , по А. Воинову здесь два конгломерата, один из которых — гранитный, базальный, лежит в основании эффузивно-осадочной серии, а второй — полимиктовый — является внутриформационным. По данным финских геологов здесь на базальных образованиях калевия — очковых базальных сланцах по кварцевым порфирам — лежат базальные образования ятулия — конгломераты.

С точки зрения принятых нами позиций полученный фактический материал должно толковать следующим образом: на кварцевых порфирах и зеленокаменных эффузивах местами сохраняется кора выветривания в виде «очковых сланцев». В течение того же длительного перерыва между докарелием и карелием в связи с омоложением рельефа (сводовые поднятия древнего пенеплена) кора выветривания сохраняется от размыва лишь спорадически, формируются конгломераты, плохо окатанные гальки которых с преобладанием галек непосредственно подстилающих пород, свидетельствуют о наличии сильно расчлененного рельефа в момент отложения и незначительности переноса. В составе галек найдены очковые сланцы [12] и этот факт в описываемом районе (так же как и в других р-нах Карелии) устанавливает неизбежную последовательность формирования: сначала кора выветривания, потом конгломераты, а не наоборот, как это представляют себе К. О. Кратц [7, 8] и др. Конгломераты содержат гальку всех гранитоидов и древнейших гнейсов и гранито-гнейсов района и гальку всех пород докарелия, но в большей степени прочных пород гранитоидного основания. Мономиктовых гранитных конгломератов нет. К ним всегда примешивается хоть и в незначительном количестве галька пород докарелия. Например, в конгломератовых линзах на границах между гранито-гнейсовым основанием и докарелием к югу от г. Мянтью-тунтури найдены гальки: амфиболита, биотитового гнейса; в р-не г. Раакку-тунтури — кварцевого порфира, у г. Мина-вары — зеленокаменных пород и пр.

Все конгломераты северного (и южного) побережья Пана-ярви занимают одно и то же стратиграфическое положение: в основании кварцито-песчаников карелия. Однако на карте они в виде линз показаны лежащими на любых докарельских породах и на гранито-гнейсовом основании и не показаны в подошве кварцито-песчаников, так как контакты кварцитов-песчаников с более древними породами наблюдались редко и чаще там, где конгломераты замещались корой выветривания. Исключение представляют конгломераты, известные по южной границе их с археем, к югу от оз. Пана-ярви и к северу, у оз. Туохи-лампи, где конгломераты прямо подстилают кварциты и лежат на гранитах.

Конгломераты северного берега Пана-ярви представляют собою эрозионные останцы, реликты единого горизонта конгломератов, рассеянные на сравнительно большой площади потому, что они падают здесь к югу, в ту же сторону, что и крутой склон г. Мянтью-тунтури, на котором они находятся, т. е. к Пана-ярви (рис. 3а). В аналогичных условиях находятся конгломераты крутого склона Раакку-тунтури (рис. 3б), которые приурочены не только к контактам гранитов и зеленых сланцев, как это рисуется на карте (1), но и в поле развития последних. Конгломераты не могут переслаиваться с эффузивами и быть внутриформационными, так как помимо того, что содержат их гальку, некоторые их линзы одновременно лежат на разных эффузивах докарелия.

лия (см. описание разреза В. И. Шмыгалев): зеленых сланцах и кератофирах; гранитоидах и зеленых сланцах; гранитоидах и кварцевых порфирах, как это наблюдалось непосредственно в поле. Тем более нет никакой нужды считать конгломераты сохранившимися в тектонических трогах вдоль взбросовых зон и нет никаких доказательств к тому. Степень окатанности галек в гранитных конгломератах хорошая (за исключением случаев, когда они лежат на гранитоидах являясь элювием), а

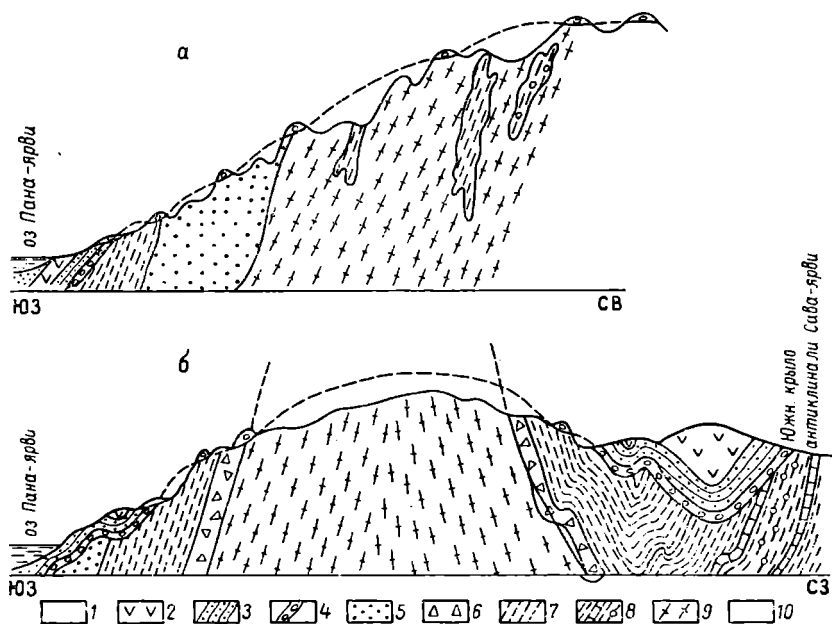


Рис. 3. Схематические разрезы через северный берег оз. Пана-ярви (а) и через г. Раакку-тунтури (б):

1 — четвертичные отложения; карелий: 2 — диабазы; 3 — кварцито-песчаники; 4 — конгломераты; докарелий: 5 — кварцевые порфиры и кератофиры; 6 — туфобрекчии; 7 — зеленые сланцы; 8 — филлитовидная толща с прослоями карбонатных пород и амфиболовых сланцев; 9 — гранито-гнейсы; 10 — разрывы.

в полимиктовых плохая (А. С. Воинов) действительно имеет место, но не может являться ни критерием разновозрастности, ни даже критерием различной обстановки отложения (в данном случае) потому, что просто более твердый, однородный, к тому же, следовательно, более крупный, гранитоидный материал всегда будет лучше обрабатываться при всех прочих равных условиях, чем сланцеватый и более мелкий материал докарельских сланцев. Наглядное подтверждение тому: в одних и тех же обнажениях полимиктовых конгломератов гранитоидная галька всегда лучше окатана, чем сланцевая, что сквозит во всех описаниях конгломератов и данного района, но не делается соответствующего вывода.

Подмеченная А. С. Воиновым закономерность: в некоторых линзах конгломерата наиболее крупный материал тяготеет к верхним частям разреза (в северной части) вполне согласуется с нашим мнением о том, что после образования пенеплена имели место сводовые поднятия, которые со временем могли приводить к большей дифференцированности рельефа и накоплению все более грубого материала.

Подобные же конгломераты к югу от оз. Пана-ярви или непосредственно подстилают карельские кварциты или встречаются внутри пло-

щади этих же кварцитов в ядрах мелких антиклиналей (близ границы с Финляндией), или также образуют эрозионные останцы, залегая сверху и несогласно на эффузивах докарелия или одновременно на этих последних и гранитоидах (к северо-востоку от восточного конца оз. Пана-ярви). Там, где карельские кварциты лежат прямо на гранитоидном основании, подстилающий их конгломерат является гранитным, как, например, у озера Туохи-лампи.

Также вызывали споры конгломераты Кааппо-калливо на южном берегу Пана-ярви, которые В. Хакманом и В. Вилькманом считались базальными ятулийскими нормально залегающими под кварцитами; К. О. Кратц и О. А. Рийконен толковали их как базальные ятулийские, лежащие выше всех прочих пород в районе и выше кварцитов Кааппо-калливо; А. С. Воинов показал, что они лежат в опрокинутом крыле складки; это доказывается порядком чередования разностей кварцитов,

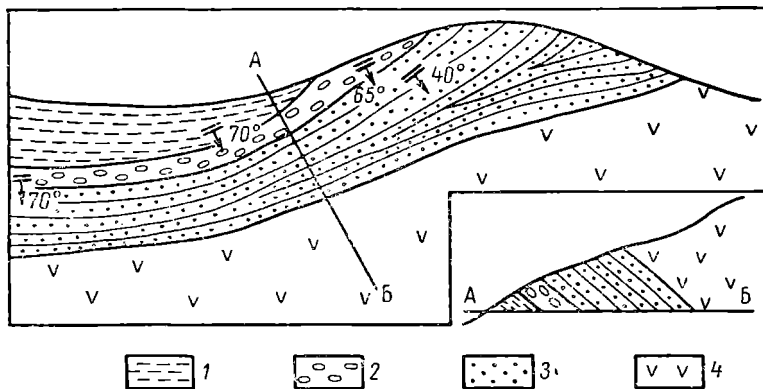


Рис. 4. Конгломераты Кааппо-калливо (оз. Пана-ярви):

1 — хлоритовые сланцы; 2 — полимиктовые конгломераты; 3 — кварцито-песчаники;
4 — диабазы.

будто бы обратным нормальному. (Данное обстоятельство, конечно, не может служить доказательством при капризном чередовании в разрезе различных их разновидностей.) В этом случае не совсем понятно, почему совершенно нормальный разрез карелия Кааппо-калливо, давно и правильно описанный финскими геологами, вызвал столько сомнений и новых, гораздо более сложных и менее правдоподобных толкований. Из разреза, приведенного А. Воиновым, следует (см. рис. 4), что на берегу Пана-ярви наблюдаются докарельские слюдяно-хлоритовые сланцы, падающие на юг под углами 70° . На них с угловым несогласием лежат конгломераты Кааппо-калливо, во всем подобные прочим конгломератам р-на оз. Пана-ярви, с полуокатанной галькой гранитоидов фундамента, гранофировых гранитов, кварцевых порфиров, жильного кварца, а также с галькой мелкозернистых аркозовых и известковистых кварцитов, которые, очевидно, и послужили плодом разногласий, так как ошибочно принимались за гальки близ- и вышележащих кварцито-песчаников и которые, конечно, совершенно аналогичны аркозовым, кварцитовым, кварц-серицитовым сланцам и известковистым кварцитам из филлитовидной докарельской толщи. В конгломератах по неотчетливой слоистости А. С. Воинов наблюдал те же углы падения $40-70^\circ$, что и в подстилающих сланцах. Но в узкой и малопротяженной полосе конгломератов не могли так меняться углы падения; скорее при неотчетливой их слоистости верны или те или другие замеры, а так как в выше и согласно лежащих кварцито-песчаниках углы падения только 40° , то

и в конгломератах верны замеры 40° и, следовательно, конгломераты залегают с угловым несогласием на подстилающих слюдисто-кварцевых сланцах и согласно перекрываются кварцито-песчаниками. К югу от кварцитов наблюдаются зеленые сланцы и кварцевые порфиры докарелия с углами падения сланцеватости 70° , падающие к югу же и, по А. С. Воинову, лежащие, таким образом, на ятулийских кварцитах (?). Контакт между ними лежит точно на простирации разрыва, обозначенного на карте А. С. Воинова, который и надо провести по этому контакту, а не выводить в оз. Пана-ярви.

Скорее всего реликтами размытого горизонта конгломератов являются описанные В. Хакманом «туфовые сланцы» в р-нах г. Сярки-калливо, д. Вуотунки, на о-вах оз. Суйнинка с обломками «ксенолитами» мелкозернистого кварцита и грубозернистого гранита; в западной части Каллио-вара «туфовые сланцы» содержат остроугольные «ксенолиты» плотных основных пород и «стекловатого» кварцита. Туфовый сланец, цементирующий обломки, сильно осланцован, богат хлоритом и роговой обманкой и, судя по описанию, соответствует зеленокаменному цементу некоторых полимиктовых конгломератов.

Кварциты и кварцито-песчаники первого осадочного горизонта, залегающие на базальных образованиях карелия, мощностью до 250 м образуют ряд довольно крутых складок к югу от Пана-ярви, более пологих брахискладок к северу от Пана-ярви (в ядрах антиклиналей которых выходят гранитоиды основания или докарельские сланцевые толщи) и в р-не Пядюс-ярви резко меняют свое простираие на меридиональное, окаймляя с востока мульду Куола-ярви. Кварциты и кварцито-песчаники тонко- или грубослоисты, иногда ритмично-слоисты, в некоторых случаях содержат знаки ряби и косую слоистость прибрежно-морского типа, а в нижних горизонтах (южнее Пана-ярви) переслаиваются с линзами кварцевых конгломератов.

Чаще полевошпатовые светлые (серые, розовые, белые) кварциты и кварцито-песчаники обнаруживают характерную для карельских образований кластическую структуру с окатанными зернами кварца в кварц-серицитом или кварцитом цемента; к северу и юго-западу (в Финляндии) от Пана-ярви, однако, структуры становятся бластическими и кварциты местами переходят в кварцитовые сланцы, что связано с увеличением степени метаморфизма к зоне глубинных разломов.

В низах кварцитовой толщи р-на Пана-ярви чаще наблюдаются крупно- и среднезернистые разности, выше — мелкозернистые серицитовые, переходящие в кварц-серицитовые разности и темные биотитовы кварциты. В р-не оз. Исо—Сиеппи-ярви в основании разреза кварцитов на контакте с подстилающими зелеными сланцами А. С. Воинов наблюдал прослой карбонатных пород и биотитовых сланцев до 1,5 м мощностью, которые, конечно, не являются базальными для карелия и должны относиться вместе с зелеными сланцами к докарелию.

Стратиграфически выше кварциты и кварцито-песчаники переслаиваются и переходят в тонкослоистые маломощные филлиты и в пестрые (бурые, фиолетовые и пр.) мергелистые сланцы (к югу от Пана-ярви—Матала—Салма-ярви—Сювя—Салми-ярви и пр.) и доломитовые гематитсодержащие сланцы, что сближает эту часть разреза карелия с соответствующими горизонтами разреза Туломозера.

Второй осадочный горизонт прослеживается узкой полосой от Апар-ярви до Ноука-ярви параллельно восточной окраине структуры, давая резкое расширение выхода в р-не Кяси-ярви—Ноука-ярви и оттуда, меняя свое простираие с меридионального на широтное, уходит к западу на территорию Финляндии, где и обрывается зоной меридиональных разломов.

Этот горизонт сложен конгломератами и сопутствующими им тонкозернистыми полевошпатовыми кварцитами, кварцитовыми сланцами и серицито-карбонато-кварцевыми сланцами. Северо-восточнее оз. Исо—Рова-ярви филлиты слагают ряд линз, лежащих сверху разреза этого горизонта. Мощность 200—300 м.

Стратиграфическое положение конгломератов меридиональной полосы Апа-ярви—Ноука-ярви до сих пор не совсем ясно.

Полимиктовые конгломераты меридиональной полосы, протягивающиеся в виде ряда линз от Апа-ярви до Ноука-ярви, давно известны и хорошо описаны рядом исследователей.

Они залегают среди зеленокаменных пород, возраст которых рассматривается различно, и тем самым их стратиграфическое положение до сих пор остается дискуссионным. Одни считали их базальными, карельскими, залегающими в ядрах синклиналей на более древних зеленокаменных породах докарелия [7, 8], другие — базальными для западнее распространенной осадочно-вулканогенной толщи (Г. А. Макарова), третьи рассматривали их как базальные карельские с надвинутыми на них с запада зеленокаменными породами (Л. Я. Харитонов), а некоторые (А. С. Воинов) — как внутриформационные и, наконец, как образования, аналогичные полимиктовым конгломератам Пана-ярви, подстилающие окружающие более молодые зеленокаменные породы (В. И. Шмыгалев) и выходящие в ядрах антиклиналей.

Характерным для этих конгломератов является: 1) их тесная ассоциация с кварц-биотитовыми сланцами и аркозовыми кварцитами, которые или подстилают собственно конгломераты или переслаиваются с ними и которые, конечно, следует рассматривать как обедненные галькой прослойки цемента в тех же ритмично-слоистых конгломератах общей мощностью до 100 м (А. С. Воинов); 2) регрессивный характер разреза конгломератов с наиболее мощными их прослоями (и с наиболее крупной галькой), приуроченными к верхним их горизонтам [1]; 3) асимметричность разреза, не допускающая возможности считать их ядрами антиклиналей или синклиналей [1]; 4) отчетливая слоистость.

Фрагменты конгломератов занимают до 40% от объема всего конгломерата, являются угловато-окатанными, достигают размеров до 80 см в диаметре и представлены преимущественно гранитоидами, реже гораздо более мелкой галькой амфиболитов, амфиболовых и зеленых сланцев (обычно их называют метадиабазами), кварцевых порфиров [7] и галек пород филлитовидно-карбонатной толщи Пюхя-ярви: кварцитовых и пр. сланцев. Упомянута [7, 8] также галька кварцитов, но описания ее не приведено. Цемент — кварц-биотитовые сланцы, аркозовый кварцит.

Если конгломераты меридиональной полосы Куола-ярви аналогичны базальным конгломератам карелия Панаярвинской зоны, тогда полоса зеленокаменных пород к востоку от них вплоть до кварцито-песчаников карелия внешнего края структуры отойдет к докарелию, как это склонна считать Г. А. Макарова; если они являются внутриформационными, тогда этому несколько противоречит их литология, размер и состав валунов и гальки. Сначала казалось, что они представляют базальные образования хогландия, но разрез непосредственно вышележащих пород скорее отвечает карелию, чем хогландию. Остальные предположения о том, что они выходят в ядрах антиклиналей или наоборот синклиналей, по многим соображениям представляются еще менее вероятными. Условно, до более детальных исследований принимается их внутриформационное положение, как это предполагал и А. Воинов, тем более, что по некоторым признакам они действительно отличаются от конгломератов р-на Пана-ярви (см. выше).

Конгломераты меридиональной полосы Куола-ярви обнаруживают некоторые черты сходства со своеобразными внутриформационными конгломератами Ламмас в Печенгской структуре, которые залегают в верхней туфо-сланцевой части продуктивной толщи.

Общими являются следующие черты:

1) Тесная связь грубого валунно-галечного материала с тонкозернистыми филлитовидными, мергелистыми, кварц-биотитовыми и прочими тонко и ритмично слоистыми сланцами, которые пересланцаются с конгломератами и слагают его цемент.

2) Неравномерное распределение конгломератовых линз в пределах выше охарактеризованного осадочного горизонта.

3) Неравномерное распределение валунно-галечного материала в пределах каждой конгломератовой линзы как по простиранию, так и вкрест простирания. Гальки и валуны имеют кучное расположение внутри определенных осадочных горизонтов.

4) Валунно-галечный материал угловато-окатанный и угловатый.

5) В состав валунно-галечного материала, помимо пород фундамента (в том числе ядра Пюхьярвинской антиклинали), входят породы подстилающих горизонтов структуры Куола-ярви, т. е. метадиабазы, кварциты и габбро-диабазы.

Третий осадочный горизонт прослеживается параллельно внешнему восточному контуру Куолаярвинской структуры подковообразно от Тенни-йоки (речки на СЗ карты) и далее с перерывами (плохая обнаженность) на ЮВ к южной оконечности оз. Куола-ярви, откуда он меняет простирание на меридиональное и протягивается к Вуосно-ярви, затем по западному побережью Хяси-ярви и далее на юг приблизительно на 5 км, откуда он резко меняет свое простирание, поворачивая на запад до ЮЗ склонов хребта Нятя-тунтури и далее в Финляндию по ручью Нили-оя соединяется с кварцитами Веса-лампи. Эта в общем узкая полоса выхода у Хоси-ярви образует резко расширенный овальный контур благодаря общему пологому падению пород на ЮЗ соответственно пологому падению рельефа к котловине оз. Хоси-ярви. Для этого горизонта характерны: темно-серый цвет, тонкозернистость, сохранность кластических структур и тонкое переслаивание слагающих его разновидностей: серицито-карбонато-кварцевых сланцев, тонкозернистых кварцитов и подчиненных прослоев карбонато-кварцевых пород, известняков и филлитов. Горизонт плохо обнажен, и детальный его разрез неизвестен, однако имеющиеся материалы позволяют сделать вывод о его асимметричном строении вкрест простирания с выходами кварцитов преимущественно в подошве, а филлитов — в кровле горизонта (причем первые лучше обнажены в северной части, а вторые в южной), что исключает возможность толкования этих выходов в качестве самостоятельных узких или широкой у Хоси-ярви синклинальных складок, как это изображается Макаровой. То с запада, то с востока этот горизонт тесно ассоциируется и контактирует с силлами габбро-диабазов, скарнирующих осадочные породы этого горизонта. Пластовые метадиабазы Скалистая — Хоси-тунтури — Нятя-тунтури, под которые падает описываемый осадочный горизонт, на карте выделены условно. Мощность 300 м.

Зеленокаменные породы, перемежающиеся с осадочными описанных трех горизонтов, никогда не исследовались погоризонтно и поэтому дать их отдельную характеристику не представляется возможным, хотя и улавливаются некоторые черты сходства с соответствующими горизонтами Печенги, каждый из которых имеет свои характерные черты. Они представляют собою мелкозернистые актинолит-альбитовые плотные породы, метадиабазы со следами офитовой структуры и часто

переходят в зеленые сланцы. Среди них встречаются и вулканические брекчии, однако не выделенные на карте, и шаровые лавы и пластовые тела габбро-диабазов обычно актинолит-альбитового состава, изредка с реликтами пироксена. Среди них интересны пегматоидные габбро-диабазы с идиоморфными таблитчатыми кристаллами альбита, окруженного каймами мирмекитов. Следует отметить, что они отличаются от габбро-диабазов Панаярвинской полосы тем, что с ними не ассоциируются альбититы.

Немногие шлифы зеленокаменных пород третьего горизонта напоминают третий же горизонт Печенги тем, что содержат уралитовую и актинолитовую роговую обманку с «размочаленными» концами, изнутри и иногда почти нацело замещенную хлоритом, и почти нацело сосюритизированные лейсты плагиоклаза.

ХОГЛАНДИИ

Хогландский (суисарский) вулканический комплекс до сих пор в пределах Куоляярвинской структуры не выделялся вообще. Впервые уверенность в его существовании появилась в связи с просмотром материалов Г. А. Макаровой по ее листу государственной геологической карты несколько лет тому назад.

Однако его положение и полная характеристика во многом остаются неясными, так как обширное диабазовое поле Куоляярви—Соваярви плохо обнажено и недостаточно исследовано.

По-видимому, поле эффузивов хогландского комплекса естественно отделяется от карельских образований с востока (долинами р. Саллайоки и ее притока Саллан-латва) полукольцом, приблизительно параллельно внешнему контуру структуры. Широкая полоса сопровождающих реки четвертичных отложений оставляет возможным предполагать, что под ними погребены осадочные отложения (может быть филлиты и туфосланцы, аналогичные четвертому горизонту в Печенге?) и базальные образования хогландия. С запада эффузивы хогландия, по-видимому, обрезаны меридиональной зоной региональных разломов Куоляярви—Куусамо, проходящими: 1) по р. Пехель-оя через оз. Онкамо-ярви, по меридиональному притоку Кискис-йоки и далее к югу по границе между зеленокаменным полем и филлитовидными сланцами Хауго-ярви, 2) по р. Аатейн-йоки. Самая западная полоса зеленокаменного поля, западнее зоны разломов, судя по описаниям финских геологов, должна относиться уже к зеленым сланцам докарелия.

Однако интрузивные аналоги хогландских эффузивов — габбро-диабазы, ультрабазиты — встречаются и за пределами обрисованного выше поля эффузивов, сосредоточиваясь преимущественно в осадочных горизонтах карельских образований или по контактам с ними.

Эффузивы и габбро-диабазы хогландия как в сходном р-не Печенги, так и здесь занимают наиболее повышенные участки тундр с отметками до 700 м над уровнем моря и 450 м над окружающей местностью.

В отличие от часто сланцеватых зеленокаменных разновидностей пород докарелия и карелия с господствующей ассоциацией альбит-актинолит хогландские эффузивы представлены тонкозернистыми, массивными, афанитовыми или порфирированными разновидностями, содержащими пироксен (или его реликты) и нераскристаллизованные элементы вулканического стекла в основной массе с микролитами альбита. Часто они являются миндалевидными и образуют шаровые лавы, как, например, по западному склону Пурну-тунтури. Там же в 1958 г. найдены дайковые тела пикритов (Бойда), столь обычных для суисарских эффу-

зивов. При более детальном съемках, вероятно, среди них будут найдены и другие характерные члены хогландия: туфы, туфосланцы, различные вулканические брекчии.

Интрузивные аналоги хогландских эффузивов известны в зоне осадочных образований карелия (?) Туорус-ярви — Куола-ярви и южнее в той же зоне, по берегам Хоси-ярви. Они представлены: 1. Габбро-диабазы, для которых характерно присутствие реликтов моноклинного пироксена, а также своеобразных идиоморфных кристаллов альбитизированного плагиоклаза, окруженного каймами гранофилов. В отличие от габбро-диабазов Пана-ярви в них не происходит образование альбититов. 2. Малыми трещинными телами ультраосновных серпентинизированных перидотитов и пироксенитов по петрографическому составу, совершенно аналогичных хогландским. Пироксениты по А. С. Воинову связаны постепенными переходами с этими габбро-диабазы, а перидотиты их прорывают. Эти породы не несут следов регионального метаморфизма, и изменения, в них имеющиеся, произошли в результате автометаморфизма или последующего локального дислокационного метаморфизма. 3. В этой же зоне, на 3,5 км к западу от северного конца Куола-ярви, Дашковой [6] наблюдалась дайка плагиопорфирита с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза до 4—6 см, совершенно аналогичного виданским порфирирам Южной Карелии.

Возрастное положение хогландского комплекса определяется тем, что:

1. Под эффузивы его слагающие падают на запад породы карельского комплекса, расположенные восточнее.

2. Гипабиссальные интрузии хогландского комплекса образуют силлы (габбро-диабазы) и малые трещинные интрузии (гипербазиты, плагио-порфириты) как в супракрустальном хогландском комплексе, так и в породах карельского комплекса.

3. Веских и прямых доказательств в пользу именно несогласного залегания пород хогландия на карельских породах в описываемой структуре пока нет (если не считать конгломераты меридиональной полосы Апа-ярви — Ноука-ярви базальными для хогландия). По аналогии с другими районами надо полагать, что и здесь при более детальных исследованиях они появятся. Мощность хогландия до 1000 м.

СТРУКТУРА

О структурах докарелия р-на Куола-ярви — Пана-ярви довольно трудно судить, так как в более детально изученной восточной части докарельские породы выходят преимущественно в ядрах карельских антиклиналей или в виде разрозненных обрывков по внешнему их краю и позволяют выяснить только детали их.

В западной же части, на площади Финляндии, где они преимущественно распространены, в распоряжении русских геологов имеются только сведения большой давности по съемке этого района (масштаб 1 : 400 000) [12].

И все же при взгляде на карту В. Хакмана и В. Вилькмана, несколько модернизированную нашей интерпретацией, бросается в глаза принципиальное сходство со структурами докарелия Печенгского района.

Структуры сланцевых толщ докарелия целиком приспособлены: 1) к зоне глубинных разломов меридионального простирания Куола-ярви — Куусамо, виргирующих к юго-западу, 2) к контурам гранитных глыб, расположенных западнее зоны разломов.

Несмотря на то, что массивы этих гранитов рассматриваются финскими геологами целиком как более молодые, секущие докарелий, представляется более вероятным считать их в основе древними ядрами, переработанными и реморфизованными более молодыми гранитами, которые прошли по контактам между глыбами древних гранитов и докарельскими сланцевыми толщами. К этому выводу приводят следующие соображения: 1) разрез сланцевых толщ в сторону от гранитных массивов остается приблизительно одинаковым, соответственно их нормальному разрезу, 2) контакты между гранитами и сланцевыми толщами хоть и горячие с образованием мигматитов по сланцам, но всегда конформные, конкордантные, 3) сланцевые толщи меняют свое простирание резко, с изломами, подчиняясь контурам гранитных глыб и образуя между ними «затеки» — сильно сжатые синклинальные складки в целом, по-видимому, напоминающие гигантские будинаж-структуры.

В зоне, примыкающей к глубинным разломам, простирание сланцевых толщ является субмеридиональным, приспособленным к простиранию зоны региональных разрывов. Вероятно, сланцевые толщи падают здесь на запад под крутыми углами, хотя прямых указаний в работе В. Хакмана и В. Вилькмана на это нет. По мере приближения к структуре Куола-ярви с запада на восток граниты области Кеми-ярви разделяются на отдельные глыбы. Зеленые и прочие сланцы меридиональной полосы, заключенные между протерозойской структурой Куола-ярви (к западу от зоны разломов) и линией Келлоселькя—Левус-ярви, по мере приближения к глыбам гранита на восток резко, под прямыми углами меняют свое простирание, обтекая контуры глыб и падая от них в стороны.

Как видно из этого краткого описания, восточная часть Куолаярвинской структуры принципиально построена точно так же, как южная часть Печенгской структуры.

Малые структуры сланцевой толщи хорошо описаны и задокументированы на площади СССР в филлитовидно-карбонатной толще, выходящей в ядрах Пюхьяярвинской и Соваяярвинской антиклиналей (А. С. Воинов). Складки волочения и течения, сильно сжатые, изоклинальные, часто лежащие с образованием будинаж-структур в более прочных слоях карбонатных пород среди филлитов, хорошо читаются на детальных картах советских геологов.

В целом протерозойская структура Куола-ярви является очень сходной со структурой Печенги. Так же как и эта последняя, она представляется в виде мульды с внешним контуром, подковообразно изогнутым выпуклостью к востоку, развернутыми крыльями северным и южным, примыкающими к зоне региональных разломов, проходящих в меридиональном направлении, к югу от Куола-ярви и срезающих западную половину мульды. Сама мульда сложена породами карелия (ятулия) и хогландия и лежит или непосредственно на гнейсо-гранитовом фундаменте (в северо-восточной части) или подстилается интенсивно складчатými сланцевыми толщами докарелия (верхний архей), которые обрамляют эту протерозойскую структуру по всей ее западной границе (к западу от зоны разломов) и с перерывами выходят в ее южной (зеленые сланцы и метаэффузивы Куусамо—Суйнинки), юго-восточной (зеленые и пр. сланцы, кварцевые порфиры, различные амфиболиты Пана-ярви и Пиени—Сиеппи-ярви) и восточной частях (к востоку от Пюхья-ярви).

В крыльях мульды породы карелия падают более круто к ее срединной части под углами 30—40°, локально до 60°, но быстро выволаживаются к центру до 20—10°. Таким образом, Куолаярвинская мульда, так же как и Печенгская, имеет вид тарелки с плоским дном и более крутым бортом, западная половина которой уничтожена. В окраинной

восточной части мульда осложнена малыми куполовидными простыми складками 2-го порядка, несколько вытянутыми параллельно краю структуры. К ним относятся: Апяярвинская антиклиналь, расположенная к юго-востоку от Апя-ярви, в ядре которой выходят амфиболиты, амфиболовые, биотитовые и прочие сланцы докарелия; Пюхярвинская антиклиналь, в ядре которой выходит филлитовидно-карбонатная толща докарелия; Соваярвинская антиклиналь, в ядре которой выходит филлитовидно-карбонатная толща докарелия с прослоями кварцитов и кварцитовых сланцев. Внешние восточные (Апя-ярви, Сова-ярви) или южное (Сова-ярви) крылья каждой антиклинали слагаются кварцито-песчаниками карелия, которые в виде узкой синклинали огибают размытые ядра плосковерхих куполовидных брахиантиклиналей.

В пределах мульды Куола-ярви наблюдается ряд флексурных перегибов, которые документируются тем, что 1) закономерно меняются углы падения пород в пределах одних и тех же осадочных горизонтов от 30—40° до 0—10° и тем, что 2) один и тот же непрерывно прослеживающийся горизонт осадочных пород, будучи срезан эрозией на различных уровнях, дает то узкую полосу выхода с более крутыми углами падения, то широкую с пологими углами падения. Так, например, 2-й осадочный горизонт к СЗ от Кяси-ярви дает резко расширенный выход, который до сих пор трактовался или как синклинальная складка (А. С. Воинов) или как антиклинальная складка (В. И. Шмыгалев) и который, по-видимому, представляет собою флексуру, срезанную эрозией на ее пологом участке. Ряд флексурных перегибов формируют структурные террасы в породах чехла мульды, последовательно опускающиеся ее ложе по направлению к западу до глубины порядка 4 км, и являются отражением ступенчатого рельефа фундамента, обусловленного рядом ступенчатых разрывов, идущих приблизительно параллельно друг другу и внешнему восточному контуру мульды. В краевой восточной части мульды, кроме того, имели место расколы фундамента, ориентированные по радиусам мульды. В комбинации с концентрическими расколами они формировали отдельные небольшие блоки фундамента с независимыми движениями, поднятие которых отражалось в чехле формированием массивных коробчатых брахиантиклиналей 2-го порядка по внешнему краю мульды.

Под срезанными эрозией плоскими сводами этих антиклиналей обнажаются блоки фундамента, слагающие ядра антиклиналей, и в свою очередь сложенные или интенсивно складчатые сланцевыми толщами докарелия, пересеченными гранитами (антиклинали Сова-ярви, Пюхярви), или непосредственно гнейсо-гранитами фундамента (антиклинали Терви-тунтури—Сиеппи-тунтури, Мянтю-тунтури, Рай-ярви), или теми и другими одновременно (антиклиналь Раакку-тунтури).

На плоских сводах антиклиналей или их более крутых крыльях (в том случае, когда рельеф круто падает в направлении падения карельских покровных образований) зафиксированы до сих пор уцелевшие от размыва реликты базальных конгломератов карелия, когда-то сплошным чехлом покрывавших крылья и своды этих антиклиналей.

Так, небольшие линзы конгломератов, вытянутые параллельно их простиранию и (или) грядам рельефа, издавна известны на плоском своде Раакку-тунтури и в крыльях антиклиналей, падающих в направлении падения рельефа на южном склоне Мянтю-тунтури, на северных склонах гор Чуварра-кумпу, Кометта-вара и к западу от этой последней.

Чрезвычайно интересны описанные А. С. Воиновым и впервые открытые Л. В. Григорьевой так называемые «клиновидные структуры», которые образовались по внешнему восточному обрамлению Куолаярвинской мульды. Они представляют собою будто бы участки карелия, отвечающие

щиеся от основного поля карельских отложений к северо-востоку, которые по трещинам, оперяющим основной разрыв (по восточному краю структуры Куола-ярви), были вклинены в область пород фундамента. Однако эти данные следует проверить, так как на карте В. И. и Р. М. Шмыгалевых эти структуры выглядят совершенно иначе и не могут рассматриваться в качестве тектонических клиньев. С юга мульда Куола-ярви обрамляется складчатой зоной, которая раньше всеми авторами называлась Панаярвинским синклинорием, состоящим из двух синклинорных зон — Соваярвинской и Панаярвинской, с осями, погружающимися к западу, и разделяющим их антиклинальным перегибом Мянтю-тунтури—Раакку-тунтури. Такое их толкование, однако, представляется не совсем правильным.

В приподнятой относительно мульды зоне Сова-ярви—Пана-ярви суммарная мощность чехла карельских отложений составляет не больше 300—400 м. Карелий представлен здесь только низами разреза: нижним горизонтом кварцито-песчаников до 250 м мощности и силлом габбро-диабазы. Из-под маломощного чехла повсюду выходят породы основания: гнейсо-граниты и докарельские зеленые сланцы и кварцевые порфиры, а с южной стороны структуры, кроме того, габбро-амфиболиты.

Большая часть площади Панаярвинского «синклинория» занята именно докарельскими породами, как это впервые заметил В. И. Шмыгалев.

Гнейсо-граниты и докарельские сланцевые толщи в зоне Пана-ярви также выходят в ядра размытых коробчатых глыбовых массивных складок Саксонского типа, отороченных узкими, разделяющими их синклиналями карелия (часто с габбро-диабазовыми силлами в ядре), образующими в плане сложный извилистый рисунок. Судя по контурам карты, эти складки представляют собой именно плосковерхие брахиантиклинали, вокруг ядра которых карельские кварцито-песчаники резко меняют свое простираие почти под прямыми углами и обладают довольно крутым падением соответственно крутым углам падения крыльев коробчатых антиклиналей. Прихотливый рисунок узких синклиналей карелия в плане можно уподобить кружеву, накинутому на гнейсо-граниты и докарелиды.

К югу и юго-западу, однако, антиклинали карельских пород становятся более узкими и сжатыми, приближающимися к линейным, но также очень простым складкам, хотя иногда и до 70° падения в крыльях. В большей степени прослеживается подобие между антиклиналями и синклиналями. Эти более узкие складки образуют линейные пучки, ориентированные параллельно внешним контурам мульды.

Таким образом, с южной стороны Куолаярвинская мульда окружается широкой зоной складок; сначала внутренней полосой коробчатых брахиантиклинальных, разделенных узкими извилистыми синклиналями, и южнее — во внешней полосе — линейным пучком складок.

По восточному контуру мульды Куола-ярви наблюдаются, однако, только малые коробчатые складки по внешней окраине мульды, в зоне гораздо более узкой. По-видимому, и здесь раньше полоса развития подобного же складчатого пояса вокруг мульды была гораздо шире, занимая участки все поднятия между Исо—Сиеппи-ярви—Рай-ярви и окаймляя его с востока по системе озер Исо—Сиенинки — с восточной стороны Терва-тунтури и Мянтю-тунтури. Свидетельством этого являются реликты размытых карельских кварцито-песчаников на этой площади, например, к северо-востоку от Пиени—Сиеппи-ярви, среди гнейсов-гранитов [12].

Южнее описанной ранее Соваярвинской антиклинали расположена классическая многократно описанная коробчатая брахиантиклиналь

Раакку-тунтури, в ядре которой выходят гнейсо-граниты фундамента и окружающие их зеленые сланцы докарелия, пересеченные жилой кварцевых порфиринов (А. С. Воинов). На ее восточном продолжении через перемышку узкой синклинали карельских кварцито-песчаников расположена антиклиналь Мянтю-тунтури, сложенная гнейсо-гранитами и в ее южной части — кварцевыми порфирами и зелеными сланцами докарелия. В своде и южном крыле этих двух антиклиналей располагаются реликты конгломератов, являющихся базальными для кварцито-песчаников карелия. Южнее Пана-ярви располагается Минаварская антиклиналь, сложенная кварцевыми порфирами и зелеными сланцами докарелия.

На площади Финляндии выступы фундамента в ядрах размытых антиклиналей также имеют место: к ним, по материалам В. Хакмана и В. Вилькмана, следует отнести выходы зеленых сланцев, окаймленных корой выветривания и кварцито-песчаниками карелия и иногда прорванных ятулийскими габбро-диабазами к северу от Куусамо: 1) к западу от Пюхя-ярви, 2) к востоку от Пюхя-ярви, 3) к востоку от Кильпи-ярви.

Региональные зоны меридиональных и широтных (в районе озера Пана-ярви) разломов были заложены до отложения докарельских суперкрустальных образований (поскольку они контролировали проявление спилит-кератофирового вулканизма докарелия) и послужили осевыми частями докарельских геосинклинальных прогибов.

I. Разломы меридиональной полосы Куола-ярви—Куусамо документируются только на основании анализа карты В. Хакмана и В. Вилькмана при нашей стратиграфической интерпретации.

По этим разломам приводятся в соприкосновение протерозойская мульда (вернее ее половина) Куола-ярви с верхнеархейскими докарельскими сланцевыми толщами и пересекающими их гранитами. В северной части карты хогландские эффузивы контактируют с зелеными сланцами докарелия, а в южной части — кварцито-песчаники и габбро-диабазы карелия с различными сланцевыми толщами и гранитами докарелия. Кварцито-песчаники с широтным простиранием оборваны на линии, приблизительно совпадающей с меридиональным участком шоссе на Куусамо. Суммарная амплитуда разлома не менее четырех километров равна мощности карелия + хогландия.

Из многих разломов, которые, по-видимому, входили в эту зону, а затем были залечены зеленокаменными породами разного возраста, выявлены и омоложены последними движениями (отчетливо читаются на карте) два разлома, проходящие параллельно друг другу с севера на юг: 1) по р. Пехель-оя через оз. Онкамо-ярви по меридиональному притоку Кискис-йоки и далее к югу по границе между зеленокаменным полем и филлитовидными сланцами Хауто-ярви и еще южнее (приблизительно вдоль шоссе Хаутовара — Куусамо). Этот разлом выходит в поле гранито-гнейсов приблизительно на 10 км западнее Куусамо; 2) по р. Аатейн-йоки.

От этой главной зоны разломов отходит оперяющий ее разлом от оз. Рыва-ярви на юго-запад по системе озер Китка-ярви, по которому контактируют кварцито-песчаники и габбро-диабазы карелия с кварцбиотитовыми сланцами докарелия, и разлом, идущий к юго-западу от Кискис-ярви вдоль контакта филлитов докарелия с диабазами карелия.

II. Разломы субширотной зоны проходят вдоль оз. Пана-ярви и к югу от него. Далее по простиранию (к востоку) они прослеживаются до Кукаозера и вдоль этого последнего, обуславливая здесь появление Кукаозерской сопряженной структуры докарелия и карелия.

Помимо этих важнейших линий, предопределивших дальнейшее развитие структуры, с начала докарелия следует упомянуть:

Разлом Нива-ярви—Пюхя-ярви—Куола-ярви, который частью срезают кварцито-песчаники первого осадочного горизонта в северо-восточной части структуры.

Ряд разломов субширотного простирания закартирован в протерозое зоны Пана-ярви, задокументированных по наличию тектонических брекчий в кварцито-песчаниках. Один из них, идущий параллельно южному берегу Пана-ярви, приводит к тому, что на кварцито-песчаники карелия ложатся докарельские зеленые сланцы.

Однако эти разломы субширотного направления, по-видимому, значительно моложе меридиональных, небольшой амплитуды и не имеют большой геологической значимости. Так, например, разлом, проводимый всеми геологами по длинному и узкому оз. Пана-ярви и подтвержденный геофизическими данными, геологически на карте не выражается, так как геологические структуры с одного берега непосредственно прослеживаются на другом берегу.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВУЛКАНИЗМА

На вопросах вулканизма мы остановимся очень коротко только постольку, поскольку с ними связываются определенные этапы формирования структуры в целом.

В разрезе докарелия Куола-ярви, как и повсюду, большое участие принимают пластовые тела ортоамфиболитов, мощная толща зеленокаменных эффузивов и их пирокластических аналогов — туфов и туфобрекчий. Вопреки всеобщему представлению об одновременных с ними кварцевых порфирах, кератофирах, альбитофирах как кислых эффузивах покровного характера мы считаем их более молодыми гипабиссальными малыми интрузиями трещинного типа, согласно их форме, тому, что в данном районе нет никаких следов их пирокластов и по аналогии с другими районами, где их форма и положение твердо установлены.

Кроме того, с докарельскими сланцевыми породами связаны малые согласные интрузии гипербазитов, превращенных в актинолит-тремолитовые, тремолит-талковые и прочие сланцы.

По контакту между южным краем Панаярвинской структуры и архейским фундаментом располагаются габбровые интрузии, вытянутые вдоль контакта и секущие (по А. С. Воинову) докарельские складчатые эффузивы. А близ южного края структуры располагаются трещинные дифференцированные расслоенные интрузии более молодых гипербазитов Кивакка, Ципринга и Луккулайс-вара, которые в свою очередь, как установлено геологами СЗГУ, секут вышеуказанные габбровые массивы. Таким образом, и эти гипербазиты являются более молодыми, чем породы докарелия.

Докарельский супракрустальный комплекс пересекается калиевыми пегматоидными гранофировыми гранитами (р. Лохиола), которые встречаются и в пределах архейского фундамента. Гранофировые граниты пересекают также гипербазиты и образуют мигматиты по сланцевым породам докарелия (Куола-ярви) и по ультраосновным породам (Кивакка).

Своеобразные граниты Нуорунен с голубым кварцем пересекаются серией кислых даек, а также основных диабазовых даек, связанных по А. С. Воинову с карельскими габбро-диабазовыми породами.

Все выше перечисленные магматические породы, беломориды и докарелиды повсеместно пересекаются и мигматизируются пегматоидными плагиомикроклиновыми гранитами.

На всех перечисленных выше породах лежит полимиктовый конгломерат, содержащий их гальки (за исключением гальки гипербазитов) и подстилающий кварциты карелия.

С карельскими кварцито-песчаниками связаны диабазы, габбро-диабазы и лейкократовые габбро-диабазы, в основном актинолит-альбитового состава, офитовой структуры, характерные для низов разреза карелия и образующие силлы в кварцито-песчаниках. По-видимому, в зоне Пана-ярви имеет место один силл местами с дочерними, пластовыми ответвлениями в вышележащие горизонты кварцито-песчаников, в верхних своих частях представленный лейкократовыми габбро-диабазами. Габбро-диабазы в свою очередь пересекаются жилами и трещинными телами альбититов, которые ранее считались поздними дифференциатами той же магмы, но для которых А. С. Воинов доказал метасоматическое происхождение.

Лейкократовые диабазы и габбро-диабазы, которые, по К. О. Кратцу, О. А. Рийконен и А. С. Воинову, приурочены к разломам, судя по их контурам на карте, должны рассматриваться как пластовые интрузии. Уже после становления этих тел возникали продольные разломы, которые пересекали все породы, в том числе и кварциты и лейкогаббро-диабазы ятулия с образованием по ним тектонических брекчий.

Вышележащие в разрезе карелия силлы габбро-диабазов Куолаярвинской зоны в общем сходны с описанными, но отличаются тем, что в них не наблюдается образования альбититов. В. Хакманом и В. Вилькманом наблюдались в р-не Куйва-ярви эруптивная брекчия с обломками Куйваярвинских конгломератов, сцементированных габбро-диабазами. Силлы этих габбро-диабазов приурочены к осадочным горизонтам и вулканитам зоны Куола-ярви и, по-видимому, внедрялись позже Пана-ярвинских.

В р-не Пюхя-ярви А. С. Воиновым закартирована дайка габбро-диабазов, пересекающая жилу пегматоидного микроклинового гранита.

Самый молодой хогландский магматический комплекс, впервые выделяемый в р-не Куола-ярви, представлен эффузивами суисарского комплекса, занимающими наиболее повышенные участки рельефа в срединной части зеленокаменного поля Куола-ярви—Сова-ярви, и интрузивами габбро-диабазов с пересекающими их малыми телами ультраосновных пород.

Самыми молодыми являются дайки пироксен-лабрадоровых диабазов и габбро-диабазов с прекрасно выраженной офитовой структурой, ориентированные поперек простирания пород структуры Куола-ярви и связанные с трещинами радиальными по отношению к Куолаярвинской мульде.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ОБЗОР ХАРАКТЕРНЫХ СВОЙСТВ СТРУКТУР ПЕЧЕНГИ И КУОЛА-ЯРВИ

Структура Куола-ярви исследована гораздо хуже, чем Печенга, тем не менее сходство между ними несомненно. В целом структура Куола-ярви—Пана-ярви аналогична структуре Печенги, повернутой на 90° по часовой стрелке, и обусловлена, как и в Печенге, зоной разломов, имеющих здесь меридиональное простирание. Сходство выражается в том, что:

1. Разрез сланцевых толщ докарелия непрерывный и мощный в обеих структурах наблюдается лишь по одну сторону зоны глубинных разломов: к западу от них — в Куола-ярви и к югу — в Печенге. В противоположных крыльях разрез докарелия неполный, его породы в Печенге наблюдаются только в виде реликтов среди гнейсо-гранитов.

2. Разрез докарелия представлен одними и теми же крупными стратиграфическими единицами и в той же последовательности. Но для

Печенги доказано согласное залегание докарелия на гнейсах нижнего архея кольской серии, а в Куола-ярви до сих пор указывалось на несогласное залегание гнейсовых беломорских толщ и докарельских сланцевых (В. И. Шмыгалева), что иллюстрируется на карте в единственном месте — по западному склону Мянтю-тунтури. Следует проверить эти данные.

3. В разрезе филлитовидной толщи докарелия Куола-ярви пока никем не описаны эффузивные кварцевые порфиры или их туфы, столь обычные для этой толщи в Печенге и многих других районах Карелии и Кольского полуострова. Гипабиссальные кварцевые порфиры с голубым кварцем в Куола-ярви вряд ли являются их аналогами, будучи генетически связаны с гранитами Нуорунен.

4. Чрезвычайно интересны уралитовые порфириты, к сожалению, очень скупо описанные на территории Финляндии [11] в области Куусамо и отнесенные нами к докарелию. По-видимому, порфириты гальки конгломератов Поро-ярви, не найденные в р-не Печенги в коренном залегании, полностью им соответствуют.

5. Разрез карелия в обоих случаях представлен маломощными горизонтами осадочных пород, переслоенных гораздо более мощными покровами спилитового состава и залегающими среди них силлами габбро-диабазов. Каждый горизонт представляет собою трансгрессивную пачку. Наблюдаются частые перерывы.

6. 1-й осадочный горизонт в Куола-ярви является более мощным и представлен не только конгломератами, как в Печенге, но и кварцито-песчаниками, выше переходящими в доломиты, мергелистые и филлитовидные сланцы.

7. Во втором осадочном горизонте в Куола-ярви (если правильно наше условное предположение об их внутрiformационном характере) наблюдаются конгломераты Апа-ярви—Ноука-ярви, обнаруживающие, по А. С. Воинову, регрессивный характер и не имеющие себе пока аналогов в структуре Печенги.

8. Разрез карелия в Куола-ярви—Пана-ярви вместе с хогландием, судя по подсчетам на карте, не превышает 4—5 км мощности, а за вычетом мощности силлов едва ли достигнет половины этой цифры, как и в Печенге.

9. Пока неизвестны в Куола-ярви аналоги продуктивной толщи 4-го осадочного горизонта Печенги. Возможно, ее следы будут найдены в подошве хогландия в долине р. Салла-йоки. Но при условии несогласного залегания хогландия, а тем более если конгломераты Апа-ярви—Ноука-ярви окажутся его базальными образованиями и площадь его распространения расширится, возможно, что верхи разреза карелия с продуктивной толщей сланцев уйдут под эффузивы хогландия.

Этим же объясняется значительно меньшее распространение в р-не Куола-ярви гипербазитов (главным образом размещенных в продуктивной толще) и связанной с ними минерализации.

10. В центральных частях мульд обеих структур разрез карелия венчается хогландским вулканическим комплексом, занимающим наиболее высокие участки рельефа.

В условиях недостаточной изученности р-на Куола-ярви нет данных утверждать их несогласное залегание на нижележащих породах, хотя оно и предполагается нами аналогично Печенге. Мощность хогландия не превышает 1 км.

11. Зоной глубинных разломов каждая структура разделяется на две принципиально различных половины: западная Куола-ярви и южная Печенги сложены интенсивно-складчатыми сланцевыми толщами докарелия, которые близ разломов имеют согласное с ними простирание.

Гнейсо-гранитовое основание по мере приближения к зоне разломов в каждой структуре дробится на глыбы и возле них сланцевые толщи резко меняют простирание, приспособляясь к контурам гранитных глыб. Восточная половина Куола-ярви и северная Печенги представляют собою половины мульды с уничтоженными противоположными крыльями, сложенными породами карелия и хогландия. Мульды с довольно крутым бортом и плоским дном (что определяется по поведению контуров и элементам залегания с резко выполаживающимся падением: к срединной части мульды) построены одинаково в каждой структуре. По бортам мульд наблюдаются ступенчатые флексуры. Обе мульды имеют развороты крыльев в связи с приспособлением к зоне разломов и характеризуются увеличением степени метаморфизма пород карелия по мере приближения к зоне глубинных разломов.

12. Складчатое обрамление мульды Куола-ярви в южной ее части, т. е. в р-не Пана-ярви, не имеет аналога в структуре Печенги. Также борта структуры Печенги хоть и осложнены куполовидными складками 2-го порядка, но в их ядрах выходов фундамента пока нет.

13. Устанавливается общий характер вулканизма и возрастной последовательности аналогичных интрузивных комплексов, хотя в Печенге гораздо большее разнообразие обнаруживают дифференциаты гипербазитов хогландия, а в р-не Куола-ярви — большее разнообразие среди кислых молодых гранитоидов, секущих докарелий. В Печенге нет гранитов типа нуорунен и связанных с ними кварцевых порфиров с голубым кварцем, нет и гранофировых гранитов.

14. В зеленокаменных породах Куола-ярви пока не найдены аналоги своеобразным породам печенгского второго горизонта — альбит-хлорит-магнетитовым породам и связанным с ними ортофирам.

15. В районе Куола-ярви—Пана-ярви, собственно уже за пределами протерозойской структуры в ее юго-восточной части, наблюдается провинция гипербазитов, отличных по характеру, минералогии, возрасту и прочее от тех, которые приурочены к этой структуре (гипербазиты Ципринга и пр.). Та же закономерность наблюдается в Печенге, где среди пород фундамента к северо-востоку от структуры наблюдается аналогичный комплекс гипербазитов, отличных от гипербазитов, приуроченных к структуре Печенги.

16. Своеобразные порьиташские порфириды, расположенные в Печенге по южному краю мульды на границе с докарелием, по-видимому, в соответствующем месте структуры Куола-ярви отсутствуют (на финской территории), но аналогичные им породы (прототипом которых являются виданские и прочие плагио-порфириды Суисарского р-на) описаны А. Д. Дашковой к западу от Апа-ярви.

17. Куолаярвинская, так же как и Печенгская, мульда характеризуется двумя системами разрывов: 1) концентрическими разрывами, приблизительно параллельными контурам мульд, приводящими к образованию ступенчатых сбросов фундамента, отраженных в карельском чехле образованием ступенчатых флексур, падающих к центру мульды и выраженных в изменении углов падения пород, и 2) радиальными разрывами — более поздними, приводящими к резкому смещению пород и сопровождающимися образованием по ним поперечных даек предположительно палеозойского (?) возраста (может быть и иотнийского).

ЛИТЕРАТУРА

1. Воннов А. С. и Ю. С. Богданов. 1964. О конгломератах протерозоя Северной Карелии. Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, № 6.
2. Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. Карело-Финск. научно-исследовательской базы АН СССР, № 1, 1949.

3. Гилярова М. А. 1956. Стратиграфическое положение Суйсарского вулканического комплекса. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 7.
 4. Гилярова М. А. 1957. Кварцевые порфиры Центральной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 8.
 5. Гилярова М. А. 1955. К стратиграфии докембрия Козозерского района (Тунгуда) Карело-Финской ССР. Вестник ЛГУ, № 1.
 6. Дашкова А. Д. 1958. Плагноклазовый порфирит из кератофиристо-спилитовой формации нижнего протерозоя Северо-Запада Карелии. Информ. сб., № 5, ВСЕГЕИ.
 7. Кратц К. О. 1961. Нижний и средний протерозой. Участок Куола-ярви—Сова-ярви. Участок Пана-ярви—Оланга. Геология СССР, т. XXXVII. Стратиграфия.
 8. Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Изд. АН СССР.
 9. Нумерова В. Н. 1936. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кестеньгского р-на Карельской АССР. Мат. по геологии и полезным ископаемым КАССР № 1, Изд. Лен. геол. треста.
 10. Полканов А. А. и Э. К. Герлинг. 1955. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, в. 12.
 11. Nаскман V., W. Wilkman. 1929. Suomen Geologinen Jleiskartta Lehti D. 6 Kuolajärvi. Helsinki.
 12. Väyrynen H. 1954. Suomen Kallioperä sen synty ja geologinen kehitys. Helsinki.
-

Л. Н. БЕЛЬКОВА, В. Н. ОГНЕВ

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ДОКЕМБРИЯ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

К Среднему Тянь-Шаню относится Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона и ее продолжение к северо-западу в Большом Каратау. В последние годы авторами на этой территории изучены древние толщи в районах Атбашинского хребта, верховьев Нарына, в Тахталыкской гряде, в бассейне Кассана, в горах Джебаглы и Каратау.

Сравнительное изучение разрезов позволило выделить шесть комплексов пород, разделенных регионально-выдержанными несогласиями и различающихся составом пород, характером их тектоники, степенью регионального метаморфизма и рядом других признаков: архей, нижний протерозой, средний протерозой, два комплекса верхнего протерозоя и нижний палеозой (см. таблицу).

К архею отнесены мощные, глубоко метаморфизованные с региональными проявлениями ультраметаморфизма толщи, всюду залегающие в основании геологического разреза. В Среднем Тянь-Шане на них резко несогласно лежит средний протерозой. На Куруктаге они резко несогласно перекрыты нижним протерозоем. Такие же соотношения, вероятно, и в Северном Тянь-Шане (см. рис. 1). Глубокий и равномерно развитый по всем разрезам региональный метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации и ультраметаморфизм составляют неотъемлемую особенность архейских толщ.

Среди пород архея присутствуют гнейсы разнообразного состава (пироксеновые, роговообманковые, биотито-роговообманковые, гранатобиотитовые и другие), кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры и эклогиты. Существенное значение имеют также послонные мигматиты, теневые мигматиты, анатектиты.

Гнейсы вообще преобладают во всех изученных разрезах, но относительное количество их различно в разных разрезах и частях разрезов. Неравномерностью распределения по разрезам характерны и амфиболиты и кристаллические сланцы, в количественном отношении вообще заметно уступающие гнейсам. Мраморы и кальцифиры имеют подчиненное значение и очень неравномерно распределены по разрезам и внутри этих разрезов. Эклогиты встречены только в Атбашинском хребте.

Для всех изученных разрезов архея характерна тонкая, от нескольких сантиметров до первых метров слоистость, обусловленная ритмичным переслаиванием пород разного состава. Она обычно выдерживается по простиранию на большие расстояния. Иногда встречается и косая слоистость. Литолого-петрографические и геологические особенности

Стратиграфическая схема древних толщ Среднего Тянь-Шаня и прилегающих зон

	Большой Каратау	Малый Каратау	Тахталыкская гряда	Верхний Нарын	Бассейн р. Сарыджас	Бассейн р. Кассан	Атбашинский хребет	Северный Тянь-Шань
Pz_1	Джебаглинская и Саускандыкская серии	Тамлинская серия	Верхний и средний ордовик и байдамталыкская свита			Верхний ордовик и сандалашская свита	Нижний палеозой (?)	Нижний палеозой
Pt_3^2	Рангские граносиениты Улутауская серия	Каройская серия	Карагоинская серия	Джетымская серия		—	—	Караджилгинские граносиениты Учкошойская и караарчинская свиты и их аналоги
Pt_3^1	Кумыстинские граниты Бакырлинская, шованская и кайнарская свиты	Кокджотская свита	Узунахматская свита	Свита Большого Нарына		—	—	Кенкольская серия и ее аналоги
Pt_2	Карбонатная известняково-доломитовая формация					—	—	Карбонатная известняково-доломитовая формация
Pt_1	Небольшие интрузии габбро и серпентинитов			?	?	Небольшие интрузии серпентинитов		Макбальская серия
A	Кристаллические породы Чаулинчи	Бессазская свита	Каракульджинская и каргишская свиты	Кристаллические породы Малого Нарына	Кристаллические породы Куйлю и Акшийряка	Кассанская свита	Атбашинская свита	Кристаллические породы Боорду, Джильарыка, Б. и М. Кемина и др.

архейских пород говорят об их происхождении за счет метаморфизма осадочных флишеподобных толщ.

Разрезы архея Среднего Тянь-Шаня хотя и имеют много общих сходных черт, в деталях все же не сопоставляются между собой из-за отсутствия надежных литологических или возрастных корреляционных признаков. Весьма возможно, что мы имеем дело с разными частями более мощного разреза архейских толщ, нигде полностью не выступающего на поверхность. В этом убеждают большие мощности архея в областях, где структурные условия благоприятствуют их вскрытию, напри-

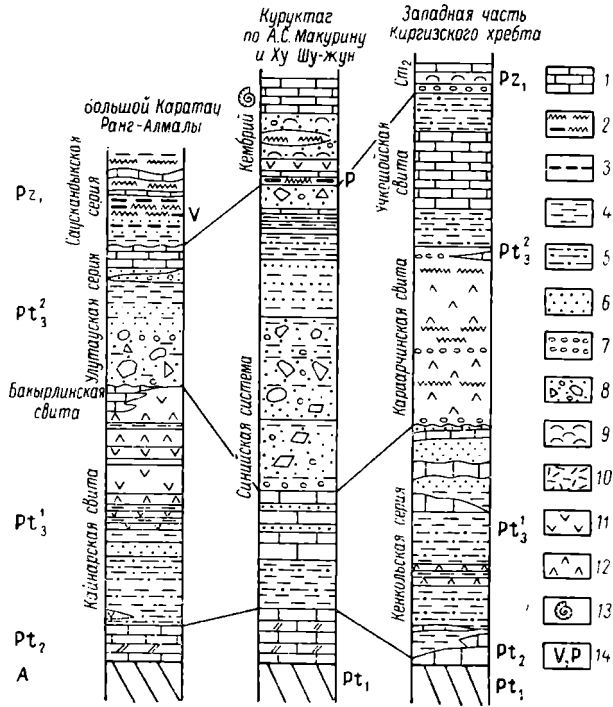


Рис. 1. Разрезы среднего и верхнего протерозоя:

1 — известняки, доломитизированные известняки и доломиты; 2 — кремнистые и углесто-кремнистые сланцы; 3 — железисто-карбонатные конкреции; 4 — глинистые сланцы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — гравелиты и конгломераты; 8 — тиллитоподобные породы; 9 — туфогенные породы; 10 — кварцевые порфиры, ортофиры, альбитофиры и их туфы; 11 — кератофиры, альбитофиры и их туфы; 12 — спилиты и их туфы; 13 — горизонт с Redlichiaidae; 14 — ванадий, фосфор.

мер на Памире, по Б. П. Бархатову, 15 300 м, на Алданском щите, по Н. В. Фроловой, 15—20 км, на Анабарском щите, по Б. Г. Лутц, 20—25 км [2, 9, 16]. В разрезах же Среднего Тянь-Шаня максимальная мощность около 9000 м определена в Тахталыкской гряде, а в остальных районах меньше: в Атбашинском хребте — 7000 м, на Кассане и в Каратау — 6000 м. В областях развития очень мощного разреза архея (Анабарский щит, Канадский щит и др.) нижняя его часть богата ортопородами. Отсутствие таковых в тянь-шаньских разрезах может свидетельствовать о том, что здесь низы разреза архея не выведены на поверхность.

К нижнему протерозою в Среднем Тянь-Шане относятся только небольшие интрузии основного и ультраосновного состава, прорывающие архей и в Каратау перекрытые средним протерозоем. Средний Тянь-

Шань в раннем протерозое служил областью поднятия и сноса и на его территории никаких отложений, аналогичных макбальскому комплексу Северного Тянь-Шаня и Куруктага, не развито.

Средний протерозой выделяется нами в Тянь-Шане впервые. Во всех известных нам выходах он несогласно ложится на архейские или нижнепротерозойские породы и без видимого несогласия, но местами трансгрессивно покрывается верхним протерозоем. Представлен средний протерозой однообразной, существенно хомогенной карбонатной формацией. сложенной мраморизованными известняками и доломитами с подчиненными им прослоями филлитов, кварцево-хлоритовых и других микросланцев, мощностью от 500 до 800 м в разных районах.

Значительные площади средний протерозой слагает в Центральном и Северо-Западном Каратау. В районе Бессаза он налегает несогласно на архейские кристаллические породы и прорывающие их интрузивные габбровые породы нижнего протерозоя. Почти непрерывной полосой он выступает вдоль северных предгорий Каратау от Алмалы до приустьевых участков Ранга, Кумысты и далее на северо-запад. Здесь он без видимого несогласия покрывается кайнарской свитой верхнего протерозоя. По простиранию к юго-востоку от Алмалы средний протерозой скрывается под наносы и уходит под кокджотскую свиту. В водораздельной части Юго-Восточного Каратау к северу от Главного каратауского разлома местами наблюдаются среди наносов выходы карбонатных пород, возможно принадлежащие среднему протерозою. Еще далее, в Таласском Алатау к северу от Таласо-Ферганского разлома выходит известняково-доломитовая толща (бакайрская свита) мощностью до 800 м, согласно подстилающая узонахматскую свиту (аналог кокджотской свиты). На чем лежит здесь средний протерозой, не видно. В Северном Тянь-Шане, в бассейне Таласа по северному крылу Караджилгинской синклинали выходит среднепротерозойская известняково-доломитовая толща более 600 м мощности, налегающая несогласно на макбальский комплекс нижнего протерозоя. В осевой части складки со стороны р. Нельды и на ее южном крыле эта толща отсутствует, она, по-видимому, срезана трансгрессивно налегающими на нее базальными слоями кенкольской серии. В Чаткальской и Нарынской зонах Среднего Тянь-Шаня средний протерозой глубоко опущен, здесь вскрыты только верхние части верхнего протерозоя — свита Большого Нарына. Но еще далее на восток, на продолжении этих зон в Куруктаге, где вскрыт полный разрез докембрия от архея и до палеозоя, средний протерозой представлен такой же, как и в Тянь-Шане, толщей доломитизированных известняков около 700 м мощности, лежащей резко несогласно на аналогах макбальского комплекса нижнего протерозоя и залегающей в основании чехла Китайской платформы [10].

Верхний протерозой представлен двумя комплексами, различающимися по степени регионального метаморфизма пород и разделенными несогласием.

Нижний комплекс в Среднем Тянь-Шане слагает осадочно-вулканогенный тип разреза. Это кайнарская, шованская и бакырлинская свиты Каратау и свита Большого Нарына в Тянь-Шане. С этим типом разреза параллелизуется осадочный тип разреза более северных зон. В Каратау-Таласской зоне — кокджотская и узонахматская свиты, а в Северном Тянь-Шане — кенкольская серия.

Кайнарская свита без видимого несогласия ложится на средний протерозой. Нижняя ее часть около 900 м состоит из терригенных пород — филлитовых сланцев и кварцитов. Более мощная верхняя часть около 2500 м сложена альбитофирами, кератофирами и спилитами. Кверху кайнарская свита в Северо-Западном Каратау наращивается

шованской свитой — кислыми эффузивами, переслаивающимися с известняками и сланцами общей мощности 80—250 м, и бакырлинской карбонатной свитой около 400 м [12].

Свита Большого Нарына представлена преимущественно вулканогенными породами — кварцевыми порфирами, альбитофирами, их туфами, с небольшими прослоями филлитов, общей мощностью около 3500 м. Свита соответствует, видимо, только верхней части кайнарской свиты, тогда как нижняя часть комплекса на поверхность не выходит.

Для всех типов разреза нижнего комплекса верхнего протерозоя общей особенностью является низкая степень регионального метаморфизма пород филлитовой стадии и стадии зеленых микросланцев.

Верхний комплекс верхнего протерозоя в Среднем Тянь-Шане представлен двумя сопоставляемыми между собой сериями — джетымской в Тянь-шаньских горах и улугтауской — в Б. Каратау. Характернейшей чертой этих серий является наличие в них толщ тиллитоподобных пород. В более северных зонах с ними параллелизуются каройская и карагинская серии Каратау-Таласской зоны, караарчинская и учкошойская свиты Северного Тянь-Шаня.

Породы всех этих свит и серий слабо метаморфизованы, по характеру и степени метаморфизма похожи на нижнепалеозойские отложения.

В наиболее полных разрезах верхнего комплекса выделяется два горизонта тиллитоподобных пород, из них нижний значительно мощнее верхнего. В составе обломков тиллитоподобных пород преобладают местные, среднетянь-шаньские, но имеются и породы дальнего приноса — гнейсы и другие кристаллические породы. Тиллитоподобные породы характерны отсутствием сортированности, плохой окатанностью материала, неправильной, грубой слоистостью или чаще полным отсутствием слоистости, наличием неокатанных крупных обломков и глыб, погруженных в мелкозернистую массу. Такие мореноподобные пласты или просто участки перемежаются с пачками нормальных осадочных слоистых пород или сменяются ими по простиранию.

Кроме того, в разрезе немало и нормальных осадочных пород, среди них преобладают обломочные — гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, ритмично перемежающиеся между собой. Иногда типичные «ленточные глины», встречаются и тонкослоистые известняки, как, например, аксумбинская свита в Северо-Западном Каратау.

Общая мощность верхнего комплекса верхнего протерозоя весьма непостоянна, она существенно меняется от места к месту в зависимости от положения в той или иной части макроструктуры и вместе с тем она явно уменьшается с востока на запад, достигая в верховьях Нарына более 4500 м, а в Северо-Западном Каратау — 1000 м.

Вопрос о возрасте верхнего комплекса решается неоднозначно. Тянь-шаньские геологи считают джетымскую серию позднепротерозойской, каратауские геологи поднимают улугтаускую и каройскую серии в ранний кембрий [1]. Прямые указания на возраст джетымской и улугтауской серий отсутствуют. В северных фациях встречаются строматолиты рифея и раннего кембрия [7]. В Куруктаге на 700 м выше кровли тиллитоподобных пород найдены нижнекембрийские Redlichiidae, а в кровле тиллитоподобных пород отмечается мощная кора выветривания, на основании чего китайские геологи относят тиллитоподобные породы к синию [17]. Недавно появились данные о раннекембрийском возрасте слоев, несогласно налегающих на каройскую серию в Малом Каратау [8]. По-видимому, надо считать наиболее вероятным позднекембрийский возраст джетымской и улугтауской серий.

Нижний палеозой в Среднем Тянь-Шане имеет в основании вана-

диеносные и фосфорносные слои сравнительно небольшой изменчивой мощности, очень широко распространенные на Азиатском континенте от Южного Урала до Восточного Китая [14] и потому являющиеся надежными для корреляции. Они ложатся с признаками перерыва, а местами и с угловым несогласием на джетымскую серию и ее аналоги. Об их возрасте говорят те же только что упомянутые раннекембрийские палеонтологические остатки, залегающие стратиграфически выше этих слоев как в Куруктаге, так и в Малом Каратау. По литологическому составу и условиям образования эти отложения можно характеризовать как терригенно-кремнисто-карбонатную формацию.

Тектоника докембрийских толщ Среднего Тянь-Шаня сложная, причем каждый район имеет свои особенности. Различаются между собой особыми чертами строения также и толщи разного возраста и разного литологического состава. Особенно характерны отличия тектоники архейского комплекса по сравнению с протерозойскими.

Архейские толщи отличаются региональным развитием структур высоких порядков типа плейчатости, складок течения, разлинзования, пегматитовых складок, т. е. тех форм, которые тесно сопряжены с процессами ультраметаморфизма пород, приводящими их в пластичное состояние. В протерозойских толщах такого рода структуры в широком масштабе не имеют места, лишь изредка, в локальных зонах можно встретить разлинзование и плейчатость. Но зато макроструктура архея всюду достаточно проста, нередко даже проще, чем строние протерозойских и палеозойских толщ.

Такова, например, крупная моноклираль архея Атбашинского хребта, протянувшаяся свыше 100 км с однообразным крутым падением к югу. В Тахтаалыке и на Кассане линейные структуры сочетаются с брахиальными. Такое сочетание линейных форм с брахиальными при преобладании первых можно видеть и в областях широкого развития архейского фундамента, таких как Байкальская горная область, Анабарский и Алданский щиты.

На Кассане и в Тахтаалыкской гряде архейский фундамент расколот на глыбы, по-разному приподнятые и повернутые одна относительно другой. Разломы чаще совпадают с простираем пород. Вдоль разломов местами зажаты клинья нижнепалеозойских толщ, лежавших покровом на архее. На Кассане есть примеры обтекания нижнепалеозойскими сланцевыми толщами архейских глыб, а в районе Бессаза на Каратау, наоборот, резкое различие простираем архейских и средневерхнепротерозойских пород и стык их вдоль Главного каратауского разлома. В общем структурные взаимоотношения архея с более молодыми толщами очень разнообразны, от унаследованного согласия до резкого тектонического несогласия.

Формационный анализ, предпринятый в целях изучения докембрийской истории Среднего Тянь-Шаня, потребовал восстановления состава и фациального облика первичных пород, за счет которых возникли метаморфические толщи. В зависимости от степени метаморфизма, докембрийские толщи требовали различного к себе подхода.

Толщи верхнего протерозоя, метаморфизованные до стадии филлитов и зеленых микросланцев или еще слабее, достаточно хорошо сохранили признаки первоначального состава и структуры, поэтому восстановление исходных пород, за счет которых они образовались, не составило никаких затруднений.

Совсем иное архейские толщи. Они изменены настолько глубоко, что в них не сохранилось никаких реликтов структуры и первичного минерального состава исходных пород. Они полностью перекристаллизованы, причем перекристаллизация нередко сопровождалась частич-

ным, а иногда и полным расплавлением вещества, и чтобы судить о первичном составе исходных пород архея, пришлось его реставрировать. А это возможно благодаря тому, что минеральный состав кристаллических пород архея зависит и обусловлен составом первичных пород. Эта зависимость в сочетании с реликтами нормальной и косою слоистости и ритмичной перемежаемости слоев разного состава позволила с достаточной достоверностью установить осадочное происхождение первичных образований и восстановить их литологический характер.

Среди исходных образований архея во всех изученных районах Среднего Тянь-Шаня установлены флишеподобные толщи, сложенные песчаниками, алевролитами, глинами, известняками и мергелями, т. е. исключительно осадочными породами, среди которых обломочные представлены мелкозернистыми разностями при полном отсутствии крупнообломочных пород.

Происхождение архейских толщ Среднего Тянь-Шаня за счет флишеподобных осадков не вызывает сомнений. Недавно В. К. Головенко показал на примере среднего протерозоя Патомского нагорья, что процесс регионального метаморфизма слоистых осадочных толщ приводит к полной перекристаллизации вещества отдельных прослоев без ощутимого привноса вещества со стороны или его миграции из слоя в слой. Химический состав каждого слоя при этом несколько не теряет своей индивидуальности. Процессы метаморфической дифференциации протекают внутри отдельных слоев при их перекристаллизации [6].

К выводам о преобладании осадочных пород в исходных образованиях архея в настоящее время приходят геологи, работающие в разных регионах: И. Ф. Трусова — в отношении архея Казахстана, Н. В. Фролова — в отношении архея Алданского щита, Б. Г. Лутц — в отношении архея Анабарского щита, А. В. Сидоренко и О. И. Лунева и ряд других — в отношении архея Балтийского щита [9, 13, 15, 16]. По-видимому, архей далеко не так богат ортопородами, образовавшимися за счет магматических пород, как это принято считать многими исследователями.

Анализируя материал, нельзя не констатировать непрерывность разрезов архейских первичных осадочных отложений во всех изученных районах Среднего Тянь-Шаня, нельзя не обратить внимание на отсутствие в их составе эффузивных и грубообломочных пород, отсутствие каких-либо несогласий и вообще следов крупных перерывов в осадконакоплении. Типичной формацией архейских осадочных толщ является флишеподобная формация терригенно-карбонатного или терригенно-обломочного состава. Ей подчинена, местами как бы вкраплена в нее песчано-глинистая формация неритмичного строения. На таком же положении вкрапленной формации встречается чисто карбонатная формация.

Обстановка архейского осадконакопления может быть охарактеризована как мелкоморье с плоскими выступами суши и малыми скоростями дифференциальных вертикальных движений на фоне общей тенденции погружения. Иными словами, это — обстановка протомиогеосинклинали.

От раннепротерозойского этапа развития в Среднем Тянь-Шане остались только небольшие по размерам интрузии габбро и серпентинитов, которые объединяются в базитовую и гипербазитовую формацию. Какие-либо толщи иного происхождения отсутствуют, они, вероятно, и не возникали, так как регион в течение этого этапа был областью поднятия и сноса. Продукты разрушения сносились в соседние депрессии, в Макбальский и Таримский прогибы, где имеются коррелятные толщи, залегающие несогласно на архее [4, 5, 10, 11] (см. рис. 2).

В среднем протерозое поверх выровненных сооружений раннего протерозоя, в Среднем и Северном Тянь-Шане и на Куруктаге отложи-

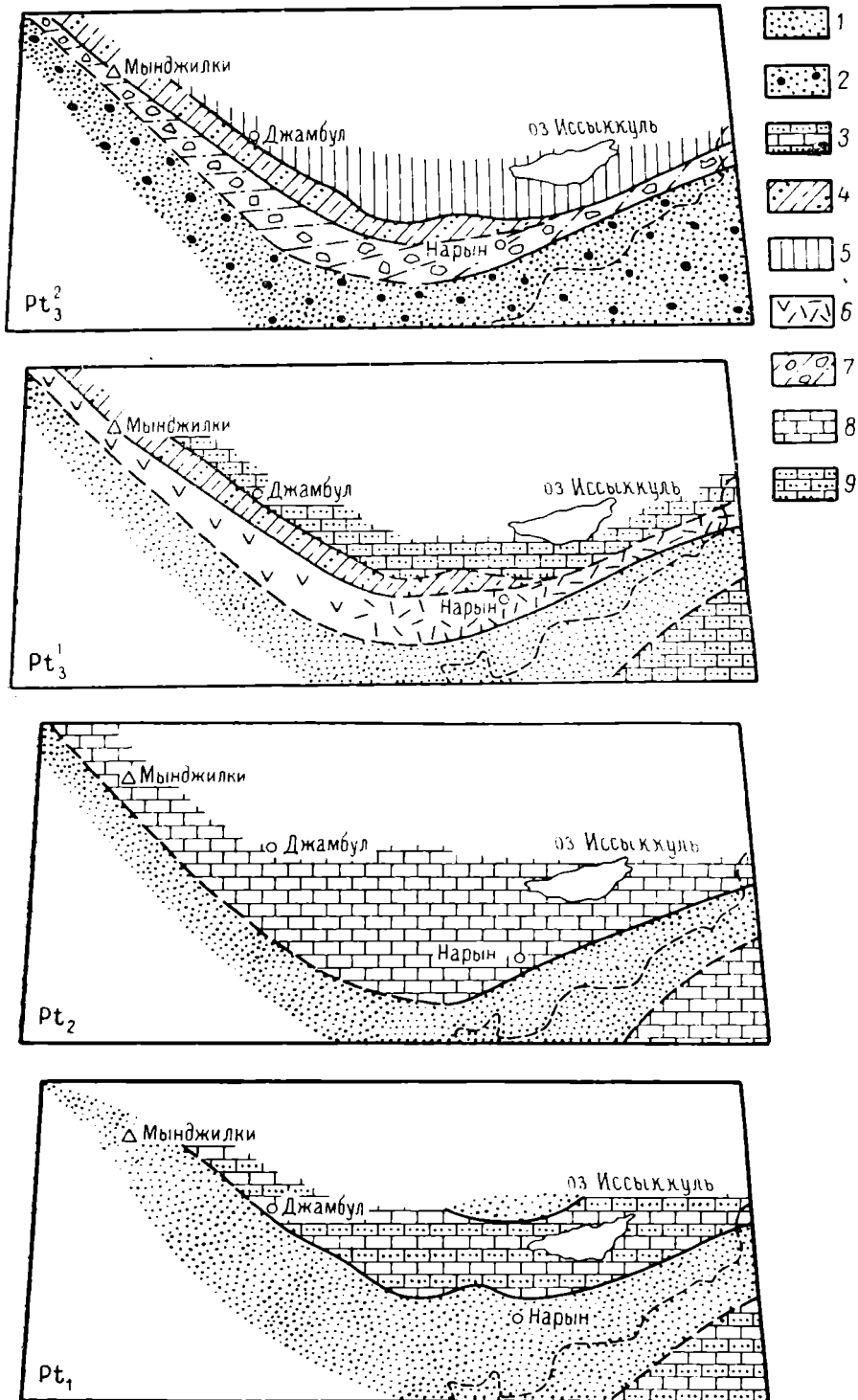


Рис. 2. Палеотектонические схемы докембрия Среднего и Северного Тянь-Шаня: 1 — области сноса; 2 — область материкового оледенения; геосинклинальные формации: 3 — терригенно-карбонатная, 4 — терригенная флишеподобная, 5 — эвгеосинклинальные формации; переходные формации: 6 — кератофировая и кварц-альбитофировая, 7 — ледниково-морская; платформенные формации: 8 — известняково-доломитовая, 9 — терригенно-карбонатная.

лась платформенная карбонатная известняково-доломитовая формация около 500—800 м мощности. В Южном Тянь-Шане и на Памире она не известна, по-видимому, эти области не были покрыты морем.

Широкое распространение платформенного режима в среднем протерозое характерно не только для Тянь-Шаня и Китайской платформы. Этим процессом стабилизации были охвачены огромные территории Восточной Сибири и европейской части СССР. В Байкальской горной области, на Сибирской платформе, на Балтийском щите — всюду отмечается длительный перерыв, континентальное выравнивание нижнепротерозойских сооружений и накопление маломощных осадков в условиях, близких к платформенным. На древних платформах эти осадки легли в основание платформенного чехла, а в подвижных поясах типа Байкальской горной области и Тянь-Шаня они были перекрыты мощными геосинклинальными формациями последующих тектонических циклов и вошли в состав складчатой структуры.

С наступлением позднего протерозоя платформенный режим в Тянь-Шане сменился эпохой энергичных дифференциальных движений, когда ясно обозначились все основные структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня. Южный Тянь-Шань продолжал оставаться областью сноса. В особенно энергичное погружение постепенно вовлекались сравнительно узкие (50—100 км) полосы территории, прилегающие к «линии Николаева». В Среднем Тянь-Шане поверх карбонатной платформенной формации вначале отложилась терригенная около 1000 м, а затем мощная — 3000—3500 м и более вулканогенная кератофировая и кварц-альбитофировая формации (кайнарская свита и свита Б. Нарына). За это же время в прилегающей Каратау—Таласской зоне, ограниченной разломами наподобие грабена, отложилась еще более мощная, не менее 6000 м, в основном терригенная, ритмично построенная формация кокджотской — узнахматской свиты. Севернее грабена, на территории Северного Тянь-Шаня сохранялся еще платформенный режим, в результате которого поверх размытой местами карбонатной среднепротерозойской формации отложилась терригенно-карбонатная кварцито-доломитовая формация кенкольской серии.

Формирование нижнего комплекса верхнего протерозоя завершилось фазой движений и небольшими интрузиями гранитоидов (Кумысты). Эти движения привели, вероятно, к существенной перестройке рельефа, перераспределению суши и морей, так как за ними последовало повсеместное изменение климата в сторону похолодания. В результате большие пространства тогдашней суши, в том числе Южный Тянь-Шань и Китайская платформа, подверглись материковому оледенению.

На территории Среднетянь-шаньской зоны располагалась литоральная и шельфовая часть морского бассейна, здесь же проходила и окраина ледяного покрова, стекавшего языками в море. Расчлененность ледниковой окраины была обусловлена останцами положительных форм рельефа самой Среднетянь-шаньской зоны, которые выступали в виде нунатаков, поставляя местный обломочный материал в ледниково-морские отложения.

Ледниково-морская формация верхнего комплекса верхнего протерозоя не распространялась за «линию Николаева», в пределы Каратау-Таласской и Северотянь-шаньской зон. Туда выносились лишь мелко-обломочные массы, которые в процессе разноса получали хорошую сортировку, отличающую породы каройской, карагонинской серий и учкошской свиты от тиллитоподобных пород.

Начало накопления ледниково-морской формации совпадает с переходом Северного Тянь-Шаня от платформенного режима к стадии нор-

мального геосинклинального режима и накоплению поверх кенкольской серии геосинклинальных формаций — спилитовой, терригенной и карбонатной, общей мощности 4000—7000 м. Именно на этом, втором позднепротерозойском этапе Среднетянь-шаньская зона окончательно оформилась как краевой прогиб платформы, каковым она продолжала быть и в раннем палеозое.

Очень существенное изменение тектонического режима, коренным образом изменившее состав формаций в Среднем Тянь-Шане и Каратау-Таласской зоне, произошло в начале кембрия. Фаза движений, сопровождавшаяся внедрением небольших щелочных гранитоидных интрузий, привела к относительной стабилизации этих зон, и на их территории снова стал ведущим платформенный режим. Климат изменился в сторону потепления и аридности, в эпиконтинентальном бассейне с несколько повышенной соленостью накоплялась терригенно-кремнисто-карбонатная формация, ванадиеносная в Среднем Тянь-Шане и фосфорносная в Каратау-Таласской зоне. В то же время или несколько позднее Северотянь-шаньская геосинклиналь перешла в стадию замыкания. На территории Южного Тянь-Шаня продолжал устойчиво существовать платформенный режим до наступления силурийского периода.

Дальнейшая палеозойская история развития основных структурно-фациальных зон, наметившихся в позднем протерозое, более или менее известна. Ее особенностью была дифференциация докембрийских зон на большое число подзон с весьма различной формационной индивидуальностью, в которой, безусловно, отражено развитие докембрийского субстрата.

Изложенные материалы позволяют сделать некоторые выводы о возрасте глубинных разломов и эволюции тектонической зональности Тянь-Шаня.

Исключительно осадочная природа первичных архейских отложений, отсутствие в них эффузивов говорит о том, что в течение длительного периода накопления многокилометровых осадочных толщ видимой части разреза архея образование разломов, по-видимому, не имело места. На обширных территориях тектонический режим отличался однообразием, крайней медленностью движений, не создававших контрастных форм рельефа. Дислокации конца архейской эры создали очень крупные, простые складчатые структуры, также, по-видимому, не осложненные разломами.

Наблюдаемые разломы, от мелких и до самых крупных глубинных разломов, все без исключения имеют явно наложенный характер на складчатую структуру архейского фундамента. Никакого ослабления метаморфизма архейских пород в сторону от разломов не наблюдается. Мало того, в архейских породах в зонах разломов развивается сильное дробление и милонитизация. На участках, где раздробленные породы служили путями циркуляции гидротерм, наблюдается регрессивный метаморфизм пород, их серицитизация, хлоритизация, альбитизация, карбонатизация [3]. Где гидротерм не было, там эти явления отсутствуют, остается одна раздробленность пород.

Все эти данные свидетельствуют, что глубокий прогрессивный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм в архейских породах протекали задолго до заложения глубинных разломов и ни в какой мере не обусловлены ими. Судя по появлению основных и ультраосновных интрузий, расположенных вдоль глубинных разломов, прорывающих архей и перекрытых средним протерозоем, глубинные разломы впервые проявили себя в раннем протерозое. Но и тогда они еще не имели характера краевых разломов, ограничивающих тектонические зоны. Это значение они приобрели только в позднем протерозое.

В развитии тектонической зональности намечается, следовательно, определенная закономерность.

В архее в пределах Тянь-Шаня зональность не улавливается, вероятно, вследствие обширности размеров самих зон. Областям седиментации должны были отвечать области сноса. Но для их выделения данных пока недостаточно.

Обширные по площади, пологие прогибы и поднятия наметились только в раннем протерозое. В состав поднятия входили почти весь Тянь-Шань и Памир, прогибы располагались на месте Северного Тянь-Шаня и Таримской впадины (см. рис. 2 и 3).

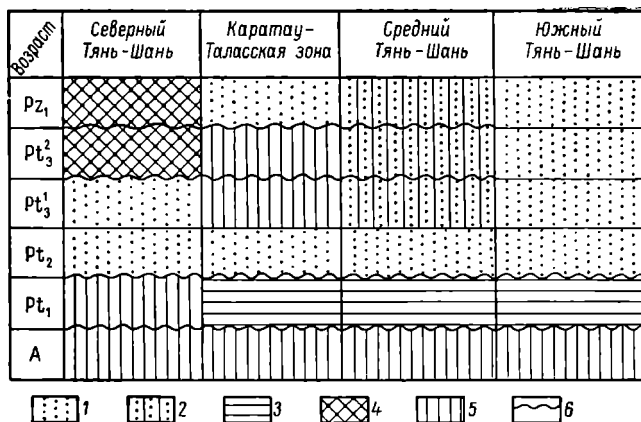


Рис. 3. Схема развития Тянь-Шаня в докембрии.

Типы тектонического режима: 1 — платформенный; 2 — красного прогиба платформы; 3 — геосинклинальный; 4 — эвгеосинклинальный; 5 — миеосинклинальный; 6 — несогласие, складчатость.

В среднепротерозойскую эпоху стабилизации морской режим распространился значительно шире, однако Южный Тянь-Шань и Памир продолжали оставаться областью сноса.

В позднем протерозое эти крупные структуры распались на основные структурно-фациальные зоны, ограниченные глубинными разломами. В палеозое зоны дифференцировались на большое число подзон.

Так последовательно, от простых, пологих прогибов и поднятий раннего докембрия через формирование основных структурно-фациальных зон в позднем протерозое к сложной ситуации резко очерченных разломами мелких подзон палеозоя развивалась тектоническая зональность Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С. Г. 1961. Нижний палеозой вападеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и Западной окраины Центрального Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата.
2. Бархатов Б. П. 1963. Тектоника Памира. Изд. ЛГУ.
3. Белькова Л. Н. 1965. Геология и петрология кристаллических пород Атбашского хребта. Книга тезисов 1-го Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Ташкент. Изд. «Наука». Узб. ССР.
4. Белькова Л. Н., В. Н. Огнев. 1964. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. Изд. «Недра».
5. Белькова Л. Н., В. Н. Огнев. 1964. Стратиграфия и тектоника докембрия Средней Азии. Тр. 22 сессии МГК, пробл. 10, доклады советских геологов. Изд. «Недра».

6. Головенко В. К. 1964. Стратиграфия, литология и условия образования среднепротерозойских отложений Патомского нагорья. Автореферат канд. дисс. Л.
7. Келлер Б. М., В. Г. Королев, И. Н. Крылов. 1965. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
8. Келлер Б. М., Н. В. Покровская. 1965. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
9. Лутц Б. Г. 1964. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., изд. «Наука».
10. Макурин А. С. 1960. Новые данные по стратиграфии хребта Курук-таг. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. 38. М.
11. Николаев В. А. 1939. Докембрий Средней Азии. Стратиграфия СССР, т. 1. Докембрий СССР, Изд. АН СССР.
12. Николаев Н. И., Л. В. Беляков, Г. И. Макарычев, В. И. Пазилова. 1961. О древнейших породах хр. Каратау (Южный Казахстан). Тр. Моск. геол.-разв. ин-та им. Орджоникидзе, т. 37.
13. Сидоренко А. В. и О. И. Лупева. 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд. АН СССР.
14. Синицын В. М. 1962. Палеогеография Азии. М.—Л., Изд. АН СССР.
15. Трусова И. Ф. 1956. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. Сов. геология, сб. 5.
16. Фролова Н. В. 1962. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Сб. Геология и петрология докембрия. Тр. Вост.-Сиб. геолог. ин-та, сер. геолог., вып. 5, Изд. АН СССР.
17. Ху Шу-жун. 1959. Проблема стратиграфии кембрия в горах Курук-таг. Новости зарубежной геологии. Изд. ВСЕГЕИ, вып. 13.
-

Г. С. ПОРШНЯКОВ

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ ИЗВЕСТНЯКОВ СО «СМЕШАННОЙ» ФАУНОЙ В СРЕДНЕМ КАРБОНЕ АЛАЯ

В зоне высоких предгорий Алайского хребта резко дифференцированное среднепалеозойское погружение и осадконакопление геосинклинального типа прерывается в среднем карбоне общим сжатием, надвигами и первыми фазами складчатости. Стратиграфические разрезы доскладчатого комплекса венчаются, как правило, более или менее мощной, часто флишовой толщей терригенных пород, имеющей несколько различных стратиграфический объем в различных частях Алая, ибо начало поднятий и складчатости не было одновременным на всей его территории. Там, где указанная толща ложится на мощные известняково-доломитовые разрезы палеозоя, она имеет нижне-верхнемосковский возраст и получила название толубайской свиты ($C_{2m_{1-2}b}$). Эта свита заслуживает внимательного изучения уже потому, что часто является перекрывающей для телетермальных руд Южно-Ферганского пояса.

В состав свиты входят различные известковистые олигомиктовые и полимиктовые песчаники, алевролиты. Встречаются прослойки гравелитов, конгломератов с разнообразной галькой кремнистых пород, песчаников и известняков, а также прослойки, линзы и глыбы известняков. Осадочные породы, перекрывающие нормально толубайскую свиту, на междуречье Чиле-Ляйляк отсутствуют или ложатся резко несогласно; в наблюдаемых тектонических структурах (Каузанский, Андыгенско-Кичикалайский антиклинории) рассматриваемая свита перекрывается по согласным надвигам [3] более древними девонскими или силурийскими толщами, хорошо охарактеризованными фаунистически (граптолитовыми сланцами, песчаниками с псилофитовой флорой и т. д.). В известковистых песчаниках внутри толубайской свиты присутствуют фораминиферы московского яруса.

Проблематичной представляется позиция известняков, залегающих между песчаниками толубайской свиты и перекрывающими ее по надвигам терригенными толщами силура или девона. Такие известняки, содержащие «смешанную» фауну и образующие отдельные горизонты, линзовидные или глыбообразные тела, а порой и крупные массивы, зафиксированы в целом ряде районов: в Каузанской антиклинорной структуре, на Хайдаркане, в р-не Варуха на Исфаре, в Оджалъвесской антиклинали на Абшире, в Аугульско-Каравшинской структуре и т. д. Структурная и стратиграфическая позиция этих известняков оценивалась и оценивается в различных районах различными геологами по-разному, проблема остается пока в ряде случаев не решенной,

но представляются полезными поиски общего решения вопроса. Для этого рассмотрим материалы о позиции и возрасте указанных известняков по отдельным районам.

I. В пределах Каузанской антиклинорной структуры так называемые зузановские известняки, или верхняя подсвита толубайской свиты, прослежены Г. А. Ярушевским, Л. В. Кушнар, В. Б. Горяновым и др. (1954—1960 гг.) от р. Шахимардан на восток до южной окраины Наукатской котловины, т. е. на протяжении более 75 км.

Обычно это массивные или массивно-слоистые светло-серые известняки, почти лишенные фаунистических остатков и часто сильно доломитизированные. Мощность их резко меняется от 0 до 30—40 м, местами она достигает даже 170 м (как, например, в своде Каузанской антиклинали на правобережье Абшира).

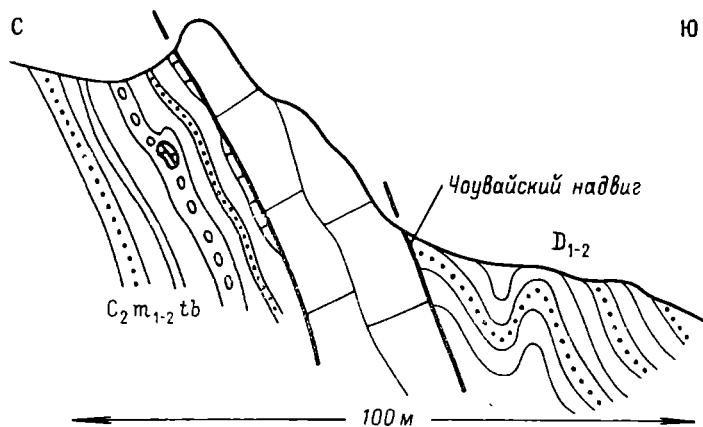


Рис. 1. Позиция зузановских известняков в южном крыле Каузанского антиклинория.

В подошве зузановских известняков и доломитов повсеместно наблюдаются следы тектонического скольжения. Всюду известняки налегают на песчано-сланцевую толщу московского яруса и перекрываются также с ясными следами скольжения песчаниками джидалинской свиты (D_1) или граптолитовыми сланцами силура.

Типичный разрез зузановского известняка можно наблюдать на правобережье Чауваея в приустьевой его части (рис. 1). Здесь, на песчаники верхней части толубайской свиты, содержащие мелкую гальку кремней, песчаников и редкие слабо округленные обломки известняков, налегают темно-серые плитчатые фузулиновые известняки (от 0 до 1 м мощностью), залегающие в зоне послонных тектонических скольжений. Из известняков определены: *Profusulinella* ex gr. *aljutovica* Raus., *Pr.* ex gr. *prisca* Deprat, *Pr. pseudorhomboides* Putrja, *Pseudostaffella* sp., *Eofusulina* sp. и др.*

Выше следуют массивные светло-серые афанитовые или микрокристаллические собственно зузановские известняки, содержащие (образцы брались через каждый метр по мощности) однообразный комплекс примитивных фораминифер, встречающихся обычно в верхнем девоне или в нижнем карбоне: *Vicinesphaera squalidae* Antr., *Vic.* sp., *Parathurammia cushmani* Sul., *Endothyra* (?) sp., *Archaesphaera* sp.,

* Определения фораминифер, приведенные здесь и ниже, выполнены А. Д. Милухо-Маклаем.

Bisphaera sp., *Hyperammia* (?) sp. Мощность известняков — около 12—15 м. В кровле этих известняков Г. А. Ярушевским близ устья Чаувая были вновь встречены темные известняки с фораминиферами среднего карбона. Чаще же прямо на светлые зузановские известняки несогласно надвинуты песчаники и сланцы девона.

Комплекс примитивных фораминифер верхнего девона — нижнего карбона обнаружен в зузановских известняках района гор Арпалык—Боорды более чем в десяти точках как в южном, так и в северном (г. Кичик—Арпалык) крыльях Каузанского антиклинория.

В среднем течении Чаувая место зузановских известняков в структуре занимают массивные сильно доломитизированные известняки, в нижней части которых близ устья ручья Бель-Сохте встречены черные слоистые известняки с брахиоподами нижнего девона.

Сходная картина наблюдается также и западнее, в бассейне Каранглы-сая, где в верхней части ущелья снизу вверх наблюдаются:

1. Фузулиновые известняки пьркафской свиты (C_2m_1).

2. Серые известковистые алевролиты и песчаники толубайской свиты (C_2m_{1-2}) мощностью около 150 м. В верхней части присутствует пласт обломочных известняков мощностью до 7 м, содержащий *Profusulinella arta* Leont., *Pr. parva* Lee et Chen, *Pr. prisca* Derpat, *Pr. cf. convoluta* Lee et Chen, *Eofusulina triangula* Raus. et Bel., *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen, *Tuberitina bulbacea* Gall. et Harl., и др.

3. Серые микрополосчатые, в верхней части доломитизированные, массивные зузановские известняки мощностью до 30 м, лишенные органических остатков или содержащие комплекс фораминифер, характерный для более низких горизонтов карбона или даже для верхнего девона. Так, на левобережье Каранглы-сая в шлифах встречены *Textularia* sp., *Endothyra* sp., *Globivalvulina* sp., *Eostaffella* sp.; на правобережье — *Archaeosphaera* sp., *Vicinesphaera angulata* Antg., *Vic.* sp., *Parathurammia* sp. и т. д. Перекрываются они надвинутыми сланцами силура.

Присутствие фораминифер верхнего девона—нижнего карбона в зузановских известняках, занимающих высокое положение в разрезе среднего карбона, было обнаружено в процессе детальных съемок 1954—1956 гг. Это явление неоднократно обсуждалось геологами-съемщиками, не без колебаний остановившимися на гипотезе переотложения мелких фораминифер для объяснения факта нахождения более древних комплексов в более высоких частях разреза (Г. А. Ярушевский, Г. С. Поршняков, Л. В. Кушнар и др.).

К западу от ущелья Каранглы-сая в Акташской антиклинальной структуре наблюдается разрез среднего палеозоя, довольно существенно отличающийся от разрезов Каузана. Нижняя часть этих толщ не обнажается, в верхней же на горе Ак-Таш (бассейн Шахимардан) фиксируется следующая последовательность в залегании пород (снизу вверх):

1. Массивно-слоистые светло-серые афанитовые, иногда (в нижней части) доломитизированные известняки, очень однообразные. В верхней их части встречаются фораминиферы нижнего карбона (*Eostaffella* sp., *Endothyra* sp., *Bradyina* sp., *Tuberitina* sp.) и, очень редко — рогозы и брахиоподы (*Striatifera striata* Fisch.). Неполная мощность превышает 200 м.

2. Темно-серые криноидные фузулиновые известняки с хорошо различимыми в поле фузулинидами нижней половины среднего карбона: *Pseudostaffella cf. paradoxa* Dutk., *Parastaffella* sp., *Ozawainella aff. stellae* Man., *Fusiella typica* Lee et Chen, *Profusulinella (Aljutovella) jalax* Raus., *Pr. aff. prolibrovichi* Raus., *Eofusulina* sp. и др. В основании

известняки содержат гнезда, или линзы, ферриаллитов. Мощность известняков обычно не превышает 10 м.

3. Песчаники темно-серые и зеленовато-серые, известковистые с *Endothyra* sp., *Fusulinidae* gen. et sp. indet. На правобережье Джилесая они достигают 10 м по мощности.

4. Массивный светлый, голубовато- или желтовато-серый доломит, не содержащий органических остатков. Мощность 5—8 м. Выше залегают надвинутые сланцы девона или силура.

С небольшими изменениями этот разрез, нам кажется, можно проследить в восточном направлении в район хребтика «трех арчей» и далее к «Коралловому» ущелью. Местами (в бассейне Каранглы-сая) эти известняки образуют узкую тектоническую чешую, иногда совсем пережимающуюся и весьма напоминающую чешую зузановского

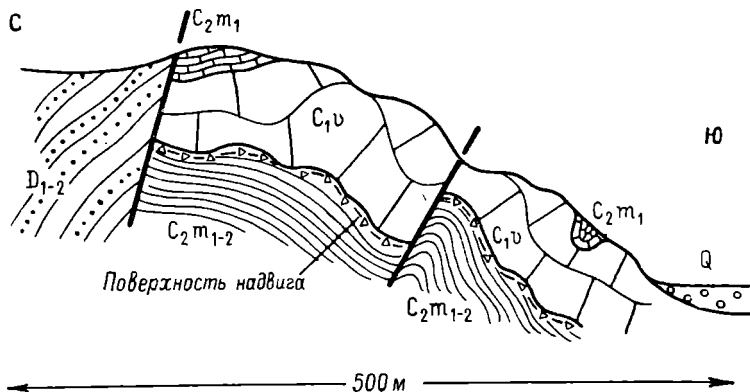


Рис. 2. Схематизированный разрез горы Южная Плавиковая.

известняка. Сходство усиливается нахождением в них мелких фораминифер. Можно предположить, что зузановские известняки Чаува также представляют собой тонкую тектоническую чешую, составленную из обрывков разреза, близкого к Акташскому. Проверка гипотезы соответствия тектонической позиции акташских известняков Кадамджая, зузановских Чаува и известняков Южной Плавиковой Хайдаркана (см. ниже) может оказаться интересной с практической точки зрения, ибо позволяет предполагать присутствие известняково-доломитового разреза среднего палеозоя под Акташской антиклиналью.

II. На Хайдаркане О. И. Сергуньковой в конце 40-х годов в известняках г. Южной Плавиковой, налегающих на песчаники среднего карбона, были обнаружены брахиоподы нижнего карбона, в том числе *Striatifera striata* Fisch. По положению в разрезе и нахождению в этих же известняковых толщах фораминифер высоких горизонтов среднего карбона они были отнесены к мячковскому горизонту, а присутствие более древних брахиопод было объяснено их переотложением.

Более детальное изучение известняков г. Южной Плавиковой (рис. 2), произведенное в 1952—1953 гг. А. Д. Миклухо-Маклаем и др. [1, 4], показало, что на толубайскую песчаниковую свиту (C_{2m1-2}) здесь налегает своеобразный разрез, включающий снизу вверх:

1. Светло-серые, реже серые массивные известняки визейского яруса, довольно часто содержащие скопления *Striatifera striata* Fischer. При расшлифовке выяснилось, что в этих известняках содержатся фораминиферы, в том числе *Eostaffella prisca* Raus., *Eostaffella mosquensis* Viss., *Eost.* sp. sp., *Textularia* sp., *Glomospira* sp., *Endothyra* c.

crassa Brady, *End. ex gr. globulus* Eichw., *Hyperammia* sp., *Archaeodiscus* sp., *Tuberitina collosa* Reitl.

Мощность визейских известняков колеблется в пределах 30—70 м, лишь в редких случаях достигая больших величин.

2. Пятнистые массивные пелитоморфные известняки. Неравномерность окраски связана с распределением рассеянного органического вещества. Эти известняки по характерному облику и положению в разрезе сопоставляются с раннебашкирскими известняками туюкдангинской свиты, развитыми в соседней к северу структуре. Пятнистые известняки встречены на правобережье Данге-сая и на междуречье Ишме—Зархар. Мощность не превышает 10—15 м.

3. Темно-серые, реже светло-серые или розовые тонкослоистые фузулиновые известняки нижнемосковского подъяруса среднего карбона. Содержат множество хорошо различимых в поле фузулинид. В шлифах определены: *Parastaffella* cf. *bradyi* Moeller, *P. aff. lata* Grosd. et Leb., *Profusulinella* ex gr. *prisca* Deprat, *P. cf. staffellaeformis* Kir., *P. parva* Lee et Chen, *P. ex gr. aljutovica* Raus, *Eofusulina tringula* Raus. et Bel. var. *almasica* Man., *Fusulinella*?? sp. и др.

Мощность фузулиновых известняков обычно не превышает 5 м и только на левом борту Данге-сая достигает 18 м. Здесь они ложатся с размывом на известняки визе.

Тектоническая позиция описанных выше известняков аналогична позиции зузановских известняков р. Чауая: они почти согласно, но с отчетливыми следами тектонического скольжения налегают на терригенные породы толубайской свиты (C_2M_{1-2}), вместе с последними участвуя в складчатых и более поздних разрывных структурах. На них взброшены или надвинуты силурийские или нижнедевонские сланцы и песчаники. Тектонические брекчии в основании визейских известняков г. Южной Плавиковой достигают 0,5—2 м по мощности. Подошва надвинутых массивов маркируется нишами и пещерами, образующимися в сравнительно мало устойчивых брекчиях.

Таким образом, в южной структуре Хайдаркана участвует удвоенный, а местами даже утроенный разрез, а интересующие нас массивы известняков представляются в виде сравнительно маломощного тектонического покрова, местами почти выклинивающегося (Главное поле), местами же резко увеличивающегося в мощности (г. Восточная).

Внутренняя структура этих массивов в деталях может быть автономной и очень сложной, но подробное изучение позволяет установить определенную стратификацию пород и исключить гипотезу о переотложении окаменелостей и смещении разновозрастных комплексов фауны.

III. В районе кишлака Варух на Исфаре в верхней части флишовой толщи, налегающей на известняки нижнемосковского подъяруса и соответствующей по положению толубайской свите р. Чауая, также присутствуют известняки, содержащие более древнюю фауну, нежели породы, на которые они налегают. Эти известняки сравнительно детально изучены И. Н. Черенковым [5]. По его данным на левобережье р. Каравшин флишовидная толща верхнемосковского подъяруса содержит горизонты конгломератов, рассеянные гальки и валуны с фауной нижнемосковского подъяруса. На нее налегает горизонт конгло-брекчий с микрофауной намюр—башкирского возраста в глыбах. Еще выше залегает преимущественно аргиллитовая толща с глыбами среднекарбонных известняков. Кроме рассеянных глыб и валунов, И. Н. Черенков описывает также крупные, до двух и более километров по простиранию и до 300 м по мощности, известняковые утесы, содержащие нижне-среднекаменноугольную или даже более древнюю фауну и залегающие, по его мнению, внутри флишевой толщи. В одном из таких

утесов в овраге Гуджигор присутствуют светлые массивные известняки с микрофауной нижнего карбона или низов башкирского яруса и перекрывающие их темные тонкослоистые известняки с фораминиферами и водорослями нижнемосковского подъяруса. Внутренняя складчатая структура массива сложна и не вяжется со сравнительно простыми его внешними очертаниями. Нельзя не отметить почти полную аналогию как в разрезе, так и в структурном положении этого массива с известняками г. Южной Плавиковой на Хайдаркане. И. Н. Черенков приходит к выводу об образовании подобных утесов в результате грандиозных подводно-обвальных и подводно-оползневых нарушений.

Утесы Гуджигора располагаются в зоне крупного Андыгенско-Татермачского регионального надвига, залегающая непосредственно ниже его поверхности. Аналогичную позицию, по-видимому, занимают еще более мощные массивы известняков на северном склоне хр. Андыген (Акташский массив) и на левобережье р. Ляйляк близ кишлака Узгуруш.

IV. В долине р. Абшир выше озера на крыльях и замыкании Оджалъвесской антиклинали терригенная толща толубайской свиты (C_2m_{1-2}) перекрывается непостоянным горизонтом известняков, то образующих массивы до нескольких сотен метров мощностью (правый борт Абшира против устья Чушка-сая, например), то полностью выклинивающихся. Эти известняки перекрываются надвинутыми на них граптолитовыми сланцами нижнего силура и занимают позицию, вполне соответствующую позиции зузановских известняков р. Чауая или г. Южной Плавиковой Хайдаркана. В их кровле на правом водоразделе Абшира (гора Дакъялды) обнаружены остатки среднекаменноугольных хористит и многочисленные *Profusulinella* sp. sp.

На правом борту Чушка-сая, где в такой же позиции присутствует маломощная (до 80 м) пачка слоистых известняков с кремнями, встречены *Profusulinella* sp. (C_2), а также примитивные фораминиферы нижнекаменноугольного типа.

По данным детальной съемки Т. Замалетдинова, к этому же горизонту относится пачка массивно-слоистых известняков до 600 м мощностью, примыкающая к массиву хр. Ярунтуз на левом водоразделе левой составляющей Чушка-сая. В ней нами в 1956 г. был обнаружен комплекс только мелких фораминифер, хотя по разрезу было взято до 20 шпифов: *Archaeosphaera* sp. sp., *Vicinesphaera* sp. В них же обнаружена *Amphipora* sp. девонского облика. На левом борту р. Абшир из верхней (?) части этих известняков собраны *Striatifera striata* Fischer и фораминиферы нижнего карбона.

Район восточного погружения Оджалъвесской антиклинали изучен еще недостаточно, но и здесь, как и в других указанных выше районах, следует отметить налегание на терригенную толщу среднего карбона очень непостоянной пачки известняков, содержащих разновозрастную, в том числе более древнюю, фауну. Следы тектонических скольжений видны как в подошве, так и в кровле этой пачки, расположенной непосредственно под региональным Тегермачским тектоническим покровом.

Итак, во всех четырех рассмотренных районах наблюдается сходная картина: на толубайские песчаники и сланцы (C_2m_{1-2}) налегают со следами скольжения известняки, для которых характерны:

1. Тектонические позиции в основании крупных надвигов.
2. Резкие изменения мощностей.
3. Находки разновозрастной фауны девона, нижнего и среднего карбона до нижнемосковской включительно.

В разных районах предлагались разные толкования положения этих известняков: оползневые глыбы внутри терригенной толщи C_2 (р. Варуха), тектонический покров — чешуя со своеобразным разре-

зом (р-н Хайдаркана), нормальный стратиграфический горизонт с переотложенной или рекуррентной фауной (р-н Чаувая и Оджалъвес).

В поисках общего решения вопроса, нам кажется, следует остановиться на обстановке формирования тектонического покрова или чешуи, надвигавшейся на осадки толубайской свиты. Трудно учесть роль гравитационных сил, вероятно принимающих участие в образовании подобных покровов, местами, возможно, сопровождавшихся настоящими оползнями. Но эта роль не может быть первостепенной, ибо отсутствуют площади, с которых могло бы происходить оползание подобных крупных пластин, обладающих к тому же разрезом, резко отличающимся как от разрезов подстилающих, автохтонных, так и от разрезов перекрывающих, заведомо аллохтонных толщ.

Тесную связь известняковых глыб во флишоидных толщах с налегающими на них тонкими, возможно, частично гравитационными покровами и перекрывающими последние еще более мощными тектоническими покровами можно наблюдать и в других районах Алая.

Так, например, в Аугульской подзоне позднегерцинской Сурметашской зоны от р. Урта-Чашма на западе до р. Аугул на востоке на протяжении около 70 км можно видеть, что на флишоидные толщи верхнего палеозоя налегает мощный сары-чашминский покров, сложенный в основном слоистыми темными доломитами и доломитизированными известняками живетского яруса. Верхний палеозой охарактеризован фузулинидами; в надвинутых доломитах, достигающих 1,5 тыс. м по мощности, широко распространены *Amphipora ramosa* Phill., встречаются *Chascothyris* (?) sp., *Leperditia* ex gr. *barbotana* Schmidt и др. живетские формы. Глубокие поперечные долины, прорезающие Аугульскую подзону, позволяют наблюдать аллохтонное положение доломитовых толщ, слагающих мульды сравнительно пологих синклинальных структур и сохранившихся иногда только в виде пятен на водораздельных гребнях.

В верхних частях флишоидных верхнепалеозойских толщ местами (Кочкарчи, Джаупая, Каравшин и др.) появляются валуны и округлые глыбы визейских и более древних известняков до 5 и даже 10 м в поперечнике. Они залегают внутри сланцевых или конгломератовых пачек позднего палеозоя и распространены очень неравномерно в верхних 100—150 м разреза верхнего палеозоя. Вместе с тем между доломитами живетского яруса и подстилающими их толщами верхнего палеозоя (рис. 3) часто располагаются крупные пластообразные или линзообразные тела светлых известняков от 20 до 200, а иногда и более метров мощностью, представляющие более или менее полные фрагменты своеобразного разреза среднего палеозоя и образующие самостоятельный покров (Аугульский). Наиболее полный разрез этого покрова можно видеть в среднем течении р. Аугул около среднего завала. Здесь, на левом борту долины, наблюдается следующая последовательность залегания пород.

1. Глинистые сланцы и песчаники, содержащие в верхней части прослойки плитчатых известняков с кремневыми конкрециями и кони-конхиями. Неполная мощность около 60 м.

2. Плитчатые темно-серые тентакулитовые известняки, переходящие выше по разрезу в темно-серые криноидные известняки, из которых собраны эйфельские (?), по заключению А. А. Волковой, брахиоподы: *Eospirifer* cf. *davousti* Vern., *Leptaena rhomboidalis* Wilek., *Uncinulus* cf. *parallelepipedus* Bronn, *Atrypa* aff. *gruenewaldti* Tschern. Мощность — порядка 40 м.

3. Массивные светло-серые или серые известняки, существенно мраморизованные. На левом водоразделе Аугула в нижней части этих

известняков в ряде шлифов встречен однообразный комплекс мелких фораминифер: *Archaeosphaera* sp., *Parathuramina dagmara* Sul., *P. spinosa* L., *Irregularina* sp., *Neotuberitina maljavkini* Mikh., *Vicinesphaera* sp., *Paracaligella* sp. (определения Я. Ф. Поршняковой). Мощность — около 150 м.

4. Частое переслаивание пелитоморфных известняков, кремнистых и красноватых глинистых сланцев. Мощность — от 0 до 30 м. В осыпи при подъеме на завал в этих породах найден *Proshumardites* sp. — С_{1п}, определение А. В. Яговкина.

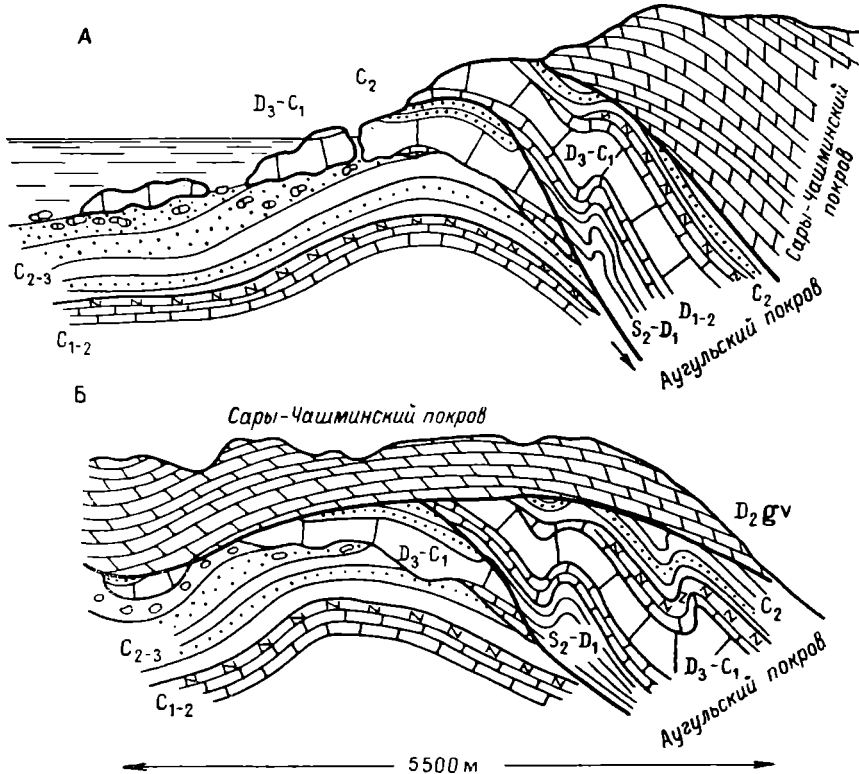


Рис. 3. Реставрация одной из начальных стадий формирования покровной структуры междуречья Аугул — Кочкарчи (А) и схематизированный разрез современной структуры того же междуречья (Б).

5. Ритмичное чередование темно-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников. В последних встречаются прослойки гравелитов с фораминиферами С₂. Мощность — от 0 до 100 м.

Выше по долине, перед подъемом на верхний завал нижние тентакулитовые сланцы в основании указанных известняков отсутствуют и на терригенную толщу верхнего палеозоя, несколько ее срезая, налегают непосредственно массивно-слоистые известняки. В их подошве видны отчетливые следы тектонического скольжения (зона растертых пород мощностью до 0,5—1 м), местами контакт имеет характер ломаной поверхности, срезающей пласты не только ниже, но и вышележащих пород.

Внутренняя структура Аугульского покрова сложна: при общем крутом северном падении в слоистых разностях известняков видны мелкие, местами довольно причудливые складки. Иногда покров удвоен согласными взбросами, не выходящими, по-видимому, за его пределы.

К востоку от р. Аугул рассматриваемый покров уходит под сплошные поля надвинутых на него доломитов девона. Выходы Аугульского покрова имеются, по-видимому, еще и в верховьях Кштута, но совершенно там не изучены. К западу от р. Аугул с этим покровом следует сопоставлять известняки г. Алтын-Джилги, правых притоков Раута, Нурлоу, розовые известняки Джиптыка. Крайним западным выходом их можно считать пласт светлых известняков в основании экзотического массивчика на водоразделе Каравшин—Урта—Чашма. Местами Аугульский покров сильно утоняется, вовсе выклинивается или распадается на глыбы, как, например, в верховьях Каравшина, где эти глыбы подробно изучены И. Н. Черенковым [6].

Можно было бы продолжить рассмотрение примеров пространственной связи мощных тектонических покровов с относительно тонкими, частично гравитационными (оползневыми?) покровами и крупными известняковыми глыбами во флишеидных толщах Туркестано-Алая (г. Гузан, р. Чалкуйрюк [2], р-н Сулюкты), но и приведенные выше случаи позволяют, нам кажется, представить картину их закономерно совместного образования.

Первые фазы складчатости в герцинской эвгеосинклинали Алая проявляются прежде всего в раздавливании ранних прогибов и выжимании из них тектонических покровов, надвигающихся на смежные прогибы более поздней генерации. Естественно, что при этом сокращенные или переходные к сокращенным разрезы краевых частей ранних прогибов будут первыми, достигающими зоны продолжающегося осадкообразования (см. рис. 3А). Они дадут первые, предварительные, «тонкие» покровы, могут явиться источником экзотических глыб, захороненных во флишевых толщах, могут быть сами разобщены на крупные глыбы за счет гравитационных оползаний, ибо «раздавливание» ранних прогибов сопровождалось, наряду с глубоким впячиванием зоны прогиба, также и созданием хотя не очень значительных, но несомненно положительных форм рельефа. Более мощные покровы, выжатые из срединных частей ранних прогибов, перекрывали тонкие передовые чешуи и окончательно прекращали осадкообразование в смежном прогибе (см. рис. 3Б).

Закономерное нахождение под мощными тектоническими покровами относительно тонких, часто выклинивающихся чешуй — глыб с переходными разрезами, а под ними, в верхней флишеидной части автохтона более или менее крупных известняковых глыб — может, нам кажется, пролить некоторый свет на трудную проблему восстановления обстановки формирования крупных надвиговых структур, широко распространенных в палеозойских толщах Туркестано-Алая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Миклухо-Маклай А. Д., Г. С. Поршняков. 1954. К стратиграфии и тектонике карбона Ю. Ферганы. Вестник ЛГУ, № 4.
2. Михайлов А. Е. 1947. О происхождении известняковых глыб (угесов) в нижнекамсиугольных отложениях восточной части Алайского хребта. БМОИП, стд. геол., т. XXII, № 2.
3. Поршняков Г. С. 1962. Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., № 6.
4. Поярков Б. В. 1954. Об одном перерыве осадконакопления в карбоне Алая. Вестник ЛГУ, № 7, серия биол., геогр. и геол., вып. 3.
5. Черенков И. Н. 1963. Верхнепалеозойский флиш в бассейне рек Кшмыш и Каравшин (северный склон Туркестанского хребта). Тр. ин-та геологии АН Тадж. ССР, т. VII.
6. Черенков И. Н. 1964. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин. В сб.: «Литология и полезные ископаемые». Изд. АН СССР.

Б. А. ТРИФОНОВ

ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ НИЖНЕГО СИЛУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В настоящее время в пределах Зеравшано-Гиссарской горной области Южного Тянь-Шаня установлен весь статиграфический объем отложений нижнего силура [4, 7]. Однако фаунистически охарактеризованные и описанные в литературе осадочные комплексы не определяют всего многообразия отложений данного возраста. Автор, используя материал, накопленный многими геологами, и данные собственных исследований по литологии терригенных отложений Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны* (в бассейнах рек Шинг, Арча-Майдан, Пасруд-Дарья, Искандер-Дарья и в нижнем течении р. Ягноб), пытается дать общую картину развития осадкообразования для указанной зоны в раннем силуре.**

Нижнесилурийские отложения Зеравшано-Гиссарской зоны представляют собой сложный полифациальный комплекс, который по генетическим ассоциациям пород разделяется на две группы отложений, или на две формации: первая — кварцито-известняковая, вторая — вулканогенно-терригенная.

Кварцито-известняковая формация в основном определяет объем нижнесилурийских отложений, выделяемых В. Р. Мартышевым [12] в мокшеватскую свиту. Представлена она карбонатными и терригенными осадками. По соотношению тех и других выделяются разрезы существенно карбонатного и существенно терригенного типов.

Разрезы существенно карбонатного типа детально описаны палеонтологами Таджикского и Узбекского геологических управлений. Результаты этих исследований обобщены в отчете палеонтологической партии Таджикского геологического управления за 1965 г. Карбонатные отложения по органическим остаткам расчленены палеонтологами на ярусы, подъярусы и слои с географическими названиями. Мощность лландоверийского яруса оценивается ими в 160—170 м, а венлокского — в пределах 200—750 м. Максимальная мощность карбонатных отложений определяется таким образом в 900—1000 м. Однако в конкретных разрезах она не более 400—500 м.

В литологическом отношении отложения карбонатного типа представляют собой единый комплекс, расчленение которого по вещественному составу пород крайне затруднительно. Известняки комплекса отли-

* Название зоны дается в понимании П. Д. Виноградова [2].

** За оказанную помощь в сборе материала и ценные консультации автор выражает признательность Д. Р. Мучандзе и Н. С. Торшину.

чаются обилием в них разнообразных органических остатков (кораллы, брахиоподы, криноидеи, мшанки). Органический материал часто представлен детритом, а нередко и окатанными обломками первичных индивидов (табуляты). Кроме того, известняки сильно обогащены терригенным материалом. Состав их в соответствии с этим признаком варьирует от чистых известняков к сильно глинистым и песчаным. Среди известняков часты прослои пород с преобладанием терригенного материала над карбонатным — известняково-глинистых сланцев и известковых кварцевых песчаников. Карбонатная составляющая пород по соотношению CaO и MgO колеблется от известковых доломитов до чистых известняков. Наибольшим распространением пользуются доломитистые известняки. Структура известняков смешанного типа — нормально-осадочная (пелитоморфная, равномернозернистая), обломочная, детритовая. Текстура средне- и тонкослоистая. Слоистость параллельная, или узловато-параллельная. Окраска пород темно-серая, черная, а с выветрелой поверхности рыжевато-бурая, что объясняется большим содержанием в них окислов железа.

В целом обилие органических остатков в известняках, их неоднородный состав (примеси терригенного материала), неоднородные структуры (пелитоморфные, органогенно-обломочные) и неоднородные текстуры (тонкослоистые, узловато-слоистые) свидетельствуют о том, что отложения описанного комплекса образовались в областях с режимом устойчивого мелководья, с подвижной средней осадконакопления.

Разрезы существенно терригенного типа описывались в диссертационной работе В. Р. Мартышева и в некоторых отчетах поисково-съемочных партий Таджикского геологического управления (Ю. Н. Мельников и др.). Терригенные отложения представлены глинистыми, алевролитовыми и песчаными разностями. Относятся они к ассоциации хорошо сортированных кварцевых песчаников или к группе олигомиктовых, мономиктовых пород. Содержание примесей полевых шпатов (кислые плагиоклазы, реже калиевые полевые шпаты), кремнистых пород и эффузивов не превышает 5% относительно общего объема обломочной части пород. Терригенные минералы тяжелой фракции представлены в основном цирконом (65—70%), рутилом (10—15%), лейкоксомом (10—15%) и турмалином (3—5%). Реже встречаются монацит и ильменит. Все минералы хорошо окатаны.

Кварцевые песчаники являются преобладающими породами среди описываемой группы осадков. Характеризуются они хорошей окатанностью обломочных зерен и равномерной зернистостью. Наиболее типичны среднезернистые песчаники. Цемент пород поровый, контактный, коррозионный, по составу глинистый, карбонатный. Песчаники, как правило, однородные по сложению, средне- и толстослоистые. По плоскостям их напластования часто отмечаются знаки ряби.

По вещественному составу и структурно-текстурным особенностям породы данного комплекса относятся к мелководным осадкам, образующимся в условиях подвижной среды осадконакопления, обуславливающей механическую сортировку первичного материала.

В результате метаморфизма песчаники превращены в кварцито-песчаники, реже в кварциты. Породы, обогащенные глинистым компонентом, превращены в кварцито-сланцы, в кварцево-серицито-хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы, или в филлиты. В зависимости от примесей окислов железа и степени метаморфизма пород цвет их варьирует от светло-серого с зеленоватым или розоватым оттенком до серо-зеленого, малинового и фиолетового. Метаморфизм пород низкой степени (фашия зеленых сланцев). Почти во всех случаях устанавливаются первичные осадочные структуры.

Отложения существенно терригенного типа приурочены в основном к периферийным частям Ганза-Чимтаргинского массива. Они изучены в тектонических чешуях р. Вору, в северном крыле Чимтаргинской синклинали (ур. Чукурак, ур. Сары-Оби-Хунух, ур. Чимтарга, р. Чапдара-Пасрудская, р. Шоме) и в восточном окончании этой структуры (сай Моше, р. Норват). Здесь указанные отложения делятся на две толщи. Первая, известняково-кварцитовая, сложена толстослоистыми массивными кварцито-песчаниками светло-серого цвета, среди которых отмечаются маломощные прослои или отдельные пачки мощностью до 30—50 м средне- и тонкослоистых глинистых доломитистых известняков (часто мраморизованных), по структурным и текстурным признакам аналогичных известнякам вышеописанного комплекса. Известняки толщи содержат следующие органические остатки (определения В. Л. Лелешуса, А. И. Лаврусевича, Т. В. Шевченко и Г. Н. Менаковой; коллекция автора): *Palaeofavosites maximus* Tschern., *P. balticus* Rukhin, *Catenipora gotlandica* Yabe, *Halysites labyrinthicus*, *Mesofavosites* sp., *Brachyelasma digitiforme* Lavr., *Tryplasma* cf. *glabra* (Lindstr.), *Protopilophyllum* cf. *cylindricum* Ivanovsky, *Entelophyllum* sp., *Pentagonopentagonalis anularius* Schew., (in litt.), *Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Dolerorthis* cf. *ambigena* Men.

Фауна представляет нижний, средний и верхний подъярусы лландоверийского яруса. Расчленение известняково-кварцитовой толщи на подъярусы затруднительно из-за литологического однообразия ее в целом и из-за того, что положение и объем известняковых прослоев меняются по простиранию от одного разреза к другому. Мощность толщи — 150—300 м.

Вторая толща, сланцево-кварцитовая, отличается от выше описанной более глинистым составом отложений. Здесь наряду с песчаниками большим распространением пользуются алевролитовые песчаники, алевролитистые и глинистые сланцы (кварцито-сланцы, кварцево-серицитохлоритовые и серицитохлоритовые сланцы). В горах Зинах отмечаются также и известково-глинистые сланцы (известково-серицитохлоритовые). Сланцы составляют до 30% общего объема пород данной толщи. Сланцево-кварцитовая толща согласно и с постепенным переходом (переслаивание доломитов и кварцито-песчаников) перекрывается отложениями аргской свиты (доломиты S₂ld).

Возраст ее, таким образом, определяется как S₁ln₃—w. Мощность толщи — 250—400 м.

Общая мощность кварцитовых толщ для северного крыла Чимтаргинской синклинали 400—500 м, а в горах Зинах доходит до 700 м.

В зоне сопряжения областей с преимущественным развитием карбонатных и терригенных отложений наблюдается развитие толщ смешанного типа, с равным соотношением известняков и кварцито-песчаников. Толщи с переслаиванием известняков и кварцито-песчаников наблюдаются в изолированных тектонических чешуях в бассейнах рек Искандер-Дарьи, Арча-Майдана и в западной оконечности Зеравшанского хребта. К смешанному типу разрезов можно отнести и такие, нижняя часть которых представлена существенно терригенными отложениями, а верхняя существенно карбонатными (р. Дукдон, устье р. Магиан).

Сходный режим образования отложений карбонатного и терригенного типа, их тесное проникновение друг в друга в разрезах и позволяют нам выделить весь этот комплекс в одну формацию. Максимальная мощность кварцито-известняковой формации для изученной территории — 700 м.

Вулканогенно-терригенная формация нижнего силура выделяется в составе сложного комплекса метаморфических сланцев, в котором

присутствуют отложения верхнего силура (терригенно-карбонатная толща) и возможно нижнего палеозоя, выделяемого А. Б. Коровкиным на основании определения в образцах из нижних частей комплекса кембрийских спор. Необходимо отметить, что вопрос о возрасте метаморфических сланцев Зеравшано-Гиссарской зоны является дискуссионным. В. Р. Мартышев [9] З. З. Муфтиев [10] и многие другие геологи оспаривают представление А. П. Марковского [8], С. И. Клунникова [5], П. Д. Виноградова [1], М. М. Кухтикова [6] и других геологов о древнем возрасте этих образований и рассматривают их в составе послесилурийских осадочных комплексов. По мнению автора, в пределах рассматриваемой части зоны в составе метаморфического комплекса наибольшим распространением пользуются отложения нижнего силура. Возраст этих отложений устанавливается по взаимоотношению их с фаунистически охарактеризованными комплексами, а также по наличию в них прослоев известняков с фауной. Толщи метаморфических сланцев с прослоями таких известняков описаны А. И. Менаковым и Ю. Н. Мельниковым (материалы геологических съемок) в верховьях рек Габеруд и Джижикрут. По р. Габеруд в известняковых прослоях среди сланцев отмечаются следующие органические остатки (определения В. Л. Лелешуса, коллекция автора): *Palaeofavosites balticus* Rukhin, *P. alvaeolaris*, *Mesofavosites* sp., *Heliolites* sp., *Hemiagetolites* (?) cf. *extremus* Lel. Комплекс окаменелостей из нижнего — среднего лландовери.

Метаморфические сланцы нижнего силура представлены вулканогенными и терригенными образованиями, среди которых последние занимают наибольший объем. Первичный состав терригенных пород — глинистые песчаники, алевролиты и сланцы, в каждом конкретном разрезе находящиеся в различных взаимоотношениях. По составу обломочной части они относятся к ассоциации олигомиктовых пород. Основная составляющая обломочного материала — кварц. Содержание полевых шпатов в обломках 10—15% (полевошпато-кварцевые песчаники), редко 25—30% (аркозовые песчаники). Кроме полевых шпатов, представлены кислыми плагиоклазами, встречаются обломки кремнистых и еще реже эффузивных пород, содержание которых не превышает 5% относительно общего объема в породе кластического материала. Обломочные зерна алевролитовых и песчаных пород плохо сортированы по размеру и характеризуются слабой окатанностью (угловатые, полуокатанные зерна). Основными терригенными минералами тяжелой фракции алевролитов и песчаников являются циркон (80—90%), рутил (5—15%), лейкоксен (5—10%) и турмалин (1%). В отдельных случаях фиксируются значительные содержания (до 10—20%) сфена и ильменита. Все эти минералы, так же как и обломочные зерна легкой фракции, плохо окатаны.

По высокому содержанию натрия в терригенных породах всех разностей (более 3%), устанавливаемого химическими анализами, можно судить о том, что они содержат примесь вулканогенного материала.

В целом, повышенная глинистость терригенных отложений и слабая окатанность кластических зерен наряду с другими структурными признаками (неравномерная зернистость и пр.) характеризуют их как плохо сортированные породы, образовавшиеся при относительно быстром захоронении осадочного материала, источником которого, судя по ассоциации минералов тяжелой фракции, так же как и для терригенных осадков кварцито-известняковой формации, были кристаллические массивы, пропитанные гранитоидной магмой, соответствующие, очевидно, выступам докембрийского фундамента в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня.

В результате метаморфизма отложения рассматриваемого комплек-

са превращены в различные кварцево-альбито-серицит-хлоритовые сланцы, соотношение компонентов которых зависит от первичного состава пород. Песчаными и алевролитовыми породам соответствуют различные кварцево-альбито-серицит-хлоритовые и серицит-хлорит-альбито-кварцевые сланцы. Пелитовым породам отвечают серицит-хлоритовые сланцы и филлиты. Степень метаморфизма пород не выше фации зеленых сланцев и под микроскопом в них почти всегда легко устанавливаются первичные осадочные структуры. С большим трудом восстанавливаются первичные текстуры пород, их первичный характер взаимоотношения, так как они сильно рассланцованы, раскливажированы, характеризуются микроплойчатостью и послойными сегрегационными выделениями кварца. Однако при внимательном их изучении устанавливаются фрагменты слабоизмененных пород с хорошо выраженными первичными текстурами. Эти участки характеризуются ритмичным переслаиванием глинистых олигомиктовых песчаников серого цвета с зеленоватым оттенком и темно-серых, черных глинистых сланцев и филлитов. Песчаники в этих фрагментах слегка рассланцованы, а по простиранию, когда они уходят в зоны более интенсивного метаморфизма, наблюдаются их переходы в кварцево-альбито-хлоритовые сланцы серо-зеленого и зеленого цвета. Подобным образом глинистые сланцы и филлиты переходят в серицит-хлоритовые сланцы. Мощность отдельных ритмов измеряется десятками сантиметров. По характеру ритмичности отложения напоминают песчано-сланцевые толщи аспидной формации Туркестанского хребта.

Вулканогенные породы в метаморфическом комплексе устанавливаются повсеместно, хотя общий их объем выяснен недостаточно. Наибольшее развитие этих образований фиксируется по периферии Ганза-Чимтаргинского массива (западная, северная и восточная окраины массива), где мощность отдельных пачек достигает 150 м (р. Норват). В областях, удаленных от указанного массива, вулканогенные породы образуют рассеянные маломощные горизонты внутри терригенных отложений метаморфического комплекса. Вещественный состав вулканогенных отложений изучен слабо. По данным Е. Н. Горецкой [3], они представлены туфами и порфиритами среднего состава и выделяются ею в качестве подводно-вулканогенной андезитовой формации.*

Минимальная мощность вулканогенно-терригенной формации — 2000 м.

Анализ вещественного состава кварцито-известняковой и вулканогенно-терригенной формаций и соотношение мощностей определяют тектонический режим их образования.

Вулканогенно-терригенная формация собственно геосинклинального типа характеризует области интенсивного погружения, в то время как кварцито-известняковая формация переходного (субплатформенного) типа отвечает областям умеренного погружения. Изучение пространственного взаимоотношения выделенных формаций выявляет общую картину тектонического развития Зеравшано-Гиссарской зоны в раннем силуре. Такое изучение проводится на основе сопоставления конкретных разрезов.

На схеме (рис. 1) показаны разрезы, типизированные по наблюдаемым в них соотношениям кварцито-известняковой и вулканогенно-терригенной формаций. При составлении схемы использованы данные по разрезам, описанным палеонтологами Таджикского (разрезы 2, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13) и Узбекского (разрез 1) геологических управлений, а также анализировался материал поисково-съёмочных партий Таджик-

* Возраст вулканогенно-терригенной формации Е. Н. Горецкой определяется как $D_2-C_1t(?)$.

ского геологического управления. В указанных на схеме разрезах, кроме разрезов 1, 6, 7, 11, 12, 13, вещественный состав отложений изучался непосредственно автором.

В первую группу объединены разрезы, в которых устанавливаются нижнеландоверийские отложения кварцито-известняковой формации (рр. Кашка-Дарья, Сарымат, Дукдон, ур. Сары-Оби-Хунук, рр. Габе-

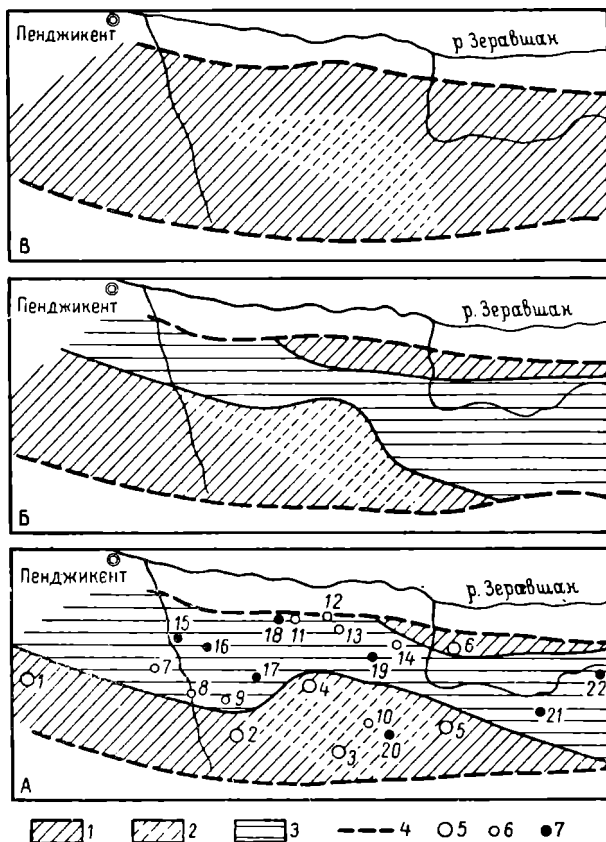


Рис. 1. Схема развития осадочных формаций нижнего силура Зеравшано-Гиссарской зоны:

А — ранний ландовери; Б — средний—поздний ландовери; В — венлок.

Области развития кварцито-известняковой формации: 1 — существенно карбонатные отложения; 2 — существенно терригенные; 3 — области развития вулканогенно-терригенной формации; 4 — границы Зеравшано-Гиссарской структурно-фашиальной зоны; разрезы: 5 — первой; 6 — второй; 7 — третьей группы.

руд, Кумарг). В разрезах р. Кашка-Дарья и р. Сарымат [4, 7] весь нижний силур представлен отложениями существенно карбонатного типа, а в ур. Сары-Оби-Хунук — существенно терригенного. По р. Дукдон нижний — средний ландовери (?) * состоит из существенно терригенных, а верхний ландовери — венлока карбонатных осадков. Нижний ландовери р. Кумарг представлен известняками. В отличие от всех этих разрезов, сложенных одной формацией — кварцито-известняковой, — по р. Габеруд нижнесилурийские отложения имеют двучленное строение.

* Стратиграфия этого разреза очень спорная.

Здесь нижний лландовери (материалы А. И. Менакова) сложен карбонатными отложениями кварцито-известняковой формации, которые нормально перекрываются мощной вулканогенно-терригенной формацией. В переходной толще, в известняках среди кварцево-альбито-серицито-хлоритовых сланцев, как уже указывалось, собрана фауна нижнего — среднего лландовери.

Во всех разрезах второй и третьей группы наблюдаются нормальные взаимоотношения кварцито-известняковой и вулканогенно-терригенной формаций (г. Даурич, оз. Нофин, горы Рута, р. Норват, Уата-Сай, ур. Иснена, Вима-Сай, р. Поймадар). Нижняя часть этих разрезов сложена вулканогенно-терригенной формацией, которая нормально перекрывается кварцито-известняковой формацией. В разрезах 7, 8, 9, 11, 12, 13 граница между формациями проходит в среднем лландовери (данные палеонтологов), а в разрезах 10, 14 — в среднем — позднем лландовери (данные автора). По р. Норват верхняя часть разреза существенно терригенного типа, а во всех остальных разрезах данной группы существенно карбонатная.

Третья группа разрезов (р. Вагиштон; р. Гиждарва; левый борт р. Арча-Майдан, в 2 км выше к. Гуитан; р. Артуч; левый борт р. Пасруд-Дарья, Гурма-Сай; правый борт р. Искандер-Дарья, напротив к. Норват; р. Анзоб; левый борт р. Ягноб, к. Варсаут) характеризуется тем, что в них граница между вулканогенно-терригенной и нормально перекрывающей ее кварцито-известняковой формациями проходит внутри венлокского яруса.

Общая мощность кварцито-известняковой формации в первой группе разрезов, где она начинается с нижнего лландовери, достигает 500—700 м. Максимальная мощность этой формации для разрезов, в которых она начинается со среднего — позднего лландовери — 300—400 м, а для разрезов третьей группы — 100—150 м.

Анализ конкретных разрезов нижнего силура выявляет, таким образом, сложный характер взаимоотношения их формационных комплексов. Границы между выделенными типами разрезов (см. рис. 1) определяют положение в пространстве кварцито-известняковой и вулканогенно-терригенной формаций для разных отрезков времени. В раннем лландовери образование кварцито-известняковой формации приурочивается в основном к южной части зоны. В северной части лишь локально (р. Кумарг) существует режим образования кварцито-известняковой формации. В среднем — позднем лландовери как в южной, так и в северной полосе зоны происходит расширение области накопления кварцито-известняковой формации, хотя в некоторых участках (р. Габеруд) наблюдается обратная картина — расширение областей с режимом развития осадконакопления вулканогенно-терригенной формации. В целом, для лландоверийского времени устанавливаются две обособленные друг от друга узкие области с режимом развития кварцито-известняковой формации, между которыми находится область развития вулканогенно-терригенной формации. Венлок — время наибольшего площадного развития кварцито-известняковой формации, когда в пределах изученной территории происходит смыкание областей с режимом развития этой формации.

Обобщая изложенное с учетом регионального материала по стратиграфии и тектонике Южного Тянь-Шаня [2, 3, 6, 11, 12], можно следующим образом представить себе развитие Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны в раннем силуре.

Специфика развития зоны (рис. 2) определяется ее краевым положением в геосинклинальной системе Южного Тянь-Шаня, а именно тем,

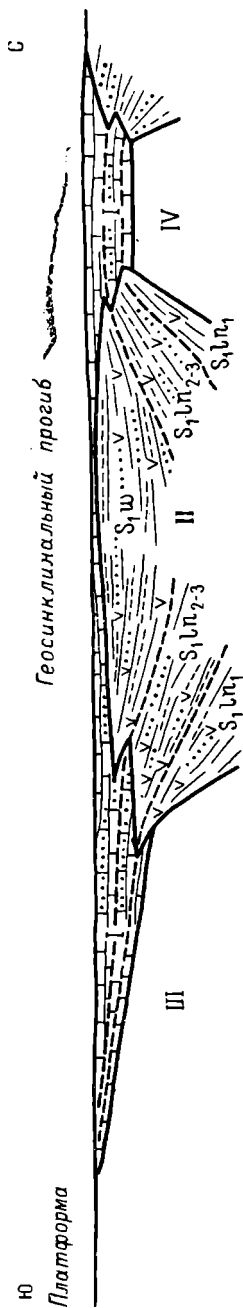


Рис. 2. Схематический формационный профиль Зеравшано-Гиссарской зоны для раннего силура: I — кварцито-известняковая формация; II — вулканогенно-терригенная формация; III — склон платформы; IV — интрагеоантиклиналь.

что она находится на стыке с выступом древнего фундамента, или платформы, каковой является обширная территория Гиссарского хребта и его южных отрогов (Гиссаро-Дарвазское материковое ядро, по В. И. Попову [11]). Зеравшано-Гиссарский геосинклинальный прогиб оказывается дифференцированным на области с тектоническим режимом интенсивного и умеренного погружения.

Областям с режимом интенсивного погружения отвечает собственно геосинклинальный прогиб. В нем накапливаются плохо сортированные терригенные породы и вулканогенные образования, поступающие в геосинклинальный прогиб по глубинным разломам, разграничивающим тектонически активную и пассивную области (платформу и геосинклинальный прогиб). Эти отложения выделяются в вулканогенно-терригенную формацию, мощность которой не менее 2000 м.

Области с режимом умеренного погружения в общей системе тектонических структур Зеравшано-Гиссарского прогиба являются как бы механическими фильтрами для поступающего в него с суши (платформы) осадочного материала. Кроме того, они оказываются весьма благоприятными для интенсивного расселения различной органики. Характерные образования этих областей — органогенно-обломочные известняки и кварцевые песчаники. Весь комплекс осадков областей умеренного погружения выделяется в кварцито-известняковую формацию, мощность которой не более 700 м. Данная формация накапливается в зонах сопряжения платформы и собственно геосинклинального прогиба (склоны платформы), а также внутри последнего (интрагеоантиклинали). Сложный фациальный состав данной формации свидетельствует, очевидно, об определенной дифференцированности областей ее образования. Фациальный анализ кварцито-известняковой формации, детальное проведение которого, к сожалению, пока затруднительно из-за недостаточности данных, может дать богатый палеогеографический материал. Можно предполагать, например, что в областях сопряжения платформы и геосинклинального прогиба (см. рис. 1) зоны концентрирования существенно терригенных отложений (толщи кварцито-песчаников) соответствуют основным артериям, поставляющим терригенный материал в геосинклинальный прогиб.

Общая направленность в развитии Зеравшано-Гиссарской структурно-фациальной зоны в раннем силуре выражается в выравнивании

тектонических контрастов, в сокращении собственно геосинклинального прогиба за счет прогрессивного развития областей с режимом умеренного погружения. Такой ход тектонического развития зоны определяет взаимоотношение осадочных формаций, границы между которыми скользят во времени, а смена в разрезах осадочных комплексов, как правило, носит регрессивный характер. Последнее хорошо иллюстрируется широко наблюдаемым явлением концентрации грубообломочных пород (кварцевых гравийников и мелкогалечных конгломератов) в кровле вулканогенно-терригенной формации (р. Артуч, р. Поймадар) или в базальных горизонтах (г. Даурич, оз. Нофин, горы Рута, Уата-Сай, Вима-Сай, р. Поймазар, Гурма-Сай, р. Искандер-Дарья) перекрывающей ее кварцито-известняковой формации.

Необходимо отметить, что приведенная реконструкция, построенная на сравнительном анализе конкретных разрезов, фиксируемых в современной структуре Зеравшано-Гиссарской зоны, отражает только общие тенденции развития осадконакопления и не устанавливает истинных размеров областей с тем или иным тектоническим режимом, так как она не учитывает масштабы горизонтальных сжатий осадочных комплексов в процессе горообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов П. Д. 1961. Геологическое строение восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46.
2. Виноградов П. Д. 1964. Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). Сб. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Изд. «Наука».
3. Горецкая Е. Н. 1962. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур. Сб. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР.
4. Ким А. И. 1963. К стратиграфии отложений ордовика и нижнего лlandoверн Зеравшано-Гиссарской горной области. Узб. геол. журнал, № 6.
5. Клунинов С. И. 1931. Геологические исследования в Магнан-Фарабском районе летом 1930 г. Изв. ВГРО, вып. 68.
6. Кухтиков М. М. 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. Сб. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Изд. «Наука».
7. Лаврусевич А. И., Г. С. Гриненко и В. Л. Лелешус. 1962. К стратиграфии ордовика и нижнего силура Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН Тадж. ССР, т. V, № 2.
8. Марковский А. П. 1931. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной системы. М., Геолгиз.
9. Мартышев В. Р. 1956. Стратиграфия среднеаласозойских отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Материалы Всес. научно-исслед. геол. ин-та, вып. 10.
10. Муфтиев З. З. 1964. К стратиграфии палеозоя восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. АН Тадж. ССР, № 2 (15).
11. Попов В. И. 1964. Ядра и междудерные зоны Средней Азии — основа геологического районирования. Сб. Тектоника Памира и Тянь-Шаня. Изд. «Наука».
12. Решения совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии, 1959. Ташкент, Изд. АН Узб. ССР.

Н. Н. ВЕРЗИЛИН, О. А. РАДЧЕНКО, И. Э. ВАЛЬЦ

О НОВОЙ НАХОДКЕ ГАГАТА В СССР

Летом 1958 г. в Северо-Восточной Фергане одним из авторов настоящей заметки (Верзилиным) был найден своеобразный уголь в отложениях, выделяемых им в урумбашскую* свиту (нижний турон, в верхах, возможно, верхний турон), в среднем течении р. Кугарт, приблизительно в 15 км к северо-востоку от угольного месторождения Кок-Янтак. По условиям залегания и внешнему виду уголь был отнесен к гагатам, что и подтвердилось в дальнейшем при изучении его методами углепетрографии.

Верхняя часть свиты, к которой приурочена настоящая находка, залегающая на преимущественно красноцветных отложениях нижней половины свиты, имеет следующее строение. Внизу пачка, мощностью около 9 м, известково-глинистых тонкозернистых песчаников и алевролитов с редкими прослоями глин. Песчаники и алевролиты грязно-серого цвета с зеленоватыми и желтоватыми пятнами, иногда со следами ползания червей и реликтами корневой системы растений, а также с фауной гастропод и пеллеципод. Глины темно-серого цвета известково-алевролитовые, гидрослюдистые, иногда с примесью пирита.

Выше, после 1,5-метрового пласта мелкозернистого гравелита розового цвета, залегающая пачка мощностью около 3 м, сильно известково-глинистых, преимущественно мелкозернистых или неравномернозернистых песчаников темно-серого, иногда почти черного цвета, с прослоями темно-серых глин. В песчаниках часты следы корневой системы растений диаметром обычно в 0,3—1,5 см, а также отдельные включения или линзочки (мощностью в единицы мм и менее), обогащенные или сложенные углистым материалом. Кроме этого, встречены два угольных прослоя мощностью до 5 см, и иногда на плоскостях напластования неясные углефицированные растительные остатки. В песчаниках и глинах часто содержится обильная и разнообразная фауна, свидетельствующая, по определению Н. Н. Бобковой, о туронском, вероятно, верхнетуронском возрасте вмещающих пород.

Описанные отложения, по всей вероятности, образовались преимущественно в нормально морских условиях (о чем свидетельствует присутствие морской фауны), лишь временами сменявшимися болотно-лагунными, на что указывают реликты корневой системы растений.

* Широко распространенный в Северной и Северо-Восточной Фергане возрастной аналог экзогировой свиты (устричной толщи), характеризующийся значительным распространением обломочных пород, практическим отсутствием известняков и присутствием иногда в значительном количестве красноцветных пород.

Выше следует пачка мощностью около 10 м, представленная почти одними глинами темно-серого цвета, в основном гидрослюдистыми с примесью монтмориллонита и рассеянного тонкораспределенного пирита. В некоторых случаях пирит встречается также в виде конкреций до 2 см в диаметре. В отдельных прослоях этой пачки встречена обильная фауна, аналогичная фауне подстилающей пачки. Образовались эти, преимущественно глинистые, отложения, в отличие от ранее рассмотренных, очевидно, в устойчивых нормально морских условиях, причем, по видимому, на относительно больших глубинах и в условиях меньшей подвижности вод.

Именно в этой глинистой пачке встречены включения блестящего черного угля (гагата) неправильной, часто резко угловатой формы, размерами от едва различимых глазом до 3 см; кроме того, встречен прерывистый прослой того же угля мощностью до 4 см. Анализ палеогеографической обстановки района дает основание полагать, что исходный материал данного гагата не претерпел особенно дальнего переноса. Аллохтонность гагата устанавливается в то же время тем, что он находится в морских отложениях. Последние накапливались в условиях застойного, относительно мелководного бассейна, резко восстановительная среда внутри илистых осадков которого определялась, помимо застойного режима, также обилием разлагающихся органических остатков.

Принадлежность древесины, из которой образовался гагат, к хвойным растениям установлена сотрудником Лаборатории геологии угля АН СССР И. В. Петровой. На отдельных участках клеточная структура наблюдалась даже при микроскопическом рассмотрении.

Окраска гагата серо-черная, блеск тусклый, несколько смолистый, излом мелко- и неясно-раковистый, местами угловатый. Куски разбиты редкими кривыми трещинами усыхания, что свидетельствует о невысокой степени метаморфизма данного гагата. Консистенция его плотная, вязкая, типичная для гагатов.

Микроскопическое исследование гагата показало, что клеточное строение выражено сравнительно слабо, но в отдельных участках шлифов наблюдается характерная «гагатова структура», отражающая своеобразную пластическую деформацию клеточных стенок древесины при полном отсутствии признаков полостей клеток. Наиболее отчетливо видны сильно изогнутые и местами минерализованные сердцевинные лучи. Включения смол обнаружены не были.

Отмеченные при полевых наблюдениях сильно сплюснутые отдельные реликты гагатизированной древесины и нередко причудливые формы кусочков позволяют предполагать, что в определенной стадии формирования материал находился в более или менее пластичном состоянии (этот момент отмечается также Ю. А. Жемчужниковым [1] для других находок гагата).

Химическая характеристика ферганского гагата* представлена в таблице. Рентгеноскопическое исследование, проведенное В. И. Касаточкиным, показало полное отсутствие графитовой решетки. Авторы пользуются случаем выразить В. И. Касаточкину признательность за проведенное им исследование.

В ту же таблицу включены данные о некоторых других гагатах по материалам, приводимым Ю. А. Жемчужниковым и Н. А. Орловым. Обращает на себя внимание повышенный выход летучих веществ и значительный выход смол полукоксования. В то же время содержание водорода, за исключением вюртембергского гагата, не выходит за рам-

* Экспериментальная работа выполнена младшими научными сотрудниками Лаб. геол. угля АН СССР И. А. Летушовой и Г. Л. Сцепинской.

ки встречающихся для гумусовых углей значений. Н. А. Орлов указывает также, что смола полукоксования бешуйского гагата содержала 44% фенолов.

Для ферганского гагата, кроме анализов, отраженных в таблице, было проведено также изучение кислородных функциональных групп. Установлено, что 12,63% кислорода представлено реактивной формой и только 4,92% — формой неактивной, что вполне отвечает степени углефикации данного образца. Существенно отметить, что распределение реактивного кислорода между карбоксильной, карбонильной и гидроксильной (фенольных гидроксидов) формами представляло соответственно 2,15, 0,22 и 10,26%. Приведенные цифры отчетливо свидетельствуют о гумусовой природе гагата и отсутствии в нем сапропелевого материала.

В. Готан [3, 4], давший первую сводку по известным в то время находкам гагата, привел и первые, до сих пор не устаревшие, обобщения об условиях их нахождения. Он отмечает, что гагат всегда встречается в виде отдельных кусков в аллохтонном залегании среди глинистых, иногда известковистых пород морских фаций. По возрасту чаще всего породы относятся к юрскому времени, но встречаются и несколько более древние или более молодые. По своему материалу гагаты представляют собой продукт своеобразного превращения древесины, по-видимому, хвойных деревьев.

В. Готан считал гагаты промежуточным гумито-сапропелитовым образованием. Он выдвинул 2 возможных варианта его возникновения: 1) проникновение сапропелевой массы в древесный материал, захороненный в морских осадках, 2) пропитывание древесины битумом, представляющим собой продукт превращения сапропеля. Сам Готан склонялся к первому варианту.

К). А. Жемчужников указывает, что участие сапропелевого материала в образовании гагатов не доказано, и поэтому не считает возможным называть их гумито-сапропелевыми углями. Он полагает, что в отдельных случаях убедительно аргументируется факт проникновения внешнего битума в fossilized древесину, ссылаясь на приводимый Готаном пример гагата в псидониевых сланцах Англии, где гагат непосредственно перекрывался известняком, содержавшим 46% битума. Ю. А. Жемчужников выдвигает также в порядке гипотезы представление, что роль «битума», сообщающего гагатизированной древесине особые свойства, могла играть смола тех хвойных деревьев, которые послужили материалом для ее формирования; предполагается, что смола должна была претерпеть особое каталитическое преобразование.

Н. А. Орлов [2], в согласии с представлениями, имевшими широкое распространение, полагал, что «битум» гагатов является продуктом асфальтизации клетчатки в щелочных условиях, создаваемых близостью известняков.

Современные достижения в области геохимии каустобиолитов вообще и геохимической битуминологии в частности отвергают старые представления о 2 линиях преобразования захороненного органического материала — линии гумификации и линии битуминизации или иначе углеобразования и нефтеобразования. В то же время нельзя не подчеркнуть влияния режима, господствовавшего в период захоронения и диagenетического преобразования одного и того же исходного материала на тип, состав и свойства результирующего продукта. Если мы еще и сейчас не можем раскрыть сущность этого влияния и дать физико-химическую картину процессов, протекающих при различных условиях захоронения растительного материала, то самое существование его является несомненным фактом.

Примером могут служить различные по «восстановленности» генетические типы углей Донбасса, из которых наиболее «восстановленные» типы «в» и «вв» формировались в условиях обычного перекрытия торфяной залежи морскими осадками и характеризуются значительной обогащенностью пиритом.

Гагаты, которые формировались в условиях непосредственного захоронения в морских осадках, должны, очевидно, представлять собой крайнее звено цепи генетических типов углей, сформировавшихся в условиях изменения окислительно-восстановительного потенциала от положительного до резко отрицательного. Роль известняков, часто отмечаемых в составе кровли, а иногда и вмещающих гагат отложений, должна выражаться и в определении рН среды. Результаты микроскопического и химического изучения говорят о том, что гагаты представляют собой гумусовое образование. Различия в составе отдельных находок гагатов могут быть обусловлены как различиями в значении окислительно-восстановительного потенциала (при несомненно низких отрицательных его величинах), так и наложением углефикационных и окислительных изменений.

Своеобразие структуры гагатов является несомненным фактом, но сущность процесса их формирования, представляет собой до сих пор еще не раскрытую загадку, являясь, таким образом, интересным объектом для геохимического исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жемчужников Ю. А. 1934. Материалы к познанию природы «гагата». Хим. тверд. топл., т. 5, № 5, 404.
2. Орлов Н. А. и Горская А. И. 1934. Химическая природа гагата. Хим. тверд. топл., т. 5, № 5, 414.
3. Gothan W. 1906. Über die Entstehung von Gagat und damit Zusammenhängendes. Naturwiss. Wochenschrift, Bd. 21, Neue Folge 5, Nr 2, 17.
4. Gothan W. 1908. Zur Entstehung des Gagats. Sitzungsber. Kön. Preuss. Akad. Wiss. 1 Halbband, 20. Febr., 221

Н. Н. ВЕРЗИЛИН

К ВОПРОСУ О ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОМ СДВИГЕ

За последние годы появилось значительное количество работ, обосновывающих наличие по Таласо-Ферганскому разлому сдвига с амплитудой, оцениваемой для Среднего Тянь-Шаня величиной до 200 км. Существование его доказывается особенностями распределения фашиальных зон и структур позднего докембрия — палеозоя [1, 3, 4, 5]. При этом обычно принимается, что все [3—5] или основное [1] горизонтальное смещение по разлому произошло в конце палеозоя или на границе палеозоя и мезозоя. Однако, по-видимому, нет оснований считать, что горизонтальные перемещения по Таласо-Ферганскому разлому закончились к мезозойской эре, поскольку фактов, доказывающих их верхнюю возрастную границу, не известно.

О возможности значительных более поздних смещений свидетельствуют четвертичные [7] и современные [1] горизонтальные смещения по разлому, происходившие в том же направлении, что и древние. В пользу предположения горизонтального смещения по Таласо-Ферганскому разлому в послепюрьское время, возможно, говорит и наличие Памиро-Каракурумского сдвига верхнемезозойско-кайнозойского возраста, располагающегося вблизи Таласо-Ферганского разлома и сходного с ним по характеру простиранья и направлению движения примыкающих блоков [2]. За наличие по Таласо-Ферганскому разлому заметных относительно молодых горизонтальных смещений, вероятно, говорит и отмеченная В. Н. Огневом [4] закономерность: «Альпийские движения создали в Тянь-Шане ряд крупных складок первого порядка, осложненных складками и разрывами второго порядка. Но ни одна складка, ни один альпийский разрыв не переходит через Таласо-Ферганский разлом» (стр. 77).

Вышесказанное указывает на вероятность горизонтального смещения по Таласо-Ферганскому разлому и в мезо-кайнозойское время. Если же учтем фашиальные изменения нижнемеловых отложений восточной части Ферганской впадины и мезо-кайнозойских вблизи от нее, но к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома, то получим некоторые данные, позволяющие судить об амплитуде этого перемещения.

Как известно, нет единого мнения [8, 9] не только о масштабе распространения, но даже о присутствии меловых отложений в полосе, прилегающей к Ферганскому хребту с северо-востока. Не останавливаясь на этой проблеме, укажем, что в мезо-кайнозойских отложениях, развитых непосредственно к северо-востоку от Ферганского хребта, если и присутствуют образования мелового возраста, то по своему строению

они отличны от меловых осадков Восточной Ферганы (см. рис., разрез 4). Лишь в одном месте близ Таласо-Ферганского разлома, у западного окончания хребта Ак-Шийряк, встречена пачка отложений, залегающая на палеозойских породах, по строению тождественная нижнемеловым отложениям некоторых районов Ферганской впадины. В одном наиболее полном из изученных разрезов (см. рис., разрез 3) она имеет следующее строение (снизу вверх).

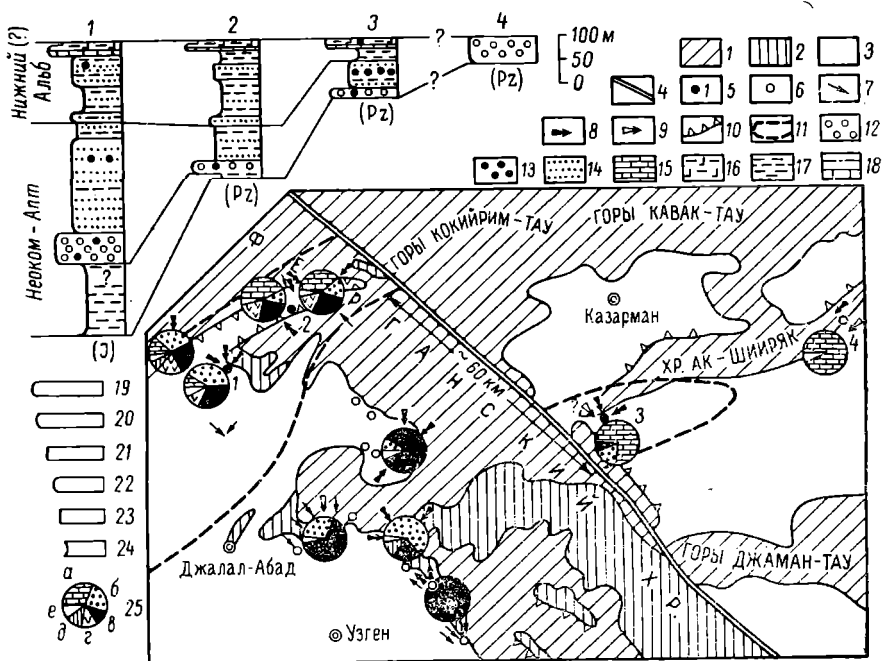


Схема геологического строения Северо-Восточной Ферганы и Наринской впадины вблизи Таласо-Ферганского разлома.

Современное распространение отложений: 1 — палеозойских, 2 — юрских, 3 — меловых и более молодых; 4 — Таласо-Ферганский разлом; 5 — местонахождение изученных разрезов, содержащих пачку фарфоровидных известняков, и их номер, соответствующий порядковому номеру приводимых колонок; 6 — разрезы, в которых отсутствует пачка известняков; направление приноса обломочного материала; 7 — по кривой слоистости, 8 — по ориентировке галек речных или дельтовых конгломератов, 9 — по ориентировке галек бассейновых конгломератов; 10 — основные тектонические границы мезо-кайнозойских впадин; 11 — граница предполагаемой зоны распространения пачки фарфоровидных известняков; 12 — конгломераты; 13 — гравелисты; 14 — песчаники; 15 — известняки; 16 — смесь карбонатных желваков и глины; 17 — глины; 18 — переслаивание пород; преобладание при переслаивании: 19 — известняков, 20 — конгломератов, 21 — смеси карбонатных желваков и глины, 22 — песчаников, 23 — песчаников и глины, 24 — глины; 25 — состав мелких (3–4 см) галек в нижней части конгломератовой пачки: а — известники, б — песчаники и кварциты, в — кремни и кварц, г — эффузивы, д — сланцы, е — прочие породы.

Плохо обнаженные, в основном красноцветные разногалечные с валунами конгломераты — 15–20 м.

Также плохо обнаженные розовые и красные песчаники с светло-серыми гравелитами и, возможно, с красными глинами — около 60 м.

Красные глины с карбонатными желваками и редкими прослоями красных и желтых песчаников — около 30 м.

Белый фарфоровидный, тонкозернистый известняк — 5 м. Ярко-красные глины с обилием карбонатных желваков — 5 м. Желто-серые гравелиты — 1,5 м. Серые и белые фарфоровидные, тонкозернистые известняки с реликтами хар и мелких раковин — 4 м. Ярко-красные глины, внизу перемешанные с карбонатными желваками, а сверху с их примесью — около 5 м. Выше не обнажено.

В Восточной Фергане имеют очень сходное строение лишь нижне-меловые отложения Оттуз-Артской депрессии, что проявилось и в распространении пачки фарфоровидных известняков (см. рис.). Известняки Оттуз-Арта и Ак-Шийряка тождественны как макроскопически, так и микроскопически и для них характерно нередкое присутствие реликтов хар—черта, присущая альбским известнякам и других районов Ферганы. Подобное сходство отложений дает основание считать, что соответствующие районы в нижнем мелу принадлежали к одной зоне однотипного осадконакопления. Современную разорванность ареалов распространения отложений этой зоны можно объяснить либо существованием обширной области осадконакопления, соединявшей эти районы, либо посленижнемеловым сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому. Соединение рассматриваемых участков однотипного осадконакопления через Восточную Фергану не могло иметь места, так как меловые породы, располагающиеся юго-восточнее междуречья Караунгур-Кугарт, отличаются по составу и строению разреза. Резко отличен тут и состав галек в конгломератах, да и направление сноса обломочного материала говорит не в пользу такого предположения (см. рис.).

Малоправдоподобной представляется возможность соединения рассматриваемых районов и к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома по следующим соображениям. Как правило, все крупные элементы современного рельефа Тянь-Шаня в течение мезо-кайнозоя развивались унаследованно. Поэтому трудно предположить, что в нижнем мелу территория западной части современных гор Кокийрим-Тау представляла собой область устойчивого осадконакопления, а позже произошла инверсия структуры, приведшая к возникновению на той же территории устойчивой области сноса. Кроме того, вряд ли полностью уничтожились бы меловые осадки на этой территории при обычной хорошей сохранности выветрелой поверхности более древнего пенеплена и общей тенденции к трансгрессивному залеганию все более молодых отложений [9]. Последнее скорее заставляет предполагать, что меловые осадки отлагались лишь на территории приосевой части Нарынской впадины.

Ориентировка галек в меловых отложениях западной околичности хр. Ак-Шийряк свидетельствует о наклоне палеосклона в этом районе в общем к югу. Состав галек в конгломератах также указывает на принос их из северных районов. Гальки известняков нередко по своим особенностям (окремненности, присутствию мшанок или фораминифер) сходны с гальками, встречающимися в одновозрастных отложениях Оттуз-Артской депрессии, что позволяет предполагать образование их за счет разрушения одной и той же области сноса. Изучение известняковых галек из меловых отложений Оттуз-Артской депрессии позволило З. Н. Поярковой и Б. В. Пояркову [6] прийти к выводу о приносе их из района современных гор Кокийрим-Тау. Возможно, отсюда же приносились обломки известняков в район западной части современного хр. Ак-Шийряк.

Таким образом, горы Кокийрим-Тау как положительная форма рельефа, очевидно, существовали уже в нижнем мелу. В таком случае вряд ли эта антиклинальная структура располагалась на простирании синклинальной — Оттуз-Артской. Более вероятным будет предположение, что Оттуз-Артская депрессия в нижнем мелу имела свое продолжение на северо-восток, являвшееся зарождавшейся западной частью современной Нарынской впадины. Принадлежностью к единой структуре, замыкающейся к северо-востоку и погружающейся к юго-западу вплоть до соединения с Ферганской впадиной, вероятно, объясняется

и сильная изменчивость отложений в отрогах хр. Ак-Шийряк и закономерное увеличение мощностей разрезов в юго-западном направлении (см. рис.). Разобщение этой единой структуры и зоны тождественного осадконакопления до современного положения легче всего объяснить послераннемеловым сдвигом по Таласо-Ферганскому разлому с амплитудой около 60 км. Возможно, этот сдвиг начал проявляться уже на границе раннего и позднего мела, вызвав разобщение Оттуз-Артской и Нарынской депрессий, что сказалось в отсутствии к северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома отложений, сходных с верхнемеловыми осадками Ферганы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В. С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг. М.
 2. Буртман В. С., А. В. Пейве, С. В. Руженцев. 1963. Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. Тр. Геологического ин-та АН СССР, вып. 80.
 3. Додонова Т. А. 1962. К истории формирования Таласо-Ферганского разлома. Тр. Упр. геологии и охраны недр Кирг. ССР, сб. 2.
 4. Огнев В. Н. 1939. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геологии, № 4.
 5. Огнев В. Н. 1964. О сдвигах в земной коре. В сб.: «Глубинные разломы». М., изд. «Недра».
 6. Пояркова З. Н., Б. В. Поярков. 1961. Об известняковой гальке меловых конгломератов северо-восточной Ферганы. Изв. АН Кирг. ССР, т. 3, вып. 4.
 7. Ранцман Е. Я. 1963. О четвертичных горизонтальных движениях по Таласо-Ферганскому разлому. ДАН СССР, т. 149, № 3.
 8. Рухин Л. Б., Е. В. Рухина. 1961. Меловые отложения Ферганской котловины. Изд. ЛГУ.
 9. Шульц С. С. 1948. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.
-

М. М. ЕРМОЛАЕВ, В. И. ШВАНОВ, М. С. ДЮФЪР, В. А. ПОПОВА

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АНТИКЛИНОРИЯ УРАЛ-ТАУ

В 1960—1961 гг. авторами производилось изучение петрографии, минералогии и геохимии докембрийских и палеозойских отложений, развитых на Южном Урале в пределах южного погружения антиклинория Урал-Тау, к югу от широтного колена р. Сакмары. Направление проводимых исследований определялось поисками петрографо-минералогических и геохимических критериев для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов, так как фациальная пестрота отложений, отсутствие остатков фауны и метаморфизм пород затрудняли решение этих вопросов иными способами.

В результате двухлетних полевых работ и последующего описания 800 шлифов, изучения 600 образцов тяжелой фракции и 200 спектральных определений проб пород были получены данные по стратиграфии отложений Урал-Тау, изложенные авторами в рукописном отчете за 1962 г. В последнее время некоторые выводы, касающиеся стратиграфии максютовского комплекса, расчленения бывшей каялинской свиты и сопоставления ее с более северными разрезами и ряд других, были подтверждены исследованиями С. С. Горохова, В. С. Шарфмана и А. Д. Петровского, проводившимися одновременно с работами авторов данной статьи и независимо от них. Указанные геологи подробно рассматривают вопросы стратиграфии отложений, слагающих южное окончание Урал-Тау. Тем не менее наши материалы могут представлять интерес, по-видимому, с трех точек зрения.

Во-первых, на рассматриваемом материале создается возможность оценки эффективности петрографической, минералогической и геохимической корреляции разрезов древних немых толщ. Во-вторых, различная степень изменения отложений дает возможность охарактеризовать процессы позднего эпигенеза осадочных пород и проследить особенности его перехода в начальный и более глубокий метаморфизм. В-третьих, минералого-геохимическое описание древних толщ Южного Урала может способствовать пониманию минералогии и геохимии каменноугольных, пермских и других отложений, при накоплении которых размыв древних толщ явился существенным источником терригенного материала.

Южное окончание антиклинория Урал-Тау представляет собой крупную брахиантиклиналь, погружающуюся к югу, сложенную в ядре метаморфическими породами максютовского комплекса [6, 7]. Восточное крыло антиклинория срезано разломом; на западном крыле брахиантиклинали и на ее южном погружении залегает толща слабо метаморфизованных отложений суваянского комплекса. Еще западнее располагается пачка кремнистых сланцев, условно сопоставляемых с бетринской свитой [10], и далее к западу, околнуривая структуру Урал-Тау, следует зилаирская серия, залегающая на бетринской свите или на суваянском комплексе.

Максютовский комплекс состоит из трех толщ: нижней — кристаллических сланцев, средней — кварцитов и верхней — метаморфических сланцев.*

Толща кристаллических сланцев по реке Губерле сложена кварцево-мусковитовыми сланцами, содержащими альбит и темноцветные минералы: хлорит, цоизит, эпидот (5—15%), реже альмандин и сфен. Весьма характерна сегрегационная слоистость, выражающаяся в чередовании прослоев кварца и прослоев альбита, мусковита, хлорита. Кристаллы альбита образуют крупные порфиробласты, включающие зерна сфена, рутила, хлорита, кварца. Первично осадочные кристаллические сланцы содержат пластовые интрузии среднего и основного состава, переработанные в зеленокаменные кристаллические сланцы, сложенные альбитом, эпидотом, хлоритом, актинолитом (или глаукофаном), гранатом. Севернее, в бассейне р. Сакмары, почти отсутствует хлорит, реже встречается эпидот, главными минералами являются кварц, альбит, мусковит, биотит, альмандин, глаукофан. Мощность толщи — 1200—1650 м. В пределах толщи присутствуют небольшие массивы гранат-омфацитовых пород (эклогитов), представляющих собой продукты метаморфизма основных интрузий.

Толща кварцитов, обнажающаяся в обрывах р. Сакмары и по р. Губерле, очерчивает общую антиклинальную структуру Урал-Тау. Породы сложены крупнокристаллическим кварцем (60—80%), альбитом (10—15%), мусковитом и хлоритом (5—25%); структура гранобластовая, сланцеватость отсутствует, весьма четко проявляется сегрегационная слоистость, выражающаяся в дифференциации кварцевых и альбит-слюдяных прослоев. Мощность толщи — 150—390 м.

Толща метаморфических сланцев. В разрезе по р. Губерле сложена светлыми крупнокристаллическими альбит-кварцево-мусковитовыми сланцами с хлоритом и единичными зернами эпидота, сфена, граната. Выше по разрезу преобладают мелкочешуйчатые темно-серые кварцево-мусковитовые хлоритсодержащие сланцы с крупными порфиробластами альбита. Крупные пластовые интрузии, подвергшиеся метаморфизму, сложены альбитом с примесью кварца, эпидота, цоизита, глаукофана и кварца.

Разрез по р. Сакмаре характеризуется более высоким метаморфизмом пород. Нижние части свиты здесь представлены светлыми кварц-альбитово-слюдяными сланцами, содержащими биотит, эпидот, гранат, хлорит, глаукофан. Выше по разрезу они сменяются мелкочешуйчатыми кварц-мусковито-хлоритовыми сланцами, альбитсодержащими кварцитами и углистыми кварцитами. Мощность — 1600—2300 м.

Минеральные ассоциации, наблюдающиеся в породах максютовского комплекса, позволяют отнести их к метаморфической фации зеленых

* Указанные толщи описаны С. С. Гороховым [3] под названиями соответственно кайраклинской, юмагузинской и карамалинской свит.

сланцев. При этом в ней, согласно Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену [11], выделяются три субфации. Первая (кварц-альбито-эпидотово-альмандиновая) охватывает нижнюю сланцевую толщу в бассейне р. Сакмары. Вторая (кварц-альбито-эпидотово-биотитовая) включает в долине р. Сакмары нижнюю часть верхней сланцевой толщи и всю нижнюю толщу сланцев по р. Губерле. Третья — переходная от кварц-альбито-эпидотово-биотитовой субфации к кварц-альбито-мусковитово-хлоритовой, охватывает верхнюю часть толщи метаморфических сланцев в сакмарском разрезе и всю верхнюю толщу сланцев по р. Губерле.

Гранат-омфацитовые породы, образующие массивы в нижней толще кристаллических сланцев, относятся к эклогитовой фации.

Таким образом, в максютовском комплексе, благодаря падению степени метаморфизма на юг, к периклинальному замыканию антиклинории Урал-Тау, отчетливо устанавливается несовпадение границ метаморфических фаций (субфаций) с границами стратиграфических подразделений.

Возраст отложений максютовского комплекса окончательно не установлен. Он может быть докембрийским [1, 3, 7] либо кембрийским [10].

Суваянский комплекс залегает, по Д. Г. Ожиганову [7] и С. С. Горохову [3], несогласно на максютовском комплексе. В изученном районе несогласия в поле установить не удастся, хотя падение степени метаморфизма пород выше границы максютовского и суваянского комплексов фиксируется довольно отчетливо по резкому сокращению количества новообразованных минералов. В суваянском комплексе выделяется несколько толщ, которые по стратиграфической схеме С. С. Горохова [3] относятся к двум свитам — акбиикской и белекейской.

Акбиикская свита сложена филлитами, кварцитами, кремнистыми и пирокластическими породами. Состав свиты настолько пестрый, что отдельные ее части могут расцениваться как самостоятельные стратиграфические подразделения. Именно в силу этих причин рассматриваемые отложения описывались ранее в составе разных свит — катралинской и каялинской [1, 12]. Избегая, однако, выделять новые стратиграфические единицы, мы вслед за С. С. Гороховым условно объединяем все отложения, лежащие на максютовском комплексе и перекрытые пестроцветными сланцами белекейской свиты, в единую акбиикскую свиту.

Акбиикская свита на западном склоне Урал-Тау представлена зеленовато-серыми светлыми плейчатými мелкочешуйчатыми кварцевыми и кварц-хлоритово-мусковитовыми сланцами, возникшими за счет метаморфизма кремнистых и алевроито-глинистых пород. Очень характерна тонкая сегрегационная слоистость, вызванная обособлением кварцевых и хлоритово-мусковитовых прослоев, содержащих порфиобласты альбита и единичные зерна эпидота и сфена.

В южной части района аналоги рассматриваемых отложений имеют двучленное строение. По р. Дергаиш и в верховьях рек Большой и Малой Каялы в основании свиты залегают темно-зеленые мелкочешуйчатые окварцованные мусковитово-хлоритовые массивные породы. Слабый метаморфизм позволяет установить первично терригенную и туфогенную природу этих отложений, однако в этих породах также развивается сегрегационная слоистость с образованием прослоев кварца и мелкочешуйчатого хлорита и мусковита, изменяющая их первичную текстуру. Выше терригенных и туфогенных пород по р. Каяле залегают кремнистые породы, превращенные в сланцеватые кварциты, содержащие мелкие чешуйки мусковита и хлорита.

В верхней части акбиикская свита представлена преимущественно массивными желтовато-серыми кварцитами и гравелитами, сложенными кварцем и единичными зернами калиевых полевых шпатов, альбита и

мусковита. Структуры гранобластовые, первоначальные контуры обломочных зерен не видны. Глинистая примесь встречается редко, в случае ее присутствия в породе появляется серицит и мусковит в смеси с хлоритом и зачаточная сегрегационная слоистость. Кварциты акбиикской свиты мощностью 50—200 м обнажены по р. Сакмаре выше дер. Акназарово и по р. Баш-Калган. Южнее они, по-видимому, отсутствуют. Общая мощность акбиикской свиты — 700—800 м.

Белекейская свита представлена оливково-зелеными, зеленовато-серыми, часто пестроцветными — желтыми, розово-красными и пепельно-серыми сланцами, содержащими прослой кремней и светло-серых кварцитов. Пестрые сланцы, развитые в бассейне р. Малая Каяла и относимые нами к белекейской свите, содержат прослой основных эффузивов, туфогенных граувакковых алевролитов и песчаников.

Сланцы белекейской свиты сложены мелкочешуйчатым хлоритом и серицитом с примесью кварцевых алевритовых частиц. Встречаются зерна калиевых, слабо серицитизированных полевых шпатов, альбита и олигоклаза-андезина. Микротекстуры сланцеватые или массивные, в отдельных случаях отмечается сегрегационная слоистость с обособлением преимущественно хлоритово-серицитовых и алевритовых прослоев. В прослоях кварцитов наблюдаются гранобластовые структуры и ориентировка зерен кварца параллельно сланцеватости. Мощность белекейской свиты — 500—2000 м.

Стратиграфически выше и согласно со сланцами белекейской свиты по рекам Имелля и Баш-Калган залегает пачка кварцитов мощностью около 50 м. Ю. Д. Смирнов и В. К. Крыжановский [10] сопоставляют ее с выделяемой севернее уразинской свитой, однако сколько-нибудь веские доказательства в пользу такого сопоставления отсутствуют. Стратиграфическое положение и возраст этих кварцитов остаются неясными.

Возраст отложений суванякского комплекса определяется различными исследователями в пределах от рифея [3, 8] до ордовика [10]. В то же время находки граптолитов силура, сделанные Д. Д. Криницким и В. М. Криницкой близ дер. Анновка в отложениях, включаемых в состав белекейской свиты, заставляют предполагать силурийский возраст по крайней мере для верхней части белекейской свиты, а отложения акбиикской свиты считать скорее всего нижнепалеозойскими, возможно, ордовикскими.

Подобно отложениям максютовского комплекса степень преобразования пород суванякского комплекса изменяется как от его подошвы к кровле, так и по простиранию толщ, уменьшаясь в южном направлении.

По интенсивности проявления вторичных изменений в породах суванякского комплекса можно выделить две зоны. Верхняя зона — мелкочешуйчатого хлорита, серицита и гидромусковита, с обломочными калиевым полевым шпатом и кислыми плагиоклазами. Процессы вторичной альбитизации, окварцевания, образования мусковита и развития сегрегационной слоистости ограничены. По характеру изменений эти породы соответствуют зоне наиболее интенсивного эпигенеза, пограничного с метаморфизмом, но отвечающей еще осадочным породам [5]. Нижняя зона, характеризующаяся развитием мусковита, хлорита, альбита, эпидота и доизита, а также перестройкой текстуры породы в связи с развитием в широких масштабах сегрегационной слоистости, отвечает самой верхней (кварц-альбито-мусковитово-хлоритовой) субфации метаморфической фации зеленых сланцев [11].

Граница между указанными зонами в суванякском комплексе проходит на разных стратиграфических уровнях. Она близка к границе белекейской и акбиикской свит, поднимаясь несколько выше в сакмарском

разрезах и опускаясь до середины акбикской свиты в разрезах по р. Каяле.

Свита кремнистых сланцев (бетринская ?) залегает без видимого углового несогласия на белекейской свите. Прослеживается повсеместно (кроме р. Имелли) от р. Сакмары на севере до р. Хмелевки на юге. Представлена светло-серыми первично хемогенными кремнистыми сланцами, сложенными халцедоном и мелкокристаллическим кварцем. Ю. Д. Смирнов и В. К. Крыжановский [10] сопоставляли указанные отложения с выделенной севернее Д. Г. Ожигановым бетринской свитой силура. Однако наличие среди кремнистых сланцев прослоев глинистых сланцев и песчаников, аналогичных породам зилаирской серии, а также присутствие в низах последней кремнистых прослоев позволяет утверждать, что кремнистые породы связаны постепенными переходами с отложениями верхнего девона как снизу вверх по разрезу, так, возможно, и по простиранию, и в связи с этим предполагать позднедевонский возраст по крайней мере части указанных кремнистых сланцев. На близость их к отложениям зилаирской серии указывают также рассмотренные ниже особенности их минералогического состава. Возможно, что данная свита по возрасту охватывает верхи силура и большую часть девона. Мощность ее от 0 до 600—700 м.

Зилаирская серия залегает согласно на свите кремнистых сланцев, а по р. Имелля на описанной выше пачке кварцитов, покрывающих белекейскую свиту. С запада и юго-запада зилаирская серия от отложений ордовика, по-видимому, отделена разрывом. Еще западнее в пределах Сакмарского поднятия она залегает несогласно на ордовике и силуре.

Рассматриваемые отложения, развитые к югу от широтного колена р. Сакмары до бассейна р. Хмелевки, имеют мощность от 50 до 300—400 м. Находки растительных остатков, сделанные в 1960 г. А. Д. Петровским, а также наши сборы в бассейне р. Сары (*Aphylopteris* sp., *Taenioocrada* sp., *Pteridorachis* sp.) указывают, по заключению Н. М. Петросян, предположительно на позднедевонский возраст вмещающих их отложений.

Зилаирская серия представлена глинистыми сланцами и ритмично построенными граувакками и туфограувакками, сложенными обломками средних и основных эффузивов и вулканического стекла (70—80%), кремней (2—5, иногда до 20%), кислых и средних плагиоклазов (до 10%), кварца (до 10%), кварцитов (2—5%). Характерной особенностью зилаирской серии является мелкая складчатость и интенсивный региональный кливаж. Вторичные изменения выражаются в хлоритизации и эпидотизации вулканогенного материала, особенно интенсивных в участках максимального развития кливажа, а также в серицитизации и кальцитизации полевых шпатов и основной массы, представляющей собой тонкодисперсные продукты разрушения вулканогенного материала.

Зилаирская серия по степени проявления новообразований принадлежит осадочным, нематаморфизованным породам, хотя специфика их вторичных преобразований состоит в интенсивном развитии вторичного эпидота, хлорита и роговой обманки.

На примере зилаирской серии можно видеть, что процессы интенсивного вторичного эпидотообразования свойственны не только стадии метаморфизма, как нередко считают, но могут в зависимости от состава пород проявляться значительно раньше. В отличие от пород, богатых кварцем, преобразование граувакк сопровождается не окварцеванием, не развитием гранобластовых структур и серицитизации, как в олигомиктовых и кварцевых песчаниках, а интенсивной хлоритизацией, эпидотизацией и карбонатообразованием, проходящими уже на первых этапах эпигенеза пород, задолго до их метаморфизма.

Тяжелые минералы из отложений изученного комплекса могут быть разделены на две группы: минералы, новообразованные в процессе эпигенеза и метаморфизма, и терригенные минералы. При этом одни и те же минеральные виды могут быть представлены как терригенными, так и новообразованными разновидностями. Происхождение минерала оценивается по степени идиоморфизма кристаллов и наличию или отсутствию окатанности.

Новообразованные минералы. Гранат широко распространен в сланцевых свитах максютковского комплекса в виде трех разновидностей: 1) розовый с небольшим количеством включений, 2) густо-розовый и оранжево-красный и 3) бледно-розовый, переполненный графитовыми включениями.

Показатели преломления всех разновидностей граната близки к показателю преломления алмадинна (несколько выше 1,780). Кристаллы представлены прекрасно выраженными ромбододекаэдрами. В максютковском комплексе в составе тяжелой фракции количество граната достигает 70—80%. Выше максютковского комплекса новообразованные гранаты встречаются в единичных зернах.

Глаукофан отмечается в нижней свите кристаллических сланцев максютковского комплекса в виде шестоватых кристаллов с ярко выраженным плеохроизмом в голубых и фиолетовых тонах.

Актинолит, образующий шестоватые обломки по спайности, слабо окрашенные в зеленоватый цвет, встречается в нижней свите кристаллических сланцев. Выше по разрезу он совершенно исчезает и вновь в большом количестве появляется в бетринской свите и в зилаирской серии, где и развивается по вулканогенному материалу.

Обыкновенная роговая обманка в виде угловатых шестоватых кристаллов темно-зеленого и черного цвета встречена в зилаирской серии, где по ней часто развивается актинолит. Единичные зерна роговой обманки отмечаются в акбиикской и белекейской свитах, однако не совсем ясно, являются ли они новообразованными или терригенными минералами.

Эгирин-акмит наблюдается в единичных зернах, начиная с акбиикской свиты и выше по разрезу. Представлен совершенно неокатанными прозрачными зелеными кристаллами и их обломками,* слабopleохроичными.

Эпидот образует чистые прозрачные призматические кристаллы или угловатые зерна фисташково-зеленого цвета. Иногда встречаются бледно-зеленые и молочно-белые обломки с включениями. Совместно с эпидотом присутствует доизит. Очень четко устанавливаются две зоны максимального развития эпидота: метаморфические сланцевые толщи максютковского комплекса и осадочные породы — граувакковые песчаники и сланцы зилаирской серии. В зилаирской серии есть обломочный эпидот, однако значительная часть мелкозернистого эпидота представляет собой новообразованные минералы.

Биотит в виде пластинок коричневого, желто-коричневого и бурокоричневого цвета имеется во всем разрезе в единичных зернах. Обычно частично замещен хлоритом, в том числе и в нижней свите кристаллических сланцев, в связи с явлениями регрессивного метаморфизма.

Хлорит является одним из главных минералов изученных отложений. Образует две разновидности — крупнокристаллический хлорит ярко-зеленого цвета, характерный для сланцев максютковского комплек-

* Наличие таких обломков связано с раздроблением кристаллов при получении протолочек пород.

са, и чешуйчато-волоконный буро-зеленого цвета, свойственный всем вышележащим толщам.

С фен представлен молочно-белыми и желтыми разностями агрегатного строения, свойственными отложениям максютовского комплекса, в меньшей степени акбийской свите.

Апатит водяно-прозрачный в виде угловатых обломков или хорошо ограненных призматических кристаллов постоянно и в значительном количестве содержится в максютовском и в низах суваянского комплексов. Начиная с акбийской свиты, количество его сокращается при одновременном появлении мутноватого окатанного терригенного апатита.

Турмалин представлен хорошо ограненными призмочками, иногда игольчатыми кристаллами коричневого, зеленовато-коричневого и реже розовато-коричневого цвета с небольшим количеством включений. Кристаллы вторичного турмалина встречаются очень часто в максютовском комплексе, в виде единичных зерен — в суваянском комплексе и не встречены в зилаирской серии.

Ильменит. Черные угловатые обломки этого минерала встречаются в большом количестве, но неравномерно в метаморфических толщах максютовского комплекса.

Гематит и лимонит в виде неправильных обломков и псевдоморфоз по пириту неравномерно рассеяны по всему разрезу, образуя иногда значительные скопления.

Пирит, образующий кубические кристаллы золотисто-желтого цвета, часто встречается в отложениях белекейской, бетринской свит и зилаирской серии.

Терригенные минералы. Циркон встречается в нескольких разновидностях, обладающих известной приуроченностью к определенным частям разреза: 1) в максютовском комплексе, особенно в свите кварцитов, широко распространен розовый и желтовато-розовый, иногда мутноватый окатанный циркон дипирамидально-призматического, реже дипирамидального габитуса. Отмеченные разновидности встречаются и в более верхних частях разреза, вплоть до зилаирской серии; 2) в акбийской и белекейской свитах появляются также хорошо окатанные малиновые и сиреневые разности циркона; 3) в зилаирской серии к указанным разновидностям циркона прибавляется слабо окатанный дипирамидальный и дипирамидально-призматический бледно-розовый, бледно-желтый, почти бесцветный циркон; 4) во всех свитах встречаются единичные зерна малакона.

Рутил бордово-красного цвета в незначительном количестве распространен по всему разрезу.

Гранат в виде угловатых обломков и слабо окатанных единичных зерен оранжево-розового цвета встречается в песчаниках зилаирской серии. В бассейне р. Сакмары в зилаирской серии отмечены бесцветные, переполненные включениями гранаты, аналогичные гранатам максютовского комплекса.

Глаукофан в виде угловатых единичных зерен встречен в зилаирской серии в том же сакмарском разрезе совместно с бесцветным гранатом.

Авгит и диопсид. Призматические кристаллы этих минералов зеленого и светло-зеленого цвета в небольшом количестве встречены в зилаирской серии по р. Зилаир.

Эпидот является преимущественно новообразованным минералом, однако в зилаирской серии часто присутствуют округлые слабо окатанные зерна фисташково-зеленого цвета агрегатного строения, представляющие терригенную измененную часть песчаных пород.

Биотит, описанный выше, является терригенным минералом в большей части разреза рассматриваемых отложений, кроме нижней части максютовского комплекса. Обычно хлоритизирован.

Сфен, по-видимому, является обломочным минералом в отложениях, лежащих выше акбиикской свиты, где он, встречаясь в небольших количествах, представлен угловатыми и среднеокатанными обломками буро-коричневого цвета.

Апатит. Начиная с акбиикской свиты, вверх по разрезу, наряду с водяно-прозрачным призматическим новообразованным апатитом, все в большем количестве появляются средне- и хорошо окатанные молочно-белые мутноватые зерна обломочного апатита.

Турмалин. Окатанные зерна его в значительном количестве появляются в акбиикской свите вместе с вторичным призматическим турмалином. Вверх по разрезу количество терригенного турмалина возрастает. В зилаирской серии присутствуют только окатанные зерна зеленовато-бурого турмалина.

Хромпикотит представлен угловатыми обломками и слабо окатанными октаэдрическими кристаллами черного цвета, с металлоподобным блеском. Непрозрачный, в иммерсионных препаратах просвечивает зеленовато-бурым цветом. Впервые появляется в бетринской свите, в зилаирской серии является основным минералом тяжелой фракции.

Ильменит. В отложениях, лежащих выше максютовского комплекса, представлен черными угловато-окатанными обломками, иногда наблюдаются примазки лейкоксена.

Магнетит в виде слабо окатанных октаэдрических кристаллов и их обломков появляется, начиная с акбиикской свиты, в различных, обычно небольших количествах.

Учитывая распределение описанных выше терригенных и новообразованных минералов по разрезу, в изученных отложениях можно выделить три минеральные зоны. Нижняя зона, охватывающая максютовский комплекс и нижнюю часть суваянского комплекса, характеризуется тяжелыми минералами, образованными в процессе метаморфизма. Терригенные минералы, за исключением циркона и рутила, отсутствуют. Количество новообразованных минералов, в особенности граната и эпидота, возрастает в нижних частях разреза параллельно с появлением глаукофана, биотита, актинолита. Верхняя граница этой зоны новообразованных минералов совпадает с описанной выше границей зоны эпигенеза и метаморфизма, проходящей внутри суваянского комплекса.

Вторая минеральная зона, охватывающая верхнюю часть суваянского комплекса над верхней границей зоны метаморфизма, обладает ассоциацией минералов, качественно близкой к комплексу минералов подстилающих пород. Различие состоит в том, что большая часть тяжелых минералов — сфен, апатит, турмалин, гранат — в верхней части суваянского комплекса имеет смешанное происхождение: наряду с новообразованными кристаллами появляются и все более возрастают количественно вверх по разрезу обломочные зерна этих минералов, не подвергшиеся растворению и регенерации в процессе преобразования вмещающих их отложений.

Состав минералов тяжелой фракции пород зилаирской серии, принадлежащей третьей минеральной зоне, резко отличается от минеральных ассоциаций нижележащих отложений. Все минералы, за исключением хлорита, части эпидота и зерен актинолита и эгирин-акмита, являются терригенными. Тяжелая фракция пород зилаирской серии на 80—90% сложена хромпикотитом и эпидотом. Появление этих мине-

ралов отмечается уже в отложениях бетринской свиты, которая по составу тяжелой фракции является переходной между породами максютовского и суваянского комплексов, с одной стороны, и зилаирской серии, с другой.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

С целью отыскания критериев для стратиграфического расчленения изученных отложений и корреляции их разрезов по геохимическим признакам был произведен спектральный анализ проб, отобранных из разрезов рассматриваемых отложений, с определением содержаний следующих элементов: бериллия, скандия, титана, ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, галлия, германия, стронция, иттрия, циркония, молибдена, серебра, олова, бария и свинца.

Сравнение изученных свит произведено по модальным содержаниям элементов в каждой свите. При этом было установлено, что большая часть указанных элементов либо присутствует во всем разрезе примерно в одинаковых количествах, либо, обладая переменным содержанием, не обнаруживает повышенных или пониженных концентраций в каких-либо определенных горизонтах разреза или типах пород. Удалось выделить лишь небольшую группу элементов-индикаторов, повышенное содержание которых приурочено к определенным стратиграфическим горизонтам. Зилаирская серия наиболее резко отличается от всех других пород по количественному содержанию никеля (0,030%) и хрома (0,050%). Менее четки геохимические различия между максютовским и суваянским комплексами, для которых содержание никеля составляет 0,003%, хрома — 0—0,008%. Отдельные свиты суваянского комплекса являются геохимически сходными и неразличимы по модальным содержаниям малых элементов.

Кремнистые породы бетринской свиты, представляющие в отношении состава тяжелых минералов переходную ступень от подстилающей их белекейской свиты к зилаирской серии, в геохимическом отношении резко отличаются от той и другой. Содержание титана, ванадия, хрома, галлия, циркония в кремнях бетринской свиты уменьшается в 3—6, а в некоторых случаях в 10 и более раз по сравнению с нижележащими и в 10—20 раз и более по сравнению с вышележащими терригенными породами.

ВЫВОДЫ

1. Отложения южной части антиклинория Урал-Тау принадлежат двум резко различным этапам осадконакопления. Первый из них включает максютовский и суваянский комплексы, второй — зилаирскую серию и бетринскую свиту.

Характерной чертой первого этапа явилось накопление высокодифференцированных терригенных отложений, в том числе кварцевых и полевошпатово-кварцевых песчаных осадков. Хотя максютовский и суваянский комплексы, по-видимому, и разделены перерывом в отложении, формирование их имело много общих черт как в тектонической и климатической обстановке осадконакопления, в условиях которой происходила существенная дифференциация вещества, так и в составе основных питающих областей сноса. Последние, по-видимому, были сложены осадочными породами, что нашло отражение в характере терригенных акцессорных минералов, не измененных процессами метаморфизма, — окатанном цирконе, рутиле и некоторых других минералах, а также в качественном и количественном однообразии состава малых рассеянных элементов.

Развитие второго осадочного этапа, которому соответствуют граувакки и туфограувакки зилаирской серии и отчасти кремнистые породы, условно относимые к бетринской свите, тесно связано с предшествующим и одновременным с ним формированием офиолитовой формации Уральской геосинклинали. С процессами вулканизма, приходящимися на силуру и девон, связано вовлечение в осадочный процесс качественно новых для рассматриваемой области кальциево-магнезиально-железистых силикатов, обогащенных никелем, хромом и ванадием. Новые минеральные и геохимические ассоциации, свойственные зилаирской серии, связаны с размывом эффузивных толщ, накопившихся главным образом к востоку от Урал-Тау, и вулканизмом, одновременным с накоплением ее осадков.

2. В разрезе изученных отложений устанавливаются две зоны, характеризующиеся разными процессами позднего эпигенеза, и три зоны метаморфизма, относящиеся к трем субфациям метаморфической фации зеленых сланцев.

Верхняя зона эпигенеза — хлоритизации и вторичного эпидотообразования — охватывает толщу граувакк и туфограувакк зилаирской серии. Нижняя зона — окварцевания, серицитизации и хлоритизации — развивается по первично высокоглиноземистым и существенно кварцевым песчано-глинистым породам суваянского комплекса. Граница между этими зонами весьма резкая, что связано с быстрой сменой по вертикали исходного состава отложений, принадлежащих различным осадочным циклам.

Смена пород нижней зоны эпигенеза метаморфическими, осуществляющаяся в близких по составу отложениях суваянского комплекса, происходит постепенно. Так, разрушение калиевых полевых шпатов, появление единичных кристаллов мусковита и мелких порфиробластов альбита в глинисто-алевролитовых породах, а также широкое развитие гранобластовых структур в кварцевых песчаниках происходит уже в хлоритово-серицитовой зоне эпигенеза верхней части суваянского комплекса. Однако только в нижней его части начинается широкое развитие мусковита и альбита совместно с кварцем и хлоритом, отмечающее переход осадочных пород в метаморфические, и полное исчезновение окатанных терригенных зерен роговой обманки, турмалина, апатита, сфена, встречающихся только в виде регенерированных кристаллов и новообразований; сланцеватость, свойственная породам зилаирской серии и верхней части суваянского комплекса, уступает место сегрегационной слоистости.

Метаморфические породы нижней части суваянского комплекса и максютовского комплекса по характеру наблюдающихся в них минеральных ассоциаций относятся к метаморфической фации зеленых сланцев, распадающейся на три субфации: верхнюю — кварц-альбито-мусковитово-хлоритовую, среднюю — кварц-альбито-эпидотово-биотитовую и нижнюю — кварц-альбито-эпидотово-альмандиновую; переходы от одной метаморфической субфации к другой осуществляются постепенно.* Границы между метаморфическими субфациями, так же как и верхняя граница метаморфизма, проходят в разных разрезах на разных стратиграфических уровнях, понижаясь к южному периклинальному замыканию антиклинория Урал-Тау.

3. Зональность процессов метаморфизма и эпигенеза подчиняется структуре антиклинория Урал-Тау. При этом степень изменения пород одних и тех же стратиграфических горизонтов оказывается более сильной на западном крыле антиклинория и ослабевает по направлению

* Лишь на границе максютовского и суваянского комплексов наблюдается некоторое изменение в характере метаморфизма пород в пределах одной субфации.

к его южному окончанию. Ввиду того, что процессы метаморфизма в фации зеленых сланцев и сменяющие их выше процессы эпигенеза проявляются по единому плану как в породах максютковского и суваньякского комплексов, так и в зилаирской серии верхнего девона, их приходится связывать с тектоническими напряжениями раннегерцинского этапа, приведшими к формированию антиклинория Урал-Тау в его современном виде, что подтверждается и определениями абсолютного возраста пород суваньякского комплекса, дающими 350 ± 20 млн. лет [2, 6].

Для пород суваньякского комплекса и зилаирской серии эти изменения носили прогрессивный характер, а для пород максютковского комплекса, вероятно, — регрессивный, так как максютковский комплекс претерпел ранее интенсивный метаморфизм с образованием пород эклогитовой фации и затем «глубинный» диафторез позднекаледонского этапа (400 ± 20 млн. лет), на что указывают данные В. И. Ленных [6] и М. А. Гаррис [2].

4. Минералогический и геохимический методы могут быть успешно применены для отделения пород зилаирской серии от более древних образований, в то время как в поле их разделение нередко встречает большие трудности. Образования максютковского и суваньякского комплексов по модальным содержаниям малых элементов существенно не различаются. Наблюдающиеся в их пределах различия в характере ассоциаций тяжелых минералов связаны не с различиями в исходном составе пород, а с разной степенью их преобразования. Поскольку метаморфическая зональность пересекает стратиграфические горизонты, изучение ассоциаций тяжелых минералов не может быть использовано для стратиграфического расчленения пород максютковского и суваньякского комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение Орско-Халиловского района. 1941. Под ред. Е. Э. Радумовской. М., Госгеолтехиздат.
2. Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калийаргонового метода). Тр. XX сессии Межд. геол. конгресса. Сб. «Абсолютный возраст геол. формации». М., изд. «Наука».
3. Горохов С. С. 1964. Рифей хребта Урал-Тау. Изд. «Наука».
4. Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104.
5. Коссовская А. Г. и В. Д. Шутов. 1956. Зональность изменения терригенных пород при эпигенезе и начальном метаморфизме в условиях геосинклинальной зоны. Сб. «Вопросы минер. осад. образ.», кн. 3-4. Изд. Львовск. ун-та.
6. Ленных В. И. 1963. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютковского комплекса (Южный Урал). Тр. 1-го Уральского петрографического совещания, т. III. Свердловск.
7. Ожиганов Д. Г. 1955. Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау Южного Урала. Учен. зап. Башк. пед. ин-та, вып. IX. Уфа.
8. Олли А. И., В. А. Романов. 1959. Тектоническая карта Башкирии. Башк. ФАН. СССР.
9. Пустовалов Л. В. 1956. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5.
10. Смирнов Ю. Д. и В. К. Крыжановский. 1960. О стратиграфическом положении, объеме и вещественном составе пород катралинской свиты Южного Урала. Мат. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 39.
11. Тернер Ф. и Дж. Ферхуген. 1961. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ.
12. Шарфман В. С., С. С. Горохов. 1963. Каялинская свита западного склона хребта Урал-Тау. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 38 (4).

А. И. ЛЕБЕДЕВА

ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Литолого-геохимические исследования материалов, собранных на естественных обнажениях в приглинтовой полосе от г. Палдиски (Эстония) до р. Сясь и отобранных из керна глубоких скважин, позволили уточнить ряд физико-химических условий древне-палеозойских морских водоемов, в которых формировались осадочные породы, слагающие северо-западную часть Русской платформы.

Древнепалеозойские отложения северо-западной части Русской платформы представлены мощной толщей (500—700 м) песчано-глинистых пород, относящихся к валдайской и балтийской серии нижнего кембрия. Они повсеместно покрываются (кроме северной части) песчаными породами ижорского горизонта среднего кембрия и пакерортского горизонта нижнего ордовика [4, 5].

Валдайская серия (нижний кембрий) на большей части площади залегает на архейских породах кристаллического фундамента (Эстония, Ленинградская, Новгородская и Псковская области) и только в глубоких прогибах фундамента в северной и западной окраинах Русской платформы эта серия с ясным несогласием ложится на терригенные песчаные породы, относимые к рифею (ненокская, приозерская, пинская, оршанская, ташковская, горбашовская и другие свиты).

На всей описываемой территории валдайская серия представлена в нижней части гдовскими, а в верхней ляминаритовыми горизонтами.

Гдовский горизонт распространен широко. Залегает он на размытых, местами выветренных породах архейского возраста.

Породы гдовского горизонта сложены обломочными и вторичными минералами. Зерна обломочных минералов (главным образом кварц и полевые шпаты, реже слюды, хлорит, роговые обманки, пироксены и др.) составляют главную часть песчаных и алевролитовых и в меньшей мере глинистых пород. В тонких фракциях глинистых прослоев преобладает гидрслюда (типа иллита). В виде примесей присутствует каолинит и хлорит, реже бейделлит.

Отложения гдовского горизонта представляют собой морские образования. Выдержанность пород на большой площади, характер слоистости (нередко косою), присутствие зерен глауконита, а также пирита и каолинита позволяют рассматривать их как отложения мелководного морского бассейна с сероводородным заражением.

Этот бассейн занимал огромную площадь от Архангельска на севере до Калуги на юге, от Таллина на западе до Горького на востоке. Бассейн не был стабильным, а претерпевал прерывистые поднятия и небольшие опускания.

Источником обломочного материала, вероятно, сначала были рифейские песчаные породы окаймления Московской синеклизы, а затем кристаллические породы Балтийского, Украинского, Воронежского, Белорусско-Литовского и Волго-Камского массивов. Продукты интенсивного выветривания кристаллических пород сносились в морской водоем, где и отлагались осадки гдовского горизонта.

Низкая степень сортировки и окатанности материала говорит о близости участков отложения от областей сноса.

Древняя кора выветривания кристаллических пород отмечается в разрезах многих скважин, а также в естественных обнажениях. Продукты разрушения представлены красноцветными глинистыми, нередко каолинизированными породами с большим содержанием грубообломочного материала. Кроме каолинита, в глинистых породах присутствует гидрослюда. Монтмориллонит обычно отсутствует.

На протяжении гдовского времени климат, по-видимому, был гумидный с повышенным содержанием CO_2 в атмосфере. Однообразие климатических условий обусловило одинаковый характер выветривания на всей рассматриваемой территории и привело к образованию кварцево-полевошпатового состава песчаных пород и преимущественно гидрослюдистого состава глин.

Однако в южной части (Новгородская область, скв. Старая Русса и Валдай) климатические условия отклонялись в сторону потепления и увлажнения, что, по-видимому, и привело к заметному скоплению в этих местах каолинита и сильной ожелезенности пород.

Снос кальция с суши, по-видимому, был незначительный, о чем свидетельствует отсутствие карбонатных отложений. Пески, песчаники и глинистые отложения были бескарбонатные — в них только местами и в небольшом количестве наблюдается вторичный карбонатный цемент.

Гдовское море, вероятно, не было насыщено кальцием. В мелководных участках, как указывает Гинзбург И. И. [4], имела место заметная циркуляция вод, способная усилить вынос SiO_2 . Это в сочетании с кислотной средой (рН 4,2—6,00) благоприятно действовало на образование каолинита и частично гидрослюды и шамозита и, наоборот, неблагоприятно образованию монтмориллонита. Поэтому глинистые породы гдовского горизонта существенно гидрослюдистые с примесью каолинита. Монтмориллонит в них, как правило, отсутствует или количество его незначительно.

Литологическое исследование показало, что первичный состав гдовских пород за длительный период времени претерпел значительные преобразования [2].

Большинство минералов в отложениях гдовского горизонта возникли в результате изменения терригенных минералов в стадию диагенеза. Наибольшему изменению подверглись полевые шпаты, роговые обманки, слюды и хлорит, давшие начало гидрослюдам, каолиниту, серициту, шамозиту и другим минералам. За период формирования гдовских пород физико-химические условия морского бассейна изменялись от кислых до щелочных при слабоокислительном и окислительном режиме. Эти изменения сказались прежде всего на глинистых минералах.

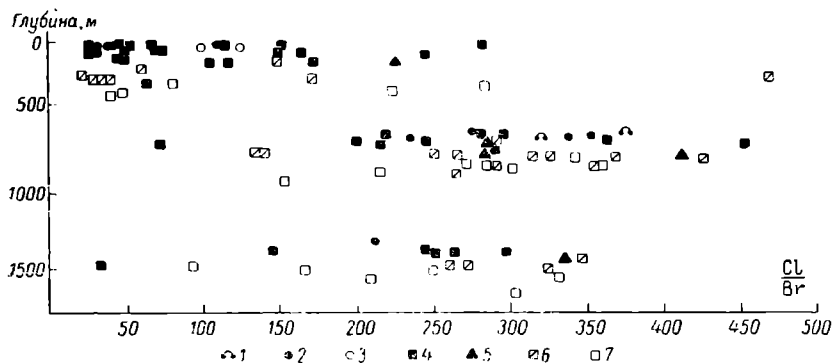
Так, изучение рН и Eh в суспензиях глинистых пород гдовского горизонта из различных мест показало [9], что в северной части морской бассейн характеризовался нейтральностью (рН — 7,5) при низком окислительном потенциале (Eh + 396).

Осадконакопление происходило при нормальном солевом режиме. Среди обменных катионов в глинах преобладает кальций. Нейтральные, слабоокислительные условия, нормальный солевой режим содействовали образованию гидрослюды и хлорита. Поэтому глинистые минералы гдов-

ского горизонта для северной части района преимущественно гидрослюдистые с небольшой примесью каолинита и хлорита.

В южном и юго-западном направлениях (Эстония, Ленинградская и Псковская области) физико-химическая обстановка морского бассейна несколько изменялась в сторону повышения щелочности (скв. Порхов, Пестово, Черская и др.). Здесь, наряду с нейтральными условиями, отмечаются слабощелочные и щелочные (рН до 8,5), слабоокислительные и окислительные (Еh от +301 до +419).

Осадконакопление для этих районов происходило, по-видимому, в условиях несколько повышенной солености, на что указывает преобладание натрия среди обменных катионов (скв. Красное Село).



Зависимость хлор-бромных отношений от глубины залегания пород:
Горизонты: 1 — пакерортский; 2 — ижорский; 3 — зофитоновый; 4 — синих глин; 5 — надлямнаритовый; 6 — лямнаритовый; 7 — гдовский.

В Новгородской области (скв. Старая Русса и Валдай) в это время морской бассейн был несколько опреснен и имел кислую среду до нейтральной (рН от 4,4 до 7,15), и, судя по преобладанию в разрезах песчано-алевритового материала, наблюдалось мелководье. При таких условиях интенсивно шло образование каолинита и окислов железа. И не случайно, что глинистые минералы гдовского горизонта для районов скв. Старая Русса и Валдай имеют заметную примесь этих двух минералов.

Гдовское море не было пресным. Судя по содержанию в водных вытяжках глинистых пород хлора и брома и высоких величин хлор-бромистых отношений, варьирующих от 151 до 357, можно предположить нормальное морское происхождение гдовских пород. Однако в отдельных участках (на небольших глубинах), хлор-бромный коэффициент падает до 80—40 (см. рисунок).

О существовании жизни в гдовское время свидетельствуют находки в породах водорослей *Laminarites* и множество спор.

Лямнаритовый горизонт. К началу образования лямнаритового горизонта вся площадь северо-западной части Русской платформы испытала общее прогибание. Это прогибание привело к морской трансгрессии и расширению площади отложения терригенных осадков: мощность которых исчисляется сотнями метров.

Породы лямнаритового горизонта существенно глинистые с тонкими прослоями и линзами алевритового и мелкопесчаного материала. Глинистые минералы представлены в основном гидрослюдой (типа иллита) с примесью монтмориллонита, бейделлита (образованного за счет гидратации гидрослюд), каолинита, хлорита и глауконита. Наибольшее количество монтмориллонита приурочено к северной части

района, а каолинита — к южной. Для них характерно более высокое содержание глауконита, пирита и сидерита по сравнению с породами гдовского горизонта. Состав терригенных компонентов сходен с подстилающими гдовскими породами и свидетельствует о том, что формировались они из материала одной и той же питающей провинции и в условиях относительно близких.

Ляминаритовый горизонт представляет собой морские образования. Выдержанность пород на большой площади, присутствие зерен глауконита, сидерита, пирита и каолинита позволяет рассматривать их как отложения мелководного морского бассейна.

В течение ляминаритового времени климатические условия сохраняют гумидный характер при существенных отклонениях в сторону аридности, на что указывает наличие поваренной соли в водных вытяжках (скв. Ненокса, Пестово, Порхов, Черская и др.).

Снос кальция и железа с континента несколько увеличился по сравнению с гдовским временем — карбонат (кальцит и сидерит) присутствует в виде цемента или мелких сидеритовых стяжений, рассеянных в глинистом и алевроитовом материале.

Физико-химические условия в различных частях ляминаритового бассейна были различными, что отражалось на глинистых минералах. Самое высокое значение рН в суспензиях глинистых пород отмечается для северной части района ($\text{pH} > 8$). Среди обменных катионов в глинах преобладает натрий (скв. Ненокса).

Щелочные, слабоокислительные условия, повышенная соленость создавали обстановку, где шла заметная гидратация гидрослюдистых минералов с образованием монтмориллонита. Поэтому глинистые минералы ляминаритового горизонта в северной части района представлены гидрослюдой и монтмориллонитом. В виде примеси присутствуют каолинит, хлорит и глауконит.

В южном и юго-западном направлении (Эстония, Ленинградская и Псковская области) физико-химическая обстановка морского бассейна характеризовалась опреснением ($\text{pH} < 8$). Осадконакопление происходило при нормальном солевом режиме. Среди обменных катионов преобладает кальций (за исключением скв. Черской). Глинистые минералы для этих районов представлены гидрослюдой и бейделлитом с примесью каолинита, хлорита, глауконита и сидерита. На различную гидратацию гидрослюдистых минералов указывает поведение калия. В направлении с севера на юг в тонкой глинистой фракции глин постепенно увеличивается содержание калия (скв. Ненокса — 2,69%; Усть-Пинега — 3,21%; Поповка — 2,26%; Путилово — 4,00%; Пестово — 4,06%; Порхов — 6% и Черская — 5,0—5,59%). Содержание магния во всех разрезах примерно одинаковое и довольно высокое (2,67—3,27%) и, видимо, в значительной мере связано с присутствием хлорита. Характерной особенностью для ляминаритового моря было постоянство его солевого режима, на что указывают высокие величины хлор-бромных отношений (135—470 и более).

Органический мир характеризовался развитием водорослей *Lamiparites* и других, давших новые виды спор. Появились черви.

Балтийская серия подразделяется на горизонты: надляминаритовый, «синих глин» и эофитоновый. Трехчленное деление серии прослеживается не на всей площади. В период отложения балтийской серии район ее распространения был охвачен тектоническими движениями. Вначале было поднятие, сопровождавшееся образованием песков, затем прогибание с отложением синих глин и в конце снова поднятие с образованием эофитоновых песков.

При этих движениях изменялись и границы распространения от-

дельных горизонтов: вначале они совпадали с границами валдайской серии, а к концу далеко заходили на запад.

Породы надляминаритового горизонта существенно песчаные, по составу полевошпат-кварцевые с прослоями глин и алевроитов, в тонкой фракции которых преобладают гидрослюда (типа иллита) и каолинит. В виде примеси присутствуют хлорит, глауконит, кальцит и реже монтмориллонит.

Судя по минералогическому составу, осадконакопление происходило в условиях, близких к условиям ляминаритового времени, но более мелководных, с повышенным поступлением обломочного материала. Плохо окатанные и неотсортированные зерна кварца и полевого шпата, входящие в состав песчаников и алевроитов, свидетельствуют о близости областей сноса.

Климатические условия сохраняли гумидный характер. Морской бассейн на всей изученной площади характеризовался постоянством физико-химических условий—нейтральной средой ($pH=6,7-7,5$) и слабоокислительной обстановкой ($Eh+380$ до $+395$). Среди обменных катионов преобладал кальций. Солевой режим моря так же оставался постоянным с высокими значениями хлор-бромных отношений (от 223 до 412).

Образование синих глин связано с прогибанием всей северо-западной части Русской платформы. Эти движения привели к трансгрессии моря, в котором и откладывались терригенные и однообразные по составу и строению осадки. Мощности их колеблется от 9 до 140 м.

Породы горизонта существенно глинистые с тонкими и довольно редкими прослоями и линзами мелкопесчаного материала. Содержание последнего увеличивается по направлению с севера на юг. Исходя из этих данных, можно предположить о большой глубине северной части бассейна. Синие глины в тонкой фракции содержат в основном гидрослуду (типа иллита) и значительно меньше каолинита, монтмориллонита и бейделлита. Они обладают большой плотностью и слабо выраженной слоистостью, обогащены глауконитом и в этом отношении отличаются от подстилающих пород.

Указанные качества синих глин, а также очень небольшое содержание в них солей натрия, позволяют думать, что они отлагались в условиях более глубоководных, чем ляминаритовые породы.

Синие глины претерпели изменения и преобразования в процессе своего формирования. Содержание калия в них высокое. В северной части района гидрослюдистые минералы в большей степени гидратированы, чем в южной. В них больше содержится и монтмориллонита. В период формирования синих глин климатические условия сохраняли гумидный характер. В это время на большей площади морского бассейна установилась нейтральная среда ($pH=4,7-6,9$), благоприятная для сохранения гидрослюдистых минералов и глауконита. Поэтому синие глины в основном гидрослюдистые. Однако в отдельных участках характер среды изменялся в сторону щелочности ($pH=8,0-8,05$). Эти изменения прежде всего отразились на глинистых минералах. В северной части района глины гидрослюдисто-монтмориллонитовые, в южной — гидрослюдисто-каолиновые.

Среди обменных катионов преобладал кальций, что характерно для бассейна нормальной солености. Однако отдельные участки этого бассейна имели повышенную соленость, о чем свидетельствует преобладание среди обменных катионов натрия. Судя по высоким (104—452) величинам хлор-бромных отношений, солевой режим мало изменился по сравнению с предшествующими морями.

В породах из естественных обнажений хлор-бромный коэффициент

падает до 75—32, что связано, очевидно, с их промываемостью (см. рисунок).

Органический мир моря более многообразен. Он характеризовался червями, гастроподами, брахиоподами, головоногими моллюсками и трилобитами. Из растительных остатков много спор. Животные и растения строили свои скелетные элементы, используя хитиновый и кремнистый материал. Организмы, использующие карбонат кальция, не характерны, по-видимому, вследствие все еще недостаточной насыщенности среды кальцием.

Эофитоновый горизонт. В период регрессирующего нижнекембрийского моря откладывались породы эофитонового горизонта. Площадь распространения их значительно меньше, чем синих глин, и наблюдаются лишь в северной и западной частях района. Здесь они залегают на синих глинах с постепенным переходом.

Породы эофитонового горизонта в разных районах не являются тождественными: на севере они более глинистые (скв. Усть-Пиннега), на юге — более песчаные (Ленинградская область и Эстония). Характерной особенностью для них является тонкая слоистость, зеленовато-синий цвет (на юге) и коричневатого-розового (на севере), присутствие глауконита и отсутствие карбоната. В тонкой глинистой фракции преобладает гидрослюда и каолинит. Отсутствие в эофитоновых породах монтмориллонита и карбонатов дает основание предполагать, что они отлагались в несколько иных условиях, чем синие глины: в менее щелочной среде.

Среди животного мира в эофитоновом море продолжали существовать *Volbortella*, *Micwitzia*. Появились новые представители из гастропод (*Scenella*) и водоросли (*Eophyton*). Много спор.

Ижорский горизонт (средний кембрий). После отступления эофитонового моря наступил перерыв в осадконакоплении, и ранее отложенные породы подвергались размыву. Новая среднекембрийская трансгрессия, продвигавшаяся с запада и юго-запада, захватила меньшую площадь по сравнению с синими глинами. В северной части района они полностью отсутствуют. Фациальный состав осадков среднекембрийской эпохи резко отличается от предыдущих пород. В основном отлагались песчаные породы прибрежно-морского характера. По минералогическому составу ижорские породы в различных частях района являются неодинаковыми. Так, в Ленинградской области, где они выходят на поверхность, породы являются песчаными, по составу кварцевыми с редкими прослоями глин и алевритов. В тонкой фракции последних преобладает гидрослюда и каолинит. По направлению на юг породы становятся более глинистыми. К глинистому материалу добавляется хлорит и глауконит.

Характерной особенностью для ижорского горизонта является большое содержание мелкозернистого кварцевого материала, небольшое содержание тяжелых минералов (не более 1%) и своеобразный тип слоистости (перистая и комбинация косой слоистости с горизонтальной).

Мощность пород ижорского горизонта колеблется от 9,4 до 137,5 м, увеличиваясь к юго-востоку. Исходя из данных распространения мощностей и характера глинистости пород, можно предположить, что наибольшая глубина ижорского бассейна располагалась в южной его части. Формирование ижорских пород происходило в сравнительно устойчивой обстановке с преобладанием нейтральной среды (pH=6,2—7,5) при окислительных условиях (+394 — +578). Солевой режим по сравнению с предшествующими морями изменился мало, и для мест более погруженных с заметным содержанием глинистого материала он характеризуется высоким хлор-бромным отношением (113—352).

В местах более прибрежных и с меньшим содержанием глинистого материала отношения снижаются до 32—43, что, видимо, связано с большой современной промываемостью пород (см. рис.).

Среди животного мира начали появляться новые представители из беззамковых брахиопод — *Obolus* и *Lingula*, из трилобитов — *Pogodohides*. Много спор. Для скелетных элементов шире используются фосфаты кальция (*Obolus*, *Lingula*) и хитиновое вещество (трилобиты), карбонатные раковины еще не получили распространения.

Пакерортский горизонт (нижний ордовик).

Начало ордовика ознаменовалось трансгрессией оболового моря, которое покрывало меньшую площадь по сравнению с ижорским морем. Фациальный состав пород ниже-ордовикского отдела мало отличается от пород среднекембрийского. В основном отлагались песчаные породы. Оболовые пески постепенно сменялись диктионемовым сланцем прибрежно-морского и лагунного характера.

В литологическом отношении оболовые слои выдержаны по площади и сложены мелко- и среднезернистыми, плохо сортированными косослоистыми песками и песчаниками серого, бурого, красно-бурого и палевого цвета с редкими прослоями и линзами глин. В тонкой фракции последних преобладают гидрослюда и каолинит. Мощность пород пакерортского горизонта не постоянна. В Ленинградской области и Эстонии она равна 1,5—10 м, к югу увеличивается до 25 м (Валдай. Пестово). Характерной особенностью оболовых слоев является плохая сортировка песчаного материала, косая слоистость прибрежно-морского типа, увеличенное по сравнению с нижележащими породами, содержание тяжелых минералов (до 10%) и обилие обломков и раковин оболид, в которых содержится до 36% P_2O_5 .

Распределение скоплений раковин оболид и их обломков в песках и песчаниках неравномерное. Наибольшее их скопление приурочено к отдельным прослоям и линзам, сложенным грубозернистым и плохо отсортированным песком, называемым «оболовыми конгломератами». Характерно, что в грубозернистых песках косая слоистость часто меняет направление и представляет комбинации и сочетания косослоистых и перистых серий. Слои косых серий часто выклиниваются и нередко имеют вогнутые и выпуклые формы. Наличие большого количества раковин оболид свидетельствует об особых физико-химических условиях ордовикского моря.

Известно [1], что концентрация P_2O_5 в морской воде древних и современных водоемов мало изменилась и равна 0,07 мг/л. Поэтому представление о том, что в оболовое море поступало много P_2O_5 , который использовался как строительный материал оболидами [8], не имеет оснований. Скорее всего, как нами было показано [3], это свидетельствует о еще небольшом насыщении бассейна кальцием.

Оболусы, жившие в зоне прибоя на песчаном дне (так как здесь наиболее богата питательная среда), должны были строить себе такую раковину, которая бы выдерживала удары морских волн. Таким стойким материалом и являлся фосфат кальция — фторапатит. Однако как только содержание Са в водоеме достигло предела растворимости, создались благоприятные условия к использованию в качестве строительного материала $CaCO_3$, которого по количеству много больше, чем фторапатита. В результате этого развилась фауна с другим, карбонатным составом раковин. Быстрое развитие замковых брахиопод, мшанок, головоногих моллюсков и др., использовавших для построения своих раковин карбонат кальция, привело к гибели оболусов.

Можно считать, что для развития раковин оболусов были нужны условия свободного поступления новых и новых порций воды в места

их обитания, а не высокое содержание P_2O_5 , так как при больших концентрациях выпадают уже хемогенные фосфориты, что и произошло в более позднее время.

Таким образом, на основании изучения комплекса поглощенных катионов, определения отношений Cl/Vg в водных вытяжках, определения pH и Eh среды вместе с данными литологического исследования можно сделать следующие выводы:

1. Гдовские осадки формировались в мелком море, в нейтральной, слабоокислительной и окислительной обстановке с высоким Cl/Vg коэффициентом, равным 151—357.

2. Ляминаритовые осадки отлагались в мелком море с изменяющейся физико-химической обстановкой, с преобладанием на севере щелочной, слабоокислительной, постепенно переходящей в южном направлении на нейтральную и слабощелочную и окислительную. Отношения Cl/Vg коэффициента высокие (135—470). Редко Cl/Vg коэффициент падает до 20 (что связано с промываемостью пород).

3. Надляминаритовые породы образовались также в мелком море с преобладанием нейтральной среды, в слабоокислительной обстановке при постоянном солевом режиме (Cl/Vg коэффициент 223—412).

4. Синие глины накапливались в основном в нейтральной и слабощелочной среде при слабоокислительной обстановке. Отношения Cl/Vg коэффициентов высокие и колеблются от 104 до 452 с падением в некоторых местах до 32.

5. Эофитоновые породы образовались в морском мелководном бассейне в нейтральной, слабоокислительной обстановке при мало изменившемся солевом режиме (Cl/Vg коэффициент — 97—124).

6. Ижорские отложения формировались в мелководном морском бассейне с преобладанием нейтральной среды и окислительной обстановки. Отношения Cl/Vg высокие — 113—352, с падением в некоторых местах до 32.

7. Оболовые отложения образовались в мелководном морском бассейне с поступлением большого количества с континента кальция (по сравнению с более древними морями).

ЛИТЕРАТУРА

1. Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия доордовикских отложений западной части Русской платформы. «Советская геология», № 59.
2. Бушинский Г. И. 1963. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезис. В сб.: «Дельтовые и мелководные морские отложения». Изд. АН СССР.
3. Виноградов А. П. 1947. Химический элементарный состав организмов моря, ч. III. Тр. Биолого-хим. лабор. АН СССР.
4. Гинзбург И. И. 1957. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Матер. Сов. по исследованию и использованию глин. Изд. Львовского гос. ун-та.
5. Гуляева Л. А., Е. С. Иткина. 1964. О миграции галогенов в осадочных породах. Тр. Геохимической конференции «Химия земной коры», посвященной столетию со дня рождения В. И. Вернадского, т. II. Изд. АН СССР.
6. Лебедева А. И. 1962. О вторичных изменениях древнепалеозойских песчано-глинистых отложений северо-западной части Русской платформы. Уч. зап. ЛГУ, № 310.
7. Лебедева А. И. 1963. О характеристике физико-химических условий формирования древнепалеозойских пород северо-западной части Русской платформы. Вестник ЛГУ, № 6.
8. Лебедева А. И. 1965. Стратиграфическое положение, состав и условия образования оболочного (фосфоритоносного) песчаника Ленинградской области и Эстонской ССР. В сб.: «Химия в естественных науках». Изд. ЛГУ.
9. Соколов Б. С. 1952. Литолого-фашиальная карта Русской платформы. Изд. АН СССР.
10. Шинкина О. В. 1955. О солевом составе вод, формирующихся в морских осадках. ДАН СССР, том 105, № 6.

Н. А. АНСБЕРГ

О РЕЛЬЕФЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исторически представление о фундаменте Русской платформы складывалось одновременно и в связи с представлением о грандиозном перерыве, предшествовавшем отложению кембрийских осадков, вследствие чего и сам фундамент был назван докембрийским, а породы архея и протерозоя включались в его состав без специального обсуждения. Позже, когда в результате опорного бурения было установлено, что в основании осадочного чехла платформы присутствуют осадки заведомо более древние, чем нижний кембрий, термин «докембрийский» стал применяться в значительной степени условно.* Однако и до сих пор протерозойские отложения Балтийского щита целиком относятся к фундаменту, несмотря на то, что среди них присутствуют заведомо платформенные образования. По-видимому, более рационально границу между фундаментом и верхним структурным ярусом платформы проводить не по возрастным, а по структурным признакам, что собственно и соответствует самому определению платформы. В состав фундамента при этом следует включать только интенсивно измененные мегаморфические породы и прорывающие их интрузии, а лежащие выше осадочные отложения независимо от их возраста относить к платформенному чехлу. Такое понимание фундамента лучше всего определяется термином «кристаллический», который достаточно хорошо отражает основные структурные особенности пород фундамента, отличающие их от пород осадочного чехла. Вместе с тем при таком понимании объема фундамента его поверхность представляет собой границу, отмечающую крупнейшие изменения тектонического режима данного участка земной коры. Существующие в настоящее время представления о природе рельефа кристаллического фундамента Русской платформы могут быть сведены к двум основным положениям. Первое из них было выдвинуто еще в 1889 г. А. П. Карпинским, указавшим, что породы фундамента были интенсивно дислоцированы и сматы в складки, которые «затем значительной частью уничтожены размывом (денудацией), придавшим почти плоский вид области, которая иначе, вследствие складчатости ее пород, должна была бы иметь весьма разнообразный рельеф» [9, стр. 76]. Позже эта точка зрения была решительно поддержана Н. С. Шатским [18], также принимавшим, что поверхность фундамента перед началом осадконакопления представляла собою пенеплен.

* С оговорками, что более точно фундамент следовало бы определять как досинийский, или дорифийский, в зависимости от решения вопроса о возрасте наиболее древних пород осадочного чехла.

разработанный на складчатых структурах. При этом Н. С. Шатский указывал, что хотя «рельеф основания в предкембрийское время отличался большой сложностью, однако последующие деформации в своей совокупности были настолько велики, что частности докембрийского рельефа не могут существенно повлиять на основные черты современного рельефа основания» [18, стр. 56]. Указанная точка зрения в настоящее время, по-видимому, пользуется наиболее широким распространением и принимается в большинстве работ, специально рассматривающих строение и историю развития фундамента [4, 5, 11 и др.]. Иная точка зрения, по-видимому, впервые, была сформулирована А. Д. Архангельским. Указывая на различия разрезов осадочных отложений в пределах выступов и впадин фундамента, А. Д. Архангельский писал: «Такие соотношения станут вполне понятными, если мы представим неровную поверхность кристаллического фундамента плиты с медленно поднимающимися выступами и углубляющимися впадинами и примем, что весь массив испытывает перидические поднятия и опускания... Очевидно, что при указанном рельефе поверхности докембрийских пород впадины этой поверхности прежде всего будут покрываться наступающим морем, а наиболее крупные выступы — лишь в редкие эпохи наиболее сильных опусканий» [1, стр. 58—59].

В более резкой форме эта точка зрения была высказана А. А. Бакировым, использовавшим первые данные опорного бурения. А. А. Бакиров пишет, что «фундаментом платформенного осадочного покрова Русской равнины служат докембрийские горные сооружения с сильно расчлененным рельефом поверхности в основном несомненно тектонического происхождения», а «распространенное среди некоторой части геологов мнение о том, будто поверхность кристаллического фундамента в пределах областей впадин размыта до степени слабовсхолмленной пепеленизированной равнины, не отвечает действительности» [3, стр. 14].

Академик Д. В. Наливкин также отмечает наличие больших возвышенностей и впадин в современном рельефе фундамента с разницей высот до 4500—5000 м и принимает, что такой рельеф «в основном был сформирован в конце нижнего протерозоя. Конечно, с тех пор рельеф испытал ряд изменений, но эти изменения не нарушали плана распределения возвышенностей и понижений» [12, стр. 58].

Для оценки обоснованности указанных точек зрения обратимся прежде всего к имеющимся данным о морфологии рельефа фундамента.

К настоящему времени гипсометрическое положение поверхности фундамента Русской платформы установлено с помощью десятков глубоких и опорных скважин, что с учетом геофизических данных позволило построить ряд карт и схем рельефа фундамента. Выявленные при этом поднятия и впадины рассматриваются как основные структурные [или структурно-морфологические] элементы платформы и описание их приводится во многих широко известных работах, так или иначе затрагивающих вопросы тектонического районирования платформы, что дает возможность ограничиться только общей характеристикой изображаемого на этих схемах рельефа. Прежде всего обращает на себя внимание значительная амплитуда колебаний высотных отметок поверхности фундамента, особенно если сравнивать ее с амплитудой современного субаэрального рельефа платформы. Так, амплитуда субаэрального рельефа платформы около 1200 м, тогда как амплитуда колебаний отметок фундамента в области собственно платформы, т. е. там, где развит осадочный покров, превосходит 2—3 км, а с учетом высотных отметок Балтийского щита, где породы фундамента выходят на дневную поверхность, достигает 5 км. Эти данные как будто свидетельст-

вуют о значительном расчленении поверхности фундамента, так как подобные амплитуды колебаний высотных отметок характерны для ряда современных горных областей.

С другой стороны, вычисленные уклоны поверхности фундамента обычно измеряются долями градуса или первыми градусами, редко увеличиваясь до десяти градусов. Поэтому заключение о резко расчлененном рельефе вряд ли можно признать обоснованным. Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные по гипсометрии фундамента не могут быть интерпретированы однозначно, что в первую очередь объясняется малым количеством точек наблюдения. Учитывая сложность получения подробных данных о глубинах залегания фундамента под осадочным покровом, можно утверждать, что достаточно детальные представления о морфологии рельефа фундамента не будут достигнуты и в ближайшее время.

Кроме того, как показывает опыт изучения наземного рельефа, на основании одних, даже исчерпывающих, данных о морфометрии рельефа не всегда могут быть сделаны правильные выводы о его генезисе.

С учетом отмеченных выше обстоятельств данные о больших амплитудах колебания высотных отметок поверхности фундамента не могут служить доказательством того, что современный рельеф фундамента представляет собою погребенный горный рельеф.

Более убедительными кажутся доводы о том, что наиболее древние отложения, слагающие нижнюю часть разреза платформенного покрова, встречаются спорадически и располагаются в наиболее пониженных участках платформы. Однако эти доводы при детальном рассмотрении оказываются несостоятельными. Прежде всего нужно отметить, что залегание древнейших осадочных пород платформенного чехла в современных впадинах вполне объяснимо и с позиции представлений о существовании древнего пенеппена. В этом случае распространение древнейших осадков только фиксирует местоположение участков фундамента, испытавших наиболее раннее и длительное погружение. Однако можно привести и прямые факты, опровергающие указанные доводы, и в частности факты, характеризующие распространение древнейших платформенных образований в пределах щитов и впадин платформы. Правда, сопоставление по геологическим данным немых, фациально различных осадочных пород, залегающих в различных участках платформы, между собою, а тем более с платформенными образованиями Балтийского и Украинского щитов, не может быть выполнено достаточно надежно, но эта задача, по-видимому, разрешима методами абсолютной геохронологии. Как показали А. А. Полканов и Э. К. Герлинг [16] для Балтийского и Украинского щитов и Н. И. Полевая и Г. А. Казаков [14] для Русской платформы, уже в настоящее время по геохронологическим данным в этих областях можно выделить весьма близкие по возрасту образования. Так, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг для Балтийского и Украинского щитов допускают существование одной эпохи формирования древнейших красноцветов, отвечающей интервалу 1346—1280 млн. лет, что довольно хорошо совпадает с данными Н. И. Полевой и Г. А. Казакова о времени формирования наиболее древней глауконитовой формации в Серафимовском бассейне (1290 млн. лет).

Для более поздней эпохи А. А. Полканов и Э. К. Герлинг указывают на возможную разновозрастность сланцевых формаций висингсо (985 млн. лет) и альмасакра (964 млн. лет) Балтийского щита с нижней толщей пачелмского отдела сердобской свиты, для которой Н. И. Полевой по глаукониту определен возраст 943—898 млн. лет.

При обсуждении приведенных данных следует, конечно, учитывать степень изученности стратиграфии Балтийского щита и древнейших отложений во впадинах Русской платформы, но и при возможных последующих уточнениях и детализации проведенных сопоставлений можно считать вполне обоснованным вывод о наличии древнейших платформенных отложений в пределах Балтийского щита, т. е. там, где в настоящее время фундамент приподнят наиболее высоко.

Таким образом, крупнейшие современные выступы фундамента, представленные в виде Балтийского и Украинского щитов, в начале формирования осадочного чехла являлись по крайней мере хотя бы частично областями прогибания и осадконакопления, а их современное гипсометрическое положение является результатом тектонических движений, имевших место уже в платформенных условиях, хотя, возможно, и в раннюю стадию развития платформы. Еще более убедительные выводы могут быть сделаны при обзоре размещения областей прогибания и осадконакопления на территории Русской платформы, в различные моменты ее развития.

При сравнении палеотектонических карт, опубликованных в «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» [2], отчетливо наблюдается не только изменение размеров и очертаний областей прогибания и накопления осадков, но и заложение их в новых местах при одновременном прекращении накопления осадков там, где оно ранее происходило. Так, на палеотектонической карте позднего докембрия [2, лист 39] в пределах платформы показаны четыре области накопления осадков: Оршанский и Пачелмский грабенообразные прогибы и Ладожский и Беломорский прогибы, располагающиеся в краевых частях Московской синеклизы, представлявшей собою область некомпенсированного прогибания с амплитудой до 200 м. В позднем докембрии — раннем кембрии (время отложения волыно-валдайской и балтийской серий) происходит общее расширение площади осадконакопления в области Московской синеклизы, однако четко проявляются только Пачелмский и Беломорский прогибы. Вместе с тем наиболее интенсивное прогибание с амплитудой около 2000 м происходит в пределах Крестцовского грабенообразного прогиба, простирающегося с юго-запада на северо-восток [2, лист 40]. В течение среднего кембрия — позднего силура [лист 41] Крестцовский прогиб уже не проявляется. Интенсивность прогибания Московской синеклизы значительно уменьшается, а область максимального прогибания ориентирована в широтном направлении и располагается в районе Пестово — Вологда.

Подобные изменения в характере областей осадконакопления не могут быть объяснены при допущении общего опускания платформы и приуроченности осадконакопления к существовавшим ранее впадинам в рельефе фундамента, а свидетельствуют о том, что уже в это время рельеф фундамента принципиально отличался от того рельефа, который существовал перед началом осадконакопления, и тем самым опровергают предположения о сохранении в современном рельефе фундамента основных черт существовавшего когда-то горного субаэрального рельефа.

Прежде чем переходить к рассмотрению представлений о существовании докембрийского пенеплена, нужно отметить, что термин пенеплен имеет не только морфологический, но и генетический смысл. Поэтому для обоснованного применения этого термина при характеристике исходного рельефа фундамента Русской платформы недостаточно доказать, что эта поверхность срезает складчатые структуры фундамента и имеет равнинный характер, но необходимо также обосновать

заключение о ее генезисе. Однако сторонники представлений о существовании докембрийского пенеплена совершенно не рассматривают вопроса о генезисе этой поверхности и только иногда упоминают о том, что она формировалась в континентальных условиях. Поэтому лучше было бы употреблять более широкий в генетическом смысле термин «денудационная равнина». Но поскольку представления о докембрийском пенеплене распространены очень широко и прочно вошли в геологическую литературу, мы в дальнейшем также будем пользоваться этим термином, применяя его, однако, в структурно-морфологическом смысле, т. е. для обозначения равнинной поверхности, несогласной по отношению к залеганию пород фундамента. Однако и в этом отношении представления о докембрийском пенеплене являются в основном умозрительными и часто вообще не имеют фактического обоснования. Широким распространением эти представления пользуются, по-видимому, потому, что они хорошо согласуются с выводами о чрезвычайно длительном периоде континентальной денудации, предшествовавшем началу осадконакопления на Русской платформе, а также о том, что неизбежным результатом континентального развития является формирование пенеплена.

Первые предположения о длительном докембрийском перерыве определялись наблюдениями непосредственного налегания нормально-осадочных кембрийских отложений на древние глубокометаморфизованные и интенсивно дислоцированные породы, что свидетельствовало о крупнейшей перестройке тектонического режима и, естественно, вызывало представление о длительном перерыве между кембрием и докембрием. Эти предположения получили, казалось бы, надежное подтверждение при появлении первых радиологических данных, по которым возраст гранитов рапакиви (верхний докембрий) определялся величиной 1500 млн. лет, а нижнекембрийских отложений (кольм) — 500 млн. лет.

Однако по мере накопления данных об абсолютном возрасте пород Балтийского щита этот интервал постепенно заполнялся и уже в 1956 г. А. А. Полканов, специально рассматривая проблему докембрийского перерыва, писал, что «кажущийся огромным докембрийский перерыв и абразия в действительности являются небольшим интервалом времени между отложением формации верхнего ятулия (поппи формация Далекарлии) и хогландием» [15, стр. 24]. Отсутствие длительного предкембрийского перерыва отмечается и в более поздней капитальной работе, посвященной проблеме геохронологии и геологической эволюции Балтийского щита [16], где А. А. Полканов и Э. К. Герлинг пишут: «Теперь можно утверждать, что никогда не существовало гигантского докембрийского перерыва и никогда не существовало гипотетических докембрийской „пангеосинклинали” и „панплатформы”, как думают до сих пор некоторые геологи». С выводами А. А. Полканова и Э. К. Герлинга об отсутствии длительного предкембрийского перерыва вполне можно согласиться, тем более что фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия, возраст которых по глаукониту относится к интервалу 533—545 млн. лет [14], залегают на более древних, немых осадках платформы без существенного несогласия. Однако геохронологические данные, приведенные в цитированных выше работах, не опровергают представлений о наличии длительного перерыва между формированием фундамента платформы и началом образования осадочных пород платформенного чехла. Действительно, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг [16] указывают, что в эпоху карелид, т. е. в интервале времени 1870—1640 млн. лет, произошла полная консолидация геосинклиналей на обширной территории Свеко — Фенно — Сарматии, охватывающей Бал-

тийский и Украинский щиты и Русскую платформу, и в последующем на этой территории заложение более молодых геосинклиналей не происходило. Возраст самых молодых геосинклинальных образований этой эпохи — гранитов рапакиви, — определенный различными методами, колеблется в пределах 1610—1650 млн. лет. В то же время, по данным Н. И. Полевой и Г. А. Казакова [14], наиболее древняя глауконитовая формация в осадочном чехле платформы имеет возраст 1290 млн. лет. Таким образом, значительный интервал от 1610 до 1290 млн. лет на платформе геохронологически не охарактеризован, и существование длительного периода континентальной денудации на территории Русской платформы, хотя и не перед отложением кембрия, вполне возможно. Но из признания возможности длительного континентального перерыва еще не следует, что к концу этого периода поверхность фундамента на всей территории Русской платформы представляла собою единый пенеппен, так как формирование пенеппена определяется не длительностью периода континентальной денудации, а особенностями тектонического режима.

Действительно, многие участки современной суши развивались в континентальных условиях в течение различных по продолжительности отрезков времени и имеют расчлененный рельеф, причем степень выравниности рельефа нельзя рассматривать как функцию времени, а во многих случаях резко расчлененный рельеф развивается на месте существовавших ранее равнинных областей. Так, например, территория современного Тянь-Шаня развилась в континентальных условиях с конца перми до начала мела, но при этом выравнивание рельефа происходило только в начале континентального этапа, а в третичном периоде сменилось поднятиями и развитием горного рельефа.

На территории Балтийского щита континентальные условия существуют уже с протерозоя, но и сейчас рельеф этой территории с амплитудой колебания отметок до 1200 м существенно отличается от пенеппена. Таким образом, в континентальных условиях развитие рельефа может иметь различную направленность и периоды выравнивания могут сменяться периодами формирования расчлененного рельефа, причем эти изменения в характере развития рельефа несомненно определяются изменениями тектонического режима, а не длительностью существования континентальных условий.

Конкретными доводами в пользу существования пенеппена являются непосредственные указания на пенеппенизированные участки фундамента и данные о распространении древней коры выветривания, развитой на кристаллических породах фундамента. Н. А. Гейслер [5] указывает, что в Невельской опорной скважине и в скважинах Городка и Орши архейские гнейсы и протерозойские отложения встречаются соответственно на отметках 744, 707,5 и 678 м ниже уровня моря.

По мнению Н. А. Гейслера, это позволяет «рассматривать эти древнейшие формации как единый комплекс, образующий докембрийский фундамент, на выравненной поверхности которого и происходило накопление осадков нижнего палеозоя» [5, стр. 177].

Прежде всего нужно указать, что примерно на одном уровне скважинами в Невеле, Городке и Орше вскрыты породы не только разновозрастные, но и принадлежащие к различным структурным этажам платформы. Поэтому если даже и допустить, что кембрийские отложения залегают на пенеппенизированной поверхности, то следует признать, что эта поверхность не является поверхностью фундамента. То же самое приходится отметить и относительно приводимого Н. А. Гейслером сопоставления скважин Неноксы, Архангельска и Усть-Пинеги.

Однако не соглашаясь с рассмотренными конкретными указаниями

на существование пенеппена, нельзя вообще отрицать наличие выравненных участков поверхности фундамента, поскольку такие участки известны даже в естественных обнажениях.

Так, в области Нордингра на берегу Ботнического залива, по данным Энкермана, «в береговых обнажениях на протяжении 70 км обнаруживается почти горизонтальная поверхность пенеппена с налегающими на нее иотийскими породами (детрит выветривания габбро и рапакиви эпохи Хогландия)» [15, стр. 8]. Поэтому можно допускать, что точки с совпадающими или близкими абсолютными отметками поверхности фундамента действительно относятся к участкам фундамента с выравненным рельефом. Еще более убедительно значительная выравненность поверхности фундамента подтверждается широким распространением древних кор выветривания химического типа, развитых на кристаллических породах фундамента [6, 8, 13 и др.]. Для формирования химической коры выветривания, как известно, необходимы определенные климатические условия, однако не менее существенное значение при этом имеет и равнинный характер рельефа, так как в условиях расчлененного рельефа продукты выветривания начинают перемещаться еще до того, как процессы химического выветривания приобретают решающее значение. Поэтому присутствие коры выветривания химического типа является достаточно надежным доказательством того, что во время ее формирования поверхность фундамента в данном районе была выравнена.

Таким образом, данные о распространении древних кор выветривания, а также выводы о наличии выравненных участков, сделанные на основании близкого гипсометрического положения фундамента в скважинах и в исключительных случаях естественных обнажениях, свидетельствуют о том, что накоплению морских отложений на Русской платформе, как правило, предшествовало выравнивание рельефа в континентальных условиях. Однако для окончательного вывода о наличии единой, одновозрастной, выравненной поверхности на всей территории Русской платформы («докембрийский пенеппен») необходимо рассмотреть вопрос о времени выравнивания рельефа в разных участках указанной территории. Прямые данные о возрасте древних кор выветривания отсутствуют и о времени их образования можно судить только по данным о возрасте вышележащих отложений, а также тех пород, за счет которых эти коры образовались. На громадной территории Русской платформы развитые по породам фундамента древние коры выветривания перекрываются морскими отложениями, имеющими возраст от нижнего кембрия до палеогена включительно, а в некоторых случаях среди перекрывающих пород присутствуют отложения и более древние, чем нижний кембрий.

На основании указанных фактов И. И. Гинзбург [6] выдвинул представление о единой эпохе корообразования, начавшейся в конце протерозоя на всей платформе, считая, что возраст перекрывающих морских отложений свидетельствует только о том, в какой момент данный участок платформы испытал погружение. Однако эти же факты могут служить основанием и для заключения о нескольких этапах корообразования и о различном возрасте кор выветривания, перекрытых разновозрастными осадками. Причем именно данное заключение представляется более вероятным, если использовать и другие косвенные соображения. В этом отношении прежде всего заслуживает внимания тот факт, что климатические условия, благоприятные для корообразования, существовали на Русской платформе неоднократно, вследствие чего древние коры выветривания развиты здесь не только на породах фундамента, но и на более молодых породах осадочного чехла.

Так, П. С. Самодуров [17], например, указывает на интенсивное развитие химического выветривания в толще скифских глин на Украине. Благоприятные климатические условия для выветривания имели место в юрский период, о чем свидетельствует широкое распространение верхнемезозойских кор выветривания на востоке Русской платформы и в Зауралье. Весьма интересны также данные о наличии древних кор выветривания, перекрытых метаморфическими толщами в разрезе фундамента. Так, К. О. Кратц [10] отмечает широкое распространение предъятулийской коры выветривания, развитой как на архейских, так и на среднепротерозойских (сариолнийских) породах.

Ятулийские отложения, залегающие на континентальной коре химического типа, древнее гранитов рапакиви и, следовательно, не могут быть моложе 1640—1620 млн. лет [16]. Это значит, что предъятулийская кора выветривания образовалась еще до того, как закончилось формирование фундамента Русской платформы и так же свидетельствует об одновременности эпох корообразования. Наконец, из представления об одновременном начале формирования коры на породах фундамента в протерозое в случае перекрытия древней коры палеогеновыми отложениями следует, что либо с протерозоя до палеогена непрерывно сохранялись условия, благоприятные для химического выветривания, либо что сформировавшаяся в протерозое кора выветривания затем сохранялась неизменной в течение очень длительного промежутка времени, не будучи перекрытой осадками. Оба этих допущения очень мало вероятны.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные о древних корах выветривания, развитых на породах фундамента, дают основание полагать, что выравнивание рельефа фундамента в различных районах происходило не одновременно. Очевидно, единый пенеплен на всей Русской платформе никогда не существовал, а переход от континентальной денудации, преобладающей на завершающем этапе геосинклинального развития, к платформенному осадконакоплению происходил в различных частях современной территории платформы в разное время, и платформа разрасталась за счет вовлечения в опускание все новых районов. Иными словами, уже доказанное положение о сложном и длительном процессе формирования фундамента Русской платформы следует дополнить представлением о длительном периоде перехода от поднятий, характерных для завершающей стадии геосинклинального этапа, к преобладанию опусканий, определяющих формирование платформенного чехла. Переходу от поднятий к опусканиям, как правило, предшествовала стабилизация территории и выравнивание рельефа, нашедшее, в частности, выражение в формировании древних кор выветривания. Местами, по-видимому, этот процесс мог прерываться новыми поднятиями, приводившими к восстановлению расчлененного резкого рельефа. Об этом, например, свидетельствуют данные Боевской скважины, описанной А. Н. Заварицким и В. П. Батуриным; в районе которой на коре выветривания, развитой по породам фундамента, залегают конгломераты, образовавшиеся в результате размыва смежной области поднятий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1 (изд. III). М.—Л., Госнефтеопиздат.
2. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1961. Госнаучтехиздат.
3. Бакиров А. А. 1954. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Труды Академии нефтяной промышленности, вып. 1. М., Гостоптехиздат.

4. Варданияц Л. А. 1960. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат.
 5. Гейслер Н. А. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 14.
 6. Гинзбург И. И. 1957. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
 7. Заварицкий А. Н. и В. П. Батурич. 1951. Петрографическое исследование нижней части палеозойского осадочного комплекса и его кристаллического основания в районе Москвы (по материалам скважин на старых бойнях). Сб. Памяти академика А. Д. Архангельского. М., Изд. АН СССР.
 8. Завидонова А. Г. и М. М. Веселовская. 1956. О древней коре выветривания района Калужского поднятия. Кора выветривания, вып. 2. М., Изд. АН СССР.
 9. Карпинский А. П. 1939. Очерк физико-географических условий Европейской России. Собр. соч., т. II. М.—Л., Изд. АН СССР.
 10. Кратц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
 11. Митгарц Б. Б. и М. М. Толстихина. 1952. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента в западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, Материалы по геологии Европейской части СССР. Госгеолиздат.
 12. Наливкин Д. В. 1962. Геология СССР. М., Изд. АН СССР.
 13. Писарчик Я. К. 1952. Материалы и характеристика древней коры выветривания северного склона Воронежского кристаллического массива. Тр. ВСЕГЕИ. Материалы по геологии Европейской части СССР. Госгеолиздат.
 14. Полевая Н. И. и Г. А. Козаков. 1961. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ag^{40}/K^{40} в глауконитах. Сб. «Вопросы геохронологии и геологии». Тр. Лаб. докембрия АН СССР, вып. 12.
 15. Полканов А. А. 1956. Геология хогландия-поттия Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
 16. Полканов А. А., Э. К. Герлинг. 1961. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 1, 2.
 17. Самодуров П. С. 1956. К минералогии и генезису красно-бурых скифских глин Украины. «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд. АН СССР.
 18. Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточной Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
-

И. А. СИБЕРЦЕВА

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ КОМПЛЕКС АРТИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СОЛИКАМСКОГО РАЙОНА

Работая несколько лет в составе Березниковской геолого-съёмочной партии, автор занимался палинологическим анализом пермских отложений Соликамского района с целью определения их возраста и корреляции разрезов, вскрытых многочисленными скважинами.

Были детально изучены спорово-пыльцевые комплексы артинских, кунгурских и уфимских отложений. Выдержанность комплексов в пределах данного района и отчасти всего Предуральского краевого прогиба позволила выделить руководящие спорово-пыльцевые комплексы для верхней половины артинского, кунгурского и уфимского ярусов.

В данной работе рассматривается спорово-пыльцевой комплекс только артинских отложений, которые палинологически изучены в настоящее время гораздо слабее кунгурских и уфимских.

Первые данные опалинологическом составе артинской толщи были опубликованы С. Р. Самойлович в 1953 г. Изучая спорово-пыльцевой состав кунгурского яруса и перекрывающих его осадков в Чердынском и Актюбинском Приуралье, С. Р. Самойлович [3] исследовала для сравнения очень небольшое количество образцов артинских отложений. Ею были выделены для обоих районов сходные спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием пыльцы невыясненной систематической принадлежности группы *Azonaletes* (от 35% в Актюбинском районе до 65% в Чердынском), с небольшим количеством пыльцы хвойных (от 12 до 26%), примерно таким же содержанием пыльцы гинговых и саговых и отсутствием пыльцы *Vittatina*. С. Р. Самойлович отметила, что характерными формами для артинских отложений являются *Azonaletes (Inderites) bulbiferus* (Mal.) Lub. и *A. (Inderites) compactus* Lub.

Е. Ф. Шаткинской [4] из охарактеризованной фауной аммоноидей флишеподобной толщи артинских отложений в районе Актюбинского Приуралья был выделен спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого преобладали 2 группы пыльцевых зерен, составляющие до 50% каждая — группа пыльцы неопределенной систематической принадлежности и пыльца *Coniferales*, среди которой многие формы обладали ребристой скульптурой эскины тела. Пыльца *Vittatina* составляла 15%. В небольшом количестве были обнаружены споры.

Краткая характеристика спорово-пыльцевых комплексов артинских отложений Пермского Приуралья приводится также в работах Г. Д. Ефремовой [2], С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко [1]. Этими

исследователями охарактеризовано процентное соотношение спор и пыльцы различных групп растений.

По сравнению с комплексом, выделенным С. Р. Самойлович, всеми авторами отмечается присутствие в комплексах артинских отложений пыльцы *Vittatina*.

Нами палинологическим методом послойно была изучена артинская толща мощностью около 117 м, представленная переслаиванием песчаников, мергелей, алевролитов и аргиллитов. Граница между артинскими и кунгурскими отложениями проводится геологами по появлению в разрезе мощных слоев ангидрита. Правильность проведения верхней границы подтверждается также палинологическими данными. К сожалению, артинские отложения были пройдены буровыми скважинами, керн которых нами изучался, не до основания, и нижние горизонты отложений не исследовались.

Итак, из артинских отложений Соликамского района нами было изучено 35 образцов, насыщенных спорами и пыльцой из разрезов, вскрытых 3 скважинами и несколькими обнажениями. Скважины 50 и 34 вскрыли только артинские отложения, а скважина 60 — разрез от артинского до уфимского яруса; таким образом, удалось проследить постепенную смену артинского спорово-пыльцевого комплекса кунгурским.

Для спорово-пыльцевого спектра изученного интервала артинских отложений в целом характерно количественное преобладание пыльцы над спорами. В среднем количество спор не превышает 19%. Руководящими формами являются *Inderites bulbiferus* (Mal.) Abr. et Mar., *I. compactus* (Lub.) Abr. et Mar., количество которых иногда достигает 91%, но может и не превышать 1—3%. В очень небольшом числе встречаются также крупносетчатые формы *Azonaletes pluriformis* Schatk., имеются единичные споры — *Leiotriletes extensus* (Lub.) comb. nov., *Lophotriletes tumulosus* (Andr.) comb. nov., *Verrucosisporites osmundae* (Samoil.) comb. nov., *Calamospora plicata* (Waltz) comb. nov. и др.

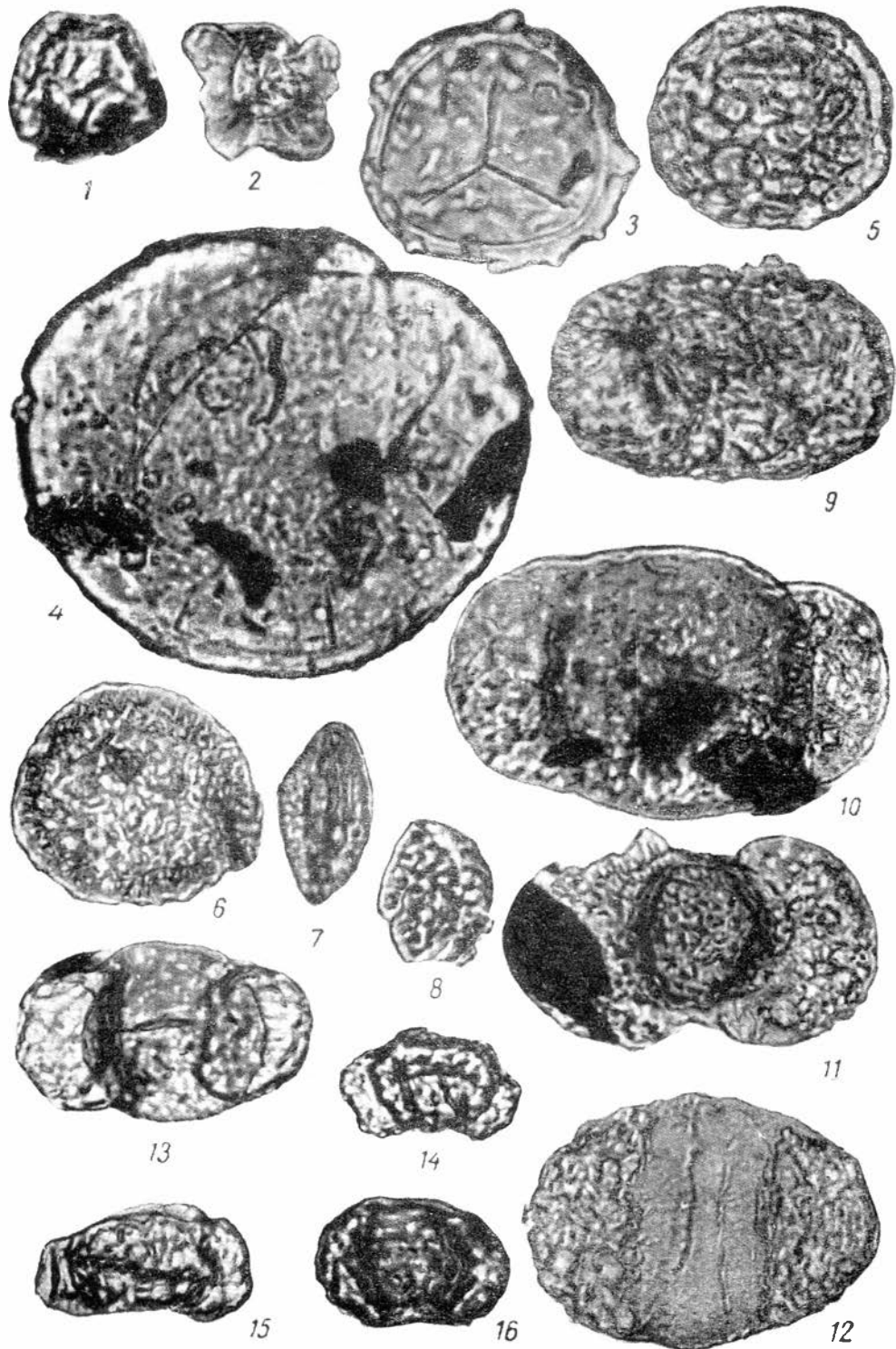
Среди пыльцевых зерен наибольшую группу (от 16 до 72%) составляет пыльца хвойных, среди которой преобладают некрупные формы — *Pinites prolixus* (Lub.) var. *nativus* var. nov., *P. lobulatus* sp. nov., *Pinites* (*Klausipollenites*) *staplinii* (Jans.) comb. nov., *P. silvestritypus* (Samoil.) comb. nov. Пыльца хвойных крайне разнообразна и представлена многими родами и многочисленными видами: *Abieites* (*Pity-*

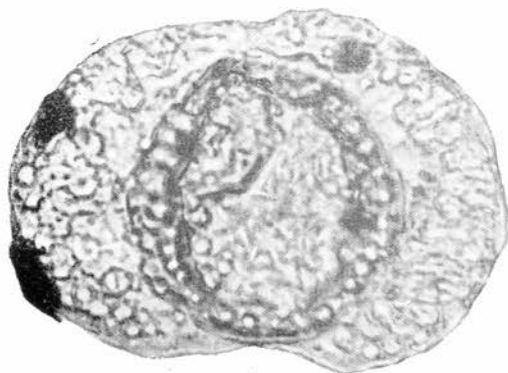
Объяснение к таблице I

Фиг. 1 — *Calamospora* sp. Фиг. 2 — *Densisporites subcrenatus* (Waltz) comb. nov. Фиг. 3 — *Acanthotriletes maturus* Isch. Фиг. 4 — *Inderites bulbiferus* (Mal.) Abr. et Mar. Фиг. 5 — *J. compactus* (Lub.) Abr. et Mar. Фиг. 6 — *Cordaitina uralensis* (Lub.) Samoil. Фиг. 7 — *Cycadacites caperatus* (Lub.) comb. nov. Фиг. 8 — *Cycadacites* sp. Фиг. 9 — *Palaeopiceites ruminatus* Siv. sp. nov. Фиг. 10 — *Abieites* (*Pityosporites*) *giganteus* (Balm. et Henn.) comb. nov. Фиг. 11 — *Podocarpites alatus* (Lub.). Фиг. 12 — *Piceites cribrus* Siv. sp. nov. Фиг. 13 — *Pinites evanescens* Siv. sp. nov. Фиг. 14 — *Pinites prolixus* (Lub.) var. *nativus* var. nov. Фиг. 15 — *P. lobulatus* Siv. sp. nov. Фиг. 16 — *Striatopinites latissimus* (Lub.) comb. nov. Увеличение 500*.

Объяснение к таблице II

Фиг. 1 — *Lebachites cancellatus* Siv. sp. nov. Фиг. 2 — *Vestigisporites mellinus* Siv. sp. nov. Фиг. 3 — *V. bellus* Siv. sp. nov. Фиг. 4 — *V. submagnus* Siv. sp. nov. Фиг. 5 — *V. rudis* Balm. et Henn. Фиг. 6 — *Florinites tener* Medv. Фиг. 7 — *F. sarco-stemmus* (Lub.) comb. nov. Фиг. 8 — *Nuskotsporites* sp. Фиг. 9 — 10 — *Azonaletes subreticulatus*. Samoil. Фиг. 11 — *Azonaletes irregulariplicatus* Samoil. Увеличение 500*.

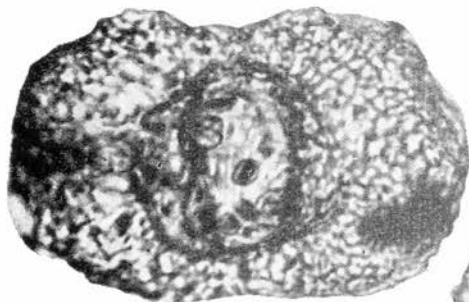




1



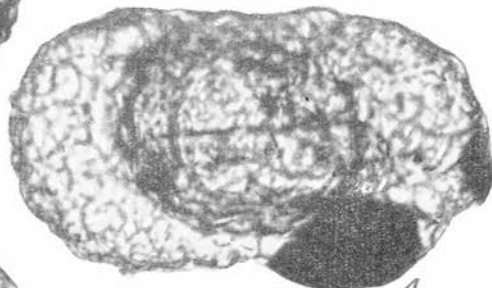
6



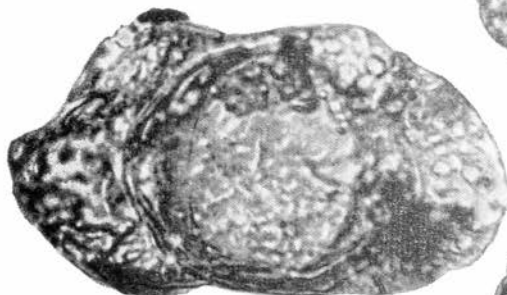
3



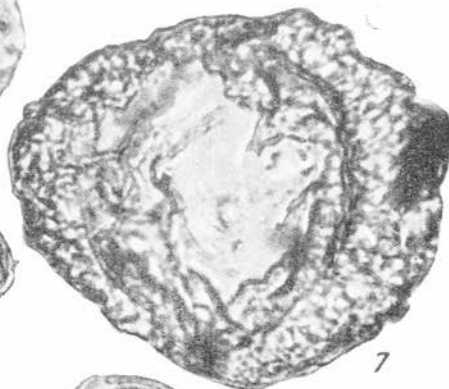
2



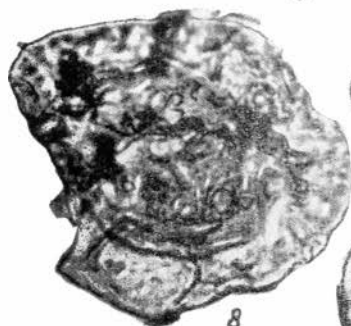
4



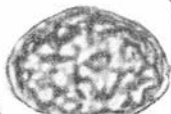
5



7



8



9

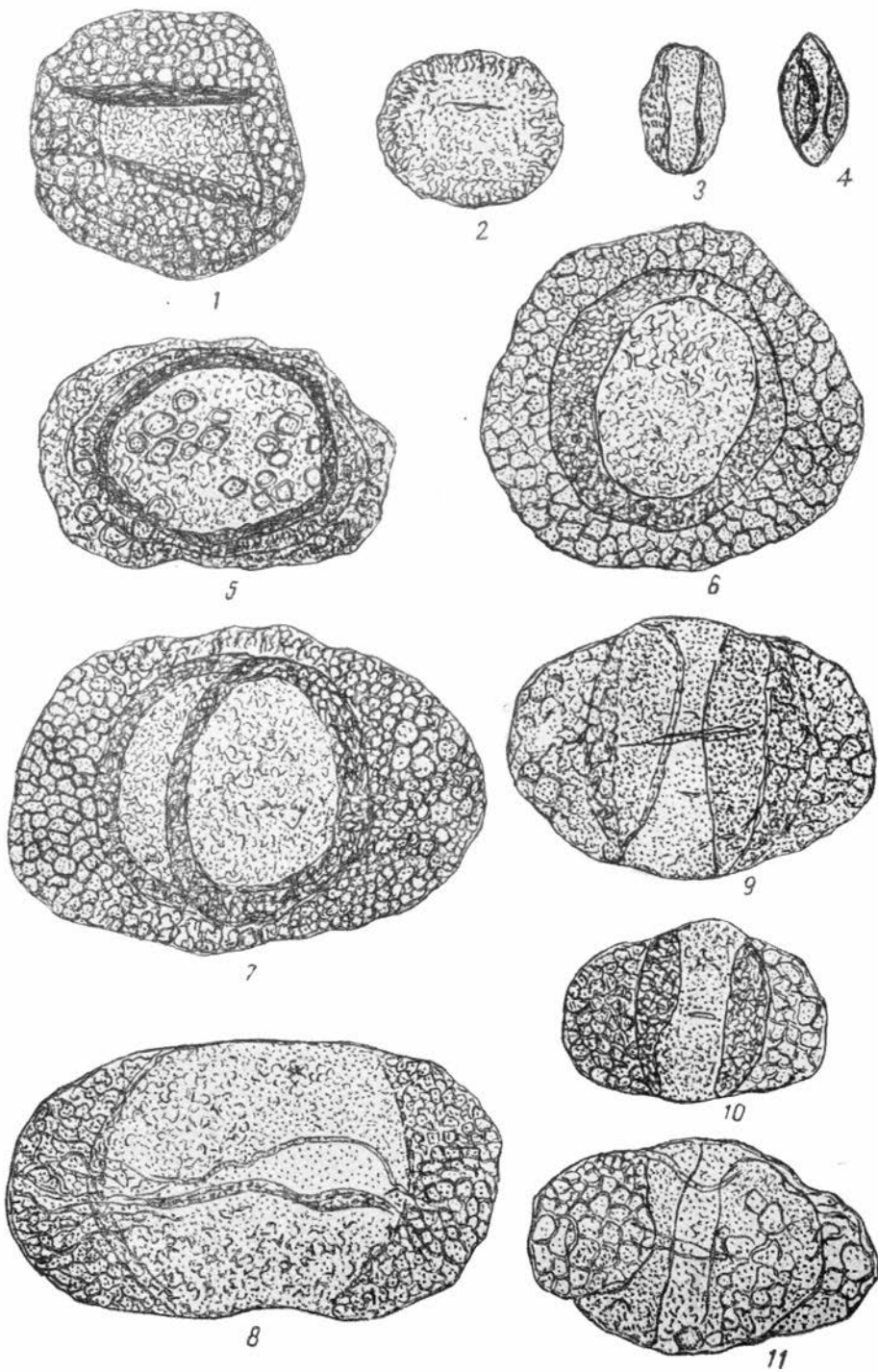


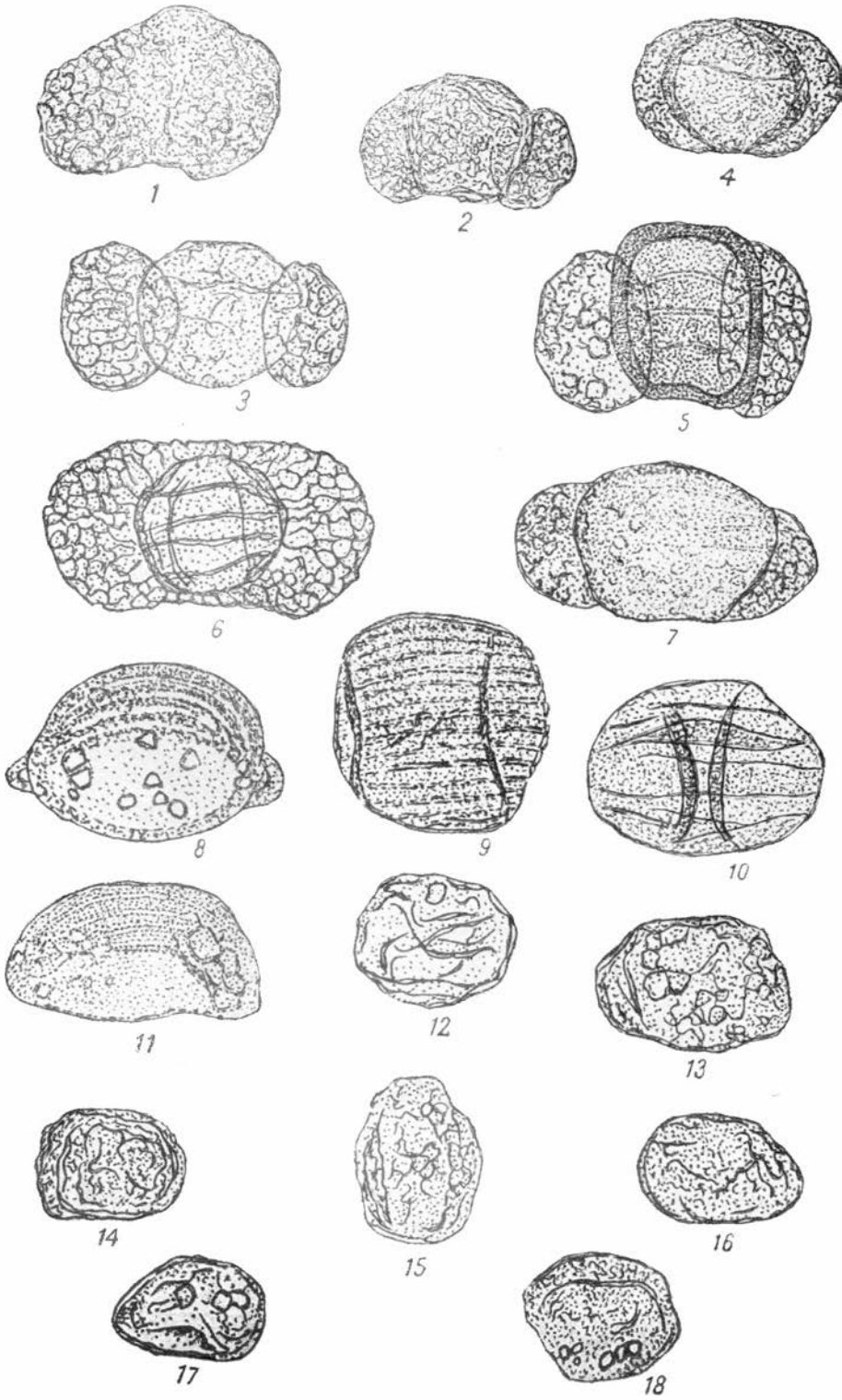
10



11







osporites) *giganteus* (Balm. et Henn.) comb. nov., *Palaeopiceites ruminatus* sp. nov., *Piceites cribrosus* sp. nov., *Limitisporites spandus* sp. nov., *L. splendens* sp. nov., *Pinites lobulatus* sp. nov., *P. vanescens* sp. nov., *Vestigisporites bellus* sp. nov., *V. submagnus* sp. nov., *V. rudis* Balm. et Henn., *V. mellinus* sp. nov., *Podocarpites alatus* (Lub.) f. *crobiculata* f. nov. и т. д.

Очень характерен для артинского комплекса род *Vestigisporites* Balm. et Henn., пыльца которого по своему морфологическому строению, с одной стороны, напоминает крупную одномешковую пыльцу *Florinites*, а с другой — двухмешковую пыльцу *Podocarpus*.

Некоторые пыльцевые зерна обладают крупной широко раскрытой щелью разверзания.

В небольшом количестве встречается пыльца хвойных с ребристой структурой экзины тела. В большинстве случаев это формы с нечетко выраженной ребристостью и с небольшим количеством ребер, хотя встречаются и типичные представители ребристой пыльцы — *Striatopinites latissimus* (Lub.) comb. nov., *S. elongatus* (Lub.) comb. nov., *Striatopodocarpites alatus* (Lub.) V. Sauer, *Striatocedrites* sp. и т. д.

Широко и разнообразно представлена (порядка 10—15 видов) в артинском спорово-пыльцевом комплексе крупная одномешковая пыльца *Florinites*, *Nuskoisporites*, *Lebachites*, количество которой достигает иногда 16%. Среди нее присутствуют виды, характерные для каменноугольных отложений Тунгусского и Кузнецкого бассейнов, например *Florinites katskaiensis* Medv., *F. tener* Medv. и др.

Постоянно встречается в количестве около 10% пыльца *Vittatina* — *V. vittifer* Lub., *V. striata* Lub., *V. cincinnata* Lub. и лишь изредка ее число увеличивается до 26%.

Многочисленную группу образуют пыльцевые зерна неопределенной систематической принадлежности без видимой щели разверзания, относимые к гр. *Azonaletes* — *Azonaletes irregulariplicatus* Samoil., *A. fabaginus* Samoil., *A. indefinitus* Samoil. и др.

В небольшом количестве, до 10%, встречается пыльца гинкговых, саговых, беннеттитов — *Cycadacites caperatus* (Lub.) comb. nov., *C. glaber* (Lub.) comb. nov., *Ginkgo* sp., *Bennettites* sp., так же как и пыльца кордаитов — *Cordaitina uralensis* (Lub.) Samoil., *C. angustelimbata* (Lub.) comb. nov., *C. ornata* Samoil. и др.

Характерным признаком артинских спорово-пыльцевых спектров является плохая сохранность форм. По-видимому, условия захоронения пыльцевых зерен в это время были менее благоприятны, нежели в верхнепермское. У пыльцы порядка *Caytoniales*, *Cordaitales*, *Ginkgoa-*

Объяснение к таблице III

Фиг. 1 — *Cordaitina ornata* Samoil. Фиг. 2 — *Cordaitina uralensis* (Lub.) Samoil. f. min. Фиг. 3—4 — *Ginkgo* sp. Фиг. 5 — *Florinites mancus* Siv. sp. nov. Фиг. 6 — *F. katskaiensis* Medv. Фиг. 7 — *F. tener* Medv. Фиг. 8 — *Vestigisporites dissectus* Hart. Фиг. 9 — *Piceites cribrosus* Siv. sp. nov. Фиг. 10 — *Limitisporites splendens* Siv. sp. nov. Фиг. 11 — *Limitisporites spandus* Siv. sp. nov. Увеличение 500*.

Объяснение к таблице IV

Фиг. 1 — *Pinites prolixus* (Lub.) f. *artinskii* f. nov. Фиг. 2 — *P. prolixus* (Lub.) f. *nativus* f. nov. Фиг. 3 — *Pinites silvestritypus* (Samoil.) comb. nov. Фиг. 4 — *Klausipollenites staplinii* Jans. Фиг. 5 — *Striatocedrites* sp. Фиг. 6 — *Lunatisporites cellularis* Siv. sp. nov. Фиг. 7 — *Pinites elongatus* (Lub.) comb. nov. Фиг. 8 — *Vittatina subsaccata* Samoil. Фиг. 9 — *V. striata* Lub. Фиг. 10 — *V. cincinnata* Lub. Фиг. 11 — *Vittatina vittifer* Lub. Фиг. 12, 14, 16—18 — *Azonaletes irregulariplicatus* Samoil. Фиг. 13, 15 — *A. sp.* Увеличение 500*.

les, *Coniferales* и у многих зерен неопределенной систематической принадлежности, относящихся к группам *Vittatina*, *Azonaletes*, наблюдается крупная, неправильная сетка. Иногда это всего несколько крупных ячеек при мелкосетчатой структуре остальной части зерна, места *мелких ячеек сливаются и образуется сплошная крупная сетчатость*. Возможно, что так постепенно разрушаются зерна, обладающие сетчатой структурой экзины. Порою пыльцевые зерна бывают покрыты ямками правильной геометрической, чаще всего треугольной или трапециевидной формы, что хорошо объясняется исследованиями Р. Невиса и Х. Селливана [5]. По их мнению, разрушение структуры спор и пыльцы может происходить следующим образом: под воздействием сапрофитных организмов оболочки пыльцевых зерен разрушаются и в пустотах образуются кристаллы пирита, которые растворяются при мацерации. В этом случае возникают полости, напоминающие структуру экзины.

В целом, для артинских отложений характерен следующий спорово-пыльцевой состав (см. таблицу):

Таблица

Спорово-пыльцевой состав артинских отложений Соликамского района

№ скв.	Интервал отбора образцов, м	Споры, %	Пыльца, %						
			<i>Cordaitales</i>	<i>Ginkgoales</i> , <i>Cycadales</i> , <i>Bennettitales</i>	<i>Florinites</i>	<i>Coniferales</i>	<i>Coniferales</i> , <i>Striatosaccites</i>	<i>Vittatina</i>	<i>Azonaletes</i>
60	793—905	11	4	3	4	39	5	13	21
34	16—30	19	9	1	14	31	3	13	10
50	22—95	1	6	2	2	30	7	11	41

Сравнивая изученный нами спорово-пыльцевой комплекс с комплексами, выделенными другими палинологами (С. Р. Самойлович, С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко, Е. Ф. Шаткинской, Г. Д. Ефремовой) из артинских отложений Предуралья, мы находим много сходного в общей характеристике комплексов: большое количество пыльцы неопределенной систематической принадлежности, неизменное присутствие форм рода *Inderites*, незначительное количество пыльцы *Vittatina*.

Некоторые различия в составе артинских спорово-пыльцевых комплексов Приуралья носят, с одной стороны, региональный характер (так, в районе Актюбинского Приуралья наблюдается повышенное содержание пыльцы хвойных с ребристой экзиной), с другой стороны, связаны с непропорциональным количеством изученного каменного материала. Так, в Соликамском районе С. А. Абрамовой и О. Ф. Марченко артинский спорово-пыльцевой комплекс был выделен на основании изучения 5 образцов, отчего из поля зрения выпала такая важная для артинских отложений пыльца, как *Florinites*.

На границе артинских и кунгурских отложений в интервале появления мощных ангидридов происходит довольно заметная смена спорово-пыльцевых комплексов. Исчезают формы рода *Inderites* и многие споры, заходящие в артинский ярус из нижележащих отложений (*Densisporites subcrenatus* (Waltz) comb. nov., *Azonaletes pluriformis* Schatk., *Acanthotriletes maturus* Jsch.). Резко уменьшается количество и разнообразие пыльцы родов *Vestigisporites* и *Florinites*; в кунгурских отложениях распространены в небольшом количестве лишь некрупные представители рода *Florinites* с мелкосетчатой скульптурой экзины. В нижних горизонтах кунгура появляется пыльца *Zonomonoletes turbo-*

reticulatus Samoil., *Pseudocordaites vulgaris* V. Sauer, не свойственная артинским спектрам.

Однако если сопоставлять не комплексы в целом, а спектры отдельных образцов нижних горизонтов кунгурских отложений с артинскими, то иногда встречаются образцы, не содержащие ни типично артинских, ни типично кунгурских форм, с очень похожим соотношением количества пыльцы хвойных, виттатин и кордаитов. Поэтому для обоснования возраста отложений всегда необходимо исследовать несколько образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова С. А. и О. Ф. Марченко. 1964. Некоторые дополнительные материалы по палинологии подсолесвой толщи кунгурского яруса Верхнекамского месторождения (скв. 179). Тр. ВНИИГ, вып. XLV.
 2. Ефремова Г. Д. 1963. Результаты палинологического изучения пермских отложений пермского Прикамья. Тр. ВНИИГРИ, вып. XXXVII.
 3. Самойлович С. Р. 1953. Споры и пыльца из пермских отложений Чердынского и Актюбинского Приуралья. Палеоботанич. сб., тр. ВНИГРИ, вып. 75.
 4. Шаткинская Е. Ф. 1958. Расчленение верхнепалеозойских отложений Актюбинского Приуралья на основании спорово-пыльцевых комплексов. Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, № 3.
 5. Neves R., H. J. Sullivan. 1964. Modification of fossil spore exines associated with the presence of pyrites crystals. *Micropaleontology*, vol. 10, No 4.
-

Е. В. МАМОНТОВА

КРУПНЫЕ ФОРАМИНИФЕРЫ НИЖНЕГО МЕЛА АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КАВКАЗА

Крупные фораминиферы из нижнемеловых отложений Кавказа до настоящего времени не были изучены, хотя сведения о их присутствии имеются в ряде работ. В 1933 г. Н. Б. Вассоевич [1, стр. 127, табл. 111, рис. 2] сообщает о наличии орбитолин в отложениях меловой системы Юго-Восточного Кавказа и приводит фотографию горизонтального сечения раковины рода *Orbitolina*. В другой своей работе [2, стр. 140] автор говорит о многочисленных орбитолинах, встречающихся в верхах халчайской свиты в районе Совет-абада.

В 1959 г. А. Г. Халилов [8] указывает на наличие целых горизонтов известняков барремского яруса, переполненных крупными фораминиферами в разрезах нижнего мела Малого Кавказа (Кечикли, Зангелан, Верхний Генлик и Аликулиушаги). Кроме того, в районах сел Сеидляр и Гуюдара Хаштаб А. Г. Халилов обнаружил крупных фораминифер также и в отложениях нижнего апта, представленных туфопесчаниками.

В 1960 г. З. В. Кузнецова при изучении мелких фораминифер барремского яруса Прикаспийского района на площади Кешчай выделила представителей крупных фораминифер из сем. *Orbitolinidae*. Эта небольшая коллекция была любезно передана автору настоящей статьи. При исследовании определен *Dictyoconus arabicus* Henson, известный из нижнебарремских отложений Туркмении, и *Orbitolina* sp., раковины которой из-за плохой сохранности определить до вида не удалось.

В 1959 г. Ч. А. Таиров [7, стр. 78] приводит изображение двух новых видов: *Orbitolina cretacea* и *Orbitolina barremica*, выделенных из отложений барремского яруса в Прикаспийском районе на площади Тегчай — Кешчай. К сожалению, им не дано описания установленных новых видов, а также остается неизвестным их внутреннее строение.

В 1960 г. А. Г. Халилов передал автору настоящей статьи небольшую коллекцию крупных фораминифер, собранных из барремских отложений района с. Аликулиушаги.

В 1963 г. нами проводились работы на Малом Кавказе в районе сел Зангелан и Кечикли, и в исследованных ранее А. Г. Халиловым разрезах послойно собраны крупные фораминиферы для выяснения их стратиграфического значения.

При изучении собранного материала наряду с представителями рода *Orbitolina* были обнаружены из сем. *Orbitolinidae* род *Dictyoconus*, из сем. *Meandropsinidae* род *Balkhania* и из сем. *Lituolidae* род *Pseudocyclamina*.

Орбитолины широко распространены в средиземноморской палеозоо-географической провинции. Они известны от барремского по сеноманский ярус включительно. Необходимо отметить, что имеются указания на их находки в отложениях верхней юры. Мари П. и Фабр [16] указывают, что в районе Кантавьеджа (провинция Тэрзуэль, Испания) в 50-метровой толще массивных портландских известняков с *Iberina lusitanica* один из авто-

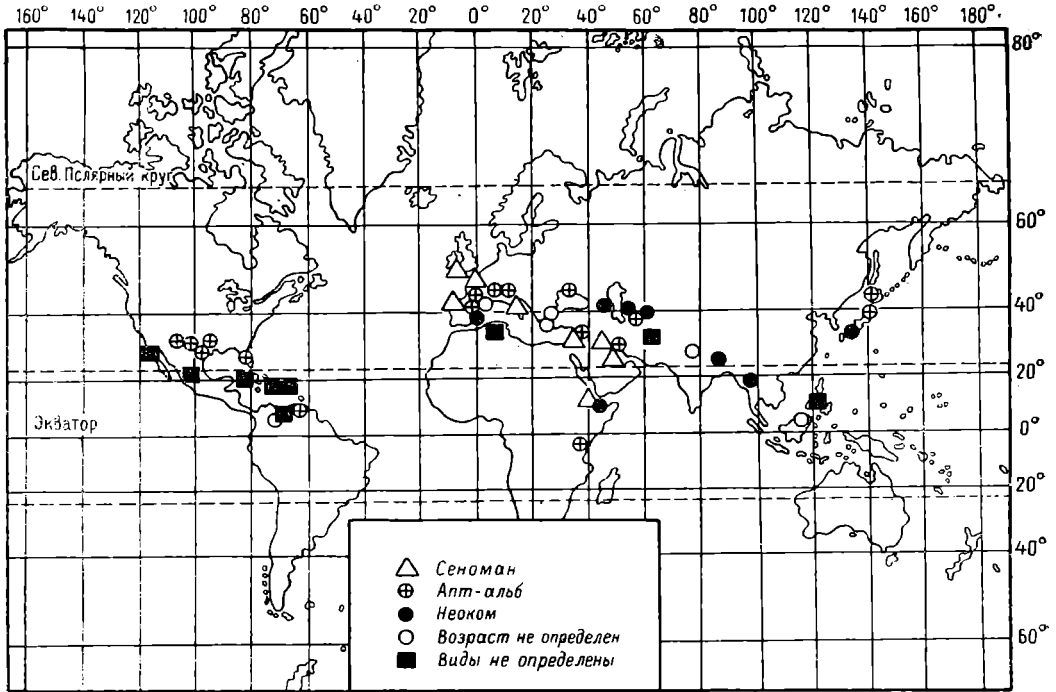


Рис. 1. Географическое распределение рода орбитолина (по Дугласу и данным автора на территории СССР).

ров обнаружил орбитолин, близких к *Orbitolina bulgarica*. Если это так, то пределы распространения орбитолин будут шире — от портланда до сеномана.*

Находки орбитолин сосредоточены главным образом в Северном полушарии (рис. 1) за исключением Танганьики в Африке.

В западном полушарии они известны примерно от 10° до 30° с. ш., в восточном — от 5° ю. ш. до 50° с. ш.

Орбитолины известны и изучены в Северной и Южной Америке, Испании, Италии, Франции, Греции, СССР (Туркмения, Кавказ, Крым, Карпаты), Аравии, Африке, Тибете, Бирме, Индии, Японии. Имеются указания на находки орбитолин также в Албании, Болгарии, Румынии, Югославии, Иране и Афганистане.

*В Крыму широко распространены известняки титонского яруса, переполненные раковинами вида *Iberina lusitanica* (Egger). При изучении этого вида автором выполнено большое количество шлифов, пришлифовок, а также выделены из известняков отдельные раковины, собрано значительное количество образцов и ни в одном из них орбитолины не обнаружены.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗОВ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИИ В РАЙОНЕ СЕЛ КЕЧИКЛИ И ЗАНГЕЛАН

У селения Кечикли обнажение представляет собой южный склон горного массива, простирающегося с СЗ на ЮВ. Нижняя часть склона, закрытая растительностью, сложена мощной толщей порфиритов и их туфов, возраст которых, по А. Г. Халилову [8], — верхняя юра — неоком (?). Выше залегает мощная толща известняков. Из средней части этой толщи А. Г. Халиловым выделена и определена барремская фауна: *Lima* cf. *undata* Desh., *L. royeriana* d'Orb., *Neithea atawa* d'Orb., *Monopleura* sp., *Terebratula acuta* Quenst., *Pygurus minor* Ag. Мною изучены крупные фораминиферы, характерные для раннего баррема. Непосредственно контакт порфиритов и известняков наблюдать не удалось.

Снизу вверх здесь обнажаются:

1. Известняк светло-серый плитчатый, при выветривании комковатый с фауной брахиопод. Мощность 0,80 м.

2. Известняк конгломератовидный, гальки и валунчики состоят из пелитоморфных розовато-серых известняков. Мощность 1,2 м.

3. Известняк пелитоморфный серовато-розовый, плитчатый, толщина отдельных плит до 1,5—2 м. Мощность 10 м.

4. Известняк органогенный светло-желтый, местами бурый, наиболее мягкий, чем выше и нижележащий, поэтому в обнажении наблюдается нишеобразное углубление. На поверхности выветривания известняк узловатый, диаметр узлов до 5—7 см, переполнен раковинами крупных фораминифер *Orbitolina delicata* Henson и *Dictyoconus arabicus* Henson. Мощность 2,1 м.

5. Известняк толстоплитчатый светло-серый пелитоморфный, толщина плит различная — до 2 м. Мощность 56 м.

6. Известняк пелитоморфный плотный с большим количеством крупных фораминифер бурого цвета: *Orbitolina delicata* Henson, *Dictyoconus arabicus* Henson и *Pseudocyclamina* sp. Мощность 7 м.

7. Известняк светло-серый и розоватый пелитоморфный. Мощность 3 м.

8. Известняк светло-серый пелитоморфный массивный, в рельефе образующий отвесную стену значительной высоты (несколько десятков метров).

У селения Зангелан, вблизи ЮВ его окраины, обнажение находится в правом борту долины р. Охичай на г. Пирчиван. Нижняя часть склона сложена порфиритами зеленовато-черного цвета с большим количеством порфирированных вкрапленников полевого шпата размером до 5 мм, различной формы, также встречаются порфириты бурого цвета с редкими вкрапленниками полевого шпата. Видимая мощность 55 м. Возраст этих порфиритов, по А. Г. Халилову [8], — верхняя юра — неоком (?).

На порфиритах несогласно залегает мощная толща (около 100 м) карбонатных пород барремского яруса, разрез которых (по А. Г. Халилову) снизу вверх следующий:

1. Известковистые конгломераты желтовато-серого цвета. Гальки состоят исключительно из угловатых и слабо окатанных обломков серых известняков то оолитовых, то песчаных, а иногда плотных кристаллических. Цемент также известковый, но с примесью терригенного материала. Из-за рыхлости цемента поверхность выветривания неровная. В этом слое обнаружены мелкие раковины *Orbitolina* sp. А. Г. Халилов выделил из этого слоя и определил следующую фауну: *Pecten* cf. *cottaldinus* d'Orb., *Neithea daghestanica* Renng., *Rhynchonella gib-*

hsiana Sow. var. *bedouliensis* (Jac. et Fallot), *Rh. multiformis* Roem., *Terebratula sella* Sow., *T. acuta* Quenst., *Cidaris alpina* Coot, *Heteraster* sp. Колонии мшанок и кораллов По заключению А. Г. Халилова этот комплекс фауны характерен для верхнебарремского подъяруса. Мощность 4 м.

2. Серые плотные массивные известняки. Фауна представлена в том же составе, что и в подстилающей толще, но крайне бедна по количеству экземпляров. Мощность 2 м.

3. Желтовато-серые неплотные песчанистые известняки с богатой фауной, видовой состав которой не отличается от отмеченных для двух предыдущих слоев. Мощность 1,5 м.

4. Желтовато-серые брекчиевидные песчанистые псевдоолитовые известняки с редкой фауной: *Alectryonia* sp., *Rhynchonella gibbsiana* Sow. var. *bedouliensis* (Jac. et Fall.), *Terebratula* sp. Мощность 1 м.

5. Желтовато-серые и серые известняки, плотные, местами песчанистые, толсто- и тонкослоистые. Мощность 3,5 м.

6. Желтовато-серые, с поверхности буроватые песчанистые брекчиевидные известняки с крупными фораминиферами *Balkhania balkhanica* Mamontova и *Orbitolina conicoformis* Mamontova, встречаются обломки морских ежей. Мощность 3,5 м.

7. Светло-серые, местами розоватые плотные известняки, на отдельных участках брекчиевидные. Мощность 4 м.

8. Светло-серые с розоватым оттенком, местами желтовато-серые, брекчиевидные песчанистые известняки. В нижней части толщи встречается фауна, по заключению А. Г. Халилова, барремского яруса: *Cardium* aff. *voltzi* Leym., *Monopleura* cf. *urgonensis* Math., *Requienia* sp., *Oonia gigantea* Pčel., *Natica* sp., *Heteraster* cf. *couloni* (Ag.), а в верхней части — рудисты плохой сохранности. Мощность 10 м.

9. Светло-серые, местами розоватые, плотные массивные толсто-слоистые (по 1—2 м) известняки. В верхней части толщи имеются 2. пласта (по 1 м) желтовато-серых брекчиевидных неплотных известняков с большим количеством остатков рудистов *Requienia ammonia* Goldf., *Pachytraga kafanensis* Renng. и др., а также *Orbitolina* sp. Мощность 16 м.

10. Светло-серые, желтовато-серые брекчиевидные, местами плотные известняки с обломками рудистов. Мощность 13 м.

Из известняков барремского яруса района с. Аликулиушаги А. Г. Халиловым собраны крупные фораминиферы и любезно переданы нам для изучения. Здесь встречены *Orbitolina delicata* Henson, *O. discoidea* Gras. и *Dictyoconus arabicus* Henson — виды широко распространенные в Туркмении в отложениях только нижнего баррема.

ОПИСАНИЕ ВИДОВ

Семейство ORBITOLINIDAE MARTIN, 1890

Род *Orbitolina* Orbigny, 1950

Orbitolina delicata Henson, 1948

Табл. I, фиг. 2, 3, 4, 6, 7

1948. *Orbitolina discoidea* Gras. var. *delicata* Henson. Larger imperforate Foraminifera of SW Asia, стр. 54, табл. I, фиг. 4; табл. II, фиг. 13 (?), но не фиг. 14.
1961. *Orbitolina delicata* Мамонтова. Орбитолиниды. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, стр. 76, табл. I, фиг. 1—4, 7—15.
1962. *Orbitolina delicata* Мамонтова. Под ред. Г. Я. Крымгольца. Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений Западной Туркмении, стр. 26, табл. XXXIX, фиг. 1—3.

Материал. 12 ориентированных сечений раковин в горизонтальном и осевом направлениях, 5 шлифов породы, содержащей раковины этого вида.

Описание. Раковина известковая, песчаный материал отсутствует, куполовидная, реже коническая с вогнутым, иногда плоским или слабо выпуклым основанием. Экземпляры, у которых снят внешний слой, обнаруживают клетчатое строение ячеистого слоя. Хорошо видны концентрические кольца — границы блюдцеобразных основных камер, а также многочисленные мелкие вертикальные и горизонтальные перегородки.

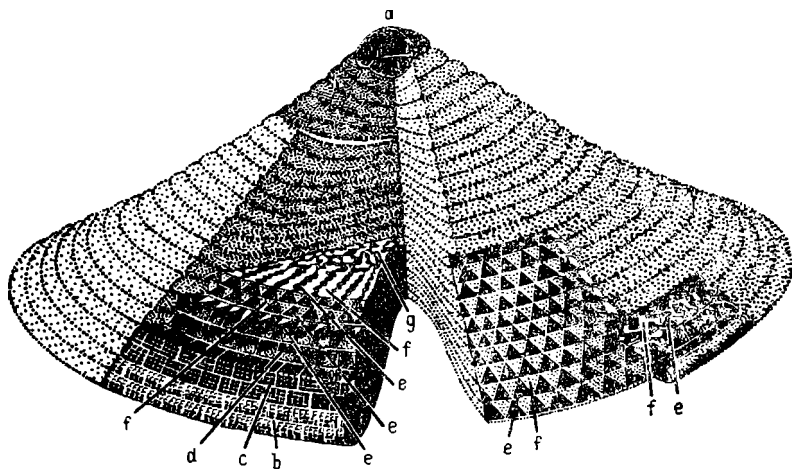


Рис. 2. Реконструкция раковины рода орбитолина (по Дугласу):

a — мегасферический эмбриональный аппарат; *b* — слегка эродированная поверхность, под которой виден ячеистый слой; *c* — краевая зона со срезанной поверхностью. Видны вертикальные и горизонтальные перегородки первого и второго порядков; радиальный слой; *d* — камеры, вскрытые при более глубоком срезе; *e* — радиальные камерные каналы; *f* — главные перегородки треугольные и зигзагообразные; *g* — сетчатый слой.

В горизонтальном сечении раковины виден тонкий наружный слой толщиной до 18 мк. Ячеистый слой имеет толщину до 135 мк. Здесь видны вертикальные перегородки: главные, первого и второго порядков. Их толщина более или менее одинакова, около 18 мк. Длина перегородок первого порядка до 131 мк, второго — до 65 мк. Главные перегородки при переходе в радиальную зону утолщаются и имеют треугольную форму. В некоторых ячейках отсутствуют перегородки второго порядка и в редких случаях нет перегородок как первого, так и второго порядка.

В центральной зоне хорошо развиты радиальный и сетчатый слои. Диаметр центральной зоны 3,067 мм. Радиальная зона имеет радиус 825 мк, сетчатая — 695 мк. В радиальной зоне узкие камерные каналы зигзагообразны и разделяются также зигзагообразными толстыми перегородками. Соотношение их ширины примерно от 1 : 2 до 1 : 4.

Ширина камерных каналов около 20 мк, а перегородок между ними — 85 мк. Всего в нижней трети раковины радиальных камерных каналов до 58. В сетчатом слое видны отдельные пятна, сложенные криптокристаллическим кальцитом, они соответствуют перегородкам, а промежутки между ними заполнены микрзернистым кальцитом, что соответствует камерным каналам.

В осевом сечении раковины видно, что общее количество основных камер достигает 26, а на 1 мм высоты приходится до 14 камер. В ячеистом слое видны основные перегородки и горизонтальные первого порядка. Последние имеют 59 мк длины и до 18 мк толщины. Горизонтальные перегородки второго порядка отсутствуют во всех изученных нами экземплярах. Основные перегородки в центральной зоне значительно шире, в ячеистом слое они узки, слабо изгибаясь образуют так называемый краевой желоб.

Размеры в мм:

	экз. 1	экз. 2	экз. 3	экз. 4	экз. 5
Диаметр . .	2,81	2,64	2,64	1,65	1,55
Высота . .	1,65	1,32	1,75	1,32	0,99

Время существования и географическое распространение. Барремский (?) век; п-ов Катар в Аравии, ранний баррем Туркмении.

Местонахождение. Азербайджанская часть Малого Кавказа, с. Аликулиушаги (коллекция А. Г. Халилова), с. Кечикли, г. Зангелан. Барремский ярус.

Orbitolina discoidea Gras, 1852

Табл. I, фиг. 8—9

1852. *Orbitolina discoidea*. Gras. Catalogue des Corps Organises Fossiles de l'Isere, стр. 37, табл. 1, фиг. 7—9.
1852. *Orbitolina conoidea* Gras. Там же, стр. 34, табл. 1, фиг. 4—6.
1904. *Orbitolina subconcaва* Douville. Sur la structure des Orbitolines, стр. 653, табл. XVII, фиг. 5, 6.
1904. *Orbitolina discoidea* Douville. Там же, стр. 653, табл. XVII, фиг. 1.
1915. *Orbitolina* cf. *discoidea* Douville. Les calcaires a Orbitolines et a Radiolites du Thibet, стр. 146, табл. IX, фиг. 3; табл. X, фиг. 2 (только плоские выпукло-вогнутые формы), табл. XI, фиг. 1 (плоская форма).
1932. *Orbitolina discoidea* Silvestri. Foraminifera del Cretaceodella Somalia, стр. 188, табл. XVI, фиг. 5—7.
1937. *Orbitolina birmanica* Sahni. Discovery of Orbitolina-bearing rocks in Burma, стр. 365, табл. 30, фиг. 1, 2, 4.
1948. *Orbitolina* cf. *discoidea* Henson. Larger imperforate Foraminifera of SW Asia, стр. 50, табл. II, фиг. 1—9.
1961. *Orbitolina discoidea* Мамонтова. Орбитолиниды. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, стр. 79, табл. II, фиг. 1—9.

Материал. 7 ориентированных тонких сечений раковин.

Описание. Раковина, известковая, песчаный материал отсутствует, форма от дискоидальной до слабо конической, преобладают раковины крупные, плоские, слабо выпукло-вогнутые, реже плоско-выпуклые. На редких экземплярах удается обнаружить радиальные борозды в основании раковины. На поверхности некоторых форм видны концентрические морщины. Если наружный слой снят, на раковине видна тонкая сетка, образованная многочисленными перегородками.

В горизонтальном сечении раковины тонкий наружный слой имеет толщину 12 мк, ячеистый слой достигает 95 мк, центральная зона с радиусом 2 мм.

В ячеистом слое имеются перегородки главные, первого и второго порядков. Главные перегородки толщиной 16 мк у наружного слоя, затем по направлению внутрь они постепенно расширяются до 72 мк и приобретают очертания треугольника, вершина которого подходит к наружному слою. Длина перегородок первого порядка 76 мк, ширина 16 мк, перегородки второго порядка длиной 33 мк и шириной 10 мк.

В периферической части центральной зоны наблюдается ряд концентрических колец. По-видимому, они образуются от того, что раковина дискоидальная и горизонтальные сечения являются в то же время касательными по отношению к периферическим частям основных камер. Количество колец иногда достигает 8, кольца, расположенные ближе к периферии, состоят из многочисленных прямоугольных ячеек, разделенных тонкими перегородками.

Ближе к центру кольца состоят из более крупных прямоугольных или округлых ячеек, а еще ближе следуют кольца с треугольными крупными ячейками, разделенными также треугольными перегородками.

Ближе к оси раковины центральная зона имеет очень узкие, едва видимые камерные каналы, у периферии радиальные, ближе к центру прерывистые, сетчатые. Эти каналы выполнены микрозернистым кальцитом, а все перегородки сложены криптокристаллическим кальцитом.

Размеры в мм:

	экз. 1	экз. 2	экз. 3	экз. 4	экз. 5	экз. 6
Диаметр . .	7,00	6,30	5,50	5,00	4,80	4,00
Высота . .	1,55	0,99	1,32	1,99	1,98	1,83

Сравнение. Экземпляры этого вида, характерные для барремских отложений Малого Кавказа, не отличаются от изученных нами *Orbitolina discoidea* из нижнебарремских отложений Туркмении.

Время существования и географическое распространение. Аптский век — Франция; поздний баррем — Тибет; Ф. Хенсон (Henson, 1948, стр. 53) указывает, что этот вид известен в апте и альбе Сирии, а также в Аравии на п-ове Катар, в Иране, Ираке, Палестине и максимальное развитие он имеет в апте; ранний баррем — Туркмения.

Местонахождение. Азербайджанская часть Малого Кавказа. с. Аликулиушаги. Барремский ярус.

Orbitolina conicoformis Mamontova

Табл. I, фиг. 10—14

1961. *Orbitolina conicoformis* Мамонтова. Орбитолипиды. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, стр. 81, табл. II, фиг. 10—13, табл. III, фиг. 1—4.

Материал. 12 ориентированных шлифов осевого и горизонтального сечений, 8 полных экземпляров.

Описание. Раковина известковая без примеси песчаного материала, конической формы с острой или закругленной вершиной. Под эпидермальным наружным слоем виден сетчатый рисунок ячеистого слоя. В основании раковина гладкая, плоская или слабо выпуклая.

В горизонтальном сечении в нижней трети раковины при диаметре 1 мм толщина наружной стенки 20 мк, ячеистого слоя до 200 мк, диаметр центральной зоны 0,5 мм.

Радиальный слой простирается к центру на 125 мк, сетчатый также на 125 мк.

Камерные каналы центральной зоны и ячейки ячеистого слоя заполнены микрозернистым кальцитом, а раковина с ее многочисленными перегородками состоит из криптокристаллического кальцита.

В ячеистом слое имеются перегородки главные, первого и второго порядков. Главные перегородки широкие, вблизи наружного слоя суживаются, наибольшая их ширина 75 мк. Длина перегородок первого порядка достигает до 100 мк, второго до 75 мк. Толщина перегородок

первого и второго порядков почти одинакова и достигает 25 мк. Ячеистый слой имеет различное количество ячеек в окружности, но не превышает 36. Каждая ячейка делится тремя перегородками на 4 ячейки. Как исключение в некоторых ячейках имеется не 3 перегородки, а 4 и иногда 5. Каждая ячейка переходит в радиальном слое в радиальный камерный канал. Ширина камерных каналов 30—35 мк, ширина перегородок между ними до 75 мк.

Осевые сечения показывают, что раковины имеют до 20 основных камер. На 1 мм поверхности конуса приходится 14—15 камер. За тонким наружным слоем виден ячеистый слой с горизонтальными перегородками первого порядка, а перегородки второго порядка отсутствуют. Длина перегородок первого порядка до 37 мк, их толщина до 25 мк. Основные перегородки и камеры в раковине хорошо прослеживаются.

Размеры в мм:

	экз. 1	экз. 2	экз. 3	экз. 4	экз. 5
Диаметр . .	2,81	2,48	3,14	2,97	1,91
Высота . .	2,15	2,31	2,65	2,15	1,72

Сравнение. Экземпляры *Orbitolina conicoformis*, выделенные из отложений барремского яруса Малого Кавказа, отличаются от таких из нижнебарремских осадков Туркмении изменчивостью числа радиальных камерных каналов, количество которых может быть от 16 до 36.

Время существования и географическое распространение. Ранний баррем — Туркмения.

Местонахождение. Азербайджанская часть Малого Кавказа, г. Пирчиван, вблизи с. Зангелан. Барремский ярус.

Род *Dictyoconus* Blanckenhorn, 1900

Dictyoconus arabicus Henson, 1948

Табл. II, фиг. 1—11

1948. *Dictyoconus arabicus* Henson. Larger imperforate Foraminifera of SW Asia, стр. 35, табл. 1, фиг. 5—8; табл. XIV, фиг. 1—12.

1961. *Dictyoconus arabicus* Мамонтова. Орбитолиниды. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, стр. 89, табл. V, фиг. 1—14.

Материал. 50 ориентированных сечений раковин в осевом и горизонтальном направлениях, 10 шлифов породы, содержащей раковины этого вида, 120 отдельных экземпляров.

Описание. Раковина известковая, без песчаного материала, остроконической формы, основание слегка выпуклое или плоское. Экземпляры, у которых наружный слой разрушен, обнаруживают концентрические кольца — границы основных перегородок, также видны вертикальные и горизонтальные перегородки ячеистого слоя. Все это создает сетчатый рисунок поверхности ячеистого слоя. У многих экземпляров на нижней поверхности раковин видны многочисленные мелкие поры — устья (табл. II, фиг. 5).

В горизонтальном сечении раковины с диаметром в нижней трети 2,73 мм толщина наружного слоя до 21 мк. Ячеистый слой толщиной 147 мк разделен на ряд ячеек, расположенных каждая между двумя главными перегородками. Ширина промежутков между этими перегородками составляет 126 мк. Толщина главных перегородок вблизи наружного слоя 21 мк, а по направлению внутрь главные перегородки расширяются до 63—73 мк. Каждая ячейка разделена на 4 ячейки вертикальной перегородкой первого порядка длиной до 115 мк и

шириной до 26 мк и двумя перегородками второго порядка длиной до 42 мк и шириной 10 мк. Перегородки второго порядка одинаковых размеров и, как правило, короче перегородок первого порядка.

Центральная зона с диаметром 2,25 мм имеет круглые отверстия устья, расположенные радиально. Диаметр пор 26—31 мк, расстояние между ними по радиусу 63—84 мк. Кольцо отверстий отделяет центральную зону от краевой. Темные полулунные или округлые пятна, частично окружающие некоторые отверстия, показывают на присутствие типичных опорных столбиков, характерных для рода *Dictyoconus*.

В осевом сечении видно, что эпидермальный слой имеет толщину 21 мк, толщина основных перегородок 42 мк, количество основных камер в раковине 24—26 и на 1 мм высоты приходится 10—11 камер в нижней части и 16 в верхней. К основанию толщина камер и перегородок увеличивается.

В ячеистом слое имеются горизонтальные перегородки только первого порядка с толщиной 21 мк и длиной 63 м. Перегородки второго порядка отсутствуют.

Устья последующих камер располагаются в одних участках очередно, в других радиально.

Размеры в мм:

Диаметр	2,9	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4	1,6
Высота (вершина обломана)	2,1	2,1	2,0	2,1	1,6	2,1	

Время существования и географическое распространение. Этот вид известен на полуострове Катар в Аравии из барремских (?) известняков с *Orbitolina discoidea* Gras var. *delicata*

Объяснение к таблице I

Фиг. 1. *Orbitolina* sp.; экз. № 1/300; внешний вид раковин; натуральная вел. с. Аликулиушаги; баррем.

Фиг. 2—4, 6, 7. *Orbitolina delicata* Henson: 2, 6 — экз. 2,3/300; Горизонтальное сечение (×15); с. Кечикли; баррем; 4 — экз. № 4/300; тоже (×25); местонахождение и возраст те же; 3, 7 — экз. № 516/300; тоже (×15); с. Аликулиушаги; баррем.

Фиг. 5. *Orbitolina* sp.; экз. № 7/300; осевое сечение (×15); с. Кечикли; баррем.

Фиг. 8, 9. *Orbitolina discoidea* Gras.: экз. № 8—9/300; горизонтальное сечение (×10); с. Аликулиушаги; баррем.

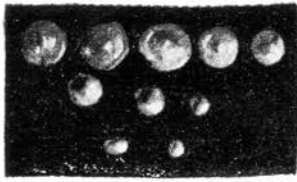
Фиг. 10—14. *Orbitolina conicoformis* Mamontova: 10, 12—14 — экз. № 10, 12—13/300; горизонтальное сечение (×25); с. Зангелан; баррем; 11 — экз. № 14/300; сечение близкое к осевому (×12). Местонахождение и возраст те же.

Объяснение к таблице II

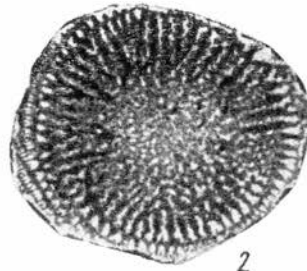
Фиг. 1—11. *Dictyoconus arabicus* Henson. 1—3 — экз. № 15—17/300; горизонтальное сечение (×30); с. Кечикли. Баррем; 4, 7, 9, 11 — экз. № 18—21/300; тоже (×15); местонахождение и возраст те же; 5 — экз. № 22/300; внешний вид основания раковины (×25); хорошо видны мелкие устья; местонахождение и возраст те же; 6, 8, 10 — экз. № 23—25/300; осевое сечение (×15); местонахождение и возраст те же.

Объяснение к таблице III

Фиг. 1—15. *Balkhania balkhanica* Mamontova: 1 — экз. № 26/300; вид мелких раковин с поверхности, натуральная вел.; 2 — экз. № 27/300; вид крупной раковины с поверхности, видны концентрические валики, натуральная вел.; 3, 5, 7, 8, 9, 11, 12, 13 — экз. № 28—35/300; горизонтальное сечение мелких раковин (×10); 4 — экз. № 36/300; горизонтальное сечение (×20); 6, 10 — экз. № 37, 38/300; осевое сечение (×10); 15 — экз. № 39/300; осевое сечение (×15); г. Пирчиван; баррем.



1



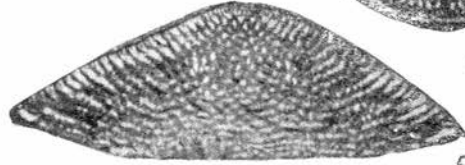
2



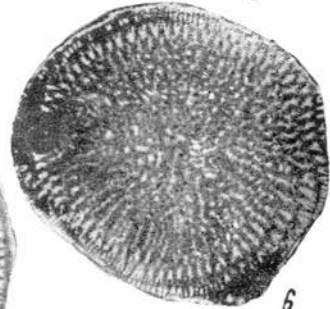
3



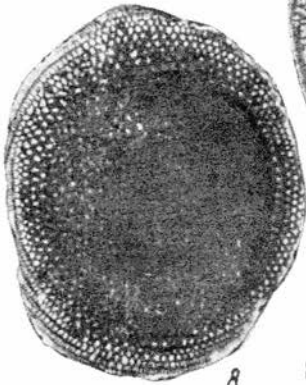
4



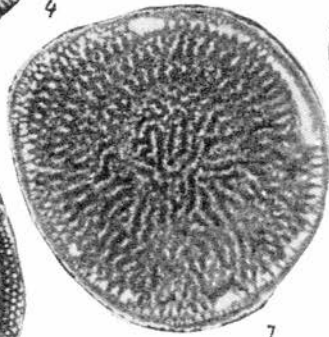
5



6



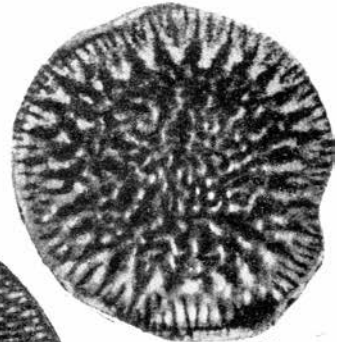
8



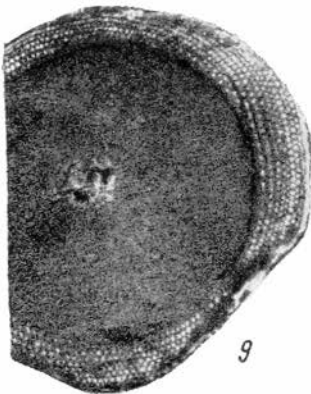
7



10



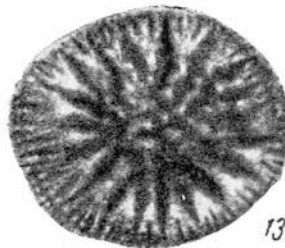
12



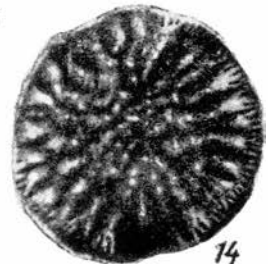
9



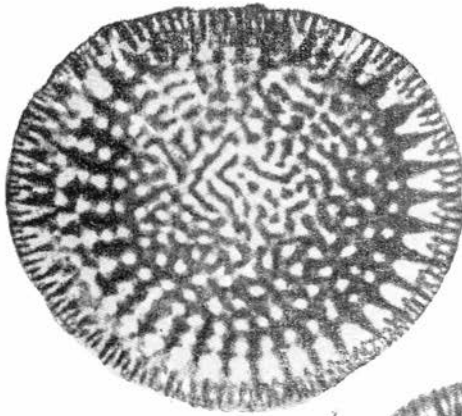
11



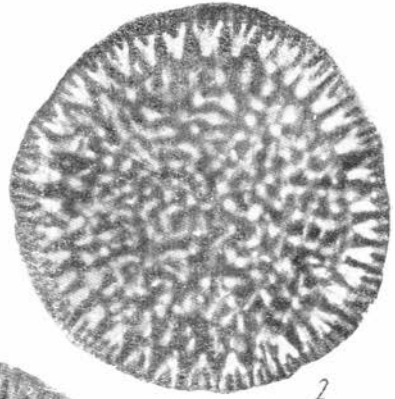
13



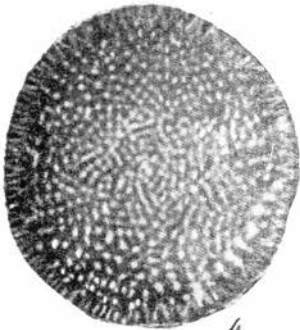
14



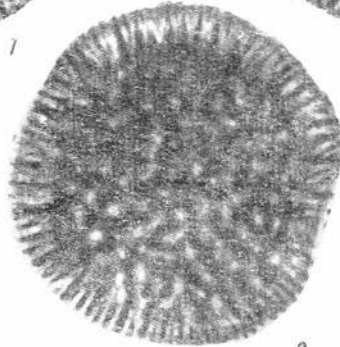
1



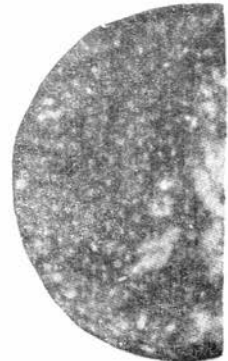
2



4



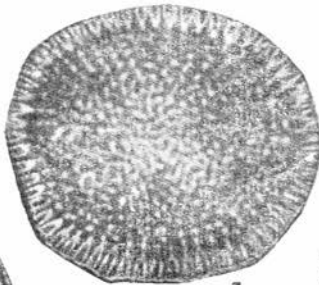
3



5



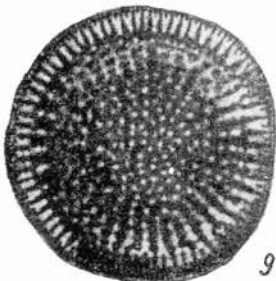
6



7



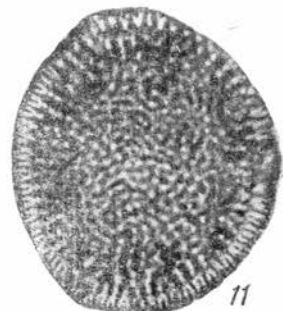
8



9



10



11



1



2



4



3



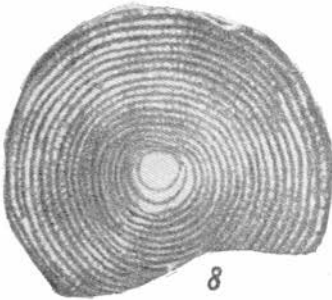
5



6



7



8



9



10



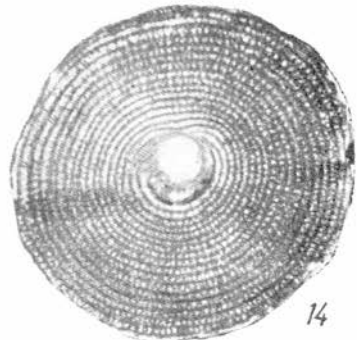
12



11



13



14



15

Henson и *Choffatella decipiens* Schlumb. В Иране представители этого вида обнаружены и «в основании сланцевой зоны, апт — сеноман». В СССР *D. arabicus* Henson известен из отложений нижнего баррема Копет-Дага.

Местонахождение. Азербайджанская часть Малого Кавказа. Горный массив у с. Кечикли. Барремский ярус.

Семейство MEANDROPSINIDAE HENSON, 1948

Род *Balkhania* Mamontova, 1962

Balkhania balkhanica Mamontova

Табл. III, фиг. 1—15

1962. *Balkhania balkhanica* Мамонтова. Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений Западной Туркмении, стр. 27, табл. XXXIX, фиг. 4—8.

Материал. 40 ориентированных шлифов раковин горизонтального и осевого сечения, 10 шлифов породы, содержащей раковины этого вида; 50 отдельных экземпляров.

Описание. Раковина дискоидальная уплощенная, у крупных форм слегка двояковогнутая, у мелких слабо выпуклая в центре, известковая, на поверхности видны концентрические валики. Раковины эволютные.

В одном и том же местонахождении обычно находятся резко различные по размерам экземпляры, одни крупные до 20 мм в диаметре, другие мелкие с диаметром 1—6 мм (табл. III, фиг. 2,1). Возможно, что для этого вида характерен диморфизм. У крупных форм (B) в строении эмбрионального аппарата только у одного экземпляра удалось увидеть спирально плоскостное расположение камер в начальной части раковины, строение же последующих стадий роста такое же, как и у мелких форм (A). Среди мелких форм имеются экземпляры с большой начальной камерой (табл. III, фиг. 3, 4) и экземпляры с относительно маленькой начальной камерой (табл. III, фиг. 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14). Мелкие раковины (форма A) состоят из начальной относительно большой камеры, круглой или продолговато-овальной в сечении, одной или двух полукольцевых трубчатых камер, двух или трех почковидных и многочисленных (до 25) кольцевых.

В горизонтальном и осевом сечениях видны пористые перегородки между камерами, состоящие из криптокристаллического кальцита, а поры между ними заполнены микрозернистым кальцитом. В осевом сечении видны полости камер, последовательные камеры соединяются благодаря наличию пор в перегородках.

Наружная стенка состоит из двух слоев — эпидермального и подэпидермального. При отсутствии эпидермального слоя обнаруживается сетчатая структура нижележащего.

Размеры в мм:

Форма A

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Диаметр . .	5,0	6,0	6,0	5,0	4,7	4,0	5,0	4,0	3,0
Толщина . .	1,0	1,2	1,0	1,5	1,5	1,2	1,0	0,5	0,6

Форма B

	1	2	3	4	5	6
Диаметр . .	20,0	12,0	15,0	17,0	17,0	15,0
Толщина . .	1,3	1,0	1,2	1,1	1,2	1,1

Изменчивость. Она выражается в различной форме начальной камеры, которая в сечении может быть от круглой до продолговато-овальной и иногда угловатой. Отношение диаметра начальной камеры к диаметру всей раковины у разных экземпляров также различно.

Время существования и географическое распространение. Ранний баррем — Туркмения.

Местонахождение. Азербайджанская часть Малого Кавказа, г. Пирчиван у с. Зангелан. Барремский ярус.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вассоевич Н. Б. 1933. Материалы к петрографии и стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Юго-Восточного Кавказа. Труды Геологического института АН СССР, т. III.
2. Вассоевич Н. Б. 1938. Новые данные по стратиграфии верхней юры и неокома Северо-Восточного Азербайджана. ДАН СССР, т. XXI, № 3.
3. Мамонтова Е. В. 1966. Новый род крупных фораминифер из нижнебарремских отложений Туркмении. Палеонтологический журнал № 1. Изд. АН СССР.
4. Мамонтова Е. В. 1961. Орбитолиниды. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 51, вып. 6.
5. Полевой атлас руководящих ископаемых юрских и неокомских отложений западной Туркмении. Под ред. Г. Я. Крымгольца. 1962. Гостоптехиздат.
6. Прозоровский В. А., Коротков В. А., Мамонтова Е. В., Проречкая Е. С., Прозоровская Е. А. 1961. Неоком Западной Туркмении. Проблема нефтегазоносности Средней Азии. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 51, вып. 6.
7. Таиров Ч. А. 1959. О некоторых результатах микрофаунистических исследований меловых отложений Азербайджана. Сб. научно-технической информации, вып. 1. Азербайджанский научно-исследовательский институт по добыче нефти. Баку.
8. Халилов А. Г. 1959. Нижнемеловые отложения Азербайджанской части Малого Кавказа. Баку.
9. Gras A. Catalogue des corps organises fossiles qui se rencontrent dans le département de l'Isere. Grenoble, 1852.
10. Douglas R. 1960. Foraminiferal genus Orbitolina in North America. Geol. Survey, Prof. Paper, 333.
11. Douglas R. 1960. Revision of the familia Orbitolinidae. Micropaleontology, vol. 6, No 3.
12. Douville H. 1904. Sur la structure des orbitolines. Bull. Soc. Geol. France, ser. 4, vol. IV.
13. Douville H. 1915. Les calcaires à orbitolines et à radiolites du Thibet. In: S. Hedin. Southern Tibet, vol. V.
14. Henson F. 1948. Larger imperforate Foraminifers of South-Western Asia. Families; Lituolidae, Orbitolinidae, Meandropsinidae, Brit. Mus. Cat. London.
15. Hofker J. 1963. Studies on the Genus Orbitolina (Foraminiferida). Leiden.
16. Marie P., J. Fabre. 1963. Sur la présence des véritables orbitolines dans le Jurassique supérieur de la région de Cantavieja (province de Teruel, Espagne). C. R. Acad. Sci., vol. 257, n° 20.
17. Sahni M. R. 1937. Discovery of Orbitolina-bearing rocks in Burma: with a description of Orbitolina Birmanica, sp. nov. Rec. Geol. Surv. India, vol. 71, pt. 4.
18. Silvestri A. Foraminiferi del Cretaceo della Somalia, Pal. della Somalia III, I. Paleontogr. Ital., vol. XXXII (n. s. II), 1932.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
М. А. Гилярова. Стратиграфия и структура района Куола-ярви — Пана-ярви	3
Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев. К характеристике докембрия Среднего Тянь-Шаня	32
Г. С. Поршняков. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая	44
Б. А. Трифонов. Об осадочных формациях нижнего силура центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области	53
Н. Н. Верзилин, О. А. Радченко, И. Э. Вальц. О новой находке гагата в СССР	62
Н. Н. Верзилин. К вопросу о Таласо-Ферганском сдвиге	67
М. М. Ермолаев, В. Н. Шванов, М. С. Дюфур, В. А. Попова. Некоторые черты петрографии, минералогии и геохимии отложений южной части антиклинория Урал-Тау	71
А. И. Лебедева. Об условиях формирования отложений северо-западной части Русской платформы	82
Н. А. Ансберг. О рельефе кристаллического фундамента Русской платформы	90
И. А. Сиверцева. Спорово-пыльцевой комплекс артинских отложений Соликамского района	99
Е. В. Мамонтова. Крупные фораминиферы нижнего мела азербайджанской части Малого Кавказа	104

Вопросы региональной геологии

Редактор *Н. П. Скорынина*

Обложка художника *А. А. Ежова*

Техн. редактор *В. С. Кузина*

Корректоры *В. К. Измайлович, Е. К. Лелякова*

М 22707.

Сдано в набор 22 VIII 1967 г.

Подписано к печати 9 I 1968 г.

Формат бумаги $70 \times 108^{1/16}$. Бумага типографская № 2. Печ. л. 7,25+0,75 вкл. (усл. 11,2).

Уч.-изд. л. 10,76.

Бум. л. 3,63.

Тираж 900 экз.+10 отд. отт.

Заказ 700.

Цена 72 коп.

Издательство ЛОЛГУ им. А. А. Жданова.

Типография ЛОЛГУ. Ленинград, Университетская наб., 7/9.