

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

**ТЕКТОНИКА
И ДРЕВНИЕ ТОЛЩИ
ТИМАНА
И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА**

КОМИ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

1968

*Решение
Дубов*

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ

ТЕКТОНИКА И ДРЕВНИЕ ТОЛЩИ ТИМАНА И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

Выпуск 8

КОМИ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

Сыктывкар 1968

АННОТАЦИЯ

В сборнике дается описание геологического строения отдельных участков Северного, Среднего и Южного Тимана с изложением фактического материала по древним толщам и палеозойскому осадочному покрову с анализом данных аэрофотосъемки и новыми фаунистическими определениями. По Приполярному Уралу дается характеристика тектоники с дешифрированием аэрофотоматериалов и подробным рассмотрением контакта интрузива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими толщами.

Ответственный редактор —
доктор геолого-минералогических наук
В. А. Разницын

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО ТИМАНА В БАССЕЙНАХ РЕК ВЫМИ, КЕДВЫ И НЕРИЦЫ

В. А. РАЗНИЦЫН

Граница Среднего и Южного Тимана обычно проводится по параллели 64° сев. широты (Кремс, 1948). Однако отдельные исследователи (Малахов, 1940) считают, что структуры Среднего Тимана (Четласского Камня) продолжают на юг в юго-западное Притиманье далеко за пределы этой параллели. Другие геологи отрицают это (Тихонович, 1946). Вопрос о сочленении структур Среднего и Южного Тимана очень важен, так как замечено существенное их различие, которое нельзя оставить без объяснения, тем более, что весь Тиман благодаря наличию выходов фундамента представляет собой своеобразный полигон для изучения тектоники платформенных образований. На стыке структур Среднего и Южного Тимана можно выяснить особенности их морфологии и палеотектонического развития, что нужно как для теоретической, так и для прикладной (нефтяной) геологии.

Геологии бассейнов рек Выми, Кедвы и Нерицы посвящены исследования Н. Н. Яковлева (1910), И. Г. Добрынина, К. К. Воллосовича, Д. Ф. Масленикова (1936), А. Я. Кремса, И. А. Махоткина, И. Н. Стрижова, В. К. Ливанова, Ф. Ф. Патрикеева, В. С. Мартынова, Г. Ф. Прскурина, В. П. Липатова, А. А. Малышкиной. Автором также в последние годы проделаны маршруты по рр. Выми, Кедве и Нерице. В полевых работах участвовали П. П. Воложанина, В. Г. Гецен, Г. П. Мартынова, Г. Ф. Семенов, Н. И. Тимонин, Ф. Л. Фомин. В данной статье приводится новый ранее не опубликованный материал, собранный автором, с определениями фауны и флоры П. П. Воложаниной, З. П. Михайловской, Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Е. Розовской (фораминиферы), А. Д. Григорьевой, А. И. Ляшенко, М. И. Нефедовой, Н. Н. Фотиевой (брахиоподы), Т. А. Добролюбовой, Н. В. Кабакович (кораллы), Б. И. Богословским, Н. Т. Сазоновым (аммоноидеи), Л. М. Варюхиной, В. А. Молиным, С. Н. Наумовой (спорово-пыльцевые комплексы). Всем указанным лицам автор выражает свою искреннюю признательность.

ВЕРХНЕЕ ТЕЧЕНИЕ р. ВЫМИ

Р. Вымь, близко сходящаяся верховьем с рр. Кедвой и Нерицей, начинается на Вымско-Вольской гряде, которая в северной части относится к Среднему Тиману, а в южной части — Южному Тиману. Правый приток р. Выми — р. Ворыква — берет свое начало с юго-западного края

Четласского Камня и впадает в р. Вымь в Вымской депрессии. Р. Вымь течет вдоль Вымско-Вольской гряды на юг до впадения в р. Вычегду. В бассейне р. Выми пробурено несколько скважин до фундамента, что делает характеристику района р. Выми еще более интересной.

Р. Ворыкwa. Обнажения на р. Ворыкве начинаются в 116 км от устья, где распространен верхний карбон, представленный желтовато-серыми органогенно-обломочными и доломитизированными известняками с голубовато-серыми кремнями (фиг. 1). В них (т. 20) обнаружены фораминиферы, которые, по определению З. П. Михайловой, относятся к видам *Triticites sinuosus* Ros., *Tr. cf. umbonoplicatus* Raus., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *Pseudoendothyra moelleri* (Ozawa), *Ps. timanica* Raus.) верхней части касимовского яруса. Ниже по течению (тт. 14—17, 22, а также тт. 154, 155 в стороне от реки) встречаются известняки с коричневыми кремнями московского яруса среднего карбона с фораминиферами *Fusulinella ex. gr. pulchra* Raus. et Bel., *Fusulinella sp.*, *Pseudoendothyra moelleri* (Ozawa) (определения З. П. Михайловой) и брахиоподами *Choristites cf. angustisinuatus* Frcks. (т. 15), *Ch. omgae* Frcks., *Ch. cf. priscus* Eichw. (определения Н. Н. Фотиевой). Здесь имеются как нижнемосковские, так и верхнемосковские слои (с фузулинеллами).

Но нижнемосковские (верейские) отложения имеют очень ограниченное распространение, так как были размыты в начале верхнемосковского времени. В основании верхнемосковского подъяруса (т. 16) залегает конгломерат, состоящий из галек, размером от 2—3 до 20 см, кремнистого известняка, кварца, доломита, красного кремня. В породе встречена полуокатанная раковина брахиоподы *Choristites ex gr. bisulcatiformis* Semich. (определение Н. Н. Фотиевой), а в цементе конгломерата разрушенная раковина фузулиеллы. Таким образом, по наличию башкирской брахиоподы в галках и подолюско-мячковской корненожки в цементе становится ясно, что где-то вблизи размывались башкирские отложения, а время размыва их было верхнемосковским. Верхнемосковский подъярус во многих районах Тимана залегает трансгрессивно на более древних отложениях, в частности на р. Ворыкве он перекрывает неравномерно размытую толщу нижнемосковских и башкирских пород.

Действительно, ниже по течению реки (тт. 10—13, 73—75) видны выходы желтовато-серых известняков и доломитизированных их разновидностей с конкрециями красноватых и темно-синих кремней. В известняках встречены башкирские *Pseudostaffella cf. antiqua* (Dutk.), *Pseudoendothyra timanica* (Raus.), *Ps. moelleri* (Ozawa), *Ps. bradyi* (Raus.), *Globivalvulina sp.* (определение З. П. Михайловой). Д. М. Паузер-Черноусова в дополнительных образцах из т. 13 обнаружила *Profusulinella cf. staffellaeformis* Kir. и *Pseudostaffella ex gr. antiqua* (Dutk.), обратив внимание на своеобразие фации с крупными глобивальвулинами и псевдоэндотирами в комплексе с указанными видами и также считая возраст пород башкирским. Н. Н. Фотиевой из этих же пород с р. Ворыквы был определен *Spirifer ex. gr. bisulcatiformis* Semich., а Т. А. Добролюбовой — коралл *Lytvophyllum sp.*, что также полностью подтверждает сделанный вывод. Ранее все эти породы другими исследователями относились к верхнему карбону. Особое внимание к образцам с р. Ворыквы, так же как и раньше к породам с рр. Мезени, Светлой и Быструхи, слагающим низы карбона, уделялось, помимо структурных целей, еще и потому, что нужно было установить, имеется ли по периферии Четласского Камня нижний карбон, надежных признаков которого автор пока не нашел.

Ниже по течению р. Ворыквы наблюдается смена пород в обратном порядке снизу вверх — от башкирских к более молодым верхнемосковским (т. 9) известнякам с фораминиферами *Fusulinella sp.*, *Wedekindel-*

lina dutkevichi Raus. et Bel. (определения З. П. Михайловой) и брахиоподами *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch. (определение Н. Н. Фотиевой). Ниже охотбазы в большой излучине р. Ворыквы, отходящей на запад (т. 76—85), обнажены верхнекаменноугольные известняки с фораминиферами (по определению З. П. Михайловой) *Triticites* ex gr. *arcticus* (Schellw.), *Tr.* ex gr. *acutus* Dunbar et Condra, *Quasifusulina* ex gr. *longissima* Moell. (т. 76, верхи касимовского яруса). Вышележащие слои представлены в тт. 77, 83, 84 известняками с фузулинидами *Triticites* ex gr. *rossicus* (Schellw.), *Quasifusulinella* ex gr. *longissima* Moell., *Rugosofusulina* ex gr. *prisca* Ehren. (зона *Triticites stuckenbergi*) и в т. 85 известняками с *Pseudofusulina krotowi sphaeroidea* Raus, *Ps.* cf. *krotowi* пух Schellw. и др. (нижняя часть швагериновой толщи). В следующей т. 86 нарастание разреза вверх резко прекращается и появляются коренные выходы доломитизированных известняков (т. 86) с верхнемосковским комплексом фораминифер (*Wedekindellina subovata* Safon., *Fusulina* ex gr. *kamensis* Safon.). Это указывает на относительную поднятость восточного участка по разлому почти меридиональной ориентировки.

Замеры элементов залегания также говорят о наличии на р. Ворыкве куполовидного поднятия, связанного с разломом. Верхнекаменноугольные известняки к западу от разлома имеют падение на запад и юго-запад 215—245° под углом 1—3°, местами до 12°. Породы среднего карбона в своде Ворыквинского купола (фиг. 1) к востоку от разлома наклонены в северо-восточном и юго-восточном направлениях под углом 1—3° реже 10°. Длина купола 12 км, ширина 6 км. Купол расположен в зоне погружения Четласского Камня на юг. Важно отметить, что даже при наличии осадочного покрова здесь сказывается влияние почти меридиональных структур, развитых на Четласском Камне к востоку от Косьюского разлома.

К востоку от Ворыквинского купола наблюдается общее пологое падение слоев к юго-востоку на северном участке и к северо-востоку на южном участке. Коленообразный изгиб простираций происходит у южного окончания Ворыквинского купола, где также под прямым углом меняет свое направление и р. Ворыква, впадая в р. Вымь с запада. И на р. Выми к северу от устья р. Ворыквы доминирует северо-восточное простираение пород чехла, подчиняющееся ориентировке древних структур аныгоско-косьюской (восточной) части Четласского Камня и юго-восточному ограничению последнего. Южнее устья р. Ворыквы на р. Выми господствует северо-западное простираение пород, отражающее основной структурный план Шегмасско-Березовских и Мезенских структур, вытянутых в сторону Больших Порогов на р. Выми, р. Весляны и оз. Синдорского.

О характере погружения чехла к востоку на р. Ворыкве можно судить по широкому распространению здесь сакмарских и кунгурских отложений, занимающих полосы до 9—11 км шириной. Вниз по течению от упомянутых верхнемосковских известняков т. 86, на юго-восточном крыле Ворыквинского купола встречаются карбонатные породы верхнего карбона и сакмарского яруса нижней перми. Сакмарские известняки доломитизированные, местами брекчиевидные и кавернозные с мелкими шаровидными конкрециями голубовато-серого кремня и более крупными желтыми и коричневыми стяжениями. Отмечается соленый привкус пород. Кавернозность известняков связана с выщелачиванием гипса, который плохо сохраняется в зоне выветривания. Из фауны в известняках различимы многочисленные псевдоэндоциты. Вблизи устья р. Пыввы появляются серые мергели, доломиты и глинистые темно-серые доломитизированные известняки с прослоями гипса, красной и зеленой глины кунгурского яруса. Здесь же наблюдается северо-восточное

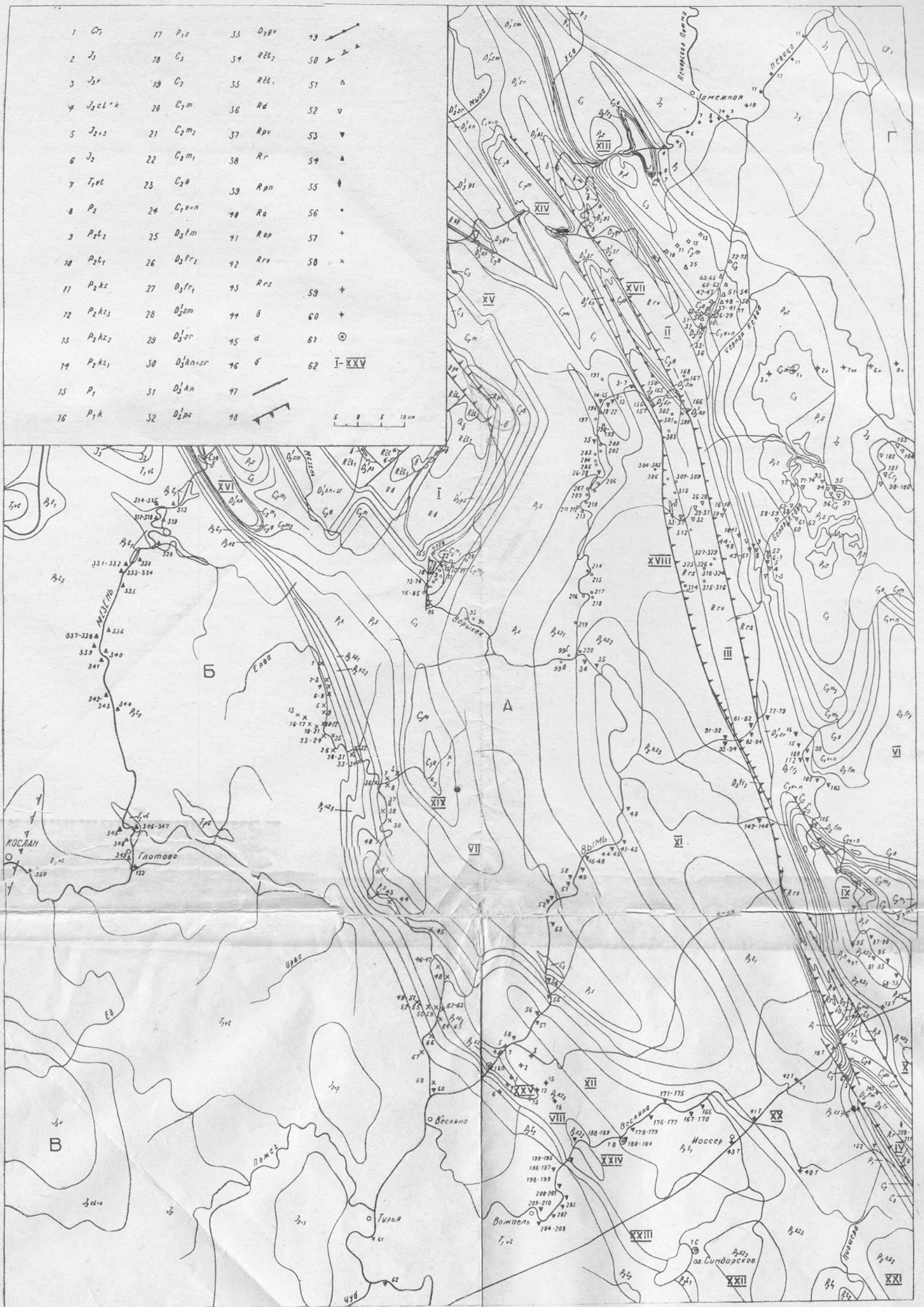
Меридиональ-
ств-рост
Четласск.
Камня

падение слоев по азимуту 45° под углом $3-4^\circ$. Область распространения кунгурского яруса хорошо вырисовывается по обилию на поверхности карстовых озер, полоса которых тянется на юго-восток в сторону р. Чисвы и к северо-востоку к выходам гипса в верховьях р. Выми. В обнажениях нижнего течения р. Ворыквы видны уфимские переслаивающиеся зеленовато-серые и красновато-коричневые глины и голубоватые мергели. В 2,7 км выше устья последние сменяются морскими известняками с прослоями красных глин.

На фоне пологого падения пород на восток в районе р. Ворыквы выделяются мелкие складки, особенно частые вблизи Четласского Камня, где, очевидно, сильнее проявлялись дизъюнктивные нарушения. У руч. Косъеля (нижнего), на северо-восточном крыле Ворыквинского купола образовалась целая серия пологих изгибов слоев с углами падения $2-3^\circ$. Выше устья р. Пыввы кунгурские отложения участвуют в строении брахисинклинали шириной 3 км с падением крыльев к северо-востоку (по азимуту 45°) и к юго-западу по азимуту 265° под углом $3-15^\circ$. По соседству с ней вверх по течению расположена плохо обнаженная антиклинальная складка, в ядре которой, по наблюдениям автора, находятся верхнекаменноугольные известняки (между тт. 95 и 96). Этот предварительный вывод пока не проверен определениями фауны.

Р. Вымь, выше устья р. Ворыквы. На р. Выми, начиная от устья р. Ворыквы, повторяются все те же зоны развития уфимских (тт. 214—220) до р. Покою, кунгурских (тт. 206—213) до руч. Нижн. Видзью и сакмарских (тт. 202—205) отложений, которые встречались на р. Ворыкве. Р. Вымь косо пересекает эти зоны, вытянутые в северо-восточном направлении. Еще севернее, у широтного колена реки вновь получают основное распространение структуры северо-западного простирания, как на Вымской гряде, в пределах которой расположены истоки р. Выми. Уфимские голубоватые и темно-серые мергели, углистые глины, а также красновато-коричневые глины, косослонистые песчаники и мергели образуют два горизонта нижней части казанского яруса (по схеме автора), т. е. соликамский и шешминский горизонты. Соликамский горизонт характеризуется сероцветностью и наличием кунгурско-уфимского спорово-пыльцевого комплекса. В образцах тт. 216 и 217, представленных углистыми глинами и темно-серым мергелем, В. А. Молиным и М. И. Муравьевой найдены споры и пыльца. В обр. 217 установлено наличие спор 4,67% и пыльцы Cordaitales 33,57%, Ginkgocycadophytus 8,07%, группы Vittatina 11,37%, древних хвойных 10,07%, ребристых хвойных 1,32%, хвойных, сходных с современными 0,66%, пыльцы растений неопределенной систематической принадлежности 0,67%. В. А. Молин считает комплекс близким к кунгурскому, с возможным отнесением его и к уфимскому ярусу. Такая характеристика отвечает представлениям автора о принадлежности сероцветов к соликамскому горизонту на границе нижней и верхней перми.

Кунгурские отложения, развитые выше по течению реки на расстоянии 30 км, характеризуются преобладанием среднезернистых кавернозных и брекчиевидных доломитов с прослоями белого гипса, красновато-коричневой глины, серого и красновато-коричневого мергеля. Пласт гипса ниже устья руч. Нижн. Видзью имеет мощность 3 м. Сакмарские желтовато-серые доломитизированные известняки, кроме участка между руч. Нижн. и Верхн. Видзью, встречены также на участке от р. Щугор до р. Сарью, по самой р. Сарью (т. 191) и в 4 км выше ее по р. Выми. Они разделены полосой красноцветных глин и мергелей с прослоями известняков и зеленовато-серых глин (тт. 196—201). Породы имеют падение к северо-востоку 80° под углом $3-5^\circ$. Являются ли эти отложения фациальным замещением кунгурских доломитов или представляют со-



Топографическая основа получена
пантографированием с карты СССР ГУК 1964 г.

Фиг. 1. Геологическая карта зоны сочленения Среднего и Южного Тимана. Составил В. А. Разницын, 1965 г.

1 — нижний мел, 2 — верхняя юра, 3 — волжский ярус, 4 — келловейский и кимериджский ярусы, 5 — верхняя и средняя юра, 6 — средняя юра, 7 — нижний триас (ветлужская серия), 8 — верхняя пермь, 9 — верхнетатарский подъярус, 10 — нижнетатарский подъярус, 11 — казанский ярус, 12 — верхнеказанский подъярус, 13 — среднеказанский подъярус, 14 — нижнеказанский подъярус, 15 — нижняя пермь, 16 — кунгурский ярус, 17 — сакмарский ярус, 18 — верхний карбон, 19 — средний карбон, 20 — московский ярус, 21 — верхнемосковский подъярус, 22 — нижнемосковский подъярус, 23 — башкирский подъярус, 24 — намюрский и визейский ярусы, 25 — фаменский ярус, 26 — верхнефранский подъярус, 27 — нижнефранский подъярус, 28 — семилукский горизонт, 29 — саргаевский горизонт, 30 — саргаевский и кыновский горизонты, 31 — кыновский горизонт, 32 — пашийский горизонт, 33 — живетский ярус, 34 — верхнечетлаасская подсвита рифея, 35 — нижнечетлаасская подсвита рифея, 36 — джежимская (светлинская) свита рифея, 37 — павьюгская свита рифея, 38 — ропчинская свита рифея, 39 — паунская свита рифея, 40 — отъемская свита рифея, 41 — очпарминская серия рифея, 42 — расвожская свита рифея, 43 — расьюская свита рифея, 44 — девонские базальты, 45 — сиениты рифейские, 46 — лампрофиры рифейские, 47 — разломы неупрочненного типа, 48 — взросо-надвиг, 49 — сбросы, 50 — флексуры, 51—58 — точки наблюдения: 51—1954 г., 52—1956 г., 53—1957 г., 54—1959 г.; 55—1960 г., 56—1962 г., 57—1963 г.; 58—1964 г., 59 — скважины ручного бурения, 60 — структурно-поисковые скважины, 61 — глубокие структурно-параметрические скважины, 62 — структурные формы: А — Тиманский эликинген; Б — Притиманский желоб; В — Мезенская синеклиза; Г — Печорская синеклиза; I — Четлаасский Камень (эродированный вал); II — Кедвинская гряда, III — Вымская гряда, IV — Оч-Парма (Вымско-Вольский эродированный вал); V — Кислоручейская гряда; VI — Ухтинско-Ижемский вал; VII — Обдырско-Ропчинский вал; VIII — Елво-Нившерский вал; IX — Ухтино-Тобысская депрессия; X — Вольская депрессия; XI — Вымская депрессия; XII — Коинская депрессия; XIII — Поясоватая мулда; XIV — Левкинская депрессия; XV — Светлинская депрессия; XVI — Мезенские структуры (Северо-Песьюская брахантиклиналь); XVII — Усть-Умбинский взброс; XVIII — Вымский взброс; XIX — Обдырское поднятие; XX — Ропчинская брахантиклиналь; XXI — Нецоедьское куполовидное поднятие; XXII — Синдорское куполовидное поднятие; XXIII — Северо-Синдорский купол; XXIV — Весляное куполовидное поднятие; XXV — Большепорожская брахантиклиналь.

бой уфимский ярус — точно не известно. Следует обратить внимание, что в последнем случае пришлось бы признать полное и неожиданно резкое выклинивание кунгурского яруса к верховью р. Выми, что вряд ли отвечает действительности. Выше сакмарских известняков на р. Выми в пределах широтного ее отрезка также обнажаются красноцветные алевролитистые глины, но с линзами гипса (тт. 8—12). Западнее они сменяются глинами с прослоями известняков (т. 13), скорее всего и представляющих сокращенный кунгурский ярус. Подобные породы в более северных районах Среднего Тимана (на рр. Мыле и Савосаре Усинской) были условно отнесены к кунгурскому ярусу. Глины же без известняков (тт. 8—12) характеризуют так называемые вихтовские слои или низы уфимского яруса. В сакмарских известняках, подстилающих красные глины, имеются фораминиферы *Schubertella sphaerica compacta* Sul., *Sch. ex gr. sphaerica staffelloides* Sul., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *P. aff. timanica* (Raus.), *Globivalvulina* sp., *Nodosaria* sp., *Climacammina* sp., *Tolypammina* sp., *Ammovertella* sp., *Glomospira* cf. *regularis* Lip. (определения М. В. Коноваловой из образцов автора). Из брахиопод Н. Н. Фотиевой определена *Septacamera* cf. *plicata* Kut., из кораллов Т. А. Добролюбовой — *Timania schmidti* Stuck. Породы имеют общее падение к северо-востоку 75—85° под углом 2—3° с пологими изгибами, с которыми связано появление сакмарских известняков у р. Сарью среди более молодых красноцветов. В основе этих дислокаций, очевидно, и здесь лежат нарушения разрывного типа в фундаменте, так как полоса сакмарских пород вытянута параллельно Вымской гряде и в пределах зоны развития сакмарских пород у р. Сарью по замерам элементов залегания не отмечается антиклинального изгиба слоев.

Разломы в верховьях р. Выми устанавливаются по взаимоотношению пород. Так у тт. 7 и 8 обнажаются красноцветные глины перми и верхнекаменноугольные известняки с выпадением мощной толщи сакмарских пород, характерных в верховьях р. Выми, как это видно из приведенного выше описания, для разрезов с нормальной последовательностью. Светло-серые известняки с прослоем голубовато-серой кремнистой разности с многочисленными фораминиферами (*Quasifusulina* sp. по определению П. П. Воложаниной) имеют падение к северо-востоку 85° под углом 22—26° (тт. 7, 6). Известняки прослежены на расстоянии 700 м. На пространстве, отделяющем эти породы от ближайших выходов коренных пород, представленных рифейскими сланцами (т. 156), наблюдаются только высыпки последних (т. 5) и крупные глыбы известняков башкирского яруса (тт. 3, 4). Башкирский возраст пород подтверждается находками в них микрофауны и водорослей (*Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Eostaffella exilis* Grozd. et Leb., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. ex gr. pseudostruvei* Raus. et Reitl. и водоросли *Donezella*, по определениям П. П. Воложаниной). Сближение рифея с карбоном и верхнего карбона с красноцветами перми в данных условиях можно объяснить наличием здесь двух, вероятно, параллельных сбросов или взбросов. С ними же связано крутое залегание карбона. Маршрут вдоль намечаемого Вымского разлома и западного края Вымской гряды не принес дополнительных данных. В верховьях р. Нижн. Видзью (т. 304) к западу от кварцево-серицито-хлоритовых сланцев и кварцито-песчаников (тт. 306—309) встречены высыпки светло-серых известняков нижней части швагеринового горизонта с фораминиферами *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Schwagerina fusiformis* Krot. (определение З. П. Михайловой). Вероятно, и здесь сланцы тектонически контактируют с карбоном, как на р. Выми.

Поднятый по взбросу блок Вымской гряды сложен сланцами рифея, в стороне от разлома покрытыми верхнедевонскими отложениями

(т. 166). К востоку от них снова распространены метаморфические сланцы. Этот выход девона впервые был обнаружен С. В. Тихомировым (1948). В голубоватых глинах и зеленовато-серых мергелях с участками глинистого известняка автором дополнительно собрана фауна семилукского горизонта, состоящая из *Tropoceras simplex* Buch., *Bactrites subflexuosus* Keys., *Liorhynchus* sp., *Styliolina* sp., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Buchiola retrostriata* Buch. (определения А. И. Ляшенко). Полоса девона проходит вблизи крутого поворота течения р. Выми с севера на запад. К этому месту направлен и Усть-Умбинский взброс, который отделяет более поднятую Кедвинскую гряду от Вымской гряды. К востоку от девонских мергелей и предполагаемого продолжения Усть-Умбинского взброса по правому притоку р. Выми (т. 167, 168) обнажаются тонкочередующиеся кварцево-серицито-хлоритовые узловатые, отчасти углистые сланцы и микрокварциты, такие же, как на левых притоках р. Умбы, с падением к северо-востоку 70° под углом 78° и вертикальным кливажем разлома осевой плоскости. Девонские отложения отсюда распространяются на север до рр. Средней и Печорской Пижмы, полностью покрывая там метаморфические сланцы погружающейся Вымской гряды. Они в высыпках встречаются еще у истоков р. Сарью и хорошо обнажены в верховьях р. Выми. На р. Выми (т. 158—165) в рифейских отложениях наблюдается одна прямая антиклинальная складка шириной 4 км, западное крыло которой нарушено упомянутым Вымским взбросом. Крылья структуры имеют падение на западе к юго-западу 250° под углом 40° , местами к юго-востоку 150° под углом 13° и на востоке к северо-востоку $45-67^\circ$ под углом $41-58^\circ$. Плоскости кливажа разлома на юго-западном крыле наклонены к северо-востоку 45° под углом 60° . Слои здесь местами гофрированы и наблюдаются локальные изменения в направлении и углах их падения. Северо-восточное крыло меньше нарушено, хотя и в его пределах иногда отмечается пloyчатость (т. 160).

Складку слагают темно-серые и серые полосчатые, как на р. Средней, тонкочередующиеся кварцево-серицито-хлоритовые сланцы и микрокварциты с лейкоксеном и, вблизи разлома, с повышенным содержанием биотита (т. 159). У них развита зачаточная сланцеватость по слоистости.

На одном участке западного крыла у разлома наблюдаются выходы глауконитовых известковистых песчаников верхней юры. Их контакт с подстилающими породами не виден, но в 200 м от них обнажаются сланцы, на которых, скорее всего, и залегают юрские песчаники. Предположение о том, что это ледниковый отторженец, менее вероятно, так как в двух изолированных выходах песчаника (т. 156 и 157), находящихся на расстоянии 200 м друг от друга (по прямой), отмечается одинаковый азимут падения слоев к юго-западу 245° и крутой угол падения $23-40^\circ$. Последнее обстоятельство не вызывает удивления, так как в зоне разломов на Тимане залегание пород чехла часто бывает сильно нарушено. В песчаниках найдена окаменевшая древесина и остатки фауны (по определению Н. Т. Сазонова *Pallasicerias aff. commanis* Splet. нижнего волжского яруса, скорее всего, зоны *Virgatites virgatus*). Юрские породы в районе Вымской гряды нигде больше не встречались.

Повсеместным распространением здесь пользуются метаморфические сланцы. Они обнажаются вверх по р. Выми от выходов девона (т. 300, 301), где представлены полосчатыми тонкочередующимися пиритизированными кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами и микрокварцитами с зачаточной сланцеватостью по слоистости и пятнистыми алевритами с гидроокислами железа и биотитом. Породы имеют падение к северо-востоку 75° под углом 80° . К западу от реки (т. 302) и в верховьях р. Верхн. Видзью (т. 303) встречены кварцево-серицито-

хлоритовые сланцы с пересечением слоистости и сланцеватости под острым углом. В т. 303 отмечается падение плоскостей сланцеватости к северо-востоку 70° под углом 62° . В верховьях р. Нижн. Видзью в шурфах, пройденных Ухтинской геологической экспедицией УТГУ (тт. 306—309), вскрыты сланцы и алевролиты с прослоями кварцито-песчаников с плагиоклазом, микроклином и порфиробластами биотита, плеохроирующего в зеленых тонах. Наличие желтовато-серых слюдистых кварцито-песчаников с микроклином и плагиоклазами отмечается также в тт. 310, 312 на левом водоразделе р. Покью, в русле реки вблизи западного (Вымского) разлома и по правому притоку р. Покью.

В 10 км южнее, на р. Лунь-воже, правом притоке р. Ямшико-Соджмеса, снизу вверх по реке (в пределах верхнего течения) наблюдались выходы следующих толщ: 1) темно-серых микрокварцитов с биотитом, кварцево-серицитовых, а также известковистых сланцев с магнетитом и эпидотом; 2) филлитовидных кварцево-серицито-хлоритовых и кварцево-серицитовых сланцев с лейкоксеном, местами полосчатых с чередованием более светлых микрокварцитов и темно-серых сланцев; породы пиритизированы; 3) кварцито-песчаников желтовато- и темно-серых с полевыми шпатами и прослоями сланцев; 4) известковистых и филлитовидных кварцево-серицито-хлоритовых сланцев с ильменитом и лейкоксеном. Эту толщу прорывают долериты девонского возраста; 5) филлитовидных кварцево-серицито-хлоритовых мелкоузловатых сланцев, местами с разлинзованными микрослоями алевролитов. Слоистость в них косо сечется сланцеватостью; 6) полосчатых алевролитов с зачаточной сланцеватостью по слоистости, как на р. Средней, и углистыми участками, обогащенными лейкоксеном; 7) углистых сланцев с лейкоксеном. Падение пород северо-восточное и юго-восточное $80-105^\circ$ под углом $42-62^\circ$.

Характер складчатости на рр. Покью и Лунь-воже недостаточно выяснен. Предполагается наличие изоклинальных форм, однако уверенное выделение таких складок затруднительно, так как в сланцевых толщах наблюдаются фациальные замещения и ни одна из них полностью не повторяет другую. Кроме того, к югу от р. Лунь-вожа на р. Касьян-Кедве автором отмечалось не только северо-восточное, но и юго-западное падение слоев, а также (у тт. 90 и 96) был установлен пологий перегиб антиклинальной складки. Таким образом, по крайней мере, одна антиклиналь с падением крыльев к северо-востоку 65° под углом 50° и к юго-западу 255° под углом 65° на р. Касьян-Кедве имеется (другая намечается ниже р. Кокля). Эта складка, как и на р. Выми, на западе срезана разломом, у которого образовалась мощная брекчия трения, а слой чехла (верхний девон и нижняя пермь) вертикально поставлены. Породы, слагающие антиклиналь и распространенные выше по р. Касьян-Кедве до выходов мергелей девона у т. 77, представлены расвожской свитой очпарминской серии: тонкочередующимися кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами и алевролитами с редкими прослоями кварцито-песчаников до 40 см (т. 87), а на западе с известковистыми сланцами (т. 90). Западный комплекс пород р. Лунь-вожа (толщи 1—4) здесь не повторяется. Разрез на р. Касьян-Кедве напоминает лишь восточный комплекс р. Лунь-вожа (толщи 5—7, отчасти 4).

В 1956 г. автором был сделан маршрут по р. Покью со стороны бассейна р. Кедвы с переходом на р. Димтем-ель с руч. Кык-вожа и отсюда на р. Покью. Этот район кратко описан (Разницын, 1964). На р. Покью распространены те же породы, которые известны на р. Лунь-воже. Важно отметить, что при выполнении данного маршрута предусматривалась возможность ознакомиться с отложениями рифея, распространенными восточнее на р. Покью на расстоянии 8 км, вкрест простираения слоев. На р. Кык-воже (тт. 41—43) обнажаются тонкоплитчатые

(вероятно, расвожские) кварцево-серицитово-хлоритовые сланцы с падением на северо-восток 75° под углом 50° , на р. Димтем-еле в тт. 16—18 и 20 встречаются те же сланцы и алевролиты с полевым шпатом и бластами хлорита (пеннина) с пологим падением на северо-восток 75° под углом $16-18^\circ$. Западнее (тт. 13—15, 19, 21—25) в полосе 3 км в сланцах появляются прослой кварцито-песчаников мощностью от 30 см до нескольких метров с падением к северо-востоку 75° под углом 50° . Сланцы распространенной здесь расъюской свиты, в свою очередь, не однородны и тонко чередуются с микрокварцитами. В разнозернистых кварцито-песчаниках местами наблюдаются скопления циркона, имеются полевые шпаты, в том числе пертит (тт. 14, 15, 22).

В верховьях р. Покъю прослеживаются тонкочередующиеся сланцы и микрокварциты расвожской свиты (тт. 26—28), образующие выходы в русле и по склонам с падением к северо-востоку 75° под углом 50° . Далее к западу следуют тонкоплитчатые, местами углистые и узловатые кварцево-серицито-хлоритовые филлитовидные, нередко пльчатые сланцы, сменяемые кварцито-песчаниками в тт. 34, 35. За ними наблюдается комплекс известковистых и биотитовых сланцев с магнетитом и эпидотом с общим падением слоев к северо-востоку $60-65^\circ$ под углом 40° . В. С. Мартынов разделил метаморфический комплекс р. Покъю на три толщи: 1) биотитовых и магнетитовых сланцев с цоизитом и эпидотом, мощностью 500—600 м; 2) кварцевых алевролитов, тонкочередующихся с углисто-хлорито-глинистыми, кварцево-серицито-хлорито-глинистыми и другими сланцами, мощностью 1200 м; 3) пльчатых филлитовидных углистых, кварцево-серицито-хлоритовых и хлорито-биотито-серицитовых сланцев мощностью 700—800 м. Верхняя (третья) толща распространена, кроме р. Покъю, на левых притоках р. Умбы, а вторая — на правых притоках р. Средней, нижняя (первая) встречена на Кислоручейской гряде.

Наблюдающиеся на р. Лунь-воже толщи 2—4 относятся ко второй толще В. С. Мартынова, пятая — к третьей, первые толщи соответствуют друг другу, а шестая и седьмая могут считаться аналогами второй толщи В. С. Мартынова только при условии, если мы допустим наличие фациальных изменений. Кварцито-песчаники, отнесенные ко второй толще, также местами несут отличительные черты другой (первой) толщи, если учитывать развитие в них биотита, и по этому признаку могут к ней относиться.

Однако следует обратить внимание на уже отмеченную в предыдущих разделах особенность кислоручейской или очпарминской серии. Биотит здесь в какой-то степени имеет наложенный характер, точно так же, как магнетит и минералы из группы эпидота. Они часто ориентированы не по слоистости и сланцеватости, а независимо от них. Вторичный характер, вероятно, имеет карбонат. Биотит нередко образует крупные агрегатные зерна; через порфиробласты биотита и эпидота с включениями зерен кварца явно вторичны. Но, вероятно, не все неделимые биотита относятся к ним: наряду с биотитом, плеохроирующим в зеленых тонах, широко распространен зеленовато-бурый и коричневый, по-видимому, первичный биотит. Точно так же и карбонат только местами имеет вторичный характер. Указанные разновидности кислоручейских пород, особенно магнетитовые, оказались несколько своеобразными и по химическому составу, что можно объяснить некоторой их измененностью процессами метасоматического минералообразования с привнесением и выносом элементов у проницаемых зон: магнетитовые и биотитовые сланцы с цоизитом и эпидотом встречены только у разломов. Таким образом, при стратификации древних толщ Среднего Тимана следует учитывать и различать в каждом конкретном случае тип минералообразования. По А. Ф. Коржинскому (1965), образование

эпидота может происходить в среднетемпературную и низкотемпературную метаморфические стадии, в последнем случае на средних глубинах. В зависимости от активности кислотных компонентов в низкотемпературных растворах, например, при высокой активности воды, щелочи, средней активности углекислого газа и низкой активности серы, актинолит-эпидотовые минералы замещаются биотитом, кальцитом, кварцем и магнетитом. При низкой активности щелочи вместо биотита образуется хлорит. Выяснение условий метасоматического минералообразования — дело специальных исследований. Для решения вопросов стратиграфии древних толщ Тимана, как уже говорилось, важно отметить постоянную приуроченность биотитизации и магнетитизации к зонам разломов, вероятную связь этих процессов с углекислыми гидротермальными растворами при высокой активности щелочей и локализации такого метасоматоза в районах Среднего Тимана. Биотитизация отмечается у разлома на Вымской гряде не только на рр. Покью и Лунь-воже, но и на рр. Выми и Коине (т. 39, 159), однако в эту сторону — к Южному Тиману — она ослабевает. Там чаще развит процесс хлоритизации, что, вероятно, связано с низкой активностью щелочей. Поэтому при характеристике свит рифея не следует придавать решающего значения вариациям состава комплексов, возникших в результате метасоматического минералообразования.

В настоящее время еще нельзя уверенно разрешить все проблемы стратиграфии рифея Тимана. Даже на отдельных участках сопоставление свит и подсвит распространенных здесь серий затруднительно. Например, рр. Покью и Димтем-ель, на которые автором был сделан маршрут для увязки, разделены полосой 2 км, лишенной обнажений, с которой связана смена стратиграфических комплексов сланцевого (расвожского), развитого западнее, в верхнем течении р. Покью, и кварцито-сланцевого (расьюского), распространенного в верховьях р. Димтем-еля. Такую смену пород можно объяснить, исходя из наличия антиклинальной структуры на р. Димтем-еле, с выходами в ее ядре кварцито-песчаников и кварцево-серицито-хлоритовых сланцев, а на р. Покью — синклинали. Но все построения на участке предполагаемой изоклинальной складчатости носят условный характер особенно там, где нет сплошной обнаженности. Выше говорилось, что и к югу и к северу от описываемого района найдены примеры распространения обычных прямых и наклонных складок, и представление об отсутствии их в районе рр. Покью, Димтем-еля и Лунь-вожа может явиться результатом неполноты материалов при недостаточной обнаженности района. Конечно, нельзя исключать возможности того, что изоклинальные складки местами действительно доминируют. Независимо от решения этого вопроса, смена стратиграфических комплексов на рубеже рр. Покью и Димтем-еля может быть связана с разломом, протягивающимся сюда со стороны р. Средней и верховья р. Выми (Усть-Умбинский взброс). Разлом разделяет, по мнению автора, Келвинскую гряду (восточную) и Вымскую гряду (западную), во всяком случае на севере, у р. Средней. Возможно, разлом прослеживается и дальше на юго-восток до р. Касьян-Кедвы. Кстати сказать, на р. Касьян-Кедве у этого разлома также встречаются зеленые глины и мергели с гониатитами (*Timanites keyserlingi* Mill. по определению Б. И. Богословского), как на р. Выми, только более древние, саргаевские (Разницын, 1964).

Вымская гряда от р. Покью тянется через Лунь-вож к р. Касьян-Кедве, верховью р. Коин и р. Чинья-Ворык. Она отделена от Вольской гряды или Оч-Пармы прогибом с выходами палеозоя у железной дороги. Вся Вымская гряда представляет собой, как и Оч-Парма, область развития очпарминской сланцевой серии, которую отдельные авторы на Среднем Тимане называют кислоручейской свитой, а до ее выделения

относили к оселковой части быструхинской свиты, к четласской или бобровской свитам. На Кедвинской гряде наблюдаются те же породы очпарминской серии, которые переходят с р. Кедвы в верховья р. Нерицы и далее на водораздел рр. Средней и Умбы. Маршруты по рр. Кедве и Нерице кратко описаны автором (Разницын, 1964). Наличие двух самостоятельных гряд Вымской и Кедвинской, о котором впервые предположительно говорил С. В. Тихомиров, так же как и двух взбросо-надвигов, ограничивающих эти гряды на западе, является одной из существенных черт строения области сопряжения структур рр. Выми, Белой и Печорской Пижмы. Погружение Вымской гряды на севере в районе р. Средней происходит раньше, чем Кедвинской гряды (у Посадского и Яранского мегов). Кедвинская гряда кулисообразно заходит за Вымскую и дальше выдвинута на северо-восток. К западу от Вымской гряды наблюдается юго-восточное продолжение структур Четласского Камня, но, как уже говорилось, в настоящее время они относительно погружены. Их можно проследить на р. Выми у Больших Порогов и по притокам р. Выми.

Р. Вымь ниже устья р. Ворыквы. Вниз по течению р. Выми от устья р. Ворыквы широко распространен казанский ярус, до Больших Порогов включительно. На этом фоне выделяются более древние нижнепермские отложения в пределах Обдырского поднятия, косо пересекаемого рекой, и низы казанского яруса (уфимские-шешминские песчаники) на Большепорожском поднятии. Только местами здесь сохранились татарские мергели — вдоль оси Вымской депрессии, вытянутой от устья р. Ворыквы на юго-восток и в понижении между Обдырской и Большепорожской структурами, т. е. в Коинской депрессии. Упомянутые при описании р. Ворыквы морские известняки, выходящие в 2,7 км выше устья (т. 99в, 99г), вероятно, уже относятся к среднеказанскому подъярису (по схеме автора). Они подстилаются уфимскими красными глинами и покрываются сходными, но более молодыми образованиями. Вопрос о принадлежности этих пород к уфимскому или казанскому ярису нельзя считать окончательно решенным, так как пелециподовая фауна и морские остракоды, встречающиеся в этих слоях, не позволяют точно датировать их возраст. Опираясь же на определение широкой трансгрессии казанского моря, как это делается для более западных и северных районов, в Вымской депрессии надо осторожно, так как трансгрессия охватила Притиманье позднее. Трансгрессия моря на восток, в сторону Тимана, началась с эпизодического его проникновения, оставившего след в виде языков морских осадков среди красноцветных накоплений. Они-то, скорее всего, и определяют первый этап наступления моря (Разницын, 1961а).

В 500 м ниже устья р. Ямшико-Соджмес (т. 34) на р. Выми обнажаются среднеказанские полимиктовые песчаники, а в тт. 35 и 36, выше красных и желтых глин, более молодые глинистые известняки с брахиоподами *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Clijothyridina royssiana* (Keyserl.), *Rhynchopora nikitini* Tsch., *Ambocoelia* cf. *nucella* Netsch. (определения Н. Н. Фотиевой), остракодами *Healdia simplex* Roundi, *H. cognata* Schn., *Bairdia pompiloides* Harlon, *B. pokosensis* Del. (определения Г. П. Мартыновой). В тт. 37—39 выше р. Шомвуквы видны выходы темно-серых глин, известковистых алевролитов с той же казанской фауной и казанским спорово-пыльцевым комплексом с *Azonotriletes osmundae* Samoil., *Vittatina cincinnata* Lub., *Protodiploxypinus elongatus* (Lub.), *Azonoletes tenuis* Lub. и др. (определения Л. М. Варюхиной). Плитчатые серые известковистые глины встречаются и ниже р. Шомвуквы (т. 40), имея здесь пологое падение под углом 3° с меняющимся направлением. У р. Нюлач (тт. 41—43) вновь, как у р. Ворыквы, появляется комплекс красных глин, тонкослоистых известняков с брахиоподами и песчани-

стых известняков с брахиоподами, обломками темно-серого кремня и участками гравелита с падением к северо-востоку 35° под углом 3° . По мнению автора, ими на р. Выми представлен среднеказанский подъярус, а вышележащие серые глинистые известняки и глины относятся к верхнеказанскому подъярису.

Ниже по р. Выми обнажаются подстилающие уфимские красноцветы (тт. 44—48) с тем же падением к северо-востоку 45° в сторону оси Вымской депрессии под углом 4° . Под красноцветами залегают кунгурские кавернозные, иногда брекчиевидные серые известняки, доломиты и мергели с прослоями серых глин и выщелоченным гипсом (тт. 49—52). У т. 52 близ устья р. Чисвы из брекчии ноздреватых известняков вытекают сероводородные источники (водоупором служат мергели). От р. Чисвы до р. Возян (тт. 53—54) распространены желтоватые пористые известняки сакмарского яруса с отпечатками и ядрами брахиопод, пелелипод, гастропод и пустотами от выщелачивания фораминифер. В породах много пустотелых эпигенетических конкреций кремня диаметром до 0,5 м темно-серой, голубой, коричневой и желтой окраски. В т. 54 выделяются фузулинидовые известняки, возможно, уже относящиеся к верхнему карбону. Эти слои слагают свод Обдырского поднятия. В ядре структуры на р. Обдырь выходят башкирские известняки, окаймленные верхним карбоном с обнажениями на р. Обдыре и р. Пывве (приток р. Ворыквы).

Юго-западное крыло Обдырской структуры сложено теми же породами, которые были только что описаны для отрезка р. Выми ниже устья р. Ворыквы, но с выходами их в обратной последовательности, так как в эту сторону наблюдается погружение слоев. Важно указать, что смена пород от сакмарского яруса до серых мергелей татарского яруса к юго-западу здесь происходит на расстоянии 5 км (по прямой), в то время как на северо-восточном пологом крыле эта же смена наблюдается на протяжении 20 км, вкрест простирания пород. Следовательно, Обдырский, или, вернее, Обдырско-Ропчинский вал резко асимметричен, что обычно бывает у структур, в основании которых лежит один разлом, особенно взбросо-надвигового типа. Общая ширина Обдырско-Ропчинского вала на р. Выми 25 км. Протяжение его более 125 км. так как начало находится у Ворыквинского купола, от которого Обдырская структура отделена лишь неглубокой седловиной, а окончание — на р. Ропче. Среди пермских отложений на юго-западном крыле указанного поднятия в т. 56, в 10 км выше устья р. Коин, наблюдались серые глины и мергели нижнеуфимского, соликамского возраста. Из них С. Н. Наумовой был определен соликамский спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием спор папоротникообразных: *Acanthotriletes osmundae* (Samoil.) Naum., *Azonoletes levis* Lub. и пыльцой хвойных *Vittatina vittifera* Lub., *V. striata* Lub., *V. cincinnata* Lub., *Haploxypinus perfectus* Naum., *H. tractiferinus* Samoil., *H. plolixus* (Lub.) Samoil.

Большепорожское поднятие значительно уже Обдырского (8 км) и выражено на р. Выми выходами в ядре (т. 8) уфимских косолоистых песчаников. Структура имеет форму асимметричной брахиантиклинали длиной 12 км и с более крутым юго-западным крылом, представленным флексурой с падением к юго-западу 250° под углом 19° (т. 7). Северо-восточное крыло очень пологое с падением по азимуту $25-55^\circ$ под углом $2-3^\circ$. От т. 8, у свода структуры, на протяжении 6 км до устья р. Коин друг друга сменяют уфимские песчаники и красновато-коричневые известковистые глины, среднеказанские известняки и темно-серые известковистые песчаники с брахиоподами, верхнеказанские темно-серые глины и пелелиподовые ракушечники. Из фаунистических сборов автора Е. М. Люткевичем и О. В. Лобановой были определены пелелиподы *Pecten eichwaldi* Stuck., *P. radiatus* Lutk. et Lob., *P. engelhardty*

Eth. et Dun., *Aviculopecten niemalis* Salter., *A. mutabilis* Lich., *A. frederixi* Lutk. et Lob., *A. elegantulus* Stuck., *Pseudomonotis kasanensis* Vern., *Parallelodon striatum* (Schloth.), Н. Н. Фотиева отсюда же определила подчиненную фауну брахиопод: *Cancrinella cancrini* (Vern.), *Rhynchopora cf. pikitini* Tschern. и др. Близ устья р. Коин (т. 58) слои верхнеказанских пород имеют падение к северо-востоку 35° под углом 7° .

Эти же породы обнажаются по р. Коин, которая в верховьях пересекает Обдырско-Ропчинский вал, а в нижнем течении — Коинскую депрессию с выходами казанского и нижней части татарского яруса (елвинских слоев). Коинская депрессия разделяет Обдырскую и Большепорожскую структуры и их юго-восточные продолжения. Юго-западное крыло Большепорожской брахиантиклинали, с которым связаны пороги выше д. Божьюдор, слагается такими же ниже- и верхнеказанскими породами, как и в описанных участках р. Выми, только здесь разрез наращивается вверх, и выходят ниже- и верхнетатарские (серые и красноцветные мергели, алевролиты и глины), а затем ниже д. Божьюдор — нижнетриасовые полимиктовые песчаники (тг. 60—62). К юго-западу от Большепорожской брахиантиклинали породы лежат практически горизонтально, что хорошо видно в обнажениях и о чем можно судить по распространению одной ветлужской серии триаса от устья р. Елвы до устья р. Кылтовки у с. Княжпогоста и далее до с. Серегова. Лишь местами здесь по правобережью р. Выми появляются юрские отложения — остатки некогда обширного покрова. Весь этот крупный прогиб предлагается назвать Эжвинским по древнему имени р. Вычегды.

Мощности указанных выше пермских отложений на р. Выми лишь ориентировочно можно подсчитать по обнажениям. Более точные данные получены при бурении на Большепорожской брахиантиклинали. В глубокой скважине Большие Пороги, пробуренной на юго-западном крыле структуры до рифейского фундамента, разрез начинается с песчанистого известняка среднеказанского подъяруса с брахиоподами *Cancrinella cancrini* (Vern.) (определение Н. Н. Фотиевой). Ниже вскрыты нижнеказанские (уфимские), кунгурские, сакмарские, верхне- и нижнекаменноугольные, а также верхнедевонские отложения и на глубине 1113,8 м — породы фундамента. Мощность пермских отложений, подсчитанная с учетом колонковых скважин 1—7, 12, 13, 15 и 18, пройденных со структурными целями, и обнажений, на р. Выми достигает 800 м (275 м нижний отдел, 525 м верхний отдел). Мощность карбона — 381 м (32 м нижний, 196 м средний, 153 м верхний отделы). Мощность девона 183 м. Фундамент представлен темно-серыми почти черными кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, местами тонкочередующимися с алевролитами, с прослоями кварцито-песчаников и падением слоев под углом $13-15^\circ$. Эти породы напоминают сланцы четласской свиты. Девонские породы в верхней части содержат морскую фауну, в нижней части они пестроцветные. Их стратиграфический объем примерно равен нижнефранскому подъярису. Подробнее характеристика разреза юго-западного Притиманья и района р. Выми в том числе дана автором ранее (Разницын, 1961а, 1964).

Геология района изучалась И. Г. Добрыниным, Д. Ф. Масленниковым, Н. А. Рулевым, Н. А. Воронковой, И. А. Махоткиным, К. К. Волосовичем, Э. А. Кальберг, Н. И. Стрижовым и многими другими геологами, упомянутыми во введении. В последнее время к работам в этом районе приступил В. А. Молин, а также отряды Всесоюзного Аэрогеологического треста и ряда других организаций Москвы и Ленинграда. Большие и трудоемкие работы на этой территории длительное время выполняются Ухтинским геологическим управлением. Автор излагает в основном материал личных исследований и сотрудников Института

геологии Коми филиала АН СССР, причем списки фауны даются по своим сборам (в том числе и по скв. 1-Больших Порогов).

Большепорожская брахиантиклиналь расположена в пределах Елво-Нившерского вала, представляя его отдельное поднятие. К юго-востоку от него расположена Веслянская и затем Синдорская структуры. Они описаны автором (Разницын, 1961б, 1962, 1964) и находятся у края поднятого блока фундамента, который, по мнению геофизиков (Калинина, Фотиади, 1959), прослеживается в виде подземного кряжа. Впервые поднятие в чехле, расположенное над этим подземным кряжем, выделил К. К. Воллосович, назвав его Елво-Веслянской флексурой. Она в действительности имеет характер вала и протягивается на северо-запад к мезенским структурам, в частности к Северо-Песьюской брахиантиклинали, а также на юго-восток к Синдорскому куполовидному поднятию и к р. Нившере. Структура хорошо выражена на р. Елве Вымской, где сближается с Обдырским поднятием. Это сближение произошло потому, что в своей северной части Обдырское поднятие развивалось как поперечное (Ворыквинский купол), являясь продолжением на юг погружающегося юго-восточного края Четласского Камня, формировавшегося, как уже говорилось, под влиянием разломов северо-восточного направления. Вблизи Елво-Нившерского вала Обдырское поднятие подчинилось влиянию разломов северо-западного направления и явилось основной структурой Обдырско-Ропчинского вала. Коинская депрессия берет свое начало там, где разделяются два вышеуказанных вала, и вытянута к р. Иосер и далее на юго-восток между этими валами на 120 км. Таким образом, основным для всего района можно считать разлом в фундаменте северо-западного простираения, ограничивающий Западный Тиман на всем его протяжении от Мезенской флексуры к Большим Порогам, р. Весляне и оз. Синдорскому. Оба вала: Елво-Нившерский и Обдырско-Ропчинский, а также Коинскую и Вымскую депрессии можно считать осложнениями погруженной части мегаглыбы западной части Тимана.

Важно отметить, что в пределах зоны погружения под осадочным покровом распространены рифейские метаморфические породы, как и на Четласском Камне, Джежим-Парме и в районе с. Ксенофонта. Западнее этих районов наблюдается вендский осадочный комплекс, лежащий на архее. В бассейне р. Выми о фундаменте можно судить по скважинам УТГУ, пробуренным на р. Весляне, у оз. Синдорского, на р. Ропче у разъезда Крепежного (скв. 41-Т) и в 15 км выше пересечения реки железной дорогой (скв. 40-Т), на р. Чинья-Ворык у одноименного разъезда Северной ж. д. (скв. 17-Т). Данные бурения, полученные по фундаменту, тем более интересно сопоставить, что они позволяют в какой-то мере приблизить нас к решению вопроса о взаимоотношении свит рифея Среднего и Южного Тимана. В этом районе мы видим рядом расположенные западную (в настоящее время погруженную) и восточную зоны Тимана, последняя выступает в виде горста Оч-Пармы. Западная зона Тимана в районе р. Выми представляет южную часть Четласского Камня Тимана, испытавшего опускание при формировании современного структурного плана. Таким образом, здесь как бы сближены структуры Среднего и Южного Тимана в общепринятом их понимании.

В верховьях р. Ропчи, на Оч-Парме и в верховьях р. Чинья-Ворык, на Вымской гряде на поверхность выходят доломиты ропчинской свиты, выделенной К. К. Воллосовичем (1944 г.). Эти же доломиты вскрыты в интервале 555—797 м в скв. 17-Т у разъезда Чинья-Ворык на поднятом блоке, который надвинут на породы чехла, о чем подробнее уже сообщалось в печати (Разницын, 1965). Доломиты ропчинской свиты обнаружены также на глубине 839 м в скважине 41-Т в 30 км к западу

нагвиз

от скв. 17-Т. Между ними пробурена скв. 40-Т, смещенная по простиранию пород к юго-востоку вдоль р. Ропчи на 15 км от линии скв. 17-Т — 40-Т. В ней на глубине 964 м залегают темно-серые кварцево-серицито-хлоритовые сланцы с тонкими более светлыми прослойками алевролита расвожской свиты очпарминской серии. Сланцы местами пльчатые, в верхней части выветрелые пестрые. В них различима слоистость с падением под углом 45° (направление падения неизвестно). Известковистые сланцы типа оселковых наблюдались автором на Оч-Парме к западу от полосы ропчинских доломитов (т. 420) в 500 м в стороне от реки Ропчи. В них тоже хорошо видна слоистость, наклоненная к северо-востоку 20° под углом 30° , т. е. сланцы падают там под ропчинские доломиты и являются более древними. Новое появление доломитов еще западнее сланцев в скв. 41-Т у пос. Ропча (разъезд Крепежный) можно объяснить по-разному, например, наличием антиклинальной структуры, на юго-западном крыле которой залегают вышележащие по отношению к очпарминским сланцам ропчинские доломиты.

В следующей расположенной к западу скв. 1-Синдор на глубине 922 м обнаружены темно-серые плитчатые тонкочередующиеся глинистые кварцево-серицито-хлоритовые сланцы, алевролиты и песчаники, сверху сменяемые розоватыми кварцито-песчаниками. По этим породам, имеющим наклон слоев под углом $10-15^\circ$, пройдено 178 м, в том числе 3 м по кварцито-песчаникам. Отнесение их к известным свитам затруднительно, больше всего они напоминают четласские породы, которые также чередуются и слабо метаморфизованы. В целом они близки к сланцам и кварцито-песчаникам скв. 1-Большие Пороги, но более грубозернисты. В скв. 1-Весляна у пос. Нижне-Веслянского, находящейся севернее и немного западнее скв. 1-Синдор, на глубине 1120 м вскрыты красноцветные известняки и мергели с прослоями серых доломитов (вверху) и коричнево-фиолетовых аргиллитов и черной глины с глауконитом (внизу). Породы имеют падение под углом $10-20^\circ$ и больше всего напоминают катавские отложения Южного Урала. По ним пройдено 360 м. Для выяснения взаимоотношения свит у нас мало исходных данных. Нам, например, не известно направление падения слоев в скважинах, так как ориентировка керна не производилась.

Вопрос еще более усложняется тем, что наряду с пологими пликативными дислокациями, которые, судя по небольшим углам наклона слоев в кернах, распространены к западу от р. Ропчи, наблюдаются также дизъюнктивные нарушения. Одно из них, подсеченное скв. 17-Т, западный взброс Вольской гряды (Оч-Пармы), имеет амплитуду около 1—1,5 км, судя по скв. 17-Т, 18-Т и 42-Т у разъездов Чинья-Ворык и Тиманский и у совхоза Месью. Материал, полученный при бурении этих скважин, обработан Ф. М. Хмяляйным. Второе нарушение предполагается у западного крыла Ропчинской брахиантиклинали, к западу от скв. 41-Т (пос. Ропча). Оно намечается по данным бурения скв. 42-Т (на востоке, у разъезда Тиманского), где на глубине 1202 м залегает московский ярус среднего карбона, и скв. 43-Т (у ст. Иоссер, к западу от пос. Ропчи), где на глубине 953 м вскрыт средний карбон. Таким образом, доломиты ропчинской свиты в скв. 41-Т, установленные на глубине 839 м, находятся в пределах поднятого блока, испытавшего погружение к востоку. К западу от него расположен опущенный блок. Возможны разные варианты построений, имеющих целью определить по данным бурения распространение свит метаморфического комплекса Тимана и взаимное их расположение под осадочным покровом. Для удобства построений можно графически перенести разрезы скважин по простиранию рифейских пород, достаточно хорошо выясненному на Оч-Парме, на одну линию, ориентированную вкрест простирания свит Тимана на данном участке. При этом мы получим следующую

последовательность скважин с востока на запад: 17-Т, (22 км), 40-Т, (8 км), 41-Т, (25 км) 1-Синдор, (5 км), 1-Весляна, (20 км), 1-Большие Пороги. Расстояния между разрезами при таком приведенном их положении на одном профиле, примерно указаны в скобках между номерами скважин.

Один из вариантов изложен Т. И. Кушнareвой, В. С. Журавлевым, В. П. Зарх и А. А. Саар (1965), полагающих, что четласские сланцы скв. 1-Больших Порогов перекрываются джежимской свитой, наблюдающейся, по их мнению, в скв. 1-Синдор, затем черными сланцами с глауконитом и вышележащими глинисто-карбонатными пестроцветными (демнинскими) отложениями, перекрытыми серыми доломитами быстринской (низьвенской) свиты (в скв. 1-Весляны). Быстринские (низьвенские) доломиты наблюдаются и в скв. 41-Т, восточнее которой они покрываются сланцами оселковой подсвиты быстринской свиты (в скв. 40-Т). На Оч-Парме, по представлениям указанных геологов, доломиты и сланцы быстринской свиты резко погружаются на восток под кислоручейскую свиту.

Другой вариант, излагаемый автором, основан на тех же фактах и дополнительных наблюдениях на Оч-Парме. Из них следует, что сланцы оселковой (паунско-отъемской) свиты в западной части поднятого блока Оч-Пармы лежат под доломитами ропчинской свиты.

К западу от Оч-Пармы в скв. 40-Т в антиклинальной складке встречаются сланцы нижележащей расвожской свиты. На юго-западном крыле антиклинали в скв. 41-Т вновь появляются более молодые ропчинские доломиты. Далее на них, возможно, ложатся джежимская свита и четласские сланцы (скв. 1-Синдор и 1-Большие Пороги), а в ядре синклинали у скв. 1-Весляны сохранились самые молодые ниже-веслянские красноцветные глинисто-карбонатные отложения. Однако, по мнению автора, можно представить и третье решение вопроса, допуская не погружение ропчинских доломитов от скв. 41-Т на запад, а поднятие их и налегание на сланцы и кварцито-песчаники четласской свиты (скв. 1-Синдор и скв. 1-Большие Пороги), а тех, в свою очередь, на джежимскую свиту. В таком случае четласские сланцы окажутся фаціальным замещением очпарминских (расвожских и расьюских) или кислоручейских пород, по-разному выраженных в западной и восточной зонах Тимана (на западе они более грубозернисты). Нижневеслянские красноцветные глинисто-карбонатные породы могут также быть простым фаціальным замещением темно-серых ропчинских доломитов к западу, в сторону платформы.

В разделе, посвященном р. Выми, нужно еще сказать несколько слов об особенностях строения осадочного покрова в районе рр. Ропчи и Весляны, относящихся к бассейну р. Выми. В упомянутых выше разрезах и в целом ряде других скважин, обработанных А. В. Дуркиной, М. В. Коноваловой, Т. И. Кушнareвой и Ф. М. Хмяляйненым и другими геологами, отмечается сокращение мощности девона и низов карбона от Больших Порогов к востоку. В скв. 1-Весляна снизу вверх наблюдаются лежащие на рифейских розовато-коричневых доломитах ниже-франские красновато-коричневые и светло-серые глины, алевролиты и песчаники с прослоями известняков (70 м), визейские светло-малиновые глины и доломиты (45 м), башкирские, ниже- и верхнемосковские доломитизированные известняки (210 м), верхнекаменноугольные известняки и мергели (200 м), нижнепермские (сакмарские и кунгурские) известняки, доломиты и мергели, видимой мощностью 295 м. Выше в этой скважине, в интервале глубин 0 — 290 м, керн не отбирался и каротаж не производился. На поверхности в верхнем течении р. Весляны обнажаются казанские и отчасти татарские породы.

В нижнем течении от устья до пос. Вожаель и далее на расстоянии

35 км (до т. 197) распространены нижнетриасовые пестрые глины (кыловская свита К. К. Воллосовича) и подстилающие их полимиктовые песчаники и конгломераты с гальками пермских пород (вишерская свита К. К. Воллосовича). Выше по течению до р. Черной, в пределах Веслянского куполовидного поднятия, имеющего ширину 18 км и длину 30 км, обнажены татарские и казанские мергели и, у свода структуры (т. 188, 189), полимиктовые песчаники, красноцветные глины и известковистые песчаники с брахиоподами казанского яруса (чевьюские слои). Из этих пород Н. Н. Фотиевой были определены *Cleiothyridina* cf. *royssiana* (Keyserl.), *Athyris* cf. *pectinifera* Sow., *Canocrinella* cf. *cancrini* (Vern.), *Liebea* cf. *septifera* King. и др. Горизонты верхней перми повторяются, но уже в обратном порядке, на очень пологом (с углом падения 2—3°) северо-восточном крыле структуры. На участке от р. Черной до р. Иосер наблюдается опускание: сюда протягивается Коинская депрессия с выходами серых елвинских мергелей и известняков (т. 166—184). По р. Чинья-Ворык и к востоку от пос. Ропча в пределах свода Ропчинской брахиантиклинали на поверхности опять обнажаются казанские красноцветы и мергели. В верховьях р. Чинья-Ворык наблюдается новое погружение с выходами мергелей и марких известняков нижней части татарского яруса, а затем крутой подъем к Вымской гряде, где выходят нижнепермские известняки, и далее, за разломом, доломиты ропчинской свиты рифея (у триангуляционного знака).

К юго-востоку от Веслянского куполовидного поднятия ухтинским геологическим управлением пробурено много скважин: у железной дороги, на р. Вис и близ оз. Синдорского. Это позволило установить наличие седловины и промежуточной структуры, соединяющих Веслянское и Синдорское куполовидные поднятия, с развитием здесь казанских красноцветов и отчасти карбонатных казанских пород. Автором выделяется Северо-Синдорский купол (15×8 км) у железной дороги близ разъезда Таежного. Синдорское куполовидное поднятие расположено южнее и немного восточнее Веслянской и Северо-Синдорской структур с кулисообразным захождением их друг за друга. Западнее всех находится Северо-Синдорский купол. В своде Синдорского куполовидного поднятия, к востоку от оз. Синдорского, под четвертичным покровом выходят уфимские красноцветы и вышележащие породы казанского яруса, вместе с татарским ярусом слагающие юго-западное крыло структуры. В целом Синдорское куполовидное поднятие имеет ширину 15 км, длину 20 км и высоту или стрелу выгибания свода 300 м. Строение юго-западного крыла и его падение под углом 3°30' устанавливается по колонковым скважинам 2 и 3 УТГУ.

По данным глубокой скв. 1-Синдор выяснен разрез чехла, в основании которого лежат девонские глины и мергели (12 м). Выше их выделяются визейские известняки с прослоями зеленых глин (20 м), башкирские, ниже- и верхнемосковские известняки (210 м), верхнекаменноугольные известняки (170 м), нижнепермские известняки, доломиты и глины с прослоями гипса (330 м), а также уфимские глины и мергели (180 м). В скв. 41-Т девон и нижний карбон отсутствуют. На пологолежащие доломиты на глубине 839 м здесь налегают башкирские и московские породы (320 м), верхний карбон (140 м), сакмарские и кунгурские отложения (340 м) и низы верхней перми (35 м). Тот же разрез наблюдается и в скв. 40-Т, только уфимские глины и мергели прослежены в ней до глубины 85 м. Кроме того, здесь ниже башкирского яруса до кровли сланцев в интервале 922—964 м выделяются нижнекаменноугольные доломиты, внизу с прослоями красноватых глин. В 6 км к западу от Ропчинской брахиантиклинали в скв. 43-Т пройдена верхняя сильно возросшая часть разреза, так как в юго-западном направлении породы быстро погружаются и мощность чехла увеличивается. В этой

скважине на глубине 939 м на среднекаменноугольных известняках залегает верхний карбон (110 м), выше которого находится сакмарский ярус (153 м), гипсово-доломитовый кунгурский ярус (283 м) и казанский ярус видимой мощностью 392 м (в том числе уфимских отложений 257 м). К востоку от свода Ропчинской брахиантиклинали в скв. 42-Т (у разъезда Тиманского) мощность казанского яруса увеличивается до 488 м, мощность нижней перми уменьшается до 337 м; карбон вскрыт более полно до каширского горизонта (на глубине 1202 м). Основание верхнего карбона здесь находится на глубине 996 м. Ропчинская брахиантиклиналь отчетливо выделяется как по данным бурения, так и по обнажениям на руч. Чинья-Ворык. Ширина структуры 10 км, длина около 35 км. К юго-востоку от нее автором намечается последняя в ряде поднятий Обдырско-Ропчинского вала Нецоельская структура.

Уменьшение мощности девона и нижнего карбона в указанных скважинах не означает, что происходит выклинивание этих отложений с запада на восток в связи с приближением к современному Тиману. Мощность отложений сокращается в пределах Западно-Тиманской мегаглыбы и, наоборот, увеличивается на современных поднятиях Тимана. Так, например, в районе скв. 221 и ее дублера скв. 8-Т у руч. Кембриель, близ разъезда Чинья-Ворык, на поверхности, по наблюдениям автора, обнажаются верхнефранские сирачойские известняки. Видимая мощность девона достигает здесь 226 м (породы залегают на сланцах очпарминской серии). Нижний карбон широко распространен в Ухтино-Тобысской впадине, а в пределах Ухтинской структуры мощность девона даже больше, чем на ряде участков Печорской депрессии. Таким образом, Вымская часть Западно-Тиманской мегаглыбы к началу нижнего карбона была относительно поднята, представляя единую область суши с Четласским Камнем. В девоне же она стояла даже выше его. Опускание Вымской части мегаглыбы произошло позднее, и главное на ее площади не отмечается того последующего интенсивного восходящего развития, которое характеризовало поднятые сейчас районы Тимана.

Реки Кедва и Нерица. Левые притоки р. Ижмы Кедва и Нерица берут свое начало на Кедвинской гряде. Из геологов их посещали Н. Н. Яковлев (1910 г.), В. К. Ливанов (1931 г.), И. Г. Добрынин (1932 г.) и, одновременно с автором, Ф. Ф. Патрикеев (1954—1956 гг.). Позднее здесь производилось бурение на Эшмесской структуре. Автор приводит материалы своих наблюдений по указанным районам.

Р. Кедва. На р. Кедве с ее двумя вершинами рр. Черной Кедвы и Белой Кедвы широко распространены мезозойские (в нижнем течении) и палеозойские отложения (в верхнем течении). Метаморфические сланцы, на которые несогласно налегает трансгрессивная серия палеозоя, обнажаются только у истоков р. Белой Кедвы и по впадающим в нее слева ручьям (рр. Из-ель, Димтем-ель, Кык-вож). Выше уже говорилось о том, что здесь встречены кварцево-серицито-хлоритовые сланцы расвожской свиты и отчасти кварцито-песчаники расьюской свиты очпарминской (кислоручейской) серии. Они образуют антиклиналь (западнее) и синклиналь (восточнее). Нужно указать, что Ф. Ф. Патрикеевым в верховьях рр. Из-еля и Димтем-еля, к востоку от точек наблюдения автора (16—18), отмечалось юго-западное падение сланцев под углом 20° (на руч. Из-еле) и $60-70^\circ$ на руч. Димтем-еле. Налегавшие на сланцы палеозойские породы представлены морскими терригенно-карбонатными отложениями ниже- и верхнефранского возраста. Песчано-глинистые кыновские отложения нижнефранского подъяруса установлены только на руч. Из-еле. На р. Кык-воже первыми после сланцев и полосы, лишенной выходов коренных пород, обнажаются белые, нередко брекчиевидные строматопоровые известняки

(тт. 44—48), имеющие падение к северо-востоку 75° под углом 18° . В них найдены франские фораминиферы (определения П. П. Воложаниной).

Выше залегают встреченные в тт. 10, 11, 49, 50 верхнефранские желтовато-серые кварцевые песчаники, голубоватые, темно-серые, зеленоватые и красновато-коричневые глины с прослоями мергеля с *Theodossia ex gr. apossoli Vern.* (определение М. И. Нефедовой). Слои наклонены к северо-востоку 75° под углом 20° . В 5 км от устья руч. Кык-вожа (тт. 9, 51) девонские породы покрываются зеленоватыми и розово-серыми скрытокристаллическими, местами доломитизированными известняками визейского яруса нижнего карбона, с красной и желтовато-зеленой глиной и прослоями доломитового песчаника в основании. На них залегают доломитизированные известняки башкирского возраста (т. 8). Эти же породы прослеживаются по р. Белой Кедве в 8 км выше р. Кык-вожа. Здесь падение известняков юго-западное 245° под углом 6° . В серых доломитизированных известняках визейского яруса (тт. 1, 2) найдены брахиоподы *Striatifera sp.* (определение Н. Н. Фотиевой). В башкирских известняках встречены псевдоэндоциты (тт. 3—6). Вблизи устья руч. Кык-вожа (т. 7) обнажены вышележащие детритусовые известняки и голубовато-серые глины верейского горизонта с фораминиферами *Profusulinella cf. chernovi Raus.*, *Pr. prisca Degr.*, *Pr. postconstans Raus.*, *Pr. cf. arta Leont.* (определения П. П. Воложаниной).

На таком же расстоянии ниже руч. Кык-вожа (800 м) в т. 52 на р. Белой Кедве выходят органогенно-обломочные известняки каширского горизонта с фораминиферами *Eofusulina paratriangula Pufr.* (определение П. П. Воложаниной). Они перекрываются желтовато-серыми доломитизированными известняками подольского горизонта с конкрециями синеватого кремня и фораминиферами *Fusulinella pseudobocki ovoides Raus.*, *F. pseudobocki Lee et Chen.*, *F. gerasimovi Saf.*, *Ozawainella tingi (Lee)* (определения П. П. Воложаниной). Эти известняки прослеживаются почти до устья р. Димтем-еля (до т. 58), имея падение к юго-западу 225° под углом 18° . В т. 58 в известняках подольского горизонта встречены фораминиферы *Fusulinella ex gr. colaniae Lee et Chen.*, *F. rara Schlyk.*, *F. colaniae meridionalis Raus.*, *F. fluxa Lee et Chen.* (определения П. П. Воложаниной). У р. Димтем-еля обнажены скрытокристаллические и доломитизированные известняки мячковского горизонта (тт. 59, 60) с падением к северо-востоку 75° под углом 7° . Они быстро перекрываются верхним карбоном, который распространен до руч. Таркойта-еля. В известняках и вторичных доломитах низов верхнего карбона с прослоями кремнистой разности у руч. Димтем-еля (тт. 61, 62) встречены брахиоподы *Rhynchopora cf. nikitini Tschern.*, *Samatophoria cf. mutabilis Tsch.* (определения Н. Н. Фотиевой).

Наращивание разреза при общем падении слоев к северо-востоку продолжается еще 8 км ниже руч. Димтем-еля до появления нижнепермских пород. Ниже по течению слои залегают очень полого с меняющимися небольшим наклоном и поэтому на большом расстоянии вдоль склонов тянутся в нижней части верхнекаменноугольные известняки, а сверху, на высоте 30—50 м, сакмарские более рыхлые пористые желтоватые известняки. Они отделяются от верхнего карбона уступом, иногда выступающим в виде карниза плотного швагеринового известняка с шарообразными конкрециями голубовато-серого кремня. В разрезе верхнего карбона на р. Белой Кедве много белых гидрактиниоидных известняков, состоящих из слоевищ *Uralotimania sp.*, которые хорошо выделяются на склонах. Они чередуются с фораминиферовыми известняками оренбургского или тиманского яруса. В этих известняках в т. 66 встречены *Daixina sokensis Raus.*, *D. baituganensis Raus.*, *Triticites jigulensis Raus.* (определения П. П. Воложаниной).

Граница карбона и перми, приуроченная к поверхности уступа, прослеживается на большом расстоянии по р. Белой Кедве, испытывая лишь небольшие колебания по высоте. Гидрактиноидные известняки в т. 67 залегают в верхней части склона (на высоте 50 м) и имеют здесь прослой швагеринового известняка с фораминиферами *Schwagerina cf. ellipsoidalis* Raus., *Sch. sp.*, *Paraschwagerina primaeva* Raus., *Pseudofusulina cf. paradoxa* Schamov et Scherb., *Ps. ex gr. krotowi* Schellw. (определения П. П. Воложаниной). Эти породы относятся автором к верхней части тиманского надгоризонта (или яруса), а по унифицированной схеме (1965) принадлежат к ассельскому ярусу. Ниже указанных пород на высоте 30 м в т. 68 залегают такие же переслаивающиеся гидрактиноидные и фораминиферовые известняки с *Daixina artiensis* Schellw., *D. baituganensis* Raus. (определения П. П. Воложаниной). Здесь же встречены брахиоподы *Choristites trautscholdi* Stuck., *Marginifera cf. involuta* Tschern., *Neospirifer ex gr. tegulatus* Trd. (определения Н. Н. Фотиевой). В нижнепермских желтоватых тонкообломочных и скрытокристаллических известняках содержится комплекс псевдоэндоитир.

Пологое залегание слоев местами нарушается. У т. 71 наблюдается флексура с падением пород к северо-востоку 45° под углом 27° и к юго-востоку 100° под углом 53° (породы выгибаются). Ниже по течению слои быстро выполаживаются, приобретая наклон к северо-западу 345° под углом 5° , и вскоре восстанавливается типичное для реки на данном участке «поясоватое» строение склонов — вверху залегает нижняя пермь, в середине — швагериновый известняк, ниже его — даиксиновый горизонт. То же строение характеризует и правый приток р. Белой Кедвы, р. Эшмес. Аналогично ведут себя слои на р. Из-еле, на котором повторяется разрез р. Белой Кедвы. Фаунистическая характеристика даиксинового горизонта р. Белой Кедвы дополняется у т. 87, близ руч. Из-еля, где встречены *Pseudofusulina judichevi* Vol., *Quasifusulina longissima* Moell. (определения П. П. Воложаниной).

Близ устья руч. Таркойта-еля известняки погружаются под урез воды и указанные породы перекрываются среднеюрскими отложениями (в районе руч. Меркуша-еля). Здесь наблюдаются мощные (до 5 м) черные углистые глины с прослоями своеобразного угля и слюдистые кварцевые песчаники. Породы косослоистые. Очевидно, углистые образования представляют собой крупную линзу в песчаниках, которая видна лишь частично на расстоянии 30 м. В целом толща юрских пород имеет пологое падение к северо-востоку по азимуту 5° . Песчаники прослеживаются несколько километров вниз по реке и затем из-под них вновь выступают на поверхность верхнекаменноугольные и нижнепермские известняки (тт. 93—97). С этими выходами автор связывает Южно-Эшмесскую структуру, выделенную в период полевых работ 1956 г. Нижнеассельский возраст пород подтверждается определениями фораминифер *Pseudofusulina cf. anderssoni* Schellw., *Ps. aff. valida exigua* Schellw., *Ps. aff. gregaria* Lee et Chen, *Ps. primitiva* Scham. et Scherb., *Ps. tschernyschevi* Schellw. (определения П. П. Воложаниной). В мелкокристаллических желтых известняках сакмарского яруса (тт. 95, 97) Н. Н. Фотиевой определены многочисленные мелкорослые *Camptinella koninckiana* Keys.

Ниже по течению р. Белая Кедва становится настолько извилистой, что трудно измерять расстояния. Примерно в 18 км ниже устья р. Эшмес (тт. 98—104) у основания склона показываются выходы почти горизонтально лежащих нижнемеловых кварцевых известковистых песчаников неокома с раковинами и отпечатками *Inoceramus aff. aucella* Tr. (определение Н. Т. Сазонова). Некоторые раковины достигают размера 20 см. Песчаники прослеживаются почти до слияния Черной и Белой

Кедвы. Очевидно, нижнемеловые породы трансгрессивно залегают здесь на келловейских отложениях, встреченных другими исследователями на р. Черной Кедве. Немного ниже слияния вершин (т. 105) и до р. Ижмы на р. Кедве распространены верхнеюрские темно-серые глины с белемнитами и пелциподами нижнего волжского яруса, а также известковистые песчаники и алевролитистые известковистые глины. Породы лежат почти горизонтально, но местами (т. 112, в 6 км выше устья р. Кедвы) сильно дислоцированы с падением к северо-востоку 17° под углом 20° .

Отличие дислокаций мезозоя и палеозоя на р. Кедве заключается в том, что крутые углы падения в мезозое встречаются реже и к тому же эти участки разделены большими промежутками, в десятки километров, с горизонтально лежащими породами. В девонских, каменноугольных и нижнепермских породах слои повсеместно полого изогнуты широкими брахиформными складками. Углы падения крыльев достигают $3-7^\circ$, реже увеличиваясь до $18-20^\circ$, а на отдельных участках до 53° . Очевидно, эти резкие нарушения в палеозое и мезозое находятся непосредственно над разломами в фундаменте. Усиление интенсивности пликтивных дислокаций с приближением к выходам сланцев можно связать с большим влиянием деформаций фундамента, так как чехол здесь становится тоньше. Там, где мощность осадочного покрова увеличивается, связь поверхностных проявлений с фундаментом улавливается менее отчетливо, за исключением разрывов с большой амплитудой перемещений.

Бурение скважин до некоторой степени восполняет пробел, но оно ограничено по своим объемам. В районе р. Кедвы пробурено всего 9 скважин. Материалы бурения скважин, пройденных на р. Черной Кедве в пределах Эшмесской структуры, подтверждают наблюдения, сделанные по обнажениям в районе Кедвинской гряды. Здесь нет среднедевонских (пижемских) и пашийских (яранских) песчаников. Разрез девона в районе Кедвинской гряды, начиная с верхнего течения р. Умбы и южнее на рр. Выми и Белой Кедве, состоит из кыновских глин и песчаников, саргаевских терригенно-карбонатных пород и вышележащих семилукских и верхнефранских карбонатно-терригенных отложений.

Г. Ф. Проскурин, В. П. Липатов и А. М. Малышкина в результате обработки данных по скв. 1—3 Эшмеса указывают в разрезе Эшмесского поднятия: верхнедевонские отложения 286 м (на своде), 368—374 м (на крыльях); нижний карбон 53—88 м; башкирский ярус 18—19 м; московский ярус 123—136 м; верхний карбон 160—170 м и нижнюю пермь видимой мощностью 60 м. Покрывающие их отложения наблюдались в скв. 4—9 Кедва, пробуренных восточнее на погружении пород. Полная мощность нижней перми достигает здесь 150 м. Мощность верхней перми в них около 200 м, триаса 150—230 м (с увеличением к востоку), средней юры — 100 м, верхней юры — округленно 150 м (в том числе песков и песчаников келловей и оксфорда 100 м и глин с прослоями песчаников нижнего волжского яруса 50 м).

По метаморфическим породам, встреченным в скв. 1—3 Эшмеса на глубинах 610—798 м, пройдено от 35 м до 111 м. Они представлены кварцево-серицито-хлоритовыми сланцами, в скв. 2 с прослоями кварцито-песчаников. Вероятно, здесь вновь получает развитие расыюская свита и структура фундамента антиклинальная. Углы падения сланцев, замеренные по керну скважин, около 40° . Нужно указать, что и дальше к востоку в Айювинских скв. 1, 2, 8, расположенных у с. Порожские на р. Ижме в 70 км от выходов сланцев Кедвинской гряды и в 40 км к югу от устья р. Кедвы, на глубине около 1400 м также вскрыты рифейские породы с углами падения слоев $46-60^\circ$. В скв. 1-Айюва на глубине 1415 м залегают темно-серый полосчатый микрослоистый кварцево-серицито-хлоритовый сланец. В скв. 2-Айюва на глубине 1400 м наблю-

дается выветрелый зеленовато-серый и фиолетовый тонкослоистый алевролит, а в скв. 8-Айова на глубине 1425 м — мелкозернистый кварцито-песчаник фиолетово-серой окраски. Таким образом, рифейские породы Тимана и сильные дислокации восточной его зоны отмечаются далеко в стороне от современных горстов Тимана. Ширина полосы рифейских сланцев от с. Порожска на востоке до Больших Порогов на р. Выми, на западе, вкостростираания сланцев Тимана составляет 150 км. С учетом скв. 1-Кипиево ширина полосы (от выходов рифея на поверхность у р. Мезенской Пижмы) будет равна 270 км. Правда, нам достоверно не известно положение в разрезе двуслояных сланцев скв. 1-Кипиево, возможно представляющих какую-то более древнюю свиту рифея (Разницын, 1962, 1964). Возраст этих пород, встреченных на глубине 2700 м, до сих пор не уточнен.

Общее погружение поверхности сланцевого фундамента от выходов его на поверхность на Кедвинской гряде до глубины 2700 м в скв. 1-Кипиево происходит неравномерно. Сначала кровля фундамента опускается сравнительно быстро, до р. Ижмы и с. Усть-Цильмы на р. Печоре, а затем, в пределах Ижемской впадины Печорской синеклизы, мало меняет свой гипсометрический уровень, лишь местами испытывая нарушения. В пределах северо-восточного склона Среднего Тимана погружение происходит неравномерно. Первым осложнением здесь является Эшмесское куполовидное поднятие, имеющее юго-западное крыло, широкий террасовидный свод и северо-восточное крыло, совпадающее с региональным наклоном. Эта структура выделена Ф. Ф. Патрикеевым по выходам среднего карбона, окаймленного верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями как с востока, так и с запада. Ширина ее 18 км, длина 40 км. Наличие структуры подтверждено бурением, при этом установлена стрела выгибания свода, равная 130 м. Наклон крыльев 1—2°. Южно-Эшмесское поднятие, о котором уже говорилось, меньше по размерам. Кроме них, на северо-восточном склоне Кедвинской гряды имеются и другие пологие поднятия, связанные с разрывными нарушениями в сланцевом фундаменте.

Р. Нерица. У своих истоков, находящихся на Кедвинской гряде близко от вершин рр. Черной Кедвы (на юге), Средней и Сарью (на западе) и Умбы (на севере), р. Нерица течет по сланцам расвожской свиты очпарминской (кислоручейской) серии, как и на р. Умбе. Ниже по течению (т. 30, 32—37) обнажаются франские зеленовато- и голубовато-серые глины с прослоями тонкозернистых кварцевых песчаников и плитчатых доломитов. В верхней части глины бывают окрашены в красный цвет, и здесь обычно наблюдается налегание на них нижнекаменноугольных глин (например, в т. 30, 31). Пестрые глины (красные, фиолетовые, желтые, зеленые) встречены в т. 26—32, 38—43. Они также имеют прослой кварцевых песчаников, но иногда становятся бесструктурными и относительно однородными, если не считать пятнистого изменения окраски. В обнажениях встречаются железистые оолиты. Подобные бокситовидные глины местами достигают большой мощности (до 60 м), целиком слагают склоны долины р. Нерицы. На участке распространения бокситовидных глин пробурены скважины 15—17 УТГУ с целью их изучения.

Вниз по течению реки в т. 39, 42 глины перекрываются доломитизированными известняками визейского яруса с брахиоподами *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus* sp. (определения Н. Н. Фотиевой). В последующих обнажениях видны только визейские доломитизированные известняки и доломиты (т. 44), которые вскоре же опускаются ниже уреза воды, уступая место на поверхности вышележащим известнякам башкирского яруса (т. 47). Породы имеют падение к юго-востоку 105—135° под углом 3°, что указывает на очередное осложнение северо-

восточного крыла Кедвинской гряды. Оно выделяется в виде террасовидного расширения зоны распространения московского яруса в верховьях рр. Быструхи и Максары между рр. Нерицей и Печорской Пижмой. О наличии здесь пологой брахиформной складки можно судить также по скважинам 11—13 с залеганием башкирского яруса в скв. 13 (в своде) и подольского горизонта в скв. 11 и в т. 25 (на юго-западном крыле). Наблюдение, сделанное автором по керну скважин, подтверждаются замераами элементов залегания пород на р. Нерице. Выделяющийся Максарский купол расположен с кулисообразным захождением к югу от Верховской брахиантиклинали и Поясоватой мульды.

Башкирские доломитизированные известняки с брахиоподами *Choristites ex gr. bisulcatiformis* Sem. и красновато-коричневыми глинами и брекчиями в основании в т. 49 покрываются биоморфно-обломочными известняками верейского горизонта с фораминиферами *Eostaffella mutabilis* Raus., *Pseudostaffella composita keltmica* Raus., *Globivalvulina* sp. (определения П. П. Воложаниной). Слои полого наклонены к северо-востоку 55—60° под углом 2—4°, и в обнажениях ниже по реке долго видны породы башкирского яруса и низов московского яруса (т. 50—54). Башкирский возраст известняков подтверждается также находками фораминифер (*Eostaffella kaschirica* Raus., *E. korbcheevi* Raus., *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *Novella primitiva* Raus., *Pseudoendothyra umbonata* Raus., *Ozawainella angulata* (Colani) (по определениям П. П. Воложаниной). В верейских известняках встречены *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. varvariensis* Braz. et Pot., *Profusulinella cf. latispiralis* Safon., *Pseudostaffella cf. irinovkensis* Leont. Из этих же пород Н. Н. Фотиевой определен *Choristites cf. inferus* Ivan.

В т. 60 на верейских известняках с конкрециями голубовато-серого кремня залегают светло-серые каширские биоморфно-обломочные и оолитовые известняки с фораминиферами *Profusulinella prolibrovichi* Raus., *Pr. parva* Lee et Chen., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb. et Moell.), *Ps. timanica* Raus. (определения П. П. Воложаниной) и брахиоподами *Choristites ex gr. priscus* Eichw. (определение Н. Н. Фотиевой). Залегание пород пологое и в т. 62, 63 среди каширских известняков с прослоями глин у оси Максарского поднятия выступают верейские породы. От т. 66 и ниже по течению наблюдается устойчивое северо-восточное падение слоев по азимуту 55—65° под углом 4—8°. Нижне-московские породы сменяются подольско-мячковскими желтовато-серыми доломитизированными известняками с крупными стяжениями серых кремней и комплексом псевдоэндоитир и фузулиnell (*Fusulinella eorulchra* Raus., по определению П. П. Воложаниной). В 6 км. выше устья р. Быструхи (т. 72) появляются верхнекаменноугольные светло-желтые и белые, также доломитизированные известняки, которые выше р. Кофельды сменяются нижнепермскими отложениями и красноцветами верхней перми.

Нижнее течение р. Нерицы представляет собой область распространения среднеюрских и верхнеюрских пород, как и на рр. Печорской Пижме и Кедве. На этом участке пробурены скважины 9—13, находящиеся на одной линии со скв. 1—8 и 14 р. Печорской Пижмы. Эта линия скважин длиной 45 км задана вкрест простираения слоев на Среднем Тимане. По данным И. Г. Добрынина, составившего геологический профиль по скважинам, к северо-востоку происходит пологое погружение склона Тимана. Мощность верхнепермских пород, равная 200 м на р. Печорской Пижме (скв. 5), увеличивается в этом направлении. В частности, надуфимская часть, имеющая мощность в скв. 5—70 м, возрастает в скв. 7 до 150 м; видимая ее часть на р. Нерице также близка к 150 м, а в скв. 19—21, в нижнем течении р. Печорской Пижмы у д. Боровской, достигает 160 м. Мощность триаса возрастает от скв. 5

со 125 до 300 м на р. Нерице (скв. 15). Толща среднеюрских отложений увеличивается с 90 (р. Печорская Пижма у скв. 7) до 190 м (р. Нерица, скв. 15). Верхнеюрские глины в районе пробуренных скважин выходят на поверхность, видимая их мощность возрастает от 20 (скв. 7) до 130 (р. Нерица, скв. 15) и 150 м (скв. 21 в нижнем течении р. Печорской Пижмы). Верхняя часть осадочного покрова примерно в таком же виде прослеживается вдоль всего северо-восточного склона Среднего Тимана и, в частности, до района р. Тобыш, в сторону которого от с. Новый Бор на р. Печоре также была пробурена серия скважин (№ 90—93, 180).

В пределах пологого склона выделяются отдельные поднятия, в частности Нерицкое на р. Нерице (выходы средней юры среди верхнеюрских отложений), которые связываются с разломом в фундаменте. К этой зоне нарушений относится и появление в низах разреза чехла ордовикско-силурийского ижма-омринского комплекса (установленного в скв. 1-Усть-Цильма), распространение которого предположительно ограничивается на северо-восточном склоне Тимана разломом.

Рассмотрение участков на стыке Среднего и Южного Тимана подтверждает взгляд А. А. Малахова (1940) о тесной связи Четласского Камня с погруженными структурами юго-западного Притиманья. Структура Четласского Камня и Шегмаско-Березовского блока Среднего Тимана продолжается на юго-восток в Вымский бассейн в виде валов юго-западного Притиманья. Следует учесть, что эта структура продолжается и дальше на юго-восток к Джежим-Парме, д. Ксенофонтово и Полюдову Камню.

С тектонической точки зрения Тиман (фиг. 2) отчетливо делится на западную или юго-западную зону (Четласский Камень, Северо-Песьюская или Мезенская, Обдырская, Большепорожская, Веслянская, Синдорская, Джежим-Парминская и Ксенофонтовская структуры) и восточную или северо-восточную зону (Цильменская, Кислоручейская, Вымская и Кедвинская гряды, Оч-Парма, а также Мыльско-Косминское поднятие, Верховская брахиантиклиналь, Эшмесские структуры, Ухтинско-Ижемский вал). Эти структуры ограничиваются с востока Каменноугольной грядой Ф. Н. Чернышева. По восточной зоне Тимана проходит и полоса проявлений интрузивного магматизма — «магматическая ось», намеченная Д. П. Сердюченко (1959). При таком делении Тимана отчетливо выступит и различие тектонических форм, в частности, фундамента, представленного в западной зоне (Четласский Камень, Елво-Нившерский и Обдырско-Ропчинский валы) полого смятыми складчато-блоковыми германотипными структурами, а в восточной зоне — линейными структурами общего смятия, образование которых автор связывает с тангенциальными напряжениями.

Формирование структур осадочного покрова имеет более сложную зависимость, с одной стороны, от характера фундамента, движения которого явились непосредственной причиной их возникновения, и, с другой стороны, от близкого или далекого расположения той или иной части Тимана относительно Урала. С палеозойской геосинклинальной Урала было связано развитие трансгрессий моря, которые распространялись с востока на запад, захватывая, в первую очередь, наиболее близко находящиеся к Уралу южные участки Тимана (Разницын, 1965). Основные блоковые движения Тимана наблюдались в начале мезозоя, а зачаточные структуры его, образовавшиеся в палеозое, существенно не влияли на распространение моря. Таким образом, в палеогеографическом аспекте также наиболее удобным было бы деление Тимана с учетом рифейской истории его развития на восточную и западную зоны с возможным выделением для палеозойского этапа центральной зоны. Различие в условиях формирования структур восточной и западной зон Тимана заключалось, прежде всего, в увеличенной мощности отложений

Замечание
10-3
и во восточной
северо-восточной

в восточной зоне, что существенно влияло на характер образующихся тектонических форм. Кроме того, сказывалось и воздействие тектонических напряжений в Уральской геосинклинали на участках, приближенных к Уралу.

ЛИТЕРАТУРА

- Калинина А. К., Фотиади Э. Э. 1959. Крупные черты тектонической структуры северо-востока Европейской части СССР по геологическим и географическим данным. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.
- Кремс А. Я. 1948. Природа и происхождение структур Южного Тимана и условия формирования залежей нефти. Матер. третьей геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар.
- Кушнарера Т. И., Журавлев В. С., Зарх В. П., Саар А. А. 1965. К стратиграфии и тектонике фундамента юго-западного Притиманья. Докл. АН СССР, т. 162, № 3.
- Малахов А. А. 1940. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Тр. Сев. геол. упр., вып. 6.
- Масленников Д. Ф. 1936. К стратиграфии пермских отложений Северного края СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 57.
- Разницын В. А. 1961а. Геологическое строение Юго-Западного Притиманья (стратиграфия и палеогеография палеозоя). В сб.: Матер. по геол. и петрогр. Тимана и п-ова Канин. Изд-во АН СССР.
- Разницын В. А. 1961б. Тектоника Юго-Западного Притиманья в связи с перспективами нефтегазоносности. Новости нефтяной и газовой техники, геол., № 2.
- Разницын В. А. 1962. Структура Южного Тимана и Юго-Западного Притиманья. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.
- Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. Изд-во «Наука». М.—Л.
- Разницын В. А. 1965. Новые данные о развитии морских девонских отложений на Среднем Тимане. Сов. геол., № 10.
- Сердюченко Д. П. 1959. Граниты Южного Тимана и их аксессуарные минералы. Изд-во АН СССР.
- Тихонович Н. Н. 1946. О структуре Тиманского кряжа. Бюлл. МОИП, т. 31, № 6.
- Яковлев Н. Н. 1910. Геологические исследования в Южном Тимане в 1894 и 1909 гг. Изв. Геол. Ком., т. 29, № 4.

О ТЕКТОНИКЕ СРЕДНЕГО ТИМАНА И ЕЕ ОТОБРАЖЕНИИ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

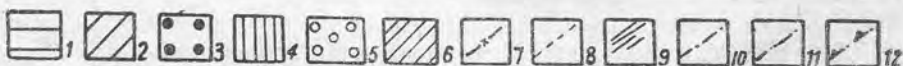
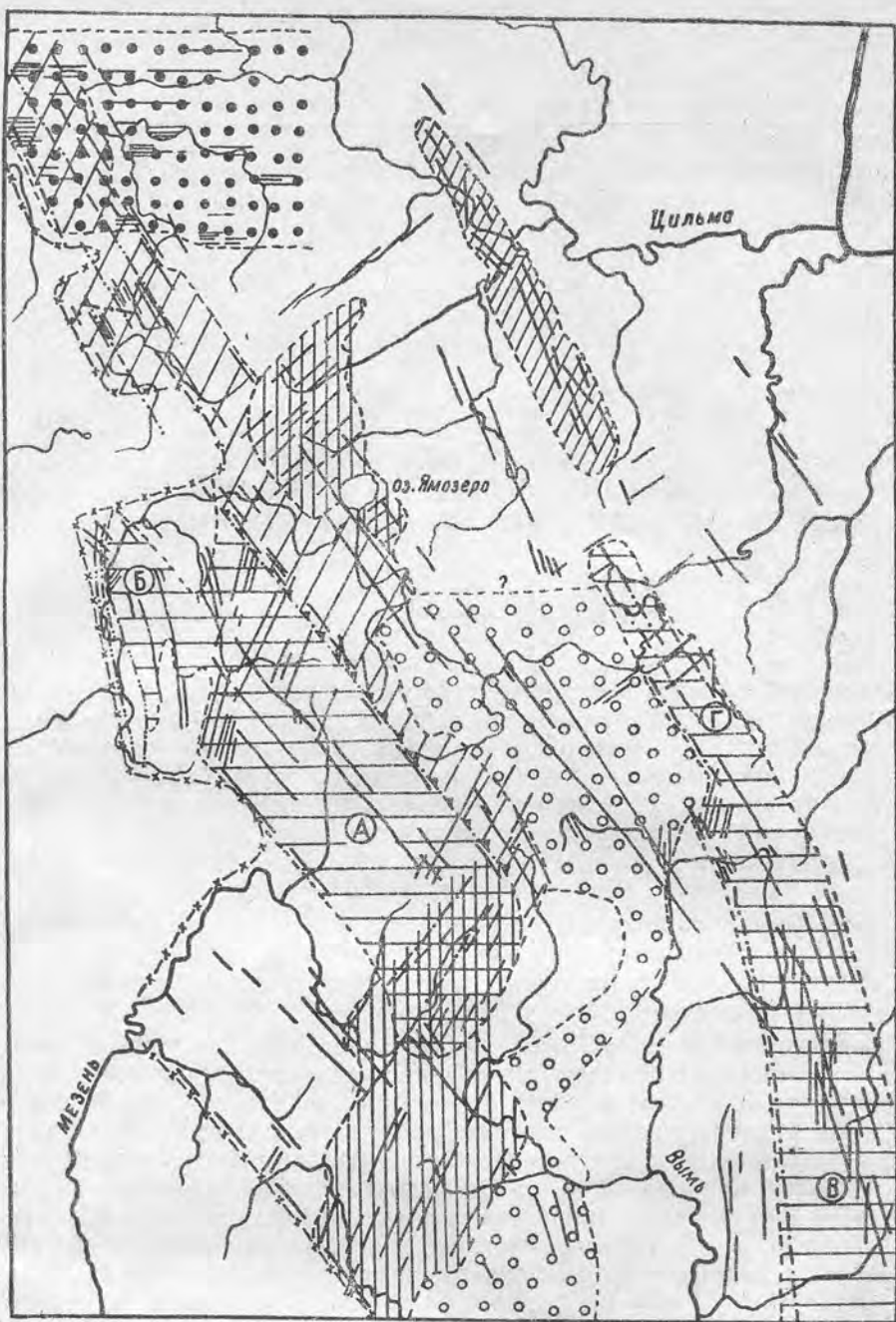
В. А. РАЗНИЦЫН, Н. И. ТИМОНИН

В последние годы в практику геологических работ, особенно в геологическую съемку, продолжают широко внедряться аэрометоды, позволяющие наиболее объективно подходить к графическому изображению геологии района. Большой интерес представляет применение этих методов для целей тектонического районирования, выявления дизъюнктивных нарушений и прослеживания структур, как это показано в работах Е. С. Кутейникова и Л. М. Натапова (1962), А. А. Макаровой (1958), А. А. Моссаковского и В. С. Суворовой (1964) и ряде других работ.

Эффективность применения аэрометодов в геологии, как известно, зависит главным образом от природных условий района: строения рельефа, степени обнаженности горных пород, геологических условий и климатических особенностей.

Территория Среднего Тимана, для которого сделана попытка тектонического анализа с помощью дешифрирования аэрофотоснимков, относится к трудно дешифрируемым районам из-за сильной залесенности широкого распространения рыхлых четвертичных отложений на водораздельных пространствах и относительно слабой расчлененности рельефа. По этим причинам при геологическом дешифрировании оказалось возможным применение лишь косвенных дешифровочных признаков, к которым относятся гидрографические, геоморфологические, геоботанические признаки, фототон изображения и характерный рисунок (Высоцкий, 1957; Петрусевич, 1962). При выделении различных зон по фотоизображению обращалось внимание на наличие и густоту ориентированных линий в виде прямолинейных отрезков речных долин, прямолинейных краев болот и лесных массивов, ориентированной сети ложбин стока, а также на фототон изображения того или иного участка территории, на рисунок, образованный ориентированными линиями, и на наличие карстопроявлений. Наличие ориентированных линий вызвано процессами селективного выветривания, зависящего от физических свойств горных пород, условий их залегания, их сланцеватости и трещиноватости, а также наличия разрывных нарушений. Фототон изображения зависит от видового состава растительного покрова, что, в свою очередь, находится в довольно тесной зависимости от состава материнских пород.

По указанному комплексу дешифровочных признаков на территории Среднего Тимана возможно выделение следующих зон (фиг. 1):



Фиг. 1. Схематическая карта зональности Среднего Тимана по дешифровочным признакам. Составил Н. И. Тимонин.

Условные обозначения: 1 — возвышенные участки местности со сплошной залесенностью и редкими болотами; 2 — зона с четко выраженной полосчатостью северо-западного простирания; 3 — зона с широтно ориентированными линиями; 4 — зона с линиями северо-восточного простирания; 5 — зона с карстопроявлениями; 6 — участок Каменноугольной гряды; 7 — западная граница области с ясно различимыми дешифровочными признаками; 8 — границы зон; 9 — ориентированные линии; 10 — тектонические нарушения, проведенные на основании ряда дешифровочных признаков и по геологическим данным; 11 — тектонические нарушения, предположительно выделяемые по данным дешифрирования аэрофотоснимков; 12 — Восточно-Четласский тектонический уступ; А — участок Четласского Камня; Б — Шегмасско-Березовский участок; В — северная часть Вымской и Кедвинской гряд; Г — Умбинский участок.

1) Возвышенные участки рельефа преимущественно со сплошной залесенностью, с редкими цепочками болот, расположенными в виде «пучков», и с характерным темным фототонам изображения.

2) Зоны с четко выраженной полосчатостью, образованной густой сетью ориентированных линий северо-западного простирания.

3) Зоны с широким развитием болот и четко выраженными линиями широтного простирания.

4) Зоны с преимущественным развитием ориентированных линий северо-восточного и субмеридионального простираний.

5) Зоны со светлым фототонам изображения и с карстопроявлениями.

6) Зона с линиями северо-западного простирания, отвечающая на местности Каменноугольной гряде.

К первой зоне отнесены два крупных участка: район Четласского Камня и северная часть Вымской и Кедвинской гряд с Умбинским участком, находящимся на непосредственном продолжении Кедвинской гряды.

Участок Четласского Камня (фиг. 1, А) расположен в центре рассматриваемой территории. Орографически это наиболее приподнятая часть Тимана (максимальная высота над уровнем моря 463 м). На аэрофотоснимках он характеризуется темным фототонам, разреженной сетью болот, наличием ориентированных линий преимущественно двух направлений: северо-западного и северо-восточного. Линии северо-западного направления широко развиты в центральной части Четласского Камня, а линии северо-восточного простирания распространены в верховьях рр. Мезени, Косью, Бобровой. Многими исследователями с районами этих рек связываются поперечные к тиманским тектонические нарушения с приуроченной к ним редкометальной минерализацией. Другая серия таких же ориентированных линий северо-восточного простирания наблюдается в среднем течении р. Четлас. К ней приурочены спрямленные отрезки долин р. Четлас и ее притоков — рр. Большой Рассохи, Фролишни и Ворки.

Границы участка, за исключением западной и северо-восточной, проведены с некоторой долей условности. Наиболее четко на аэрофотоснимках выражена северо-восточная граница, прослеживаемая в виде резкого тектонического уступа от верховьев рр. Мезени и Ворыквы на юго-востоке до р. Мезенской Пижмы (близ устья руч. Ниж. Басней) на северо-западе. На данном участке этот уступ соответствует крупному Восточно-Четласскому нарушению, отделяющему породы четласской серии рифея от отложений быструхинской свиты. На аэрофотоснимках этот разлом подчеркивается также и тем, что он на поверхности выражен в виде границы раздела двух участков с различным фототонам и рисунком.

К юго-западу происходит постепенное понижение рельефа. Здесь граница Четласского участка выражена нечетко и проводится по ряду признаков, главными из которых являются: смена конфигурации речных долин в плане (переход от ломаных отрезков долин в пределах участка Четласского Камня к сильно извилистым за его пределами) и наличие болот с ориентированными линиями северо-западного простирания.

К западу от Четласского Камня расположен Шегмасско-Березовский участок (фиг. 1, Б), соединяющийся с Четласским узким перешейком, к северу и югу от которого расположены области, характеризующиеся отсутствием ориентированных линий и более светлым фототонам. По характеру фотоизображения Шегмасско-Березовский участок сходен с Четласским. Его западной границей является Шегмасская зона нарушений, достаточно ясно различимая на аэрофотоснимках, главным обра-

зом по резкой смене фотоизображения вдоль этой зоны. На фотосхемах видно, что здесь имеют место, по крайней мере, два субпараллельных нарушения, распадающиеся на отрезки, кулисообразно заходящие друг за друга. В районе устья р. Юрвы возможны небольшие оперяющие разрывные нарушения с северо-восточной ориентировкой.

Наличие коренных выходов метаморфических сланцев и кварцито-песчаников к юго-западу от Восточно-Четласского разлома, в верховьях рр. Четлас, Светлой и Бобровой, а также на р. Мезенской Пижме позволяет предполагать, что в целом данные участки соответствуют выходам указанных пород, наиболее трудно поддающихся эрозии.

Северная часть Вымско-Вольской гряды и Умбинский участок (фиг. 1, В—Г) представляют собой сильно залесенные и возвышенные участки местности, протягивающиеся в виде неширокой полосы несколько восточнее долины р. Выми. В районе верховьев р. Выми эта зона меняет меридиональное простирание на северо-западное и с этим направлением довольно отчетливо прослеживается до р. Печорской Пижмы (Яранский и Посадский меги). Далее к северо-западу зона не выделяется. Видимо, здесь развит мощный чехол рыхлых отложений.

В районе р. Выми, к западу от рассматриваемой зоны протягиваются обширные пространства болот с четкими, близкими к прямолинейным восточными краями и неровными западными. Вдоль восточного края зоны наблюдается густая сеть ориентированных линий северо-западного и субмеридионального простираний. Подобная штриховка может быть обусловлена селективной эрозией, вызванной как слоистостью крутопадающих толщ, так и квиважем пород.

В районе рр. Умбы и Средней данная зона характеризуется сильной залесенностью, слабой заболоченностью и наличием ориентированных линий северо-западного простирания. Западная граница зоны отличается прямолинейностью. Она довольно резко отделяет залесенную зону с темным фототонном от закарстованной полосы, характеризующейся более светлым фототонном и редким развитием ориентированных линий. Видимо, граница проходит здесь по тектоническому нарушению. В нижнем течении р. Умбы прослеживаются линии северо-восточного простирания, вероятно, совпадающие с северной границей выходов метаморфических пород.

Зона с интенсивной полосчатостью северо-западного направления (фиг. 1) тянется в виде неширокой полосы от верховьев р. Ворыквы на юго-востоке до устья р. Чирки на северо-западе. На аэрофотоснимках эта зона представляет собой сильно заболоченную, равнинную, местами слабо всхолмленную область. Полосчатость обусловлена перемежаемостью заболоченных пространств и лесных массивов и еще более подчеркивается тонкой штриховкой и приуроченностью к данному направлению долин рек (верховья р. Чирки с р. Кречетной, рр. Рочуги и Коренной в верхнем течении, р. Ашуги в нижнем течении и ряда других). В этом же направлении вытянута Цильменская петля, образуемая р. Цильмой на участке между устьями рек Коренной и Северной.

Полосчатость в пределах самой зоны распределена весьма неравномерно, достигая местами максимальной густоты или совершенно исчезая. Видимо, участки сгущения ориентированных линий совпадают с выходами метаморфических сланцев под маломощным чехлом рыхлых отложений (район р. Чирки от Волоковых озер до р. Кречетной, район рр. Верх. Сенки, Ашуги, район уступа Четласского Камня и др.).

Западное ограничение зоны почти на всем протяжении характеризуется прямолинейностью, лишь в верховьях р. Цильмы и в районе руч. Гаревого (правый приток р. Рочуги) нарушаемой заливообразно заходящими в эту зону участками без ориентированных линий, видимо связанных с мощным чехлом рыхлых отложений. По-видимому, на всем

протяжении эта граница совпадает с тектоническими нарушениями, одним из которых является рассмотренный выше Восточно-Четласский разлом.

В северо-западной части граница приурочена к Рочугскому разлому, ясно различимому на аэрофотоснимках по прямолинейному разделу участков с резко различным фототонном (несколько восточнее р. Рочуги на отрезке от р. Белой до руч. Верхн. Половинного). От руч. Гаревского до р. Мезенской Пижмы эта граница слабо различима.

Восточная граница на значительном протяжении отличается прямолинейностью, нарушаемой в районе верховьев р. Ашуги и у Ямозера зоной с ориентированными линиями северо-восточного простирания. Южнее устья р. Гнилой зона резко сужается, слабая полосчатость «просвечивает» здесь сквозь светлый фототон на участке интенсивного карстопоявления.

Наличие в данной зоне ясной полосчатости может быть объяснено, кроме близкого залегания рассланцованных пород, также и приуроченностью отдельных ориентированных линий к тектоническим нарушениям. Как правило, вдоль зон разрывных нарушений обычно развивается повышенная денудационная и эрозионная деятельность, что способствует развитию речных долин. В связи с этим при наземных наблюдениях зоны разломов, как правило, визуально не прослеживаются. Неоценимую помощь в объективном трассировании дизъюнктивных нарушений может оказать дешифрирование аэрофотоснимков.

Признаками разрывных нарушений, с помощью которых они могут быть выделены в процессе дешифрирования аэрофотоснимков, являются: четкие прямолинейные границы, разделяющие участки с различным фототонном изображения и различным характерным рисунком, наличие прямолинейных отрезков долин рек, четкие прямолинейные тектонические уступы в рельефе, цепочки удлиненных впадин и болот, прослеживаемых на значительном протяжении.

На основе этих признаков в данной зоне можно выделить ряд разрывных нарушений. Одно из них прослеживается на значительном протяжении от р. Ашуги до верховьев р. Рубихи. В районе верхнего течения р. Чирки это нарушение проводится по наличию резкой границы между участками местности с различным фототонном изображения. К юго-западу от этой границы располагается область с интенсивной полосчатостью северо-западного простирания, с вытянутыми в этом направлении лесными массивами с темным фототонном и цепочками болот. Эта область, видимо, отвечает близкому залеганию метаморфических пород под рыхлыми отложениями. К северо-востоку расположена область со светлым фототонном изображения и слабым развитием ориентированных линий. Светлый фототон обусловлен развитием здесь сосновых боров с белым мхом, обычно связанных с выходами среднедевонских песчаников. На этом участке зона нарушения выражена цепочкой удлиненных впадин и болот, местами небольшими тектоническими уступами. К ней приурочены и долины некоторых ручьев (левый приток р. Кречетной, ряд мелких левых притоков р. Чирки).

Рекой Цильмой данное нарушение пересекается в районе Разбойного Камня. Оно совпадает здесь с долиной ручья Волчьего. Приуроченность долины этого ручья к разлому подчеркивается ее встречным направлением по отношению к долине реки Цильмы и прямолинейностью. К юго-востоку этот разлом прослеживается до р. Ашуги, которую он пересекает несколько ниже устья руч. Сланцевого. Обращает на себя внимание его прямолинейный характер, значительная протяженность и разграничение им различных по характеру фотоизображения участков.

Несколько западнее этого разлома, ниже устья р. Коренной р. Цильма пересекает следующее нарушение, прослеживающееся до р. Верхн. Сенки. Участок между этими разломами характеризуется очень интенсивной тонкой штриховкой северо-западного направления, отвечающей выходам сланцев.

Третий, четко выделяющийся разлом в Цильменской зоне совпадает с долиной р. Коренной в верхнем ее течении, где она имеет северо-западное направление. К юго-востоку это нарушение, выделяющееся на аэрофотоснимках по смене участков с разным характером фотоизображения, прослеживается до р. Цильмы, которую пересекает несколько выше устья р. Ашуги. Западнее, через устье р. Северной проходит еще одно нарушение, параллельное рассмотренному. К северо-западу и юго-востоку эти нарушения теряются на участках с мощным чехлом рыхлых отложений. В верховьях руч. Заостровного наблюдается сочленение продольного и поперечного разломов, протягивающихся сюда с рр. Коренной и Северной.

В районе нижнего течения р. Чирки наблюдается своеобразная сетка из ориентированных линий двух направлений. Здесь на зону с интенсивной полосчатостью северо-западного простирания накладывается зона с широтно ориентированными линиями. Эта зона прослеживается далее на восток, где занимает водораздельное пространство между рр. Цильмой и Мутной. На аэрофотоснимках она выделяется по наличию довольно густой штриховки, состоящей из линий широтного простирания, совпадающих с прямолинейными краями болот и вытянутых в этом направлении лесных массивов, а также прямолинейными отрезками долин рек и мелкими ложбинами. Этому направлению подчинено простирание долины р. Цильмы между устьями рр. Чирки и Космы, а также рр. Чирки и Мутной в нижнем течении.

Образование ориентированных линий широтного простирания скорее всего вызвано тектонической трещиноватостью пород.

Зона с преимущественным развитием ориентированных линий северо-восточного простирания (фиг. 1) распадается на ряд разрозненных участков. Отнесение их к одной зоне произведено несколько условно, так как в геологическом отношении они не равноценны. Один из участков расположен между верховьями р. Ашуги и Ямозером, охватывая верховья рр. Верхней, Каменной и Лиственничной Валсов. Юго-западнее происходит его наложение на зону с полосчатостью северо-западного простирания, причем здесь ориентированные линии тиманского направления почти не выражены, хотя к северо-западу и юго-востоку они имеют широкое развитие. Далее к юго-западу эта зона имеет свое возможное продолжение в среднем течении р. Четлас и вдоль рек Фролиши и Большой Рассохи.

По характеру фотоизображения к данной же зоне отнесен участок, охватывающий верховья рр. Пыввы, Пывсянюю, Обдырь и Елвы Вымской, где также заметно преобладание линий северо-восточного простирания. Он протягивается к северу в район рр. Косью и Мезени (в верхней ее течение).

Зона с карстопроявлениями (фиг. 1) занимает пространство между участками А на западе и В—Г на востоке. От остальных зон она отличается более светлым фототонном, слабым развитием болот, небольшим количеством ориентированных линий, среди которых преобладают линии тиманского направления, и, главное, довольно интенсивным карстопроявлением, выраженным на аэрофотоснимках наличием мелких изометричных впадин. Данная зона распадается на два неравных по величине участка.

Большой по площади участок протягивается от р. Печорской Пижмы на севере до р. Щугора (правый приток р. Выми) на юге, охва-

тывая бассейны рр. Светлой, Павьюги и Щугора. Северная граница участка показана условно, так как переход от зоны с карстопроявлениями к зоне без особых дешифровочных признаков севернее р. Печорской Пижмы происходит очень постепенно.

Данный участок характеризуется сгущением ориентированных линий в средней части. Полоса с ориентированными линиями проходит по левобережью р. Печорской Пижмы до руч. Кислого и далее к устьям рр. Щугора и Сарью.

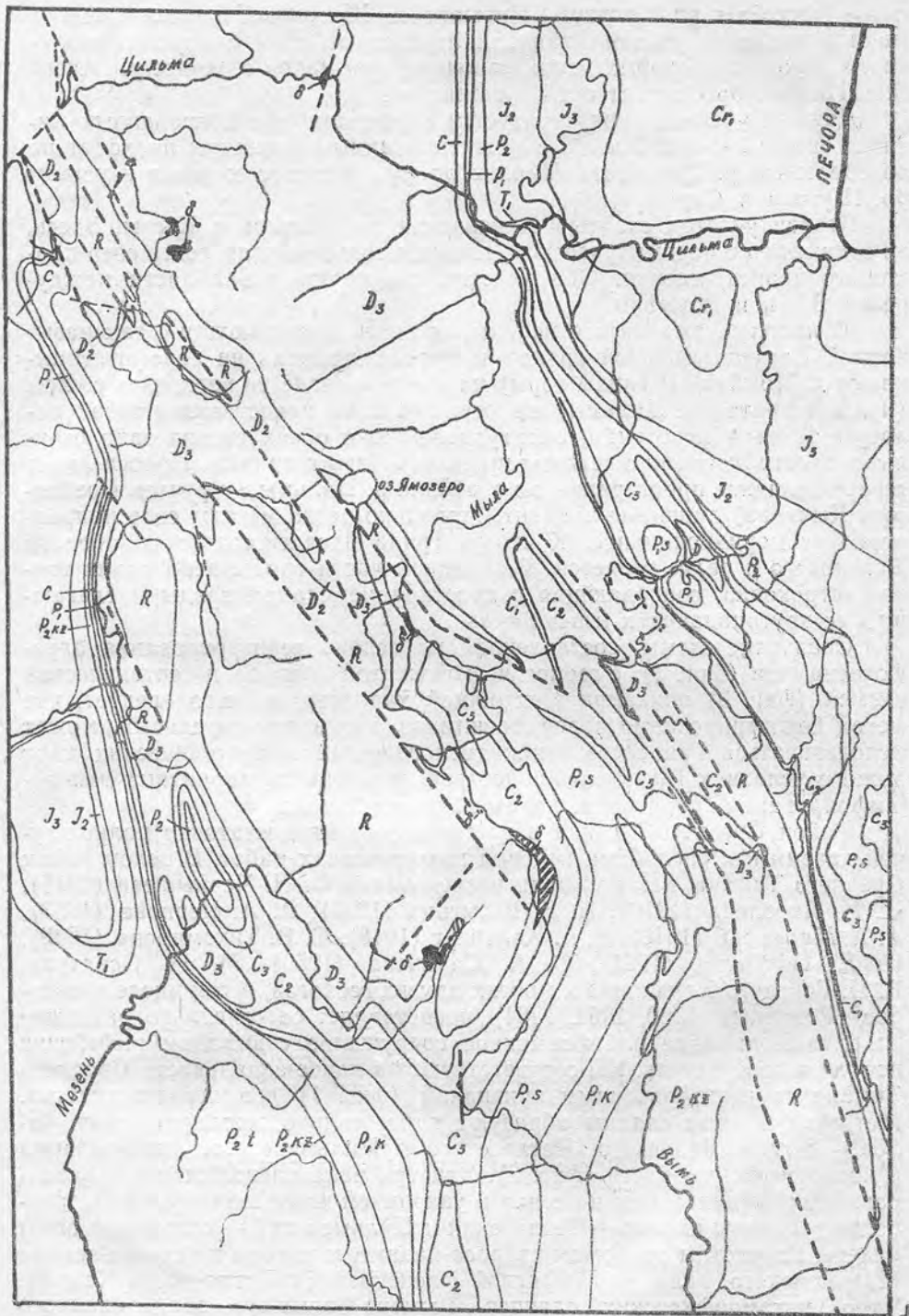
Второй участок охватывает верховья рр. Обдырь и Чисвы. Здесь, по сравнению с первым участком, имеется большое количество озер карстового происхождения. Оба участка соединяются в области между-речья Выми и Ворыквы.

И, наконец, выделяется небольшая зона, совпадающая с так называемой Каменноугольной грядой и прослеживаемая на аэрофотоснимках от д. Номбур (Щепины горы) на северо-западе до верховьев р. Усы (правый приток р. Цильмы) на юге. Эта зона представляет собой полосу с темным фототонном, оконтуриваемую с обеих сторон заболоченными пространствами с четкими прямолинейными краями. Полоса имеет северо-западное простираие, но в районе р. Цильмы (у ручьев Среднего и Кычкова) линейные элементы довольно резко меняют свое направление на меридиональное. К северу гряда прослеживается до болота Домашнего и далее теряется. В западной части гряды ясно видна тонкая штриховка, совпадающая с простираием самой гряды и слагающих ее крутопадающих известняков.

Сравнение схемы, составленной на основе дешифрирования аэрофотоснимков (фиг. 1), с геологической картой (фиг. 2) и тектонической схемой (фиг. 3) показывает их общий характер, из чего следует, что метод дешифрирования аэрофотоснимков, как вспомогательный, может использоваться при составлении геологических и тектонических карт даже в условиях таких сложнопостроенных и неблагоприятных для дешифрирования территорий, каким является Тиман.

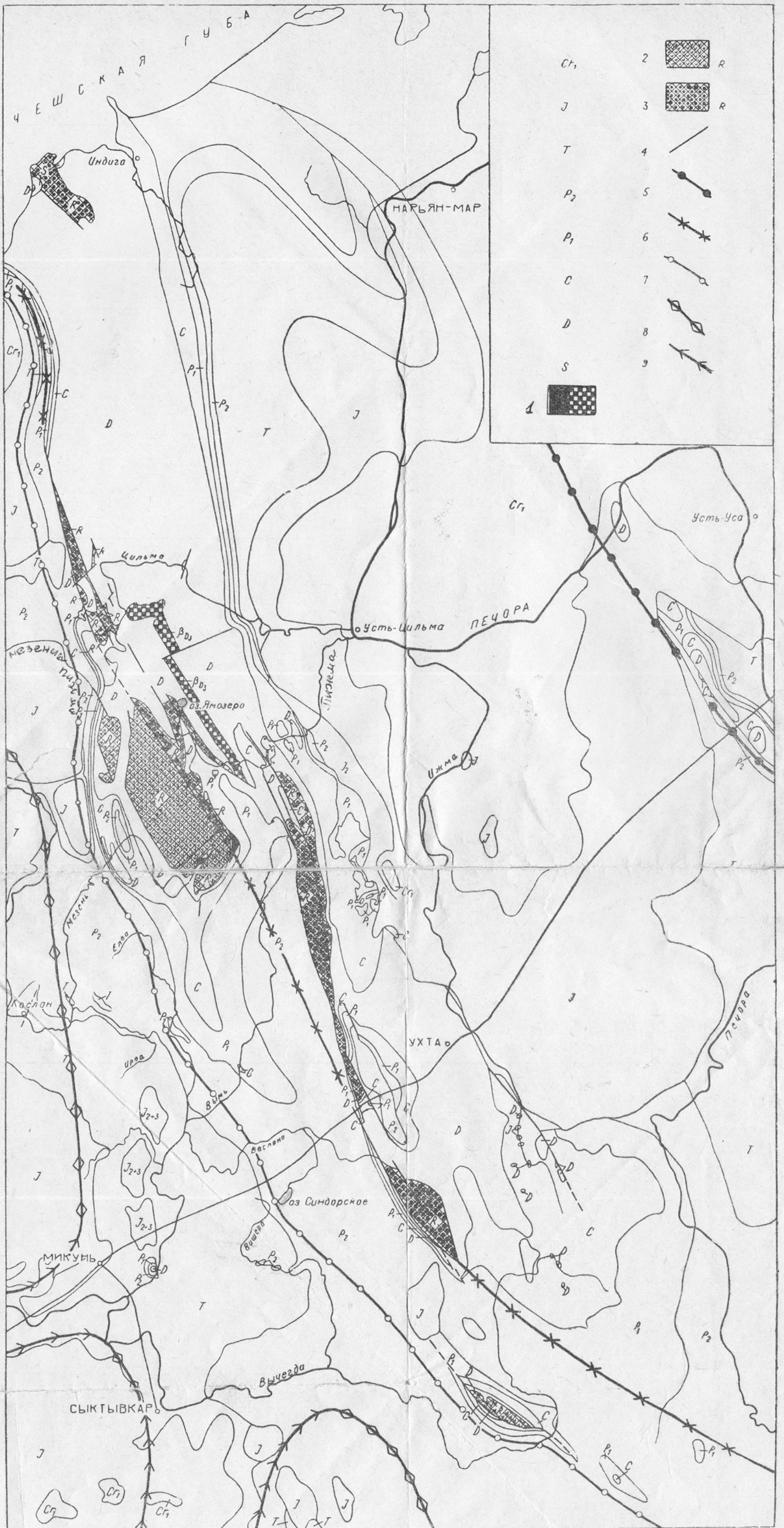
Район Среднего Тимана в настоящее время достаточно полно изучен наземными способами ведения геологических работ. В целом район Среднего Тимана, как показали исследования Ф. Н. Чернышева (1915), Н. Н. Яковлева (1910), Е. Д. Шлыгина (1930), А. А. Чернова (1953), А. А. Малахова (1940), Э. А. Кальберг (1948), С. В. Тихомирова (1948), П. Е. Оффмана (1961), О. А. Солнцева (1959), М. И. Осадчука, В. И. Горского-Кручинина и многих других геологов, в том числе и авторов (Разницын, 1960, 1961, 1964), представляет собой сильно размытое складчато-глыбовое платформенное сооружение с выходом рифейских пород на поверхность. Им соответствуют на карте зональности Среднего Тимана по дешифровочным признакам (фиг. 1) два первых участка. Метаморфические сланцы образуют ядра сильно эродированных валов — Вымско-Вольского, Четласского и Цильменского, включающего и кислоручейскую часть (фиг. 3). Эти три вала расположены эшелонированно и выдвигаются на север в указанной последовательности. Наиболее западные из них — Четласский и Цильменский — срезаны и ограничены Рочугским разломом взбросо-надвигового типа на северо-западе Цильменского вала и Мезенской флексурой (у Четласского Камня). Ядро метаморфических сланцев Вымско-Вольского эродированного вала также ограничено на западе крупным Вымским взбросо-надвигом. Аналогичное нарушение прослеживается и вдоль ядра Цильменского эродированного вала близ р. Кислого.

Названные валы разделены депрессиями: между Вымско-Вольским и Четласским валами расположена Вымская депрессия, соединяющаяся на севере с Левкинской и Светлинской депрессиями. Первая из них отделяет продолжение Вымско-Вольского вала от южного окончания



Фиг. 2. Выкопировка из геологической карты Среднего Тимана, составленной В. А. Разницыным (1965).

1 — границы стратиграфических подразделений; 2 — линии тектонических нарушений; 3 — базальты.



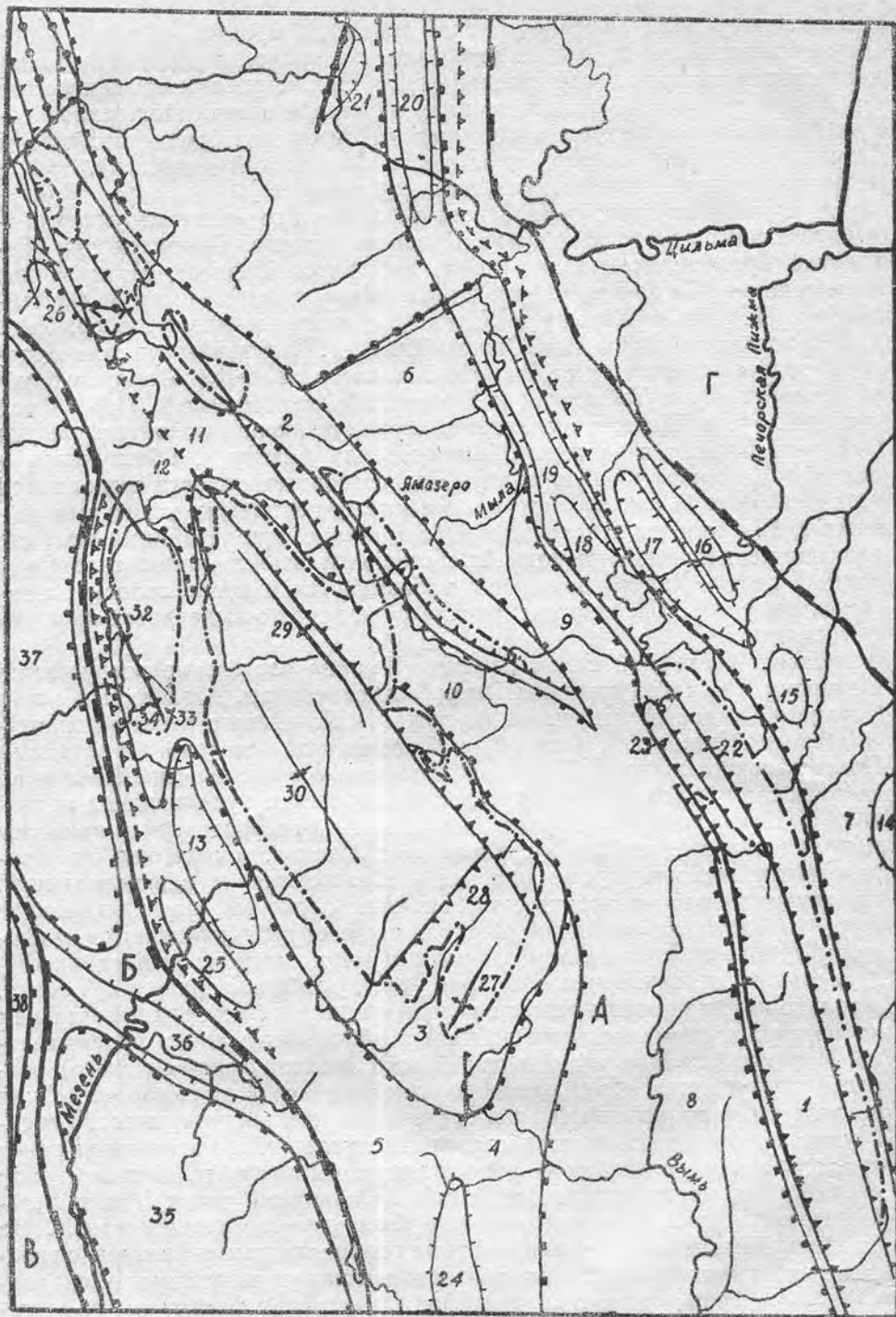
Фиг. 2. Обзорная схема Тимана. В. А. Разницын, 1966 г.

C_1 — нижнемеловые отложения, J — юрские отложения, T — триасовые отложения, P_2 — верхнепермские отложения, P_1 — нижнепермские отложения, C — каменноугольные отложения, D — девонские отложения, S — силурийские отложения, 1 — девонские базальты и туфо-базальтовые толщи, 2 — рифейские молассовые и флишевые отложения западной зоны Тимана, 3 — рифейские сланцы и карбонатные породы (у границы) восточной зоны Тимана, 4 — разломы, 5 — восточная граница Тиманской многоэосинклинали, 6 — западная граница Тиманской многоэосинклинали — граница западной и восточной зон Тимана, 7 — граница внутренней и внешней зон рифейско-раннепалеозойского Предтимаанского краевого прогиба, 8 — западная граница Предтимаанского краевого прогиба, 9 — границы Кажимского и котлас-Яренского авлакогенов, раскрытых в сторону Предтимаанского краевого прогиба.

Цильменского вала (Кислоручейской гряды), а вторая — эту же часть Цильменского вала от Четласского вала. На продолжении Светлинской депрессии к северо-западу расположена Нижнекузьягская депрессия. Продолжение Вымско-Вольского вала на севере в виде Новожиловского и Мыльского структурных выступов и Номбурской брахиантиклинали отделено от Цильменского вала, кроме Левкинской депрессии, также и широкой Косминской структурной ступенью.

К востоку от Вымско-Вольского вала и его северных структур расположен северо-восточный склон Среднего Тимана. Он осложнен Верховской брахиантиклиналью (на р. Печорской Пижме), Максарским, Эшмесским и Южно-Эшмесским куполовидными поднятиями (в бассейнах рр. Нерицы и Кедвы) и Ухтинско-Ижемским валом на рр. Ухте и в верховьях р. Ижмы (на Южном Тимане). Структуры северо-восточного склона отделяются от Вымско-Вольского вала и его продолжений на север Ухтинско-Тобьеской и Кедвинской депрессиями и Поясоватой мульдой. На р. Цильме выделяется ограничивающая поднятые районы Среднего Тимана с востока Щепиногорская флексура, образующая в рельефе Каменноугольную гряду. Депрессионные области выделяются на карте (фиг. 1) как промежуточные между поднятыми участками (зонами 1, 2) и отчасти относятся к району с карстопроявлениями там, где слагающие депрессию породы представлены известняками карбона и нижней перми. Карстопроявления наблюдаются и вдоль полосы развития свиты рифея. Щепиногорская флексура хорошо выделяется на аэрофотоснимках.

Северо-восточный склон Среднего Тимана постепенно погружается в сторону Ижемской впадины Печорской синеклизы. А западный склон Среднего Тимана от Мезенской флексуры и Рочугского разлома является общим с Эжвинской (южной) и Сафоновской (северной) впадинами Притиманского желоба. Далее расположена Мезенская синеклиза и по ее восточному краю Косланский вал и Готовское куполовидное поднятие. В Печорской и Мезенской синеклизах распространены наиболее молодые меловые, юрские и триасовые отложения, так же, как и в Притиманском желобе. Кроме них, там обнажаются и верхнепермские, преимущественно татарские красноцветы. Флексуры, ограничивающие Средний Тиман на западе и востоке, местами выполаживаются и сложены девонскими, каменноугольными и пермскими и отчасти нижнетриасовыми отложениями. Все они участвуют в дислокациях Тимана, и только юрские породы лежат с угловым и географическим несогласием на подстилающем комплексе до метаморфических сланцев включительно. Метаморфические сланцы рифейского (каратаусско-вендского) возраста выступают в ядрах валоподобных структур в виде горстов. Судя по залеганию на крыльях валов осадочного покрова девонского, каменноугольного и пермского возраста, предполагается, что этот чехол ранее существовал и на сводах и лишь позднее был размыт. В таком виде структуры и представляли собой валы. Осадочный чехол полого изгибался, сопрягаясь на крыльях с еще более плоскими депрессиями. На Среднем Тимане в чехле представлены германотипные структуры с гребневидными мелкими складками и разделяющими их широкими синклиналями на фоне крупных пологих форм, местами с флексурными сочленениями и нарушениями типа сбросов, взбросов и надвигов. Особенно сильно дислоцированы западные крылья крупных структур, что связано с движением блоков снизу вверх и с северо-востока на юго-запад. Поэтому для Тимана и характерны асимметрия структур чехла и резкое изменение интенсивности складчатости со спадом ее к востоку от разломов взбросо-надвигового типа до очередного такого нарушения. К ним приурочены и флексуры, местами с наложением чешуйчатого скальвания, как например, на р. Мезенской Пижме (Мезенская флексура).



Фиг. 3. Тектоническая схема Среднего Тимана. Составил В. А. Разницын (1965 г.).

а — границы крупнейших структур; б — границы крупных и средних структур; в — взбросо-надвиги; г — сбросы; д — разломы невыясненного типа; е — флексуры; ж — локальные структуры; з — границы эрозийных окон с выходами байкальского фундамента.

Южнее эта флексура имеет более крутое падение пород палеозоя (до 80°) и не подверглась чешуйчатому скалыванию (р. Мезень в 5 км выше устья р. Песью). Образовавшаяся у флексуры Северо-Песьюская брахиантиклиналь, с выходом в ее ядре девонских глин и песчаников с пластовой залежью базальта, отделена от Четласского Камня Южно-Лиственичной депрессией. Последняя соединяется с Северо-Лиственичной депрессией и разделяет на севере Шегмасско-Березовский и собственно Четласский блоки в пределах Четласского вала. На карте дешифрирования аэрофотоснимков здесь отмечается развитие линий с северо-восточным направлением. Северо-восточное простирание характеризует и юго-восточную часть Четласского Камня, равно как и Обдырский район (южнее). Однако такая ориентировка линий и структур (!) на Четласском Камне характеризует не чехол, а рифейский комплекс. На этом примере можно видеть, что особенности строения фундамента передаются на Тимане осадочному покрову, когда речь идет о разрывных нарушениях.

Складчатые же формы рифейского фундамента не наследуются на Среднем Тимане чехлом. Разломы выделяют блоки фундамента независимо от его внутренней структуры, и в таком виде блоки участвуют в образовании валов и других форм чехла. Строение фундамента, которое наблюдается в горстах Среднего Тимана, лежащих в основании валов, резко отлично для западной и восточной зон, разделенных Вымским и Восточно-Четласским разломами взбросо-надвигового типа. В настоящее время не известно только сопряжение этих разломов в верховьях р. Выми, так как там развит палеозойский чехол. Для западной зоны (Четласский Камень) характерна германотипная складчатость, как и для чехла, только с тем отличием, что породы рифея здесь метаморфизованы, имеют зачаточную сланцеватость и разбиты дифференциальным кливажем разлома. В восточной зоне наблюдается полная (линейная) складчатость смятия, метаморфизм фации зеленых сланцев и разнообразный кливаж разлома (веерообразный, осевой плоскости), а местами сланцеватость и плейчатость. Здесь намечаются антиклинории и синклинории. В западной же зоне выделяются пологие крупные поднятия и опускания — Четласская антиклиналь и параллельная ей Рассохинская синклиналь, предполагаемая более южная Пурзинская антиклиналь, поперечные к ним Аньюгская антиклиналь и Косьюская синклиналь, а также в пределах Шегмасско-Березовского блока Юрвинская антиклиналь и Чернореченская синклиналь. Углы падения крыльев

*пологие
крупные
поднятия
и опускания*

Структуры Среднего Тимана и прилежащих областей: А—Тиманский эпиклинеген: 1—Вымско-Вольский эродированный вал, 2—Цильменский эродированный вал, 3—Четласский эродированный вал, 4—Обдырско-Ропчинский вал, 5—Елво-Нившерский вал, 6—Косминская структурная ступень, 7—Кедвинская депрессия, 8—Вымская депрессия, 9—Левкинская депрессия, 10—Светлинская депрессия, 11—Нижне-Кузьяская депрессия, 12—Северо-Лиственичная депрессия, 13—Южно-Лиственичная депрессия, 14—Эшмесский купол, 15—Максарский купол, 16—Верховская брахиантиклиналь, 17—Поясоватая мульда, 18—Новожиловский структурный выступ, 19—Мыльский структурный выступ, 20—Номбургская брахиантиклиналь, 21—Рудянская мульда, 22—Среднереченская синклиналь, 23—Среднереченский структурный выступ, 24—Обдырское куполовидное поднятие, 25—Северо-Песьюская брахиантиклиналь, 26—Гаревский полукупол.

Структуры фундамента в области внутренней зоны байкальского краевого прогиба: 27—Аньюгская антиклиналь, 28—Косьюская синклиналь, 29—Четласская антиклиналь, 30—Рассохинская синклиналь, 31—Пурзинская антиклиналь, 32—Юрвинская антиклиналь, 33—Чернореченская синклиналь, 34—Шегмасская антиклиналь. Б—Притиманский желоб: 35—Эжвинский прогиб, 36—Усть-Елвинская брахиантиклиналь, 37—Сафоновский прогиб. В—Мезенская синеклиза: 38—Косланский вал. Г—Печорская синеклиза.

достигают 5—20°. Размеры структур 50—70 км при ширине 10—15 км. Разломы, разделяющие восточную и западную зоны и, в частности, Восточно-Четласский, хорошо выделяются по аэрофотоснимкам. Внутриваловые разломы также четко прослеживаются по данным аэрофотосъемки и по наблюдениям в поле. Вымский разлом продолжается на север к западу от р. Средней, а Усть-Умбинский разлом, разделяющий Вымский и Кедвинский блоки, ограничивает в районе Посадского мегана р. Печорской Пижме Новожиловский структурный выступ (с запада). Разломы Верхне-Палегский и Полареченский разделяют северные части Шегмасско-Березовского и Четласского блока. Разлом взбросо-надвигового типа прослеживается и к западу от Кислоручейского блока к Ямозерской его части. Разломы фундамента предполагаются и в основании флексур осадочного чехла, а также в местах резкого усиления гребневидной складчатости, особенно характерной для девонских отложений. Вместе взятые складчато-блоковые структуры Среднего Тимана образуют своеобразный горстовый антиклинорий, представляющий глубоко эродированный мегавал или, вернее, валорий (термин предложен П. А. Софроницким), т. е. ряд валов, в настоящее время размытых до своих корней — до сланцевого фундамента. Ширина этой структуры, названной одним из авторов эпикинегеном (Разницын, 1962, 1964, 1965), равна 150 км, а длина, с учетом Северного и Южного Тимана, достигает 900 км. Эпикинеген образовался в зоне Тиманского глубинного разлома, разделяющего эпикарельскую и эпибайкальскую части Восточно-Европейской платформы.

В заключение интересно отметить, что не все данные, полученные при дешифрировании аэрофотоснимков, можно объяснить с геологической точки зрения, точно так же, как не все тонкости геологического строения местами «просвечивают» на аэрофотоснимках из-за сильной залесенности территории и более мощного чехла рыхлых отложений. Тем не менее, установленная приуроченность ряда выделенных геоморфологических признаков к геологическим объектам показывает, что и другие, пока необъяснимые черты строения рельефа объективно отражают геологическую действительность и лишь слабая обнаженность территории мешает их геологической интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

- Высоцкий Б. П. 1957. Аэрофотометод и аэровизуальные наблюдения при геологическом картировании и поисках полезных ископаемых. Изд-во Всес. заочн. политехн. ин-та.
- Кальберг Э. А. 1948. Новые данные по стратиграфии и тектонике Среднего Тимана. Сов. геол., № 33.
- Кутейников Е. С., Натапов Л. М. 1962. Дешифрирование разломов на черно-белых аэрофотоснимках (на примере северо-восточной окраины палеозойского поля Сибирской платформы). Тр. Всес. аэрогеол. треста, вып. 8.
- Макарова А. А. 1958. Опыт применения дешифрирования аэрофотоматериалов при выявлении дизъюнктивных нарушений. Сб. матер. по геол. цветн., редких и благородных металлов, ЦНИГРИ, вып. 3.
- Малахов А. А. 1940. Геология Среднего Тимана и Западного Притиманья. Тр. Сев. геол. упр., вып. 6.
- Моссаковский А. А., Суворова В. С. 1964. Геологическое дешифрирование аэрофотоснимков для целей тектонического районирования Минусинской котловины. В сб.: Методы дешифриров. аэрофотоматер. при геол. исследований. Изд-во «Недра».
- Оффман П. Е. 1961. Происхождение Тимана. Тр. Ин-та геол. АН СССР, вып. 58.
- Петрусевич М. Н. 1962. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат.
- Производительные силы Коми АССР, т. I. 1953. Геологическое строение и полезные ископаемые Коми АССР. Под ред. проф. А. А. Чернова. Изд-во АН СССР, М.—Л.
- Разницын В. А. 1960. О тектонике Тимана. Тр. Коми фил. АН СССР, № 10.
- Разницын В. А. 1961. Тектоника юго-западного Притиманья в связи с перспективами нефтегазоносности. Новости нефтяной и газовой техники, отд. геол., № 2.

Разницын В. А. 1962. Структура Южного Тимана и юго-западного Притиманья. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 2.

Разницын В. А. 1964. Тектоника Южного Тимана. Изд-во «Наука», М.-Л.

Разницын В. А. 1965. Основные проблемы тектоники и нефтегазоносности северо-востока Европейской части СССР. Уч. зап. НИИГА, рег. геология, вып. 7.

Солнцев О. А. 1959. Метаморфические сланцы. Тр. ВНИГРИ, вып. 133.

Тихомиров С. В. 1948. Девон Среднего Тимана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Чернышев Ф. Н. 1915. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 1.

Шлыгин Е. Д. 1930. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных в 1927 г. в Среднем Тимане. Изв. Гл. геол. разв. упр., т. 49, № 4.

Яковлев Н. Н. 1910. Геологические исследования в Южном Тимане в 1894 и 1909 гг. Изв. Геол. ком., т. 29, № 4.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ГРЯДЫ ЧЕРНЫШЕВА, ОТРАЖАЮЩИЕСЯ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

В. Н. ПУЧКОВ, Н. И. ТИМОНИН

Дешифрирование аэрофотоснимков широко используется в практике геологического картирования для решения частных вопросов геологии ограниченных по площади территорий. Не меньшую помощь оно может оказать и при рассмотрении общих черт геологического строения крупных регионов, будучи общедоступным источником некоторой объективной информации. По мнению видного советского тектониста А. А. Богданова, применение материалов аэрофотосъемки ликвидировало ранее бытовавшее определение геологических карт как графического изображения представлений их авторов о геологическом строении местности. Теперь, по его мнению, создались предпосылки для оценки геологической карты, как документа, объективно отражающего строение территории. Нельзя, конечно, сказать, что дешифрирование аэрофотоснимков полностью изгоняет из геологических и тем более тектонических карт элементы субъективности. Однако оно позволяет почти с самого начала исследований поставить разрабатываемые представления в определенные рамки.

В предлагаемой статье рассматриваются те особенности структуры Приполярного Урала и гряды Чернышева, которые могут быть продемонстрированы при рассмотрении материалов аэрофотосъемки.

Авторами производилось дешифрирование аэрофотоснимков и аэрофотосхем. Были использованы результаты контрольных маршрутов в районе гряды Чернышева, правобережья Средней Печоры, в бассейне рр. Вангыра и Маньи и на правобережье р. Щекурьи.

Под Приполярным Уралом мы, вслед за В. А. Варсанюфьевой (1963), понимаем отрезок Уральского горного сооружения от 64° с. ш. до $65^{\circ}40'$ с. ш. В южной части рассматриваемой территории Уральский хребет имеет субмеридиональное простирание, на севере же происходит поворот Урала в северо-восточном направлении. На участке орографического поворота Урала от него ответвляется гряда Чернышева — узкое линейное вытянутое поднятие, слабо выраженное в рельефе. Для рассматриваемой территории характерно разнообразие ландшафтов — от полого всхолмленных моренных равнин до гольцовой зоны с альпийскими формами рельефа. Это обуславливает разную эффективность дешифрирования в пределах разных участков и вызывает необходимость разработки индивидуальных критериев дешифрирования в применении к каждой из зон.

По характеру рельефа на Приполярном Урале различают три четко выраженные продольные зоны, выделенные еще Е. С. Федоровым: западная увалистая полоса, горная полоса и восточная увалистая полоса.

Западная увалистая полоса Приполярного Урала испытывает резкое сужение в северном направлении, а в районе хр. Сабля вообще фактически исчезает: здесь непосредственно к горной полосе примыкает приподнятая слабо всхолмленная равнина, перекрытая толщей наносов ледникового происхождения, плавно понижающаяся в западном направлении. Коренные породы этой равнины на правобережье Средней Печоры представлены складчатыми палеозойскими и триасовыми отложениями. Вследствие значительной мощности наносов линейные геологические элементы дешифрируются лишь по косвенным признакам (ориентировка пологих возвышенностей, спрямленных участков речных долин, цепочки линейно вытянутых болот дают самое общее представление о простираниях пород).

Полоса западных увалов характеризуется сочетанием положительных форм рельефа — возвышенных (до 400—600 м высотой) гряд, называемых «пармами», и межувальных долин — плоских, широких, местами заболоченных. Дешифрирование аэрофотоснимков в пределах этой полосы дает относительно большую информацию вследствие того, что покров четвертичных отложений, представленных пылеватыми суглинками, сравнительно маломощен, и сквозь него «просвечивают» простирания пород. Сами «пармы» ориентированы, в общем, согласно с простираниями складчатых палеозойских пород, что связано с литоморфностью рельефа (высокие останцовые участки «парм» обычно сложены кварцитовидными песчаниками, а склоны и межувальные долины — известняками, с развитием карстовых форм).

Южная часть гряды Чернышева выражена в рельефе в виде узкой, вытянутой в меридиональном направлении возвышенности в междуречьи Б. Сыни и Косью. Гряда сложена сильно дислоцированными палеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, перекрытыми сравнительно маломощным чехлом четвертичных пылеватых суглинков.

Высотные отметки гряды в области ее сочленения с Уралом не превышают 290 м; к северу она несколько понижается. На западе описываемая возвышенность граничит с моренной равниной со сглаженным грядово-холмистым рельефом, являющейся частью обширной Южно-Печорской равнины; к востоку она вновь сменяется моренной равниной и плоскими ледниковыми впадинами, на востоке граничащими с очень узкой и слабо выраженной увалистой полосой Урала.

Обнаженность коренных пород в пределах гряды Чернышева незначительна. Строение ее можно, в основном, изучать по коренным выходам, приуроченным к долинам рек Б. Сыни, Вангыра, Усы и их притоков. Водораздельные пространства отличаются сильной залесенностью и значительным развитием безлесных болот. Реже встречаются безлесные тундровые участки, приуроченные к лощинам и долинам мелких речек. Сравнительно близкое залегание к поверхности интенсивно дислоцированных карбонатных пород способствует образованию специфических форм рельефа, характерных, в общем, и для западных предгорий Урала. К ним относятся, в частности, карстовые формы рельефа, с расположением карстовых воронок в виде цепочек, согласующихся с простиранием пород. Помимо этого, следует отметить характерную полосчатость, обусловленную чередованием протяженных узких цепочек безлесных болот, что, видимо, вызвано селективным выветриванием круто падающих слоистых толщ, благодаря чему на участках с легко разрушаемыми породами образуются болота, а более устойчивые участки образуют в рельефе гривки. Полная залесенность рассматриваемой территории, повсеместное развитие на водоразделах четвертичных суглинков застав-

ляют при дешифрировании аэрофотоснимков особое внимание уделять косвенным дешифровочным признакам, среди которых наибольшее значение приобретают в данных условиях геоморфологические, гидрографические признаки, а также фототон изображения и характерный рисунок местности, образованный указанными признаками.

По отмеченным выше особенностям рельефа и гидросети удается наметить несколько дешифровочных признаков, по которым можно достаточно уверенно судить об особенностях геологического строения района.

Наиболее характерным признаком дешифрирования слоистых толщ является, по всеобщему признанию (Петрусевич, 1962; Брюханов и др., 1962), наличие полосчатости, которая может передаваться целым рядом особенностей ландшафта, о некоторых из которых говорилось выше (цепочки вытянутых болот, карстовых воронок и т. д.). Другим более или менее устойчивым дешифровочным признаком является наличие в рельефе прямолинейных участков: долин рек и ручьев, прямых краев болот и лесных массивов и т. п., что, по мнению ряда исследователей, позволяет более или менее уверенно судить о наличии зон интенсивной трещиноватости и тектонических нарушений. Необходимо отметить, что к зонам тектонических нарушений благодаря сильной раздробленности пород обычно приурочены долины рек и заболоченные участки. Поэтому при наземных исследованиях зоны нарушений непосредственно не наблюдались, а выявлялись по геологическим взаимоотношениям разновозрастных пород в близко расположенных обнажениях. При дешифрировании аэрофотоснимков наличие прямолинейных границ, разделяющих участки с различным фототонном или рисунком, позволяет предполагать здесь тектоническое нарушение, особенно если в такую границу «упираются» устойчивые линии простираения пород. Слабая расчлененность рельефа, повсеместное развитие чехла молодых рыхлых отложений, к сожалению, не дает возможности использовать метод пластовых (эрозионных) треугольников для определения элементов залегания пород.

Дешифрирование в пределах горной полосы Приполярного Урала характеризуется рядом специфических особенностей, связанных с пестротой ландшафтов и их резко выраженной вертикальной зональностью. В пределах указанной зоны выделяется ряд горных хребтов (Исследовательский, Народо-Итьинский, Сабля, Росомаха, Малды и др.). Водораздел Урала проходит по кулисообразно расположенным Исследовательскому и Народо-Итьинскому хребтам; все остальные высокие хребты и горные массивы расположены к западу от водораздела. Таким образом, Приполярный Урал характеризуется явной орографической асимметрией: на западе он резко обрывается, довлея над полосой западных увалов, а на востоке, постепенно понижаясь, переходит в полосу восточных предгорий. Отличительной чертой северной части описываемого района является исключительная в масштабах всего Урала высота и отпрепарированность ее вершин: здесь находятся самые высокие Уральские вершины — г. Народа (1894 м), г. Карпинского (1873 м), г. Манарага (1820 м) и др. Высотой Приполярного Урала, а также его положением близ Полярного круга определяются некоторые особенности его геоморфологии, в частности широкое развитие в горной полосе очень свежих ледниково-эрозионных форм рельефа: троговых долин, ледниковых цирков и каров, являющихся следами горно-долинного оледенения. Здесь сохранились еще десятки мелких фирновых ледничков; наряду с ними наблюдаются и очень свежие ледниково-аккумулятивные формы рельефа, в частности серии моренных гряд, которые описывались, например, в восточных цирках хр. Сабля М. В. Фишманом (1956) и прекрасно видны на аэрофотоснимках. Преобладающее развитие в центральной части Приполярного Урала эрозионных альпийских форм релье-

ефа. определяет хорошую обнаженность и дешифрируемость этого района. Наилучшей обнаженностью характеризуются крутые стенки ледниковых цирков и каров, наихудшей — их днища. Горные склоны, лишенные каров, покрыты каменными осыпями и россыпями.

Широкое развитие альпийских форм рельефа начинается с высоты 1000—1200 м, примерно совпадая с зоной гольцов — высокогорной каменной пустыни. Ниже начинается зона горных тундр и местами субальпийских лугов, перемежающихся с участками «каменных морей». Это зона средне- и низкогорного рельефа, где определяющими рельефообразующими факторами, наряду с водно-эрозионными процессами, являются морозное выветривание и нивально-солифлюкционная обработка. Определяющей чертой рельефа этой зоны являются его плосковершинность и ступенчатость. Многочисленные выравненные площадки прекрасно отражаются на аэрофотоснимках, нередко создавая рисунок, сходный с рисунком «столовых гор», с той разницей, что они возникают вне зависимости от залегания и литологии пород и не обязаны своим происхождением избирательной эрозии. В настоящее время В. А. Варсанюфьева (1963) выделяет в северных областях Урала две группы выравненных поверхностей: поверхности выравнивания, образующие как бы ступени предгорной лестницы, и нагорные террасы, образованные в результате действия процессов морозного выветривания и солифлюкции. Естественно, что наиболее выдержанные и протяженные поверхности следует относить к первой группе. Обнаженность в этой части горного Урала хуже, чем в области развития альпийского рельефа, однако эффективность дешифрирования не является прямой функцией обнаженности, ибо ледниковая экзарация обладает слабой избирательной способностью и не создает полосчатости, столь характерной для более пониженных участков, подвергшихся более длительным процессам выветривания и водной эрозии.

Ниже уровня горной тундры, преимущественно в глубоких долинах, располагается зона горно-таежного ландшафта, с развитием листовенной или темнохвойной тайги. Это наименее обнаженная зона, с широким развитием аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений. Дешифрирование аэрофотоснимков в этой зоне относительно малоэффективно, однако и здесь линии простираций пород обычно безошибочно угадываются.

В целом, несмотря на отдельные отклонения, эффективность дешифрирования, грубо говоря, убывает с высотой. В то же время рассмотрение почти каждого аэрофотоснимка в любой из зон горной полосы дает хотя бы минимальную информацию относительно ее геологического строения. В частности, обычно удается отделить путем дешифрирования крупные поля распространения метаморфических слоистых толщ от площадей развития гранитных интрузий; характерными дешифровочными признаками последних является однородность фототона, обычное отсутствие полосчатости (кроме зон интенсивного расгнейсования, где слабая полосчатость возникает), специфический рисунок, образованный сетью трещин. Иногда области распространения гранитов характеризуются «бахромчатым» рисунком поросших кустарником каменных склоновых россыпей, которые образуют на аэрофотоснимках зазубренные, прерывистые концентрические полосы. Слоистые метаморфические породы дешифрируются благодаря наличию в области их распространения непересекающихся полос, отражающих выходы пластов на поверхность и обусловленных различиями в цвете слоев, разной сопротивляемостью их эрозии и т. п. Полосчатый рисунок могут создавать также каменные развалы над относительно устойчивыми породами, неравномерное распределение растительности (напр., полосовое распространение залесенных участков), грядовый микрорельеф, дающий

полосчатый рисунок при косом освещении, наличии в ложбинах наносов светлого оттенка, полос нерастаявшего снега, вытянутых верховых болот и т. п. Определенную информацию о простираниях пород и распределении разрывных нарушений могут дать также наблюдения над характером гидросети (наличие сквозных долин, спрямленных участков русел и др.). На участках, где пласты залегают сравнительно полого, выходы слоев на поверхность имеют заметно извилистый рисунок. В этих случаях простирания и падения пород устанавливались на основании общеизвестных критериев (Петрусевич, 1962).

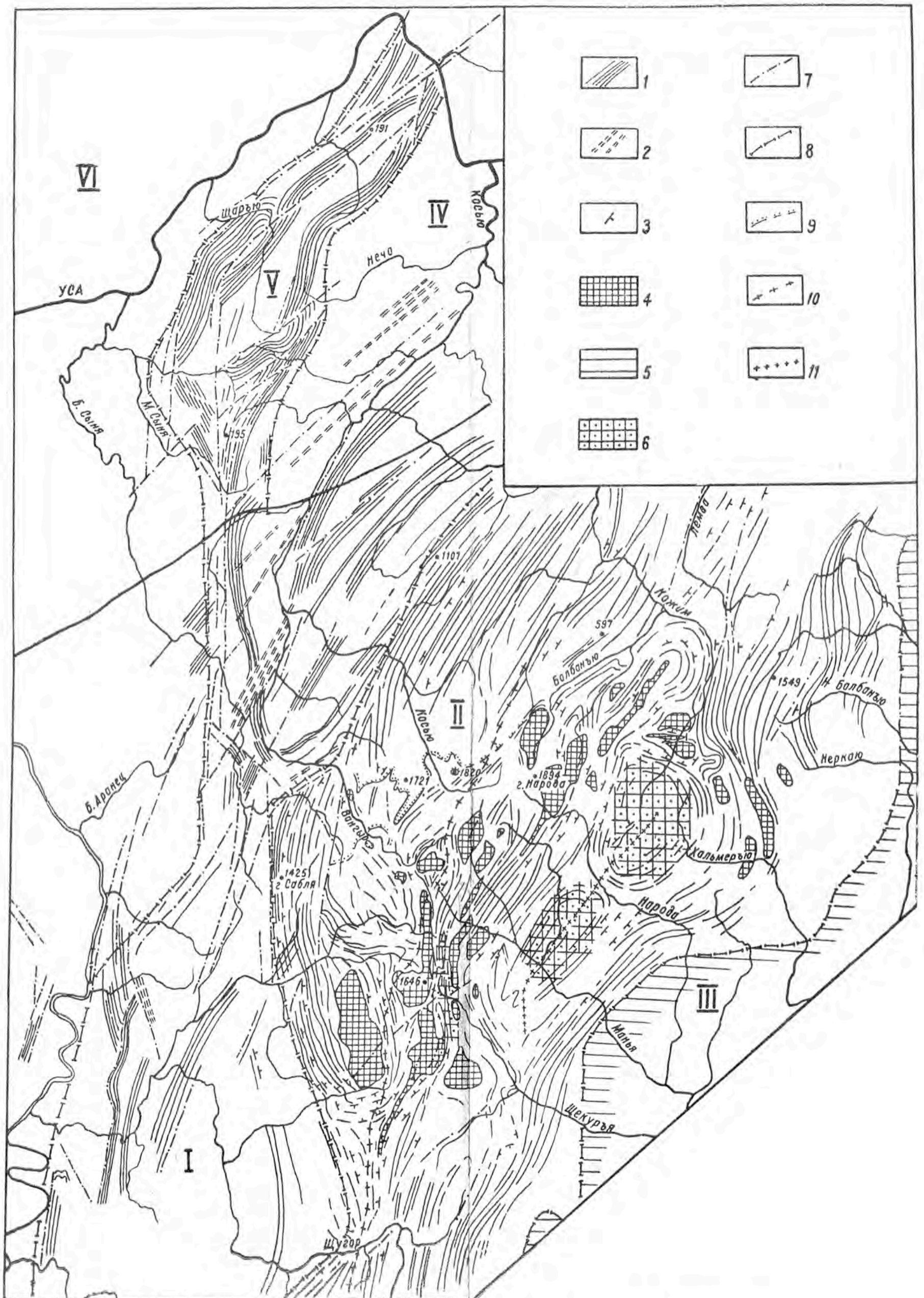
Хорошее качество аэрофотоснимков и особенности строения северо-западной части горной полосы Приполярного Урала позволяют дешифровать здесь — также на основании известных критериев — выход поверхности углового несогласия, выделив, таким образом, два структурных этажа, краткая характеристика которых будет дана ниже.

Использование всего комплекса дешифровочных критериев и признаков позволяет продемонстрировать на аэрофотоматериалах некоторые важные особенности тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева. В изучение тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева внесли свой вклад такие исследователи как В. А. Варсанюфьева, Б. А. Голдин, О. А. Кондаин, С. А. Князев, К. А. Львов, И. А. Муравьев, А. С. Перфильев, В. А. Разницын, Н. А. Сирин, В. А. Смирнова, Б. И. Тарбаев, М. В. Фишман, А. А. Чернов, Г. А. Чернов, Н. С. Шатский, О. Л. Эйно́р и ряд других. В настоящее время в тектоническом отношении Приполярный Урал можно рассматривать как линейно вытянутое герцинское складчатое сооружение — мегантиклинорий. Ядро его сложено рифейскими осадочно-вулканогенными метаморфическими толщами, которые, по крайней мере, дважды подвергались интенсивной складчатой деформации и были прорваны интрузиями, среди которых особое место занимают многочисленные тела гранитов. Крылья мегантиклинория сложены осадочными (на западном крыле) и осадочно-вулканогенными (на восточном крыле) толщами палеозойского возраста, смятыми в линейные складки. Восточное крыло мегантиклинория осложнено Главным уральским глубинным разломом, контролирующим размещение интрузий габбро-перидотитовой формации. В рельефе западному крылу мегантиклинория (Западно-Уральская тектоническая зона) соответствует западная увалистая полоса, переходящая в моренную равнину. Ядру мегантиклинория (Центрально-Уральская зона) соответствует полоса горного Урала; наконец, восточному крылу, выделяемому в Восточно-Уральскую тектоническую зону, соответствует полоса восточных увалов. Вследствие очень низкой эффективности дешифрирования в пределах восточной увалистой полосы, тектоника последней нами не рассматривается.

В процессе изучения гряды Чернышева высказывались различные предположения относительно тектонической природы этой структуры: ее трактовали как горст, как краевую поперечную флексуру, связанную с глубинным разломом, как антиклинорий и т. д. После проведения на территории гряды геологосъемочных работ было выяснено, что гряда Чернышева — сложно построенное складчатое сооружение типа антиклинория (Князев, Тарбаев, 1961). Мы постараемся показать ниже, что в своем строении гряда тесно связана со структурой складчатого сооружения Приполярного Урала.

Ниже мы переходим к рассмотрению результатов дешифрирования, графически изображенных на фиг. 1.

В пределах западного склона Приполярного Урала, в районе правобережья Средней Печоры, дешифрируются меридионально вытянутые Щугор-Вуктыльская и Улдор-Кыртинская антиклинальные структуры, причем Улдор-Кыртинская антиклиналь четко различается на аэрофото-



Фиг. 1. Схема геолого-структурного дешифрирования территории Приполярного Урала и южной части гряды Чернышева.

Условные обозначения: 1 — линии простирания пород; 2 — зоны трещиноватости; 3 — простирания и падения пород; 4 — интрузии (преимущественно гранитные) Центрально-Уральской зоны; 5 — интрузии в зоне Главного уральского глубинного разлома; 6 — гнейсы и мигматиты; 7 — разрывные нарушения; 8 — границы основных тектонических зон; 9 — дешифрируемая граница структурных этажей; 10 — граница западной и восточной подзон Центрально-Уральской тектонической зоны; 11 — ось брахиформной структуры восточной подзоны. I — Западно-Уральская тектоническая зона; II — Центрально-Уральская тектоническая зона; III — Восточно-Уральская тектоническая зона; IV — Косью-Роговской прогиб; V — гряда Чернышева; VI — Русская платформа и внешняя зона Предуральского краевого прогиба.

снимках по интенсивной полосчатости. С запада она оборвана крупным тектоническим нарушением, отделяющим каменноугольные отложения от пермо-триасовых. Южнее долины р. Перебор обнаруживается ее четкое стремление к повороту в северо-восточном направлении, в связи с общим поворотом Уральских складок. Одновременно Улдор-Кыртинская антиклиналь сечется зонами трещиноватости, имеющими северо-западную ориентировку. Северо-западная ориентировка складчатых структур отмечается в пределах западного склона Приполярного Урала на правобережье р. Щугор выше впадения в него р. Б. Паток. Таким образом, в пределах Западно-Уральской складчатой зоны наблюдается сочетание структур с северо-западной и северо-восточной ориентировкой. Борьба этих двух направлений структур нашла свое отражение также и в ориентировке расположенных на левобережье Средней Печоры антиклинальных структур платформенного характера. Здесь Воя-Соплесская структура имеет ориентировку, близкую к северо-северо-восточной. Наряду с этим даже в непосредственной близости от Воя-Соплесской антиклинали существуют структуры, имеющие северо-западную ориентировку.

Севернее долины р. Перебор наблюдаются северо-восточные простирания пород и, вероятно, разрывных структур. Сильно осложняя строение южной части гряды Чернышева, эти структуры имеют свое дальнейшее продолжение в южной части Косью-Роговского прогиба. Южная часть гряды Чернышева обнаруживает на значительном протяжении четко дешифрируемую субмеридиональную ориентировку основных структур, с некоторым отклонением к ССЗ. При этом осевая линия структуры гряды имеет своим продолжением на юге хорошо отображающуюся на аэрофотоснимках линию раздела Центрально-Уральской и Западно-Уральской тектонических зон. Подобная связь может указывать на развитие южной части гряды над крупным разломом фундамента, который, возможно, находит свое отражение в фашиальных различиях палеозойских отложений близко расположенных разрезов сынинского и вангырского типов (Елисеев, 1963; Першина, 1962). Указанная общая субмеридиональная ориентировка структур в пределах южной части гряды отмечается вплоть до нижнего течения р. Шарью, где гряда довольно резко меняет свое направление на северо-восточное, подчиняясь, наконец, основному простиранию Уральских структур. С этим новым простиранием гряда Чернышева пересекает долину р. Усы в районе устьев рек Б. и М. Адак и протягивается дальше на север до сочленения с поднятием Чернова.

По данным дешифрирования удается разделить рассматриваемую часть гряды Чернышева на два участка с разным характером строения: южный, непосредственно примыкающий к хребту Сабля и протягивающийся до верховьев р. М. Сыни, и северный, расположенный между железной дорогой и долиной р. Усы.

Южный участок имеет вид линейно вытянутой, относительно просто построенной антиклинальной структуры с выходами в ядре отложений нижнего силура. Характерную особенность этой части гряды Чернышева составляет, наряду с общей субмеридиональной ориентировкой основной структуры, наличие дислокаций с северо-восточным простиранием, сильно осложняющих строение гряды на этом ее участке. Отмеченные дислокации находят свое выражение в виде целого ряда диагональных разломов, зон трещиноватости и местных заворотов простираний слоев в северо-восточном направлении.

С запада гряда оборвана крупным тектоническим нарушением, по которому ниже- и среднепалеозойские отложения в долине р. Б. Сыни надвинуты на терригенные пермо-триасовые отложения. В зоне сочленения гряды с хребтом Сабля ее западная граница не отличается пря-

молинейностью. Наблюдается сложное пересечение мелких разрывных нарушений северо-западной, субмеридиональной и северо-восточной ориентировки.

К северу от железной дороги располагается участок гряды, характеризующийся развитием сложных чешуйчатых структур. Несмотря на то, что на некотором протяжении к северу гряда продолжает сохранять субмеридиональную ориентировку, структуры более высокого порядка уже имеют четко фиксированное северо-восточное направление, вытягиваясь параллельно структурам Уральской складчатой области. Благодаря наличию диагональных разрывных нарушений, сильно осложняющих строение гряды, складки, как правило, сильно раздроблены; сохранились лишь какие-то части складок, сближенные надвигами. Наиболее крупной частной структурой на данном участке является Шарью-Заостренская синклиналь, в ядре которой выходят триасовые отложения. В плане синклиналь образует ряд плавных изгибов, имея общую северо-восточную ориентировку. На периклинальных замыканиях она осложнена рядом тектонических нарушений, по которым она граничит с неполными антиклинальными структурами. Зоны отмеченных нарушений четко дешифрируются по «утыканию» в них простираций слоев с различной ориентировкой.

Центрально-Уральская тектоническая зона по особенностям ее строения может быть условно разделена на две подзоны — западную и восточную, граница между которыми проходит непосредственно западнее водораздела и проводится по смене структур, опрокинутых к востоку, структурами, опрокинутыми к западу. Общая опрокинутость складок в сторону платформы является специфической чертой западной подзоны. При этом в южной части подзоны преобладают северо-западные и субмеридиональные простираения осей структур. Поворот структур к северо-востоку происходит на широте долины р. Вангыр, причем этот поворот не отличается совершенной плавностью: как и в пределах Западно-Уральской тектонической зоны, здесь происходит как бы «борьба» северо-западных и северо-восточных простираций и постепенное вытеснение первых последними. В западной подзоне района особенно ярко проявляется одна важная особенность Центрально-Уральской зоны: тесная связь морфологии складчатых структур с очертаниями гранитоидных массивов. Так, например, в явной связи с тем, что Вангырский гранитоидный массив вытянут в широтном направлении, поперек общепатокских простираций, структурные линии вмещающих пород, хорошо дешифрируемые на аэрофотоснимках, сильно отклоняются здесь к СЗ и к СВ, огибая этот массив. То же происходит в районе расположения Малопатокского массива (судя по геологической карте), где простираения плавно меняются от северо-западных на крыльях до субширотных на южном периклинальном замыкании, так что гранитный массив оказывается в ядре складки (по-видимому, антиклинальной, если судить по направлению падения слоев на периклинальном замыкании). Обтекание массивов вмещающими породами, наличие согласных контактов очень характерно, хотя, по-видимому, местами имеются и рвущие (северный контакт Малопатокского массива, средняя часть западного контакта Неройско-Патокского, северный и южный контакты Вангырского).

Морфология структур южной и северной частей подзоны резко различна. Если в южной части преобладают опрокинутые брахиформные или S-образные складки, связанные с наличием гранитных интрузий, то в северной части наблюдаются четко выраженные линейные структуры. Уже учет одного этого обстоятельства мог бы привести к мысли о том, что мы имеем здесь области развития двух структурных этажей: нижнего — в южной части и верхнего — в северной. Это предположение под-

крепляется рассмотрением аэрофотоснимков района верховий рек Вангыра и Хароты, где отчетливо дешифрируется выход поверхности несогласия, разделяющей два структурных этажа — байкальский и герцинский. Структурные комплексы здесь легко разделяются благодаря хорошей дешифрируемости грубообломочных нижнеордовикских пород, а также тому обстоятельству, что на значительных участках они залегают очень полого, в отличие от более интенсивно дислоцированных сланцев, кварцитов и вулканогенных пород нижнего структурного этажа. Угловые и азимутальные несогласия в залегании пород описанных структурных этажей отмечались целым рядом исследователей.

Они наблюдались и одним из авторов настоящей статьи, в частности, на левом склоне долины р. Вангыр, примерно в 1,5 км выше впадения руч. Озерный, где в скальных обрывах высоко над рекой обнажаются ордовикские кварциты и конгломераты, слагающие сравнительно пологие складки с углами падения на крыльях 20—40° и северо-восточными простираниями осей. Непосредственно ниже подошвы ордовика в вершинах водотоков можно наблюдать крутопадающие слои известковистых сланцев и филлитов, простирания которых идут вдоль склона долины (в ЗСЗ направлении). Таким образом, здесь налицо несогласие, отмечаемое многими исследователями. Надо сказать, что северо-западные и запад-северо-западные простирания доордовикских пород в междуречье Вангыра и Таежного являются преобладающими и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. В то же время в поле развития ордовикских пород непосредственно западнее, уже в левом борту руч. Озерного, наблюдаются северо-восточные простирания.

Восточная подзона отличается от западной целым рядом специфических черт, и в частности тем, что здесь гораздо труднее выявить поверхность, разделяющую структурные этажи. На это обстоятельство в последние годы обращали внимание геологи, работавшие в этих районах (Л. Т. Белякова, А. Д. Миклухо-Маклай, Э. Г. Негурица и др.). Некоторые из них отрицают существование здесь не только несогласий, но и размыва (следовательно, ставится под сомнение само деление на структурные ярусы). Надо, однако, сказать, что выделение в общем виде областей развития двух структурных комплексов в плане не вызывает затруднений благодаря специфике морфологии структур каждого из этажей (то же, что и в западной подзоне). Отсутствие видимых азимутальных несогласий еще не означает отсутствие размыва, а лишь является свидетельством полноты унаследованности древнего структурного плана. Что же касается отсутствия угловых несогласий, то оно возможно при двух вариантах: 1) отсутствие интенсивных проявлений байкальской складчатости и перерыва в осадконакоплении перед отложением пород ордовика; 2) базальные слои ордовика ложились на размывтую (быть может, даже глубоко эродированную) поверхность доордовикских пород, образующих крупную и очень пологую куполовидную структуру. Если при этом и образовались небольшие угловые несогласия, то впоследствии они могли быть затушеваны в результате новой, более интенсивной деформации в послеордовикское время.

Определяющей чертой структуры восточной подзоны является наличие прекрасно дешифрируемой крупной удлиненной структуры северо-восточного простирания, к описанию которой мы переходим. Осевая часть этой структуры проходит от верховий рек Кожим и Хальмерью к слиянию рек Манья и Хобе-ю. В этом районе наблюдаются два купола (более высокого порядка), северный из которых относительно изометричен, а южный несколько вытянут в северо-восточном направлении. В среднем течении р. Народа они разделены седлом северо-западного простирания. Судя по данным геологических исследований (В. А. Смирнова; М. В. Фишман и Б. А. Голдин и др.), в ядрах этих куполов выхо-

дят мигматиты, инъекционные гнейсы, которые в сторону крыльев сменяются породами более низких ступеней метаморфизма, вплоть до пород зелено-сланцевой фации. Сами эти купола, в свою очередь, формируют ядро упомянутой крупной структуры, с короткой осью около 40 км и длиной — 100 км (соотношение длин осей 1 : 2,5). В плане она напоминает брахиформную антиклиналь, но крылья у нее крутые, с углами падения, в среднем, 30—45 градусов; на крыльях развиты складки, опрокинутые в сторону ядра*. На периферии описываемой структуры размещены многочисленные преимущественно пластовые тела гранитоидов, формирующие незамкнутый овал (на юго-восточном крыле гранитоиды не развиты). К северу и к югу структура резко погружается. Западную границу ее было бы естественно проводить по общей смене падений пород с западного на восточное. По первому впечатлению, линия, за которой направление падений меняется на обратное, представляет собой ось синклинали или веерообразного антиклинория (как и считают некоторые исследователи), однако имеются данные, противоречащие этому предположению.

Дело в том, что по обе стороны от этой линии развиты несопоставимые толщи: к западу — преимущественно маньинские осадочно-вулканогенные, к востоку — в основном, вулканогенно-осадочные образования (хобейнские и шатмагинские). Таким образом, можно предположить, что к западу находится зона изоклинальной складчатости, с опрокинутостью складок в сторону платформы (но не крыло веерообразного антиклинория). Описанные структуры довольно сложны по своему строению, и в значительной мере являются результатом вторичной складчатой переработки нижнего структурного этажа, сопровождающейся интерференцией: образованием своеобразных «складчатых складок», нередко опрокинутых.

Процесс вторичной переработки нижнего структурного этажа происходит по-разному в зависимости от того, насколько «старое» поле напряжений, создавших древние структуры, совпадает с «новым» полем напряжений, деформирующих оба структурных этажа. Кроме того, чем слабее был дислоцирован фундамент, тем меньше следов прежней структуры остается после новой деформации. По-видимому, эти условия были различны в восточной подзоне Центрально-Уральской зоны и к западу от нее. Это видно, в частности, при рассмотрении вопроса о месте и характере поворота структур Урала на северо-восток (как известно, в более южных районах его структуры субмеридиональны).

Что касается водораздельной части Уральского хребта, то его орographicкий поворот становится четким и определенным на широте верховий рек Вангыр и Народа. Поворот же уральских структур, как видно из прилагаемой схемы, зарождается еще непосредственно южнее широтного колена р. Шугор, однако тенденция северо-восточного направления структур устойчиво сохраняется лишь в восточной подзоне Центрально-Уральской зоны. Во всех более западных районах рассматриваемой территории, включая гряды Чернышева, наблюдается сочетание складок и разломов северо-западного и северо-восточного простирания, ветвящихся и пересекающихся. В водораздельной части окончательный поворот структур Урала происходит на широте верховий р. Вангыр, а что касается гряды Чернышева, то там поворот происходит в наиболее северном участке рассматриваемого района. Таким образом, окончательный поворот структур происходит севернее линии северо-западного простирания, проходящей от среднего течения р. Шекурья до устья р. Шарью. Причину образования такого структурного рисунка,

* Например: опрокинутая к востоку антиклинальная складка в междуречье Балбанью и Кожим, Поньинская синклираль и др.

по-видимому, надо искать в сильной анизотропии фундамента этой части территории. В изотропной среде формировались бы линейные складки одного простирания; поворот структур был бы плавным. В данном же случае силовые линии герцинского поля напряжений как бы преломлялись над ослабленными зонами фундамента; формировавшиеся при этом структуры частично преодолевали структурный план фундамента, частично же наследовали его, хотя и в искаженном виде.

Рассмотрение аэрофотоснимков дает возможность разделить структуры, развитые в рассматриваемом районе, на поверхностные и глубинные, руководствуясь различиями их морфологии в плане. Как уже отмечалось, поверхностные структуры, развитые в пределах верхнего структурного этажа, отличаются четко выраженной линейностью, в то время как нижний этаж характеризуется развитием S-образных, брахиформных, куполовидных и других структур, свидетельствующих о большой пластичности материала на глубине.

Надо отметить два фактора, которые в условиях больших глубин способны формировать брахиформные структуры.

1. Внедрение интрузий: магма, вследствие своей пластичности, приводит к перераспределению ориентировки тектонических напряжений, действующих в окружающих ее породах. Некоторые исследователи находят много общего в процессах активного внедрения интрузий и образования соляных куполов.

2. Наложение на структуру байкальского этажа вторичных деформаций герцинского цикла. При этом возможно образование структур со слабо выраженной линейностью; а) в случае интерференции резко несовпадающих структурных планов; б) благодаря относительной жесткости гранитных интрузий. В последнем случае образуются структуры, родственные гранито-гнейсовым куполам, описанным П. Эскола (1948 г.). Подобная структура (гранитный массив Мань-Хамбо) описана на Северном Урале одним из авторов статьи (данные за 1965 г.). Аналогичная же брахиформная структура, в ядре которой выходят гнейсовидные граниты, наблюдалась нами и на Приполярном Урале (район Хартесского гранитного массива).

Для уточнения вопроса об относительной роли каждого из указанных факторов необходимы специальные геологические исследования: дешифрирование не дает возможности решить этот вопрос.

Вместе с тем, суммируя результаты проделанной работы, необходимо подчеркнуть ту неocenимую помощь, которую оказывает при региональных тектонических исследованиях дешифрирование аэрофотоснимков, позволяя получить картину соотношений структур, хотя и далеко не полную, но зато сравнительно свободную от субъективных искажений.

ЛИТЕРАТУРА

- Брюханов В. Н., Козицкая М. Т., Неважский И. И. 1962. Некоторые вопросы теории геологического дешифрирования. Тр. Всес. Аэрогеол. треста, вып. 8, М.
- Варсановьева В. А. 1963. Геоморфология Урала, Пай-Хоя, Тимана и Печорской низменности. В кн.: Геология СССР, т. II, ч. I, Госгеолтехиздат, М.
- Елисеев А. И. 1963. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Князев С. А., Тарбаев Б. И. 1961. Новые данные по геологии гряды Чернышева. В сб.: Мат. по геол. и полезн. ископ. сев.-вост. Европ. части СССР, вып. I, М.
- Першина А. И. 1962. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Петрусевич М. Н. 1962. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, М.
- Фишман М. В. 1956. Геологическое строение хребта Сабля. Коми книжн. изд-во, Сыктывкар.
- Eskola P. E. 1949. The problem of mantled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., v. 104, pt. 4.

О ХАРАКТЕРЕ КОНТАКТОВ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА МАНЬ-ХАМБО С ОКРУЖАЮЩИМИ МЕТАМОРФИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

В. Н. ПУЧКОВ

В статье излагаются некоторые результаты исследований, проведенных автором в 1964 г. в районе гранитоидного массива Мань-Хамбо (северная часть Северного Урала). Район Мань-Хамбо посещался рядом исследователей, в числе которых — В. А. Варсанюфьева (1940), И. А. Преображенский (1941), Г. В. Меркулова и Г. П. Петрунин (1946), Н. А. Сирин и др. (1948), О. А. Кондяйн и В. А. Котельников (1953). В работах этих исследователей, внесших немалый вклад в дело изучения южной части Печорского Урала, приводятся различные схемы стратиграфии развитых в этом районе метаморфических толщ, очень трудно сопоставимые между собой. Причина такого разнобоя мнений в вопросе о стратиграфической последовательности древних толщ заключается как в плохой обнаженности района, так и в отсутствии надежных критериев возрастного расчленения. На поиски этих критериев и были направлены, в частности, наши исследования.

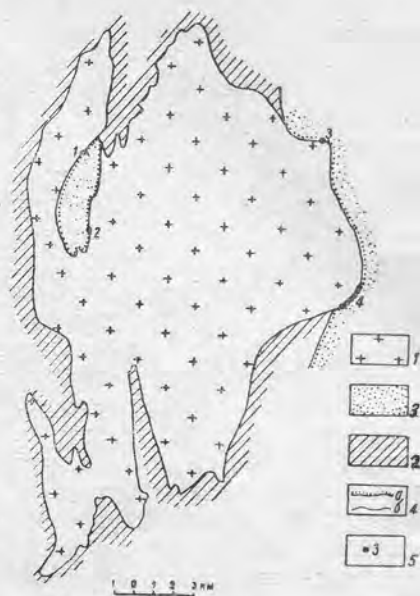
До недавнего времени считалось, что все породы, находящиеся в непосредственном соприкосновении с гранитоидами Мань-Хамбо, древнее этих гранитоидов и прорываются ими. В 1962 г. Б. А. Голдиным, Е. П. Калининым, Р. Г. Тимошиной и М. В. Фишманом было впервые отмечено присутствие гальки гранитоидов Мань-Хамбо в ордовикской толще к северо-западу от указанного массива. В результате наблюдений, проведенных нами в приконтактовой зоне массива, удалось установить, что толща, сложенная кварцито-песчаниками с прослоями аркозов, кварцево-серицитовыми сланцами, известковистыми кварцитами и мраморами, распространенная в центральной части массива (верховья р. Кожим-ю) и вдоль его восточного контакта (верховья рр. Толья, и Няис) не прорывается гранитами, а залегает на них с разрывом, трансгрессивно. Это дало возможность разделения немых толщ описываемого района по возрасту на догранитные и послегранитные. Иными словами, была получена объективная основа для некоторого упорядочения стратиграфии описываемого района, что позволило по-новому решить и некоторые другие вопросы.

Выяснение характера взаимоотношений гранитов с окружающими породами в данном районе весьма затруднено, что связано с тем обстоятельством, что в зоне контактов локализовались поздние, наложенные метасоматические процессы, которые преобразовали как граниты, так и перекрывавшие их породы. Благодаря позднейшим тектоническим

деформациям, залегание трансгрессивных контактов стало крутым, что еще больше увеличило их сходство с интрузивными. Из-за плохой обнаженности непосредственные контакты пород наблюдаются лишь в отдельных сравнительно небольших обнажениях, а также в канавах, которые быстро заплывают. Ниже дается краткая характеристика наиболее типичных взаимоотношений пород, наблюдавшихся нами в четырех пунктах.

1) В истоках р. Кожим-ю (фиг. 1), примерно в 1 км к ЗЮЗ от места впадения р. Турья (обн. 2310) в скальном уступе над развалами светлых кварцито-песчаников и кварцитов наблюдается контакт, светло-серых среднезернистых бедных слюдами гранитов с темно-серыми алевролитами, мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками с ясно различной слоистостью и прослоями аркозов. Азимут падения контакта 160, угол 60°. Контакт прослеживается с прерывами на протяжении более чем 50 м в коренном обнажении. Микроскопическое изучение показывает, что в кварцито-песчаниках отсутствуют признаки контактового воздействия со стороны гранитов. Алевролиты и кварцито-песчаники состоят преимущественно из довольно хорошо окатанных зерен кварца; в них встречаются также хорошо окатанные обломки мелкозернистого кварцита с торцовой структурой. В породе содержится значительное количество крупных обломков полевых шпатов (микроклин и олигоклаз), сравнительно слабо окатанных, но со сглаженными углами. Полевые шпаты преобладают в аркозовых прослоях. Основная масса породы кварцево-серицитовая. Присутствующие в небольших количествах чешуйки биотита иногда скапливаются вокруг зерен полевых шпатов. Прерывистая зона биотита протягивается и вдоль контакта с гранитом, проникая неглубоко по трещинам и в гранит. Гранит состоит из зерен кварца, микроклина, олигоклаза. Слюды (мусковит и биотит) присутствуют в небольших количествах. По трещинкам в граните развивается поздний мусковит. В граните на контакте не наблюдалось ни зоны закалки, ни ксенолитов. На контакте с гранитами в обломочной породе можно наблюдать, наряду с мелкими, окатанными обломками кварца, более крупные кварцевые и кварцево-полевошпатовые крупнозернистые агрегаты, являющиеся обломками гранита. Следует отметить, что в осадочной породе присутствуют обломки тех же полевых шпатов, что и в граните (микроклин и олигоклаз).

2) Непосредственное залегание базальных горизонтов толщи, развитой в истоках р. Кожим-ю, на гранитах можно наблюдать также на правом склоне долины этой реки, в 1,5 км к ЮВ от г. Макариз (обн. 2221). Здесь на небольшой плосковерхой высоте наблюдаются развалы и коренные выходы мелко- и среднезернистых светло-серых гранитов; на ее юго-западном склоне обнажен контакт этих гранитов



Фиг. 1. Схема геологического строения северной части района массива Мань-Хамбо (упрощенно) с указанием расположения точек наблюдения, упоминающихся в тексте. Условные обозначения: 1 — гранитоиды; 2 — догранитные породы; 3 — послегранитные породы; 4 — контакты массива: а — неинтрузивные, б — интрузивные; 5 — точки наблюдения.

и пачки серых грубослоистых аркозов, в основании которых залегает горизонт базальных конгломератов с крупной (до 5 см в диаметре) галькой серых гранитов; мощность горизонта не более 20 см. Гальки довольно угловаты, хотя и окатаны; они несколько уплощены в местах взаимного соприкосновения (вероятно, деформированы). Галька погружена в гравелитовый аркозовый материал (продукт разрушения гранитов), сцементированный тонкозернистой кварцево-серицитовой массой. На конгломератах лежат аркозы серые, зеленоватые, грубослоистые, содержащие прослой мелкогалечных конгломератов, в которых, помимо гальки гранитов, встречаются обломки кварцево-серицитовых сланцев. Аз. пад. слоистости 90° , $\angle 70-80^\circ$ (породы наблюдаются в опрокинутом залегании, с падением под граниты). Видимая мощность аркозов в коренном обнажении около 5 м; ниже по западному склону высоты наблюдаются развалы тех же аркозов, которые на некотором удалении от контакта сменяются светло-серыми кварцито-песчаниками. Последние вскрыты в канаве, расположенной на расстоянии около 50 м к западу от контакта; аз. пад. слоистости 90° , $\angle 75^\circ$ (таким образом, они залегают без углового несогласия с базальными аркозами).

Микроскопическое изучение описанных пород в шлифах подтверждает предположение о неинтрузивном характере контакта. Гранитные гальки вполне аналогичны самому граниту из зоны контакта. Гранит сильно изменен; наблюдаются лишь реликты первоначальной гранитной структуры. Широко развиты явления катаклаза и окварцевания: трещинки, пересекающие породу, залечены мостовидным кварцем. Полевые шпаты представлены, главным образом, микроклином, который нередко входит в состав микропегматитовых сростков, развивающихся в пределах отдельных зерен (последнее обстоятельство говорит в пользу первично-магматического происхождения этих сростков). В шлифах, взятых из зоны контакта, наблюдаются разности породы, которые представляют собой либо очень слабо переработанный аркоз, либо, скорее, просто разрушенный гранит. В трещинах гранита находится тонкозернистая кварцево-серицитовая масса, разделяющая группы зерен и проникающая в отдельные зерна. При удалении от контакта роль цементирующей кварцево-серицитовой основной массы резко возрастает. Основная масса теряет свою первично-обломочную структуру в результате сильной перекристаллизации, что особенно хорошо видно в местах соприкосновения ее с крупными хорошо сохранившимися обломками. Последние сравнительно хорошо окатаны и состоят, в основном, из кварца и микроклина; нередко зерна с микропегматитовыми сростками (наличие этих сростков, присутствие которых характерно и для гранитов, является косвенным подтверждением базального характера аркозов).

3) Неинтрузивные взаимоотношения гранитов с толщей аркозов и кварцито-песчаников наблюдаются также и вдоль восточного контакта массива Мань-Хамбо. В верховьях р. Толья, в 1,5 км к ЮЗ от г. Урпунг-Сяхал, на участке редколесья с открытыми полянами расположены полосы развалов гранитов. Это светлые розоватые среднезернистые породы с малым содержанием слюд, с признаками метасоматических изменений (окварцевание, флюоритизация и т. д.). На контакте с гранитами, в развалах и коренных обнажениях (обн. 2334), наблюдаются серые и зеленовато-серые кварцито-песчаники и аркозы. Микроскопическое изучение показывает, что граниты состоят из кварца, полевых шпатов (почти исключительно микроклин) и мусковита. Присутствует сфен. Породы сильно катаклазирована. По зонам дробления, часто пересекающим зерна микроклина, развивается мелкозернистый мостовидный кварц и чешуйки мусковита. Отмечаются и более крупные скопления гранобластового кварца. Изучение серо-зеленых кварцито-песчани-

ков, в которых иногда макроскопически отмечается присутствие мелких обломочков светло-розовых гранитов, показывает, что эта порода состоит из окатанных обломков кварца и микроклина в кварцево-серицитовой основной массе. По направлению слоистости развиваются скопления мелкозернистого гранобластового кварца. В одном из шлифов наблюдается агрегат крупных зерен кварца и микроклина, который представляет собой, по-видимому, обломочек гранита. Этот обломочек, имеющий округлые очертания, около 5 мм в диаметре, окружен тонкозернистой кварцево-серицитовой массой, которая проникает по трещинкам и в его периферическую часть. С кварцево-серицитовой массой ассоциируются и отдельные чешуи биотита.

Можно видеть, что метаморфизованность кварцито-песчаников, как и в ранее описанных случаях, может не являться результатом контактового воздействия гранитов: сами граниты также метаморфизованы. Наличие обломочков гранита в кварцито-песчаниках подтверждает их базальный характер. При прослеживании контакта по непрерывным развалам к ЮВ от обн. 2334, в 30—40 м от последнего, встречен обломок, заключающий обе породы: это глыба кварцито-песчаника со включенным в нее валунчиком и мелкой галькой светло-розового гранита. Породы, заключенные в обломке, не отличимы по внешним признакам от гранитов и кварцито-песчаников, наблюдаемых тут же, в развалах.

4) Значительно южнее, в верховьях р. Няис (левый борт долины третьего сверху небольшого притока этой реки) контакт гранитов с окружающими породами вскрыт канавами разведочной партии ТТГУ (магистраль 15, профили 6, 7, 9, 10, 11, 14). Канавы, пройденные вкрест простирания пород и отстоящие друг от друга на расстоянии 100—200 м, дают возможность изучить характер контакта на отрезке около 1 км. Разрезы, наблюдаемые в канавах, по существу, однотипны.

В качестве примера приведем краткое описание контактовой зоны по одной из канав (профиль 10). В западной части канавы обнажены крупнозернистые лейкократовые граниты со сравнительно хорошо сохранившейся гранитной структурой. Порода состоит из крупных (до 10 мм в поперечнике) зерен полевого шпата, представленного микроклином и кислым плагиоклазом, и менее крупных зерен кварца; чешуйки мусковита присутствуют в небольшом количестве. Зерна полевых шпатов разбиты тонкими трещинками, по которым развивается серицит. В контактовой зоне, шириною около 1 м, гранит заметно разрушен. Иногда разрушение заходит настолько далеко, что гранит напоминает микробрекцию: порода разбита сетью трещинок, по которым происходит заметное смещение обломков зерен, хотя реликты прежней структуры гранитов еще можно различить. Между обломками развиваются мостовидный кварц и чешуйки мусковита, переходящие в тонкозернистую кварцево-серицитовую массу. Появляются отдельные чешуйки биотита. На разрушенных гранитах залегают грубослоистые аркозы. Нередко под микроскопом их трудно отличить от разрушенных гранитов: различие проявляется в некоторой окатанности и сортировке зерен гранитного материала в аркозах. Далее от контакта эти признаки осадочного происхождения породы становятся отчетливыми; в породе начинают преобладать кварцевые зерна, как кластогенные, так и новообразованные. Смена описанных пород происходит на расстоянии около 2 м. Следует отметить еще одну весьма важную деталь: на контакте с разрушенными гранитами в канаве профиля 10, как и в остальных пяти, в аркозах содержится кварцитовая галька обычно до 2—2,5 см в диаметре, сильно трещиноватая. Аз. пад. контакта 130, $\angle 70^\circ$.

Станным, на первый взгляд, кажется тот факт, что в конгломератах на контакте отсутствует гранитная галька. По-видимому, дело в том, что базальные конгломераты ложились здесь на поверхность разрушен-

ных (выветрелых) гранитов, из которых не могла образоваться галька; из них захвачен лишь цементирующий аркозовый материал.

Вышеизложенные наблюдения удалось произвести в тех участках контактов, где в приконтактной зоне развита толща, сложенная кварцито-песчаниками, кварцитами, гравелитами с аркозовыми прослоями, переходящими вверх по разрезу в кварцево-серицитовые сланцы и известковистые кварциты, которые выше сменяются мраморами с обильной примесью терригенного материала. Общая мощность толщи в верховьях р. Кожим достигает 600—800 м. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что описанные выше аркозы и конгломераты являются базальными слоями этой толщи и последняя, таким образом, должна быть моложе гранитов.

В ряде других участков (в северной, восточной и южной частях массива) на контакте с гранитами обнажаются кварцево-серицито-хлоритовые, кварцево-сланцевые сланцы (последние нередко вблизи контакта содержат гранат и амфибол), роговики, кварцитовые сланцы и кварциты с гранобластовой структурой, порфиры и кварцевые порфиры. Граниты прорывают эти породы; нередко на контакте чередуются полосы гранитов и сланцев (результат послеродового внедрения гранитов); широко развиты явления гранитизации и т. п. Подробное рассмотрение контактов гранитов с догранитными породами не входит, однако, в нашу задачу.

Установление неинтрузивных взаимоотношений гранитов с толщей метаморфизованных аркозов и кварцито-песчаников, располагающейся в центральной и восточной частях массива Мань-Хамбо, позволяет сделать вывод, что породы, обнажающиеся в непосредственной близости от гранитов, делятся по возрасту на две группы: более древние, догранитные, и более молодые, послегранитные. При этом метаморфизм толщ, трансгрессивно залегающих на гранитах, выразившийся в развитии ослюденения, окварцевания и других процессов, является поздним, не связанным с контактовым воздействием гранитов (метаморфизм наложен как на осадочные породы, так и на граниты). Граниты, как и перекрывающие их толщи, испытали сильнейшую деформацию уже после образования последних: залегание поверхности неинтрузивных контактов, как правило, бывает крутым, вплоть до опрокинутого.

Среди геологов нередко бытует представление о гранитах, как об абсолютно жестких телах, способных лишь дробиться на блоки. В связи с этим следует напомнить работы Г. Д. Ажгирея (1956), П. Эскола (1949) и др., доказывавших, что граниты способны, в известных пределах, к пластическим деформациям. Наши наблюдения в какой-то мере подтверждают выводы этих исследователей.

Можно ожидать, что взаимоотношения между древними гранитами и метаморфическими толщами, подобные описанным выше, удастся обнаружить и в других участках центральной зоны Печорского Урала. Для этого имеются очевидные геологические предпосылки в приконтактных зонах гранитных массивов, расположенных в верховьях рр. Кожим, Тынагота и Лемва, где широко распространены толщи аркозов.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г. Д. 1956. Структурная геология. Изд. МГУ.
Варсанофьева В. А. 1940. Геологическое строение территории Печоро-Ильчского Государственного заповедника. Тр. Печоро-Ильчского заповедника. Вып. 1.
Преображенский И. А. 1941. Границы Мань-Хамбо, Приполярный Урал. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. петрограф., № 20.
Eskola P. E. 1949. The problem of mantled gneiss domes. Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., v. 104, pt. 4.

О ЛИТОЛОГИИ И УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

В. Г. ГЕЦЕН

Докембрийские отложения Северного Тимана подробно описаны Л. С. Коссовым, проводившим здесь в течение ряда лет геологическую съемку, а также кратко освещены в работах Ю. П. Ивенсена (1964), Б. А. Малькова и В. Н. Пучкова (1964), В. Г. Черного (1965). Впервые они были описаны В. П. Бархатовой в 1936 г. под названием барминской свиты.

Летом 1963 г. автором были детально описаны основные разрезы докембрийских отложений Северного Тимана (за исключением мыса Румяничного). Полевые наблюдения, а также результаты петрографического и минералогического изучения пород позволили прийти к выводу о присутствии среди древних отложений Северного Тимана двух различных свит (Гецен, 1965). Одна из них обнажена на побережье мыса Бармин, вторая — по рр. Черной, Малой Черной, Великой, руч. Болванскому. К тем же выводам несколько ранее автора пришел Л. С. Коссовый (Черный, 1965). Первая свита, по данным Л. С. Коссового, наиболее молодая, названа им ямбозерской, вторая — малочернорецкой. В данной статье использована стратиграфическая схема Л. С. Коссового (Черный, 1965) с изменениями автора.

Формирование рифейских отложений Северного Тимана происходило в условиях краевой части геосинклинали (внешняя зона миогеосинклинали по В. С. Журавлеву и М. И. Осадчуку, 1960). Условия формирования древних толщ Северного Тимана слабо изучены, что объясняется наличием регионального метаморфизма пород, существенно изменившего минеральный состав первичных осадков (фашия зеленых сланцев по Ф. Тернеру, 1951), большой их мощностью и немногочисленностью литологических признаков, указывающих на обстановку осадконакопления. Для восстановления условий осадконакопления были использованы наряду с текстурно-структурными особенностями пород результаты их петрографического и минералогического изучения.

МАЛОЧЕРНОРЕЦКАЯ СВИТА

Породы малочернорецкой свиты изучены по рр. Черной, Малой Черной, Великой, руч. Болванскому. В свите выделены две толщи, различающиеся по составу слагающих пород и характеру ритмичности. Породы сложно дислоцированы, в отдельных участках имеет развитие изоклинальная складчатость.

Нижняя толща малочернорецкой свиты обнажена на ограниченных участках в среднем течении рр. Черной и Малой Черной. Породы толщи подвергнуты наиболее сильному динамотермальному метаморфизму (биотит-хлоритовая субфация фации зеленых сланцев, местами с развитием порфиروبласт граната, цоизита, дистена). Видимая мощность толщи по реке Черная около 300 м.

Толща состоит из чередующихся пачек метаморфизованных глинистых и предположительно вулканогенных (зеленых) сланцев и пачек, состоящих из слюдисто-кварцевых сланцев (метаморфизованных алевритов и алеврито-глинистых сланцев) и кварцитов.

Кварциты серые, иногда с желтоватым или розоватым оттенком, крепкие, нередко рассланцованные. Порода состоит из кварца (60%), кислого плагиоклаза (10—16%), слюдистого цемента и небольшого количества калиевого полевого шпата. Структура породы шиповидная и гранолепидобластовая. По размеру частиц (от 0,1 до 0,3 мм) первичные песчаники являлись мелкозернистыми алевритистыми разностями. Первоначальный глинистый цемент (до 40%) превращен в пластинки и чешуйки биотита, хлорита, мусковита.

Сланцы по составу подразделяются на кварцево-хлорито-полевошпатово-биотитовые, альбито-кварцево-хлорито-кальцит-биотитовые, эпидото-хлорито-биотитовые, гранатово-кварцево-мусковито-биотитовые и другие разности. Окраска их темно-серая до черной, а также буровато- и желтовато-зеленая. Темно-серые филлитовидные сланцы представляют собой полностью перекристаллизованные первично-глинистые, глинисто-алевритовые или алевритовые сланцы. Глинистый материал превращен в хлорит, мусковит и биотит. Структура породы в слюдисто-кварцевых прослоях гранолепидобластовая, в кварцево-слюдистых — (микрелепидогранобластовая и лепидогранобластовая, нередко наблюдается пятнистая структура. Слоистость пород тонкая и средняя, горизонтальная, иногда наблюдается линзовидная косая слоистость. Типы слоистости здесь и ниже даны по А. В. Сидоренко и О. И. Луневой (1961).

Зеленые сланцы имеют порфиробластовую структуру с гранонематобластовой основной массой, иногда с реликтами порфировой структуры. Она состоит из пластинок зеленоватого хлорита, биотита, изометричных и неправильных зернышек кварца, альбит-олигоклаза, минералов группы эпидота, нередко присутствует повышенное количество кальцита, лейкоксена, гидроокислов железа. Вкрапленники представлены агрегатами мусковита, кальцита, кварца, эпидота или рудного минерала, реже хлоритизированным и сосюритизированным плагиоклазом. В отличие от вышеописанных терригенных сланцев зеленые сланцы не обладают четко выраженной слоистостью или заметной микроритмичностью. Отсутствие седиментационной слоистости, петрографический состав и структура пород позволяют их рассматривать как метаморфизованные туфогенные образования, в меньшей степени как рассланцованные эффузивы. Этой же точки зрения придерживается Л. С. Коссовой (1963 г.).

В разрезе толщи по р. Черной породы толщи обладают заметной ритмичностью. Были выделены ритмы двух порядков: макроритмы и ритмопачки. Макроритмы имеют мощность 80—110 м и состоят из двух частей различного состава: преимущественно песчано-алевритовой в основании и верхней — тонкозернистой, представленной метаморфизованными глинистыми и зелеными (вулканогенными?) сланцами. Каждая часть макроритма состоит из нескольких ритмопачек, представляющих собой чередование двух или трех пачек слоев с различной величиной частиц, слагавших первичный осадок. Нижняя часть макроритма состоит из четких ритмопачек, мощностью 0,5—3 м, сложенных пере-

слагающимися кварцитами и филлитовидными глинисто-алевритовыми сланцами. Ритмопачки состоят из нескольких микроритмов двух-или трехчленного состава, мощностью от 2 до 20 см. Набор первичных пород, слагающих микроритм, следующий: 1 — элемент ритма представлен песчаником, 2 — алевритом, 3 — глинистой породой. Мощность нижней пачки макроритма 30—50 м.

Верхняя часть макроритма сложена чередующимися пачками темно-серых филлитовидных (первично-глинистых и алеврито-глинистых) сланцев с тонкой горизонтальной слоистостью и желтовато-, зеленовато-бурых сланцев вулканогенного происхождения с неясной или прерывистой горизонтальной слоистостью. Мощность ее колеблется от 40 до 60 м.

Тяжелая фракция пород нижней толщи малочернорецкой свиты представлена, главным образом, метаморфогенными акцессориями: ильменитом, турмалином, гранатом, сфеном, дистеном и др. Выход тяжелой фракции сравнительно высокий (табл. 1), что обусловлено повышенным содержанием метаморфогенных титановых минералов, главным образом ильменита. Кластогенные минералы представлены цирконом, рутилом, ильменитом и турмалином, в незначительном количестве зерен. Размеры зерен колеблются от 0,04 до 0,2 мм. Основная масса кластогенного циркона хорошо окатана. Среди цирконов наблюдается сравнительно повышенное количество идиоморфных длиннопризматических кристаллов. Бесцветные цирконы преобладают над окрашенными. Карбонатные минералы представлены доломитом и кальцитом.

Малые размеры, устойчивый состав кластогенных минералов и хорошая окатанность зерен свидетельствуют о дальности их переноса. Однообразный, преимущественно тонкообломочный по первичному составу характер осадков позволяет предполагать, что обломочный материал имел далекий источник сноса.

Присутствие в кварцитах измененного глинистого цемента, ритмичность чередования осадков различного состава, наличие пачек зеленых сланцев свидетельствует об активном тектоническом режиме бассейна осадконакопления, сопровождавшимся вулканической деятельностью.

Верхняя толща малочернорецкой свиты. Породы верхней толщи малочернорецкой свиты обнажены по рр. Черной, Малой Черной, Великой и руч. Болванскому. Они залегают согласно на отложениях нижней толщи. Контакт верхней и нижней толщ свиты наблюдается на р. Черной, в 500 м ниже устья р. Малой Черной.

Толща сложена сланцами осадочного происхождения с подчиненными пачками кварцито-песчаников. Кварцито-песчаники представляют собой серую преимущественно мелкозернистую породу полевошпатово-кварцевого состава. Полевой шпат представлен полисинтетически сдвойникованными и обычно серицитизированным кислым плагиоклазом. Присутствует всегда в подчиненном количестве по отношению к кварцу. Калиевый полевой шпат присутствует редко в виде сильно измененных зерен. Присутствуют также измененные обломки метаморфических сланцев и слюды, частично хлоритизированной и биотизированной. На отдельных слабо пелитизированных зернах полевого шпата заметна бесцветная кайма новообразованного полевого шпата. Контуры первичных обломочных зерен имеют округленно-угловатую и округлую форму. Размер зерен 0,04—0,25 мм. Структуры мозаичные, гранолепидобластовые, шиповидные. Широким распространением пользуются микростилолитовые и зубчато-лапчатые контакты зерен (рекристаллизационно-грануляционный бластез по А. В. Копелиовичу и И. М. Симановичу, 1966). Цемент поровый, полностью перекристаллизованный,

Содержание и состав тяжелой фракции
песчано-метаморфических пород Северного Тимана

Свита	Кварциты		Метаморфизованные алеуритовые сланцы		Метаморфизованные глинистые сланцы	
	выход тяжелой фракции, %	состав тяжелой фракции	выход тяжелой фракции, %	состав тяжелой фракции	выход тяжелой фракции, %	состав тяжелой фракции
Ямбозер- ская свита	0,32	Циркон, иль- менит, турма- лин, рутил, ставролит, ана- таз, андалузит, хромит. <u>Лейкоксен,</u> пирит, турма- лин, рутил, маг- нетит и др.	0,33	Циркон, иль- менит, лейкок- сен. Пирит, лей- коксен, турма- лин, сфен, ана- таз, гематит и др.	0,2	<u>Циркон,</u> <u>Лейкоксен,</u> анатаз, брукит, рутил, апатит, гематит, пирит, гранат, турма- лин, хлорит.
Верхняя толща мало- чернорецкой свиты	0,06	Циркон, хро- мит, турмалин, ильменит, ана- таз, рутил. <u>Лейкоксен,</u> сфен, гранат, пирит, турма- лин, ильменит, цоизит, апатит, магнетит, гема- тит и др.	0,09	Циркон, ру- тил, ильменит, лейкоксенизи- рованный ана- таз. <u>Лейкоксен,</u> ильменит, сфен, рутил, анатаз, турмалин, гра- нат, апатит, дистен, цоизит, пирит, магне- тит, самородное олово, гематит.	0,02	Циркон, ру- тил. <u>Лейкоксен,</u> анатаз, брукит, рутил, сфен, apatит, ильме- нит, турмалин- дистен, гранат, пирит, магне- тит, гематит, группа эпидота, биотит, хлорит, самородное олово.
Нижняя толща мало- чернорецкой свиты		Циркон, лей- коксенизиро- ванный ильме- нит, рутил. <u>Лейкоксен,</u> анатаз, турма- лин, рутил, <u>флюорит,</u> био- тит, хлорит.	0,7	Циркон, лей- коксенизиро- ванный ильме- нит. Турмалин, анатаз, лейкок- сен, ильменит, сфен, эпидот, цоизит, гранат, пирит, магне- тит, дистен, биотит, рога- вая обманка, хлорит, шеелит, касситерит.	1,9	Циркон. <u>Ильменит,</u> <u>лейкоксен,</u> сфен, апатит, ильменит, сфен, анатаз, рутил, apatит, гранат, дистен, турма- лин, магнетит, пирит, биотит, группа эпидо- та, роговая об- манка, гематит.

* Подчеркнуты новообразованные минералы.

кварцево-хлорито-слюдистого или карбонатно-слюдистого состава. В цементе часто присутствуют новообразования эпидота и лейкоксена.

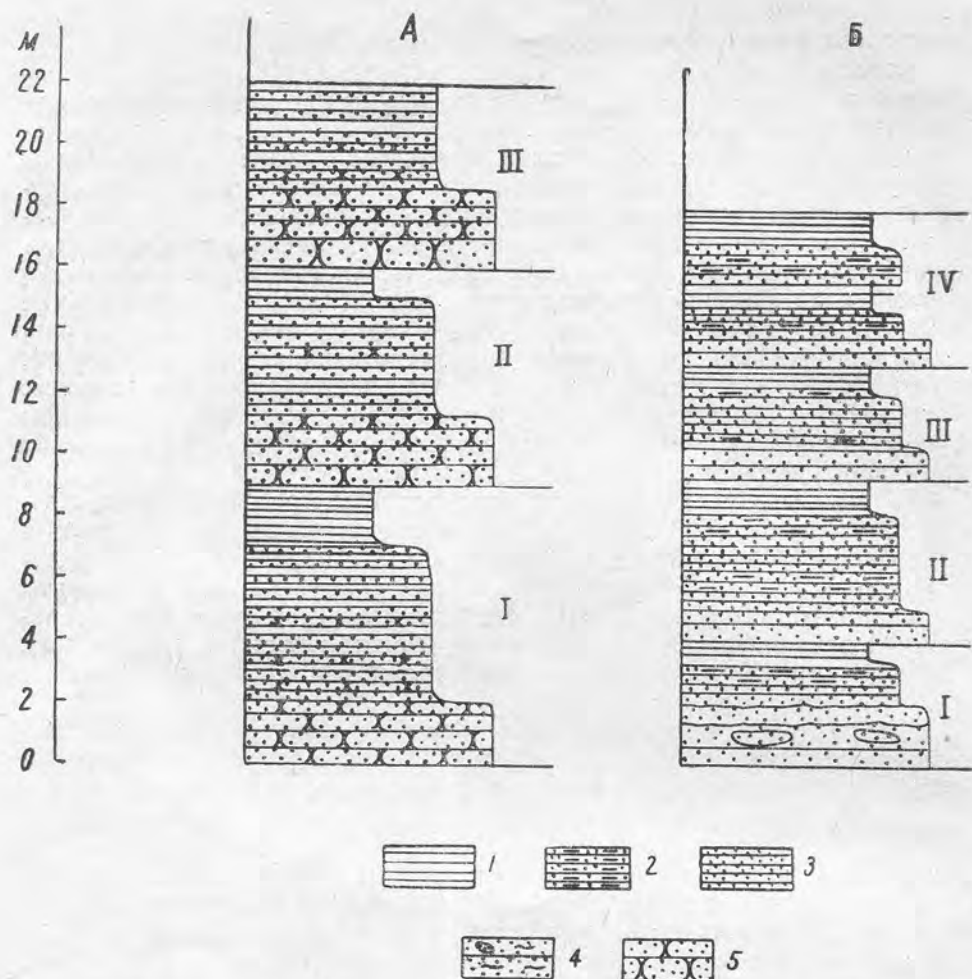
Сланцы представляют собой метаморфизованные глинисто-алевроитовые и алеврито-глинистые осадки. В результате метаморфизма они приобрели шелковистый блеск и существенно изменили свой минеральный состав. В зависимости от первоначального состава породы сланцы преимущественно хлорито-серицито-кварцевые, кварцево-биотито-мусковитовые, серицито-полевошпатово-кварцевые и кварцево-хлорито-карбонатные. Текстура породы тонкополосчатая, сланцеватая; структура — войлокоподобная, микролепидобластовая, лепидогранобластовая. Алевритовый кластический материал перекристаллизован. Первоначальные очертания зерен намечаются по точечным черным включениям. Базальная цементирующая масса состоит из переплетающихся чешуек хлорита, биотита, мусковита, мелких рассеянных зернышек эпидота и лейкоксена. В отдельных разностях значительную роль играют карбонат и минералы группы эпидота. В сильно метаморфизованных карбонатных разностях развиваются бесцветные кристаллы граната.

Толща состоит из нескольких крупных трансгрессивных макроритмов, мощностью от 300 до 900 м, осложненных более мелкой двух- и трехчленной многопорядковой ритмичностью. Макроритмы прослежены по рр. Черной, Малой Черной, руч. Болванскому. Каждый макроритм начинается метаморфизованными песчаными и алевритовыми образованиями и заканчивается глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Наиболее полный макроритм верхней толщи малочернорецкой свиты представлен в разрезе р. Черной.

Нижняя часть описываемого макроритма сложена слабонерасчленованными плотными тонкозернистыми кварцито-песчаниками серой и темно-серой окраски с подчиненными прослоями алевритовых сланцев*. Выше по разрезу наблюдается тонкое ритмичное переслаивание более светлых, песчаных, и более темных, алевритовых и глинистых слоев мощностью от 2—3 мм до нескольких сантиметров (фиг. 1). Мощность макроритмов от 2 до 6 см. В их основании нередко наблюдаются следы размыва. Слоистость пологовогнутая и волнисто-линзовидная, редко косая. В песчано-алевроитовых осадках наблюдаются линзы (длиной до 6 м, мощностью 1,2—1,5 м) с падением под углом 50° (относительно слоистости) в юго-восточном направлении среди чередующихся сланцев песчаного и алевритового состава. В основании перекрывающих линзы песчаных слоев наблюдаются следы размыва и линзовидная косая слоистость. Среди косых слоев выдержанно падают в юго-восточном направлении (азимут падения $126\text{--}146^\circ$ ЮВ), с пологими углами падения — $12\text{--}30^\circ$. Косые слои изогнуты к основанию слоя, что свидетельствует о нормальном залегании пород. В тех же пачках пород вместе с косой слоистостью наблюдается также перекрестная слоистость, мелкие складочки оползания и структуры взмучивания осадка (по Л. Н. Ботвинкиной, 1965). Складочки оползания имеют амплитуду от нескольких до десятков сантиметров и опрокинуты на юго-восток. Они приурочены к алевритовым сланцам с волнисто-линзовидной, линзовидной и косой слоистостью. В отдельных прослоях наблюдается несколько узких складочек оползания, переходящих в косую слоистость со следами взмучивания осадков. В других случаях они осложняют косую слоистость, образуя несколько мелких складочек в основании серии косых слоев.

Выше по разрезу ритмично чередующиеся песчаные и алевритовые слои образуют ритмопачки, мощностью от 2 до 8 м (фиг. 2). Нижняя часть ритмопачки сложена, в основном, песчано-алевроитовым материа-

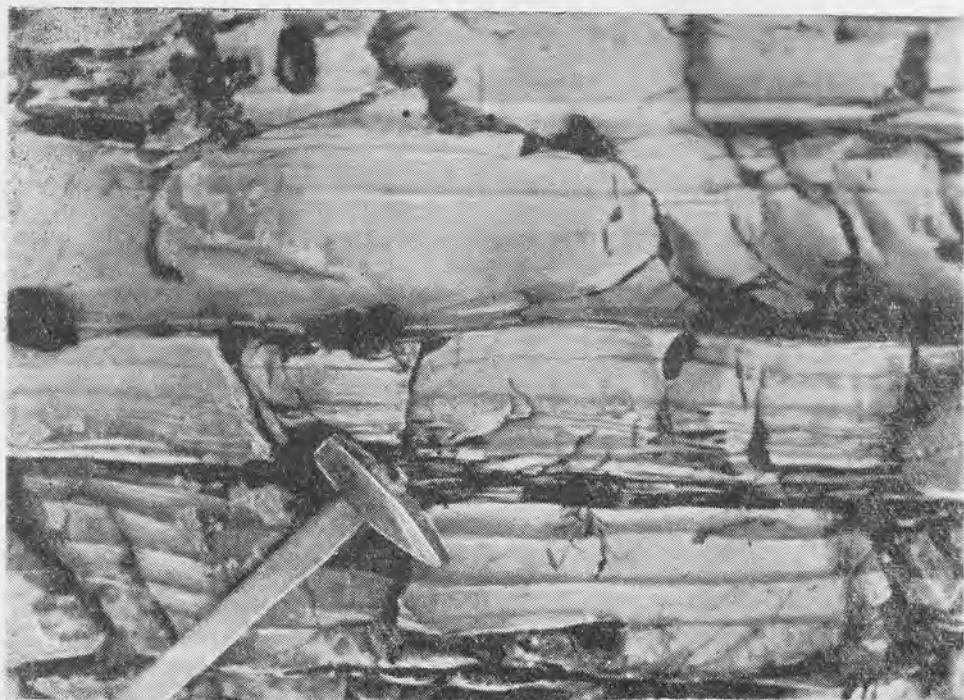
* Здесь и ниже имеется в виду первичный состав осадков.



Фиг. 1. Крупная ритмичность (ритмопачки) в докембрийских отложениях Северного Тимана. А — малочерноречеккая свита, верхняя подсвита I—IV — ритмопачки. 1 — глинистые сланцы, 2 — алеврито-глинистые сланцы, 3 — алевритовые сланцы, 4 — песчано-алевритовые сланцы с косою слоистостью и складками оползания, 5 — песчаники.

лом; средняя имеет алевритовый состав; в ее верхней части преобладает алеврито-глинистый материал.

Средняя часть макроритма состоит из ритмопачек несколько иного облика. Нижняя часть ритмопачек сложена, в основном, алевритовым материалом с примесью тонкопесчаного и глинистого, средняя часть имеет алеврито-глинистый состав и более темную окраску, верхняя представлена темно-серыми до черных глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Слоистость тонкая, волнисто-горизонтальная и горизонтальная. Чередование более темных (глинистых) и более светлых (алевритовых) слоев мощностью в несколько миллиметров обуславливает очень тонкую флишеподобную ритмичность внутри ритмопачек. Мощность ритмопачек возрастает вверх по разрезу от 6 до 12 м; изменяется и сам характер ритмопачек — они становятся все менее рельефными (резкими) и обладают темной окраской вследствие обилия органического материала.



Фиг. 2. Ритмичная слоистость в песчано-алевритовых породах верхней толщи малочернорецкой свиты.

Верхняя часть макроритма, наблюдающегося по р. Черной, сложена метаморфизованными сланцами глинистого, углисто-глинистого и карбонатно-глинистого состава. Слоистость пород тонкая горизонтальная и полого-волнистая. Чередование ритмопачек слабо заметно ввиду однородности слагающего породу материала. Однако тонкая ритмичность породы, выраженная в чередовании темных и более светлых слоев, повсеместно видна.

Подобные макроритмы прослеживаются и в разрезах верхней толщи по р. Великой и руч. Болванскому, где наблюдается моноклиналиное залегание пород с крутым падением к северо-востоку. Разрез отложений здесь также начинается с пачек кварцито-песчаников, переслаивающихся с метаморфизованными алевритовыми и глинистыми сланцами. Вверх по разрезу свиты количество песчаного материала несколько увеличивается, что объясняется, вероятно, уменьшением глубины бассейна.

Как видно из описания, характер ритмичности пород свиты близок к глинистому субфлишу (Вассоевич, 1948; Рухин, 1962). От типичного флиша он отличается тонкообломочным набором пород, слагающих ритм, и отсутствием иероглифов на плоскостях напластования.

По мнению Б. М. Келлера (1963), мощная толща песчано-глинистых рифейских отложений Тимана обладает большим сходством с аспидной формацией палеозоя. Действительно, по набору слагающих пород, присутствию измененного глинистого цемента, слабо выраженной флишеподобной ритмичности, условиям осадконакопления отложения малочернорецкой свиты наиболее близки к породам аспидной формации Зилаирского антиклинория Урала, описанным Б. М. Келлером (1949).

Тяжелая фракция пород верхней толщи представлена, главным образом, минеральными новообразованиями: турмалином, лейкоксеном, апатитом, пиритом, магнетитом и другими (табл. 1). Карбонаты пред-

ставлены кальцитом и доломитом. Из кластогенных аксессуариев обнаружены: циркон, турмалин, рутил, ильменит, лейкоксен, анатаз, гранат, ставролит. Основная масса обломочных аксессуариев состоит из мелких окатанных зерен циркона, лейкоксенизированного ильменита и анатаза. Цирконы представлены главным образом окатанными зернами короткопризматического габитуса; преобладают окрашенные цирконы над бесцветными. Присутствует циркон дипирамидальной и игловидной формы, не встреченный в других отложениях. Выход тяжелой фракции очень малый и составляет 0,01—0,1% от веса пробы (табл. 1).

Устойчивый к процессам выветривания состав аксессуарных минералов, малый выход тяжелой фракции, мелкозернистость и преимущественно полевошпатово-кварцевый состав кварцито-песчаников позволяют предполагать далекий источник большей части обломочного материала и значительное химическое выветривание в области сноса осадков. Однородный преимущественно тонкий терригенный материал, отсутствие признаков мелководности даже в основании макроритмов свидетельствуют, что осадконакопление происходило на значительном удалении от области сноса. Основная масса тонкообломочного терригенного материала образовалась не за счет размыва прилежащих поднятий, а приносилась из более далеких областей, вероятно, со стороны Русской платформы. Наличие измененных обломочков слюд и горных пород позволяет предполагать частичный снос обломочного материала с геосинклинальных поднятий, вероятно, расположенных восточнее рассматриваемого района.

Присутствие измененного глинистого цемента в песчаных и алевритовых осадках, наличие подводно-оползневых горизонтов говорит о расчлененном дне бассейна. По-видимому, поднятия были подводными и не резко выраженными, так как какие-либо грубообломочные породы в отложениях свиты отсутствуют. Тонкая (мм — 1-2 см) волнисто-линзовидная и полого-волнистая слоистость, флишеподобная ритмичность пород свидетельствуют об активном тектоническом режиме.

ЯМБОЗЕРСКАЯ СВИТА

Разрез ямбозерской свиты изучен на п-ове Бармин. Породы свиты смяты в складки северо-западного простирания, в отдельных участках опрокинутые на юго-запад. При движении с юга на север вдоль юго-западного побережья мыса Бармин происходит наращивание разреза свиты: наблюдается смена толщи кварцито-песчаников алевритовыми, затем глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, выше по разрезу вновь появляются алевритовые сланцы. Разрез завершается пачкой кварцитов, обнаженных на мысе Бармин. В целом отложения свиты можно рассматривать как крупный симметричный макроритм, состоящий из трансгрессивного и регрессивного полуритмов. Породы свиты заметно отличаются от отложений малочернорецкой свиты отсутствием пачек вулканогенных сланцев, а также силлов метадиабазов. Отложения ямбозерской свиты метаморфизованы значительно слабее пород малочернорецкой свиты — мусковит-хлоритовая субфация зеленых сланцев (Тернер, 1951). Видимая мощность свиты 900—980 м.

Кварцито-песчаники свиты мелкозернистые, серой и светло-серой окраски. В основании свиты они представлены массивными пачками мощностью до 20—25 м. Структура породы бластосаммитовая, мозаичная, гранобластовая. Кроме вышеперечисленных структур, широким распространением пользуются микростилолитовые, инкорпорационные (Копелиович, 1965) и зубчато-лапчатые контакты зерен (рекристаллизационно-грануляционный бластез по А. В. Копелиовичу и И. М. Сима-

новичу, 1966). Порода состоит из кварца (60—80%) и калиевого полевого шпата (5—10%). Кислый плагиоклаз присутствует в незначительном количестве и, обычно, в виде измененных зерен. Калиевый полевой шпат интенсивно серицитизирован. Размер частиц 0,2—0,3 мм. Цемент пленочный или поровый и состоит из мусковита, доломита и кварца, реже присутствуют хлорит и гидроокислы железа. Первичные песчаники по составу являлись олигомиктовыми полевошпат-кварцевыми разновидностями с сильным преобладанием кварца над полевым шпатом. В основании песчаных слоев нередко наблюдаются концентрации кластогенного циркона, анатаза, ильменита.

Слюдисто-кварцевые, полевошпатово-кварцево-слюдистые, карбонатно-кварцево-слюдистые сланцы обладают микрогранолепидобластовой и бластоалевритовой структурами. Обломочный материал представлен в значительной степени перекристаллизованными зернами кварца и полисинтетически сдвойникового кислого плагиоклаза. Первичные контуры обломочных частиц намечаются по точечным черным включениям. Размер частиц 0,02—0,08 мм. Первичные породы представляли собой алевритовые и глинисто-алевритовые сланцы. Глинистый материал превращен в войлокоподобную массу, состоящую из волокон и чешуек бесцветной слюды, хлорита (иногда присутствует биотит, железистый карбонат) и мелких перекристаллизованных зерен кварца.

Метаморфизованные глинистые и углисто-глинистые сланцы представляют собой черно-серую, реже темно-серую тонко- и листовато-рассланцованную породу с тонкой линейной горизонтальной слоистостью. Глинистый материал перекристаллизован, углистый превращен в графитоподобное вещество. По составу сланцы различаются кварцево-хлорито-серицитовые, кварцево-серицито-хлоритовые, лейкоксено-кварцево-хлоритовые разновидности. Структура сланцев войлокоподобная. Порода обычно состоит из спутанных иголок и волокон серицита, хлорита и мелких бласт кварца. В слюдиистой массе рассеяно большое количество агрегатных бесформенных зерен лейкоксена, частицы магнетита, графита, иголки зеленовато-бурого турмалина.

В отложениях ямбозерской свиты ритмичность пород выражена более четко, чем в малочернорецкой свите, разрез свиты вдоль юго-западного побережья мыса Бармин представляет собой крупный симметричный макроритм, каждая половина которого состоит из трех частей: преимущественно песчаной, алевритовой и глинистой. Более мелкая ритмичность наиболее четко выражена в песчано-алевритовых породах.

Нижняя часть трансгрессивного полуритма представлена кварцито-песчаниками с прослоями алевритовых и глинистых сланцев. В кварцито-песчаниках наблюдаются горизонтальная, редко косая однонаправленная слоистость, выраженная концентрацией темного глинистого материала на плоскостях напластования. В основании свиты кварцито-песчаники представлены массивными пачками мощностью до 20—25 м. На плоскостях напластования песчаных слоев были встречены следы волновой ряби. Выше по разрезу, где появляются прослои сланцев алевритового и глинистого состава, породы свиты становятся заметно ритмичными. В отличие от образований малочернорецкой свиты слоистость пород ямбозерской свиты четкая, выдержанная по простиранию. Возрастает также и мощность отдельных прослоев. Слоистость пород горизонтальная и волнисто-горизонтальная, линзовидно-волнистая слоистость отсутствует. Кроме мелкой ритмичности, выраженной в чередовании пород различного гранулометрического состава, в песчаной и алевритовых частях макроритма имеет место также более крупная ритмичность, обусловленная чередованием пачек пород различного гранулометрического состава. Ритмопачки нижней части трансгрессивного полуритма состоят из трех частей: песчаной, песчано-алевритовой и глинисто-алев-



Фиг. 3. Разрыв в основании песчаного слоя ритмопачки. Ямбозерская свита.

ритмовой. Характер ритмичности нижней части ямбозерской свиты показан на фиг. 1. В основании ритмопачек обычно наблюдается разрыв (фиг. 3). Внутри ритмопачек деление менее отчетливо, иногда одна из ее составных частей выпадает и мы имеем песчано-алевритовую или глинисто-алевритовую ритмопачку. Мощность ритмопачек в нижней части свиты от 3 до 7 м.

Средняя часть состоит из ритмопачек глинисто-алевритового состава. Слоистость пород четкая, горизонтальная и полого-волнистая; косая и волнисто-линзовидная слоистость отсутствуют. В темных, первоначально глинистых частях пачек слоистость менее отчетливая из-за однородности слоев. Ритмопачки менее четкие, чем в песчаной части макроритма. Мощность ритмопачек от 6 до 10 м. Начинаются они обычно алевритовыми осадками с редкими и тонкими прослоями темных алевро-глинистых сланцев, в средней части мы видим тонкое чередование более светлых (глинисто-алевритовых) и более темных (глинистых) слоев; верхняя часть ритмопачки сложена однородными темно-серыми и черно-серыми метаморфизованными глинистыми сланцами. Мощность чередующихся прослоев от 1 до 10 см.

Верхняя часть трансгрессивного полуритма сложена, главным образом, филлитизированными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Ритмичность двуслойная не четкая (ритмопачки отсутствуют) и представляют собой чередование более или менее темных слоек на общем темно-сером фоне.

Песчаные породы нижней части свиты с линзовидной косой слоистостью и следами волновой ряби, содержащие повышенное количество кластогенных аксессуариев, отлагались в прибрежно-морской мелководной обстановке. Породы алевритового и глинистого состава, представляющие среднюю часть свиты, не содержат признаков мелководья и, по-видимому, отлагались на значительном удалении от области сноса осадков. В отложениях ямбозерской свиты ритмично чередующиеся слои

более крупные, чем в породах малочернорецкой свиты, более четко выражена ритмичность крупных порядков.

Состав тяжелой фракции сильно различается в различных петрографических типах пород. В кварцито-песчаниках имеет место повышенное содержание кластогенных аксессуаров — циркона, лейкоксена, ильменита, составляющих 65—70% тяжелой фракции. Размеры зерен 0,1—0,3 мм. В незначительном количестве присутствуют также обломочные зерна рутила, турмалина, апатита, граната, андалузита. Тяжелая фракция алевритовых и глинистых сланцев состоит преимущественно из пирита. Карбонатные минералы представлены доломитом, сидеритом, анкеритом. Обычно присутствие железистого карбона. Из новообразований для пород свиты также характерен бесцветный игольчатый турмалин.

Выход тяжелой фракции составляет 0,2—0,4%, что значительно выше, чем в отложениях малочернорецкой свиты (табл. 1). Это обусловлено повышенным содержанием циркона, лейкоксена и ильменита.

Как видно из описания, породы ямбозерской свиты представлены олигомиктовыми, преимущественно кварцевыми кварцито-песчаниками, кварцево-слюдистыми алевритами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. Устойчивый к процессам выветривания комплекс кластогенных аксессуаров, мелкозернистость и олигомиктовый состав кварцито-песчаников свидетельствуют об интенсивном химическом выветривании и пеплеизации в области сноса осадков. Горизонтальная, выдержанная по простиранию слоистость, отсутствие оползневых горизонтов и грубообломочных пород говорит о равномерном, относительно спокойном погружении дна моря.

Отложения ямбозерской свиты обладают целым рядом черт, аналогичных породам волоковой серии п-ова Средний (Келлер, Копелиович, Соколов, 1963): олигомиктовый, преимущественно кварцевый состав кварцито-песчаников; выдержанная, горизонтальная слоистость, присутствие кластогенного циркона и ильменита в основании песчаных слоев. Это позволяет предполагать, что отложения ямбозерской свиты являются аналогами волоковой серии п-ова Средний.

Проведенные исследования позволяют наметить следующий общий характер развития бассейна седиментации. В период формирования осадков малочернорецкой свиты бассейн обладал активным тектоническим режимом и, по-видимому, значительной глубиной. В дальнейшем происходило постепенное снижение активности тектонического режима, сопровождающееся, вероятно, меньшей интенсивностью прогибания и обмелением бассейна седиментации. Питающей провинцией служили преимущественно кислые изверженные породы, в меньшей степени метаморфические сланцы. Признаки мелководности в песчаных породах ямбозерской свиты позволяют предполагать, что основным источником обломочного материала являлись породы фундамента северо-восточной окраины Русской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Ботвинкина Л. Н. 1965. Методическое руководство по изучению слоистости. Изд-во «Наука».
- Вассоевич Н. Б. 1948. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат.
- Гецен В. Г. 1965. Пример сопоставления двух древних метаморфических толщ Северного Тимана. Матер. Коми республ. молод. науч. конф. Коми книжн. изд-во, Сыктывкар.
- Журавлев В. С., Осадчук М. И. 1960. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, № 3.
- Ивенсен Ю. П. 1964. Магматизм Тимана и полуострова Канни. Изд-во «Наука», М.—Л.

Келлер Б. М. 1949. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, геол. сер., № 49.

Келлер Б. М. 1963. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 2. Верхний докембрий.

Келлер Б. М., Копелиович А. В., Соколов Б. С. 1963. Полуострова Рыбачий, Средний и остров Кильдин. В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, т. 2., М.

Копелиович А. В. 1965. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. Изд-во «Наука».

Копелиович А. В., Симанович И. М. 1966. Бластические структуры в некоторых типах метаморфизованных песчаных пород. Литология и полезные ископаемые, № 1.

Мальков Б. А., Пучков В. Н. 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ Северного Тимана и полуострова Канин. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.

Рухин А. Б. 1962. Основы общей палеогеографии. Гостехиздат.

Сидоренко А. В., Лунова О. И. 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР.

Тернер Ф. Дж. 1951. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., М.

Ханин В. Е. 1964. Основы геотектоники. Госгеолтехиздат.

Черный В. Г. 1965. Стратиграфия и тектоника рифейского складчатого фундамента северо-западной части полуострова Канин. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2.

К ХАРАКТЕРИСТИКЕ РУМЯНИЧНОЙ СВИТЫ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ РИФЕЙСКОЙ ТОЛЩИ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Б. А. МАЛЬКОВ, Э. Г. БАБУШКИНА

Немые рифейские отложения на Северном Тимане очень однообразны. Преобладают метаморфические сланцы, представляющие собой результат преобразования алевро-пелитовых отложений. Существенно карбонатные породы до сих пор вообще никем из геологов не отмечались (Ивенсен, 1964).

Все это затрудняет стратиграфическое расчленение этих отложений и сопоставление их с рифейскими отложениями Канина п-ова и Среднего Тимана.

Нам удалось найти новые факты, показывающие, что на Северном Тимане, так же как и на Канине, распространена толща флишеидных рифейских осадков с прослоями пород, обогащенных карбонатом и превращенных в скарноиды.

В весьма однообразной рифейской толще Северного Тимана исключение представляет часть разреза, обнажающаяся к югу от сиенитового массива мыса Большого Румяничного вдоль берега Чешской губы. Толща сложена черными плотными микрокварцитами, в которых через каждые 0,5—1,5 м повторяются пласты светло-желтых, зеленоватых или розоватых отчетливо слоистых кварцитовидных пород — скарноидов мощностью в 10—20, редко 50 см. Мощность толщи, сохраняющей характер такого переслаивания, составляет около 2000 м при крутом (вертикальном) моноклинальном залегании. В нижней части разреза севернее устья р. Румяничной на небольшом протяжении толща залегает полого, почти горизонтально, на протяжении около 100 м, приобретая вверх по разрезу все более крутое и, наконец, вертикальное залегание.

Слоистость скарноидов, в отличие от идеально параллельнослоистых черных микрокварцитов, слабоволнистая. Сравнительно редко в них встречаются тонкие пропластки темного микрокварцита мощностью около 1 см.

Скарноиды очень часто образуют в пластах черных микрокварцитов эллипсовидные тела с плавноокруглыми окончаниями, располагающиеся по напластованию, или линзы мощностью 10—15 см. В некоторых случаях можно наблюдать, как в «хвостах» линз параллельная слоистость из линзы переходит в темный микрокварцит.

В верхней части разреза в толще микрокварцитов резко возрастает роль косослоистых песчаных серий, которые во многих случаях разделяются относительно более тонкими слоями черных без видимой сло-

истости сланцев. Косослоистые песчаные серии достигают мощности 10—30 см. Скарноиды образуют здесь линзы до 3 м длиной при мощности в 15 см и залегают целиком внутри косослоистой песчаной серии, располагаясь цепочкой по ее напластованию. Расстояние между линзами по напластованию обычно составляет около 1 м. Слоистость пересекает эти линзы и вмещающий микрокварцит. Таким образом, очевидно, что линзы и эллипсоидные тела скарноидов в пластах микрокварцитов имеют конкреционную природу.

Изучение под микроскопом показывает, что породы почти полностью утратили структуру осадочных пород. Черный микрокварцит представляет гетеробластовую мозаику полигонально-изометричных зерен кварца (мостовидная структура) и рассеянных без определенной ориентировки мелких и более крупных чешуек биотита, образующих кучные скопления. Угадываются реликты первоначальной слоистости в виде относительно мелкозернистых полос, густо усеянных мелкими непрозрачными ильменитовыми частицами. Особенностью этих мелкозернистых слоев является присутствие относительно крупных (во много раз превосходящих размеры кварцевых зерен) скелетно-ситовидных идиобласт ильменита. Бласты ильменита ориентированы своими длинными осями в основном по слоистости. В верхней части разреза в микрокварцитах встречаются скелетно-ситовидные порфиробласты граната с пойкилитовыми включениями мелких зерен кварца и крупных бласт ильменита.

Прослой скарноидов на выветрелой поверхности отчетливо слоисты, причем слоистость довольно грубая, какую могут дать алевритовые частицы. На свежем сколе слоистость не заметна. Под микроскопом слоистая текстура почти не заметна, и порода представляет собой плотный почти мономинеральный мелкозернистый агрегат зерен клиноцоизита. Среди этого агрегата встречаются небольшие участки, сложенные зернами кварца. В небольшом количестве присутствует бледно-зеленый почти бесцветный амфибол в виде хорошо образованных кристаллоидиобласт.

Для клиноцоизита определены $N_g=1,722$ и $N_p=1,709$. Характерна низкая интерференционная окраска с тускло-синими аномальными цветами. Оптические свойства по Винчеллу отвечают клиноцоизиту с 5—6% железистой молекулы.

В породе в небольшом количестве присутствует карбонат. Наиболее важным аксессуарным минералом является сфен, довольно обильный вблизи контакта описываемой породы с вмещающим микрокварцитом. Кристаллы сфена, хотя и не обладают хорошей огранкой, но достаточно хорошо образованы и имеют вид эллипсоидных бласт, ориентированных по слоистости в породе. Бласты сфена сцементированы агрегатом клиноцоизита, и только изредка можно наблюдать вокруг них кайму светло-зеленого амфибола, разделяющего сфен и клиноцоизит.

При детальном микроскопическом изучении выясняется, что в верхней части пласта скарноида параллельная слоистость обусловлена переслаиванием слоев миллиметровой мощности: существенно кварцевых, представляющих гранобластовый агрегат зерен кварца с участием полевощпатового материала в интергранулярных промежутках, и слоев существенно эпидотовых. Слоистость внутри пласта заметна благодаря тому, что отдельные слои в эпидотовом агрегате содержат кварцевые зерна различной крупности, что является отражением первоначального переслаивания слоев с различной крупностью зерна. В тонкозернистых слоях размер кварцевых зерен составляет 0,016—0,05 мм. В более грубозернистых слоях — 0,05—0,08 мм. Тонкозернистые слои имеют мощность до 5 мм и отличаются присутствием большого количества сфена в виде крупных порфиробласт, имеющих изометрично-лапчатую или удлинненно-сигарообразную форму. Их размеры до 1 мм в длину

при толщине 0,16 мм. Порфиروبласты сфена нередко ситовидны, и во включениях находятся мелкие зерна кварца. Порфиروبласты большей частью ориентированы в породе по слоистости, реже имеют поперечную или диагональную по отношению к ней ориентировку.

Самая внутренняя часть пласта характеризуется присутствием относительно большого количества реликтового карбоната, выполняющего роль базального цемента, в котором находятся зерна кварца. Вторым по значению минералом в цементе является эпидот-цоизит, развивающийся в виде неправильных ситовидных зерен на фоне карбоната. Актинолитового вида светло-зеленый амфибол присутствует в виде редких скелетно-ситовидных кристаллов (пойкилобласт).

Включения в эпидот-цоизите представлены кварцем, реже карбонатом, в амфиболе — кварцем, карбонатом и эпидотом. Лучшая сохранность карбоната во внутренней части пласта, вероятно, объясняется своеобразной консервацией его благодаря окружению со всех сторон сильно измененной скарнированной оболочкой. Ячеистая структура породы является реликтовой. Она возникла в результате развития эпидот-цоизита преимущественно за счет базального глинисто-карбонатного цемента породы.

Порода по своему минеральному парагенезу и особенностям геологического залегания является известково-силикатным роговиком (скарноидом). Химический состав скарноидов и вмещающих их микрокварцитов, приведенный в табл. 1, показывает относительную бедность скарноидов кремнеземом и щелочными металлами при некоторой обогащенности скарноидов марганцем и высоком содержании кальция.

Количество остальных компонентов в скарноидах и вмещающих микрокварцитах примерно одинаково. Весьма интересно, что титановое вещество, содержавшееся в первоначальном осадке, выкристаллизовалось при метаморфизме в виде различных минералов в зависимости от состава первичного осадка. В алевролитовом осадке при метаморфизме образовались порфиروبласты ильменита, а в существенно карбонатной породе — порфиروبласты сфена.

О первоначальной природе осадка приходится судить косвенно на основании выявленных реликтовых структур и химического состава породы. Химический состав скарноида обнаруживает поразительное сходство с составом метаморфизованных песчано-карбонатных конкреций в рифейских отложениях хребта Канин. В этих конкрециях также удается реставрировать, а изредка и наблюдать первоначальную базальную структуру породы, где кварцевые песчинки находятся в глинисто-карбонатном цементе. Сходство становится особенно отчетливым при пересчете составов на сухую навеску (табл. 1).

Подытоживая имеющиеся данные, приходим к выводу, что весьма характерный флишвидный облик метаморфической толщи, обнажающейся по берегу Чешской губы к югу от мыса Большого Румяничного, является отражением первоначального ритмичного состава толщи. Скарноиды — это метаморфизованные существенно карбонатные элементы ритмов и метаморфизованные песчано-карбонатные конкреции, заключенные в пластах алевролитов.

Метаморфизованные известковые конкреции, судя по литературным сведениям, широко распространены в осадочно-метаморфических толщах докембрия других регионов (Pettijohn, 1940), а также встречаются в роговиках, образовавшихся за счет осадочных пород, в ореолах интрузий любого возраста (Suzuki, 1934). Минеральные парагенезисы отличаются большой пестротой, образуя серии в зависимости от увеличения степени регионального метаморфизма или с приближением к контакту с изверженной породой. Химический состав конкреций меняется в соответствии с увеличением степени метаморфизма, но содержание окиси

Химический состав скарноидов и вмещающих их микрокварцитов

Компоненты	Северный Тиман				П-ов Канин	
	254	252	258	257	33а	36а
SiO ₂	49,78	65,46	49,54	67,70	49,38	49,35
TiO ₂	0,79	1,15	0,82	0,94	0,47	0,66
Al ₂ O ₃	12,96	15,86	12,67	14,03	10,40	10,30
Fe ₂ O ₃	2,68	1,47	2,57	1,52	2,00	0,85
FeO	0,75	4,47	5,33	4,45	1,58	3,12
MnO	0,68	0,07	0,43	0,16	0,51	0,45
MgO	1,43	2,05	1,85	1,58	0,43	1,45
CaO	24,34	0,44	21,80	2,13	22,06	19,31
Na ₂ O	0,32	2,62	0,19	2,85	1,28	1,33
K ₂ O	0,08	4,30	0,11	3,12	1,16	0,29
CO ₂	(5,06)	следы	(3,88)	не опр.	(10,72)	(12,65)
п. п. п.	6,02	2,19	4,73	1,52	11,32	13,59
P ₂ O ₅	(0,13)	(0,14)	(0,27)	(0,19)	(0,14)	не опр.
Сумма	99,83	100,08	100,04	100,00	100,59	100,75

Химический состав скарноидов при пересчете на сухую навеску

Компоненты	254	258	33а	36а
SiO ₂	53,05	51,99	55,32	56,64
TiO ₂	0,84	0,86	0,53	0,76
Al ₂ O ₃	13,81	13,29	11,65	11,82
Fe ₂ O ₃	2,86	2,70	2,24	0,98
FeO	0,80	5,59	1,77	3,58
MnO	0,72	0,45	0,57	0,52
MgO	1,52	1,94	0,48	1,66
CaO	25,93	22,87	24,71	22,15
Na ₂ O	0,34	0,20	1,43	1,58
K ₂ O	0,09	0,11	1,30	0,31
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание: Обр. 254 — желтый скарноид с отчетливой слоистостью; обр. 252 — вмещающий черный микрокварцит; обр. 258 — светлый скарноид с реликтами слоистости; обр. 257 — вмещающий черный отчетливо слоистый микрокварцит. (Место взятия всех образцов — устье р. Румяничной, Сев. Тиман). Обр. 33а — песчано-карбонатная конкреция, ручей Тарханов, п-ов Канин; обр. 36а — конкреция в пласте косослоистого мелкозернистого песчаника, берег моря северо-западнее мыса Грумант, п-ов Канин.

Анализы выполнены в химлаборатории Коми филиала АН СССР аналитиком Э. Г. Бабушкиной. Цифры, взятые в скобки, означают количество CO₂ в составе п.п.п. и P₂O₅ в составе полуторных окислов.

кальция остается высоким. Морфологические признаки конкреций отличаются большой устойчивостью к метаморфизму. Слоистость, неизменно проходящая сквозь конкреции, доказывает их более позднее происхождение.

Установленное присутствие в составе рифейской осадочно-метаморфической толщи на Северном Тимане существенно карбонатных пород, аналогичных породам хребта Канин, позволяет полнее уяснить формационные особенности рифейских отложений и облегчает корреляцию разрезов рифея на п-ове Канин, на Северном и Среднем Тимане. В частности, стратиграфическое сопоставление флишоидных толщ Северного Тимана и Канина, сделанное нами ранее (Мальков, Пучков, 1964), подтверждается новыми геологическими и аналитическими данными. Локальное появление нефелиновых сиенитов миаскитовой группы на Северном Тимане в районе мыса Б. Румяничного становится возможным объяснить глубинной ассимиляцией гранитной магмой известкового материала из описанной флишоидной толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Ивенсен Ю. П.** 1964. Магматизм Тимана и полуострова Канин. Изд-во «Наука», М.—Л.
- Мальков Б. А., Пучков В. Н.** 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.
- Pettijohn F. J.** 1940. Archean metaconcretions of Thunder Lake, Ontario. Bull. Geol. soc. Amer. vol. 51, № 12.
- Suzuki, Jun.** 1934. Metamorphosed calcareous concretions in the hornfels at the southern coast of Tokati province, Hokkaido. Journ. Fac. Science Hokkaido Imp. University, ser. 4, vol. 2, № 4.

О НЕИЗВЕСТНЫХ РАННЕ ВЫХОДАХ КВАРЦИТОВ РИФЕЯ НА р. ЛЯМЦЕ СЕВЕРНОГО ТИМАНА

Г. А. ЧЕРНОВ

Выходов рифейских метаморфических сланцев на Северном Тимане, как известно, немного. Метаморфические сланцы выступают отдельными, изолированными участками обычно в тех местах, где палеозойский чехол размыт. Они обнажаются на побережье Чешской губы, на Барминском и Румяничном носках, на р. Черной, р. Каменной виске и «Сопке Каменных». Все эти пункты неоднократно обследовались геологами начиная с конца прошлого столетия (Чернышев, 1891, 1915; Ермолаев, 1927; А. Чернов, 1947; Г. Чернов, 1959, 1960; Ивсен, 1961 и др.). В этой же статье речь пойдет о неизвестных до сих пор выходах кварцитов метаморфической серии, имеющих на Болванской речке.

В состав метаморфических сланцев на Северном Тимане входят разнообразные породы: кварцево-слюдисто-хлоритово-серицитовые сланцы с маломощными прослоями кварцитовидных песчаников, филлитовидные и полевошпатизированные и серицитовые сланцы. Ю. П. Ивсен (1961) отмечал, что вблизи гранитоидных массивов сланцы местами переходят в роговики полевошпатово-биотитово-мусковитового, гранатово-биотитового и кварцево-цоизитово-скаполитового состава.

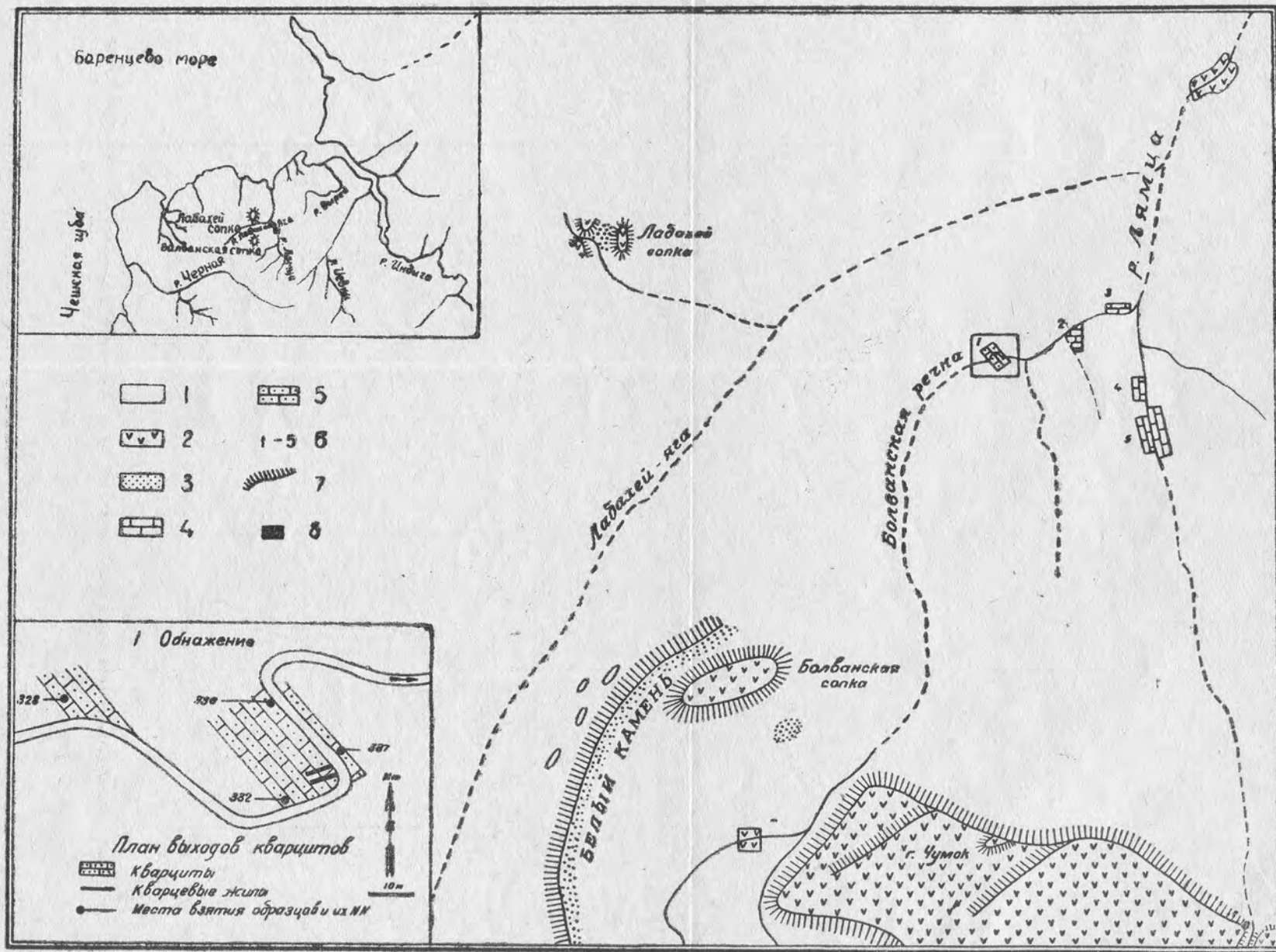
Возраст метаморфических сланцев рифейский (Журавлев, 1962). Этот возраст был подтвержден изучением органических остатков карбонатных толщ, входящих в состав метаморфической серии Тимана (Журавлев, 1962; Раабен, 1960).

Метаморфические сланцы рифея в некоторых местах, например, на р. Камбальнице, на побережье моря к западу от Чайцыных носов перекрыты силурийскими отложениями. На р. Черной нами наблюдался непосредственный контакт метаморфических сланцев с известняками силура. (А. Чернов, 1947).

Новый выход метаморфических пород и вблизи их силурийских (?) доломитов и песчаников был найден автором в 1938 г. в районе р. Лямцы.

На Северном Тимане В. П. Бархатовой, Л. С. Коссовым и др. проводилась геологическая съемка различного масштаба, но упомянутый выход кварцитов оставался до сего времени неизвестным. Однако кварциты, безусловно, заслуживают внимания, поскольку они слагают самый восточный выход метаморфического комплекса на Северном Тимане и, надо полагать, будут представлять интерес для геологов, изучающих древние свиты рифея.

Выходы коренных пород находятся на самой р. Лямце и ее небольшом левом притоке Болванской речке (фиг. 1). В верховьях Болванская



Фиг. 1. Выходы рифейских кварцитов, силурийских доломитов и песчаников на р. Лямце и Болванской реке.

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты девона; 3 — песчаники и конгломераты девона; 4 — доломиты и песчаники силура; 5 — кварциты рифея; 6 — номера выходов; 7 — высокие крутые склоны; 8 — место выходов кварцитов.

речка течет вдоль северо-западного крутого склона, который представляет древний береговой уступ, сложенный базальтами. Уступ протягивается на юго-восток в верховье р. Лямцы. К северу от него располагается низина, выполненная четвертичными, главным образом, морскими отложениями, они вскрываются рр. Лямцой, Болванской и Лабахейгой. В нижнем течении р. Лямца вскрывает базальты, которые образуют в ее русле несколько порогов.

Кварциты на Болванской речке выступают в 1,5 км от устья, протягиваются по реке 80-метровым перерывом и прослеживаются лишь по левому берегу. Верхний по течению западный выход (фиг. 1, обр. 328) представляет собой низкие, выглаженные ледником скалы со шрамами, направленными с севера на юг. Кварциты имеют слабозеленоватый оттенок. При расколе они дают ровные плоские плиты. На правом берегу против этих скал обнажаются четвертичные отложения; ниже по реке — второй выход кварцитов. Эти кварциты прорезаются рекой вкрест простирания, а затем и по простиранию. Они имеют светло-серый цвет и также расланцованы. Далее, у порога, кварцит серый, местами переслаивающийся с розоватым и малиновым. Последние слои (самые восточные) прорваны двумя параллельными кварцевыми жилами до 10 см толщиной. Жилы секут породу вертикально с простиранием на СВ 70° . Вся толща кварцитов достигает 45 м мощности. Пласты стоят на головах с простиранием на северо-запад 320° (по магнитному меридиану).

Микроскопическое определение кварцитов, выполненное И. А. Преображенским, показало, что они состоят, главным образом, из зерен кварца, размером 0,2 мм. Кварциты имеют зубчатую структуру. В шлифах среди зерен кварца встречаются единичные зерна циркона и пирита, постоянно присутствует мусковит. Пирит располагается вместе с мусковитом также и по трещинкам. Кварц из кварцевой жилы, секущей кварциты, имеет мозаичное погасание. В кварце много точечных включений газа и жидкости с пузырьками газа. По заключению И. А. Преображенского, жилы относятся к гидротермальным и подверглись деформации.

Ниже кварцитов по Болванской речке (обн. 2) выступают бурые мелкозернистые доломиты с большим количеством мелких брахиопод (выход высотой 0,5 м). Ввиду плохой сохранности брахиоподы остались без определения. Залегание доломитов почти горизонтальное. В доломитах встречаются прослой глины с небольшими желваками, чаще плоской формы, кварцевого песчаника светло-зеленоватого и светло-коричневатого цвета. Песчаник сцементирован кальцитовым цементом. Зерна кварца обычно рассеяны в цементе, но иногда соприкасаются между собой. В песчанике присутствуют зерна жильного кварца, кальцита, полевые шпаты, циркон, турмалин, барит, пирит и металлическое железо, что было установлено И. А. Преображенским.

У устья Болванской речки (обн. 3) выступают горизонтально залегающие светло-серые песчаники мощностью до 1 м; обн. 4 и 5 находятся уже на р. Лямце. Песчаники обн. 4 аналогичны песчаникам обн. 3 на Болванской речке. Песчаники обн. 5 прослеживаются по обоим берегам и достигают 7—10 м мощности. Падение пластов на северо-восток 310° под углом 5° . В основании разреза выступают мелкозернистые голубовато-серые, кварцево-полевошпатовые, плохо сцементированные песчаники. Они состоят из калиевого полевого шпата (до 10%), альбита и анортклаза. Кроме того, в песчаниках имеются зерна кальцита, мусковита, роговой обманки, циркона и турмалина. Эти песчаники очень сходны с песчаниками обн. 4.

На песчаниках залегают тонкие прослой голубоватой и коричневатой глины. Вверху склона выступают кварцевые более грубозернистые

песчаники светло-серого цвета с бурыми прожилками и с включениями отдельной кварцевой гальки до 2 см в поперечнике.

Так как выходы доломитов и песчаников на р. Лямце и Болванской речке фаунистически не охарактеризованы, то для установления их возраста приходится пользоваться данными минералогического состава. По составу они весьма сходны с породами силура, выступающими во многих местах западного побережья Северного Тимана и хорошо охарактеризованными фаунистически. В составе пород р. Лямцы и Болванской речки почти во всех шлифах отмечено большое количество кальцита, доломита и полевых шпатов — минералов, не характерных для девонских бескарбонатных пород, выступающих поблизости. Кроме минералогического сходства, легко заметить аналогию этих пород и во внешнем виде, т. е. в цвете и слоистости. Поэтому мы считаем их силурийскими.

Описанные выходы доломитов и песчаников находятся на востоке от кварцитов и гипсометрически залегают несколько ниже их. По-видимому, они выполняют какую-то древнюю впадину и залегают на метаморфических сланцах так же трансгрессивно, как и на западном склоне Северного Тимана, как, например, на р. Черной.

На побережье Северного Тимана кварциты в метаморфических сланцах не образуют значительных толщ. По внешнему же виду кварциты Болванской речки резко отличаются от кварцитов Бармина мыса. Последние более темного цвета и по структуре скорее напоминают песчаники. Мощностъ слоев кварцитов, или кварцито-песчаников, на мысе Бармине от 4 до 15 м (Мальков, Пучков, 1964). Кроме того, барминские кварциты, в отличие от кварцитов Болванской речки, содержат окатанные зерна плагиоклаза, циркона, турмалина; присутствует в них и карбонат. Мы считаем, что кварциты Болванской речки являются более древними, чем барминские, и отделяются от последних тектоническим нарушением. Кроме того, кварциты Болванской речки располагаются северо-восточнее, не менее чем в 10 км вкост простирания от сланцев Бармина мыса. Кварциты болванского типа наблюдались лишь в гальке конгломерата среднего девона в восточной части Северного Тимана (Каменная гряда). При микроскопическом исследовании шлифов этой гальки оказалось, что кварциты имеют ту же структуру, которая характерна для кварцитов Болванской речки. Однако среди гальки конгломератов того же возраста в западной части Северного Тимана (р. Кумышка-Волонга) кварцитов с подобной структурой не оказалось. Кроме того, в песчаниках и конгломератах среднего девона Каменной гряды отмечалось большое количество зерен жильного кварца.

По характеру залегания кварцитов и по трансгрессивному налеганию на них силурийских отложений приходится признать возраст кварцитов, так же как и других кристаллических сланцев Тимана, рифейским. Остается невыясненным вопрос: к какой свите можно отнести кварциты и в каком стратиграфическом соотношении найдутся кварциты Болванской речки с кристаллическими сланцами, обнажающимися в западной части Северного Тимана.

Вопрос о том, являются ли кварциты Болванской речки аналогами кварцитов кислоручейской или другой свиты, остается не решенным. Пока существуют разногласия в стратиграфии рифея этих районов, нельзя уверенно говорить об этом.

ЛИТЕРАТУРА

Ермолаев М. М. 1927. Отчет о работе береговой геологической партии Чешской экспедиции в 1926 г. Экспедиция в Чешскую губу 1925—1926 гг. под начальством Е. К. Суворова. Тр. Ин-та по изуч. Севера, вып. 43.

Журавлев В. С., Осадчук С. И. 1962. Тектоническое положение кислоручейской свиты в составе рифейского складчатого фундамента Тимана. Докл. АН СССР, т. 146, № 5.

Ивсенен Ю. П. 1961. Рифейский магматизм полуострова Канин и Северного Тимана. В сб.: «Материалы по геологии и петрографии Тимана и полуострова Канин». Изд-во АН СССР.

Мальков Б. А., Пучков В. Н. 1964. Стратиграфия и структура метаморфических толщ полуострова Канин и Северного Тимана. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР, вып. 4.

Раабен М. Е. 1960. О стратиграфическом положении слоев с *Gimnosolen*. Междунар. геол. конгр., XXI сессия.

Чернов А. А. 1947. Геологические исследования Северного Тимана. Бюлл. МОИП, нов. сер., вып. 6 (10).

Чернов Г. А. 1959. Формы морозного выветривания девонских песчаников и конгломератов в Тиманской тундре. Изв. Коми фил. ВГО, № 5.

Чернов Г. А. 1960. Отдельности и секрещии в базальтах Северного Тимана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9.

Чернышев Ф. Н. 1915. Орографический очерк Тимана. Тр. Геол. ком., т. 12, № 1.

О СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРИЗНАКАХ ДРЕВНИХ (ДООРДОВИКСКИХ) ДАЕК И ПСЕВДОДАЙКАХ ОСНОВНЫХ ПОРОД В РАЙОНЕ г. СУРА-ИЗ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А. А. КОРАГО, В. А. БУКАНОВА

В районе г. Сура-из на Приполярном Урале среди рифейских осадочно-вулканогенных отложений по М. В. Фишману и Б. А. Голдину (1963), широким развитием пользуются дайки основных пород. По возрасту их относят к двум интрузивным комплексам: доордовиковскому и послеордовиковскому (Голдин, Фишман, 1967). Описанию структурно-морфологических особенностей древних даек основного состава и сходных с ними псевдодаек посвящена настоящая статья.

Вмещающие дайки рифейские отложения представлены в нижней части гнейсами, а в верхней — кристаллическими сланцами разнообразного литологического состава с линзами кварцитов и мраморов. Изучение даек проводилось, главным образом, в менее метаморфизованной сланцевой толще. По петрографическим особенностям и стратиграфическому положению она соответствует маньинской свите К. А. Львова (1956), породы которой образовались в результате метаморфизма вулканогенно-осадочных отложений. Маньинская свита с угловым несогласием перекрыта породами ордовика. В соответствии с этим в районе выделяются два структурных яруса.

Отложения нижнего структурного яруса собраны каледонской складчатостью в систему линейных складок северо-восточного, близкого к меридиональному простирания, осложненных, в свою очередь, мелкими самой различной морфологии и простирания складками. Наиболее сложная форма последних отмечается на перегибах более крупных структур, причем нередко складки высоких порядков имеют на этих участках широтное и северо-западное простирание, не соответствующее в общем простиранию крупных структур.

Основная для Урала варисская складчатость отразилась в каледонидах в появлении регионально развитой системы трещин кливажа (так называемой региональной сланцеватости), в будинировании отдельных линз мраморов и кварцитов и т. п. В целом сланцеватость имеет выдержанное простирание с азимутами падения СЗ 290—330°, т. е. нередко совершенно не совпадает с залеганием слоистости пород. Особенно резко сланцеватость проявляется в пластичных породах, таких как серицит-кварцевые и хлорит-кварцевые сланцы. В этих породах сланцеватость часто почти полностью затушевывает первичную слоистость. Большинство даек имеет согласное простирание с основными складчатыми структурами. По составу они отвечают метадиабазам, диа-

базовым порфирирам, амфиболизированным габбро-диабазам и амфиболитам. Петрографические и геохимические особенности большинства из разновидностей этих пород рассмотрены в работе М. В. Фишмана, Б. А. Голдина, Е. П. Калинина (1966).

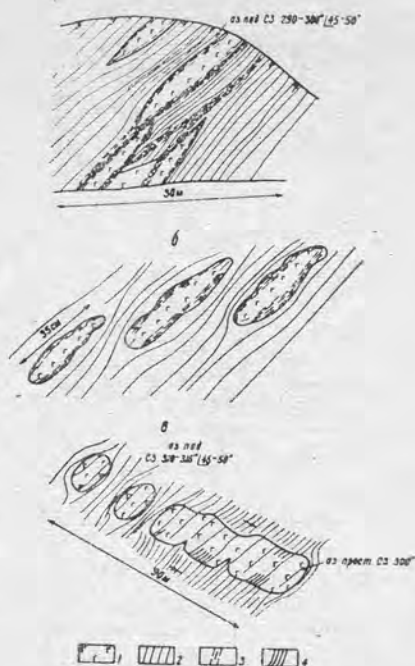
Одним из характернейших тектурных признаков пород, слагающих дайки в районе, является их рассланцованность. Степень рассланцевания зависит от мощности даек: породы более мощных даек относительно более массивны, чем в маломощных. Наряду с этим, чем более пластичны вмещающие породы, тем степень рассланцевания пород даек выше. Наиболее высокая степень рассланцевания наблюдается в дайках, залегающих в сланцах, в то время как диабазы даек, локализованных в полевошпатовых кварцитах, рассланцованы значительно слабее. Важно отметить, что дайки независимо от простирания их рассланцованы по системе трещин, параллельных региональной сланцеватости.

Выходы диабазов на дневную поверхность имеют форму от отчетливо вытянутой в одном направлении до почти изометричной; нередко выходы имеют также клиновидную форму (фиг. 1). Размеры тел по простиранию колеблются от нескольких метров до 400—500 м при мощности от первых метров до нескольких десятков метров. Обычно выходы диабазов располагаются группами, вытягиваясь в единую цепь, либо залегают кулисообразно (фиг. 1б).

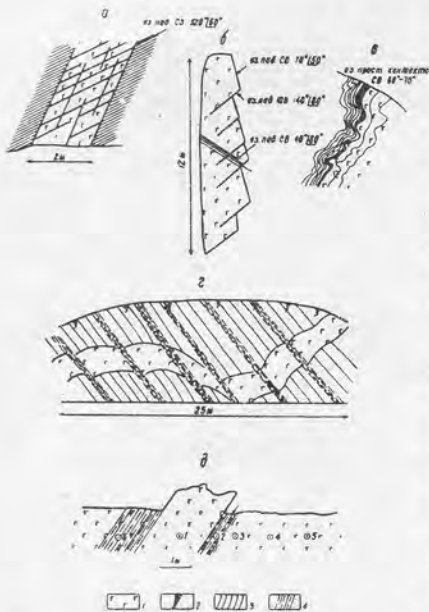
Все указанные факты: эллипсоидная либо округлая форма выходов, кулисообразное либо цепочечное расположение отдельных выходов, наконец, очень высокая степень рассланцованности, особенно резко проявленная в приконтактных частях тел, — наводят на мысль о том, что мы имеем дело с будинированными дайками.

В коренных обнажениях удается наблюдать различные стадии тектонического метаморфизма даек. Прежде всего во всех выходах даек, независимо от их простирания, главной системой трещин являются параллельные региональной сланцеватости вмещающих пород, т. е. трещины сланцеватости наложены как на сланцы, так и на дайки. Характерно, что в дайках, в отличие от вмещающих сланцев, эти трещины проявляются более редко (фиг. 2а), что, очевидно, связано с тем, что дайки диабазов являлись жесткими блоками в пластичной сланцевой толще.

Другие системы трещин в дайках (параллельные и перпендикулярные контактам и др.) проявлены менее четко и, кроме того, затухиваны трещинами региональной сланцеватости. Нередко по последним наблюдается смещение других систем трещин, в результате чего образуются очень своеобразные «угловатые» дайки (фиг. 2б), которые являются первым этапом будинирования.



Фиг. 1. Морфология дайковых тел.
а — дайки диабазов клиновидной формы; б — схематическая зарисовка выходов будинированной дайки (в плане); в — растащенная дайка диабазов с элементами S-образного кливажа.
Условные обозначения: 1 — диабаз; 2 — слюдястый сланец; 3 — зоны рассланцевания; 4 — S-образный кливаж.



Фиг. 2. Структурно-морфологические особенности дайк и псевдайка основных пород.

а — сланцеватость в дайке диабаз; б — «угловатая» дайка (в плане); в — микроскладки в дайке и вмещающих породах; г — складка скальвания; д — псевдайка диабазов (в разрезе) со схемой отбора образцов.
 Условные обозначения: 1 — диабаз;
 2 — кварцевая жила; 3 — сланец;
 4 — зоны рассланцевания.

простирается, прослеживающаяся на 80—90 м при мощности 2—4 м. На юго-западном окончании ее наблюдаются лишь небольшие смещения одних блоков относительно других. Здесь же часто встречаются тектонические клинья вмещающих сланцев до 40—50 см шириною. На северо-восточном конце дайка растащена на отдельные блоки размером 2×3 м, причем длинная ось отдельных блоков вытянута в северо-восточном направлении, согласно с региональной сланцеватостью вмещающих сланцев. Последние огибают, облекают блоки дайки (фиг. 1б, в).

Кроме будинажных структур в дайках довольно часто наблюдаются складки волочения и складки скальвания. При этом микроскладки в дайках полностью повторяются во вмещающих породах в приконтактных частях их (фиг. 2в). Понятно, что подвижки в этих случаях имели выбросовый либо сбросовый характер. При более интенсивных движениях такого рода образовывались складки скальвания (фиг. 2г). По-видимому складки таких типов как волочения и скальвания могли образоваться только в период, когда сминались в складки одновременно и вмещающие породы, т. е. в один из этапов каледонской складчатости.

Наряду с вышеописанными дайками в данном районе широким распространением пользуются дайкообразные тела основных пород, которые также имеют согласное простирание с вмещающими породами, хорошо выделяются в рельефе и на первый взгляд не отличаются от типичных даек.

Такие дайки образовывались только в тех случаях, когда простирание даек было северо-западное либо широтное, т. е. когда простирание трещин региональной сланцеватости не совпадало с простиранием даек. В тех же случаях, когда простирание даек было близко к северо-восточному, процесс тектонического метаморфизма даек заканчивался интенсивным рассланцеванием их.

Таким образом, на начальных этапах происходило растаскивание блоков даек вдоль системы трещин региональной сланцеватости; при этом отдельные части даек несколько смещались друг относительно друга. Если эти подвижки были более значительными, то образовывались тектонические клинья пластичных сланцев по этим зонам (фиг. 1в). На следующих этапах происходило полное отчленение отдельных блоков друг от друга с переориентировкой их в пространстве вдоль трещин региональной сланцеватости. На подвижки сдвигового характера указывают также часто наблюдающиеся трещины S-образного криважа (фиг. 1в).

В некоторых дайках удается наблюдать почти все стадии их тектонического метаморфизма. Так на одном из водораздельных гребней была встречена дайка северо-западного

При изучении их контактов в ряде разрезов вкрест простиранию оказалось, что такие дайкообразные тела не имеют зоны закалки и постепенно переходят во «вмещающие породы», а следовательно не могут быть названы дайками в прямом понимании этого термина. Мы называем такие тела псевдодайками.

В результате петрографического изучения одного из типичных разрезов (фиг. 2д) через псевдодайки мощностью около двух метров и длиной по простиранию до 300 м установлено, что ее центральная часть по составу отвечает метаморфизованному диабазовому порфириду с сохранившейся офитовой структурой. По мере приближения к «контакту» меняются структурные и текстурные особенности породы: текстура от массивной (обр. 1) переходит в сланцеватую (обр. 2 и 6); структура (обр. 1) становится гранобластовой (обр. 2) или нематогранобластовой (обр. 6); уменьшается зернистость породы и повышается количество вторичных минералов (с 5 до 20%). Подобное изменение структурно-текстурных особенностей породы при относительном постоянстве состава обусловлено зонами рассланцевания, которые отпрепарировали псевдодайку на поверхности и создали видимые ложные «контакты».

По составу такие псевдодайки представлены в изученном районе не только диабазами, но также спилитами и альбитофирами.

Из рассмотрения особенностей минерального и химического состава, структурных признаков и геологического положения псевдодаек следует, что описанные тела представляют собой участки нерассланцованных покровов эффузивов, которые слагают эффузивно-осадочную толщу маньинской свиты.

ВЫВОДЫ

1. Среди дайкового комплекса основных пород, развитых среди рифейских отложений в районе г. Сура-из на Приполярном Урале, выделяется группа древних — доордовикских. Кроме основных минералогическо-геохимических признаков выделения древних даек необходимо принимать во внимание следующие структурно-морфологические особенности: наличие признаков рассланцевания, растягивания и будинажа и участие даек в образовании складок волочения и скальвания. Основной системой трещин, по которым шли тектонические преобразования дайковых тел, является система, совпадающая с региональной сланцеватостью.

2. В сланцевой толще рифея наряду с древними дайками основного состава часто встречаются псевдодайки, которые имеют сходный с ними состав и морфологические признаки. В отличие от даек такие тела лишены зоны закалки у контактов и имеют постепенные переходы к «вмещающим породам». При этом изменяются лишь их структурно-текстурные особенности.

ЛИТЕРАТУРА

- Голдин Б. А., Фишман М. В. 1967. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., Изд-во «Наука».
- Львов К. А. 1956. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Сочет. по унифик. стратигр. Урала и соотн. древних свит Урала и Русской платф. (тезисы докладов), Л.
- Фишман М. В., Голдин Б. А. 1963. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л. Изд-во АН СССР.
- Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П. 1966. Некоторые особенности амфиболитов Приполярного Урала. В сб.: «Петрография и минералогия Приполярного Урала и Тимана». Изд-во «Наука».

СОДЕРЖАНИЕ

РАЗНИЦЫН В. А. Геологическое строение зоны сочленения Среднего и Южного Тимана в бассейнах рек Выми, Кедвы и Нерицы	3
РАЗНИЦЫН В. А., ТИМОНИН Н. И. О тектонике Среднего Тимана и ее отображении на аэрофотоснимках	27
ПУЧКОВ В. Н., ТИМОНИН Н. И. Некоторые черты тектоники Приполярного Урала и гряды Чернышева, отражающиеся на аэрофотоснимках	40
ПУЧКОВ В. Н. О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими метаморфическими породами	50
ГЕЦЕН В. Г. О литологии и условиях осадконакопления докембрийских отложений Северного Тимана	55
МАЛЬКОВ Б. А., БАБУШКИНА Э. Г. К характеристике румяничной свиты осадочно-метаморфической рифейской толщи Северного Тимана	67
ЧЕРНОВ Г. А. О неизвестных ранее выходах рифея на р. Лямце Северного Тимана	72
КОРАГО А. А., БУКАНОВА В. А. О структурно-морфологических признаках древних (доордовикских) даек и псевдодайках основных пород в районе г. Сура-из (Приполярный Урал)	76

Редактор З. Габова

Техн. редактор А. Вишнева
Корректоры Н. Адамова и Е. Сидорова

Сдано в набор 30/XI-1967 г. Подп. к печати 4/XI-1968 г. Бумага № 2. 70×108¹/₁₆. Бум. л. 2,5.
Печ. л. 6,85 (Уч.-изд. л. 6,62+1,12 вкл.) Тираж 500. Заказ № 7027. Ц02041. Цена 54 коп.
Коми книжное издательство. Дом печати.

г. Сыктывкар, Республиканская типография Управления по печати
при Совете Министров Коми АССР.