

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С О Ю З А   С С Р

---

И Н С Т И Т У Т   Г Е О Л О Г И Ч Е С К И Х   Н А У К

Е. А. КУЗНЕЦОВ

**Т Е К Т О Н И К А  
С Р Е Д Н Е Г О   У Р А Л А**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Е. А. КУЗНЕЦОВ

# ТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО УРАЛА

## ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

<i>Страница</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует</i>
4, 65, 119	Горнозаводская ж. д.	Пермская ж. д.
23, 24, 28	Горнозаводская ж. д. им.	Пермская ж. д.
30, 53, 58	Л. М. Кагановича	»
61, 101, 120	»	»
53, 60, 100	ж. д. им. Л. М. Кагановича	Пермская ж. д.
143	(Горнозаводская ветка)	
57	ж. д. им. Кагановича Л. М.	Пермской ж. д.
70	Горнозаводской ж. д. им.	ж. д. им. Л. М. Кагановича
	Л. М. Кагановича	
65, 70	Горнозаводской	ж. д. им. Л. М. Кагановича
12	Пермской ж. д. им. Л. М.	ж. д. им. Л. М. Кагановича
	Кагановича	
143	ж. д. им. Л. М. Кагановича	ж. д. им. Л. М. Кагановича
	(пермское направление)	(Молоотовское направление)
62	Пермское направление,	ж. д. им. Л. М. Кагановича
	Пермской дороге	
63, 64, 65	Ленинской ж. д.	ж. д. им. Л. М. Кагановича
73, 143	»	»
12, 14, 19	Ленинская ж. д.	Казанская ж. д.
23, 46, 47	»	»
49, 51, 52	»	»
53, 65, 66	»	»
68, 88, 118	»	»
124	»	»
14	Западно-Уральской	Южно-Уральской
73	Ревдинский ж. д.	веткой Подволошная—Ревда
24	до г. Вавилона	до горы Вавилон

•

Ответственный редактор *П. Н. Кропоткин*

## ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа является попыткой дать сводку по тектонике Среднего Урала на основании произведенных автором работ по геологическим пересечениям с использованием литературных данных. Тектоническая литература по Уралу обширна. Сведения по тектонике отдельных районов рассеяны среди многочисленных описаний и отдельных статей, посвященных геологическому строению этих районов. Но, кроме них, имеется ряд статей, посвященных описанию структур хребта в целом или крупных его участков. Наиболее обобщающие работы принадлежат А. П. Карпинскому (1880, 1894, 1913, 1919<sup>1,2</sup>; Karpinsky, 1897). Им были сделаны главные выводы о положении Урала, о роли Уфимского горста и его структуре и дана история его развития. Дальнейшие исследования внесли многочисленные коррективы в представления А. П. Карпинского. Необходимо отметить ряд статей, посвященных тектонике Урала, в которых усиленно развивалась теория покровной структуры. Наличие последней в угленосной полосе не подтвердилось, и вопрос о покровной структуре Урала как типичной формы отпал. Этот же вопрос о покровной структуре западного склона Урала был поставлен и акад. А. Д. Архангельским после выхода в свет 1 : 1 000 000 геологической карты Урала (Архангельский, 1932). Из общих тектонических работ, посвященных главным образом восточному склону Урала, отметим статьи Е. А. Кузнецова, в которых проводилась защита идеи А. П. Карпинского об Уфимском горсте. Кроме того, в них дана схема, по которой структура восточного склона характеризуется рядом разрывов, из которых один, названный главным северо-западным сдвигом, выходит за пределы восточного склона, тогда как другой, имеющий по отношению к первому симметричное положение и названный Кыштымским надвигом, проходит в Южный Урал. Происхождение этих дислокаций связывалось с расколами, вызванными влиянием Уфимского горста (Кузнецов, 1933, 1937; Кузнецов и Захаров, 1926).

Эти статьи названных авторов явились результатом долголетних исследований на восточном склоне Урала и произведенных автором двух пересечений Урала, имевших целью выяснение тектонического его строения. Пересечения, выполненные в период с 1932 по 1936 г. по линии Пашия — Алапаевск и Бисерть — Богданович, дали материал для настоящей сводной работы.

## КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕГО УРАЛА

Наиболее древними отложениями Урала являются докембрийские кристаллические сланцы Центрального хребта (в дальнейшем будем называть их свитой М). Они представлены внизу слюдяными и слюдяно-кварцитовыми сланцами. В более глубоких горизонтах, по данным В. С. Коптева-Дворникова, в районе Златоуста, в долине р. Ая, в основании выступают толщи мраморов, сильно метаморфизованных пневматолитическими и гидротермальными процессами. На Среднем Урале этих толщ не наблюдалось. Выше слюдяных кварцитов в Среднем Урале залегают толщи амфиболитов в сопровождении графито-кварцитовых сланцев.

Описанные толщи наблюдаются на всем протяжении Центрального Урала. Совершенно тождественные породы выступают в антиклинальной структуре Салдинского района восточного склона Урала. Однако возраст последних точно не подтвержден за отсутствием наблюдений в области контакта этих пород с расположенными южнее сланцами Свердловско-Салдинской зеленокаменной полосы.

Выше, с восточной стороны свиты М, залегают толщи филлитов и кварцитовых сланцев с подчиненными им порфироидами и псевдопорфироидами, а также с прослоями филлитизированных туфов и туффитов. Эти отложения, прилегающие на севере к зеленокаменной полосе, могут относиться к нижнему палеозою. Вопрос об их возрасте не разрешен, но они, судя по более слабому метаморфизму, являются, по видимому, более молодыми. Интересно отметить наличие в свите М конгломератов с гальками кварцитов и с кварцитовым цементом, наблюдавшихся на севере Урала Л. Дюпарком и П. И. Кротовым (1888) и на Среднем Урале А. А. Штукенбергом (1890), О. Ф. Нейман (1937), Duparc et Pearce (1902), Черновым (1932) и нами. Они свидетельствуют о наличии перерывов в мощной толще отложений свиты М. Мощность последней, по данным пересечения Урала, в видимой части не менее 3 км.

Выше докембрийских отложений залегают толщи нижнего палеозоя. Последние в Среднем Урале пока не расчленены по возрасту. Только в верхних горизонтах их находятся фаунистически охарактеризованные слои известняков. В них А. Э. Ульмер в районе р. Усьвы и Н. Н. Иорданский на р. Косье встретили нижнесилурийскую фауну. Нижнесилурийская фауна была констатирована О. Ф. Нейман в окрестностях Нижне-Сергинского завода (1937).

Мощность этих толщ по данным геологического пересечения Урала на территории Горнозаводской дороги достигает 7 км. Эти древние толщи филлитов аналогичны нижнепалеозойским отложениям Южного Урала,<sup>1</sup> описанным М. И. Гаранем (1937, 1938), Э. А. Фальковой и О. П. Горяиновой (1933) и др. Среди них в верхних горизонтах в районе Бисера развиты линзовидные залежи мраморов, а еще выше — кварцитовидных песчаников.

<sup>1</sup> По М. И. Гараню (1937, 1938), частью принадлежащим к протерозою.

Толща венчается красными и зелеными филлитово-глинистыми сланцами с залежами диабазовых и кератофировых эффузивных пород и их туфов. Филлитово-глинистые сланцы переходят фациально в конгломераты с галькой известняков, кварцитовидных песчаников и филлитов нижележащих толщ, а также с галькой гранита. Нижнесилурийские известняки подчинены, повидимому, этой верхней пестроцветной толще или лежат выше ее, что следует выяснить дальнейшими наблюдениями.

На восточном склоне Урала нижнесилурийские песчано-глинистые отложения стали известны в последнее время в районе Бреды (Геологическая карта Урала, 1939). Они представлены также пестроцветными породами, содержащими фауну. На территории Среднего Урала обращает внимание толща филлитоподобных пестроцветных пород, литологически сходная как с породами из Брединского района, так и с породами западного склона, развитая по р. Кунаре, к востоку от дер. Кашиной в Сухоложском районе. Подобные же, вероятно древние, филлитовые толщи с прослоями мраморовидных известняков развиты по нижнему течению р. Салды до впадения ее в р. Тагил. Они представлены в основании филлитизированными аркозовыми песчаниками и конгломератами, налегающими на гнейсово-сланцевую толщу, с гальками и песчинками пород последней. Над ними лежат аркозы и глинистые филлиты с небольшим прослоем белого плотного мелкокристаллического мрамора. Обе толщи, как по р. Кунаре, так и по Салде, относятся условно к верхнему девону, однако степень метаморфизма их не соответствует мало измененным породам последнего (Геологическая карта Урала, 1931 и 1939; Горский, 1929; Кузнецов, Литвинович и др., 1939).

**Верхний силур.** Верхний силур представлен в северной части западного склона Среднего Урала толщами известняков и доломитов. Эта фауна, еще недостаточно расчлененная по вертикали, прилежит с запада к полосе развития свиты М и нижнего палеозоя. Прежде она относилась к среднему девону (П. Кротов, 1888; Краснопольский, 1891) и была расшифрована Н. Н. Иорданским (1928, 1930) и потом А. Э. Ульмером.<sup>1</sup> К девону она была раньше отнесена и Л. Дюпарком (Duparc et Pearce, 1902, 1905, 1909), а также Н. К. Высоцким (1913). В районе исследований последнего, у Висимо-Шайтанска, Н. А. Архангельской была найдена верхнесилурийская фауна (*Conchidium Knighthi*). Те же породы развиты в районе Билимбая, где также охарактеризованы скудной фауной брахиопод, кораллов и остракод (см. ниже). Весьма вероятно, что к западу эта известняково-доломитовая фауна переходит в черные битуминозные песчано-глинистые сланцы, однако достоверность этого требует подтверждения. Возможно, что толща последних, развитая по р. Косьве, относится к более глубоким отложениям, хотя по слабой степени метаморфизма они резко отличаются от прилегающих нижнепалеозойских отложений. Мощность этих толщ неизвестна точно, она измеряется в порядке 1000 м.

На восточном склоне Урала верхнесилурийские отложения пользуются обширным распространением в зеленокаменной полосе, где они развиты преимущественно в вулканогенной фаунии. На ряду с последней местами развита известняковая фауна, охарактеризованная фауной, начиная от уинлока и кончая даунтоном (Маркова и Штрейс, 1937).

На крайнем востоке Урала, в Каменском районе, верхний силур также известен (Зенченко, 1930). Далее он найден нами в виде ксенолитов в порфиритах около с. Знаменского в Сухоложском районе. Мощность вулканогенной толщи верхнего силура на восточном склоне точно не определена, но для известняковой фаунии исчисляется в 1700—2100 м (Мирлин, 1937; Маркова и Штрейс, 1937).

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

**Н и ж н и й д е в о н.** Отложения нижнего девона на западном склоне Среднего Урала в северной части в известняковой фации неизвестны. Здесь развиты толщи песчаников, подстилающих эйфельские слои. Мощность их точно не известна, так как ниже их залегают немые толщи палеозоя, возраст которых пока не установлен. На территории Уфимского амфитеатра известняки с *Karpinskya conjugula* Tschern. известны в районе Нижне-Сергинского завода, где они развиты, по данным О. Ф. Нейман, в виде антиклинали (1937, рукописные материалы). На восточном склоне Урала нижний девон известен в вулканогенной фации и в подчиненных ей известковых толщах как на севере, так и на юге Среднего Урала (Геологическая карта Урала, 1931). Мощность его здесь точно не установлена. Для осадочных свит она исчисляется в зеленокаменной полосе для разных районов от 450 до 1400 м, большей частью около 1200 м.

**С р е д н и й д е в о н.** Средний девон представлен на западном склоне Урала в основании эйфельскими песчаниками, мощность которых на севере достигает 300 м. К югу, по данным исследователей угленосной полосы, их мощность уменьшается. Живетский ярус представлен известняками. Последние распространены по всему западному склону Урала. Средний девон закончился отложением рудоносной толщи глин, песчаников и оолитовых железных и алюминиевых руд (Круглов, 1929; Геологическая карта Урала, 1931, 1939).

На восточном склоне Урала средний девон характеризуется вулканогенной фацией с прослоями известняка. В зеленокаменной полосе он известен с севера до района Верхней Туры. Нахождение известняков со *Stringocephalus burtini* упоминается Н. Н. Яковлевым (1906) для района Тагила.

Средний девон известен в известняковой фации и на крайнем востоке Урала, от Алапаевска до южных частей нашей карты.

**В е р х н и й д е в о н.** Верхний девон западного склона Урала представлен известняковой фацией. Мощность его достигает 400 м. В зеленокаменной полосе верхний девон представлен известняковой, песчано-глинистой и вулканогенной фациями. То же мы имеем и для восточных частей Среднего Урала по линии Алапаевск, Егоршино, Каменск. Следует отметить характерную фацию граувакковых песчаников верхней части верхнего девона, постепенно сменяющуюся угленосной толщей нижнего карбона (Горский, 1929, 1931).

**Н и ж н и й к а р б о н.** Нижний карбон на западном склоне сложен в основании турнейскими известняками, постепенно сменившимися такие же отложения верхнего девона. Их мощность достигает 300 м. На восточном склоне турнейские известняки известны в районе р. Сосьвы (Машковцев, 1933). На крайнем востоке Урала турнейские отложения представлены терригенной фацией.

Вслед за отложением турнейских известняков на западном склоне происходило образование угленосной свиты, содержащей слои каменного угля. Отложение ее свидетельствует о сильном поднятии морского дна, а наличие накоплений угля — об островах среди мелкого моря (Карпинский, 1913).

Над угленосной свитой на западном и на восточном склонах наблюдаются отложения известняков визейского яруса. Они известны в зеленокаменной полосе Миасского района.

На Среднем Урале в зеленокаменной полосе они отсутствуют. На востоке отложение их сопровождалось затухающей вулканической деятельностью. Обычно излияния представлены основными породами, но встречаются и кислые лавы (Геологическая карта Урала, 1931). Мощность визейских известняков восточного склона достигает 1200 м.

**С р е д н и й к а р б о н.** Средний карбон вначале сопровождается колебаниями глубины моря как на западном (Геологическая карта Урала,

1931 и 1939), так и на восточном склоне Урала. На западном склоне отложения среднего карбона представлены известняковой фацией, на восточном развиты конгломераты и песчаники с прослоями песчаных известняков. Наличие терригенных фаций свидетельствует о поднятиях и большом размыве. Поднятие на восточном склоне продолжалось и в верхнем карбоне, который на его территории неизвестен.

**Верхний карбон.** Верхний карбон западного склона Среднего Урала представлен известняковыми отложениями. Отдельные горизонты развиты не повсеместно и были в различной степени размыты перед отложением артинских слоев (Геологическая карта Урала, 1931, 1939). Отложения последних на севере лежат согласно с подстилающими их слоями карбона, хотя на границе между ними и отмечается местами размыв (Голстихина, 1937).

**Пермские отложения.** Пермские отложения имеют обширное распространение на западном склоне Урала. На восточном они стали недавно известны в районе Синары (Горский, 1937). На западном склоне они начинаются артинскими отложениями. К нижней перми относится также часть отложений, считавшихся верхним карбоном Уфимского плато (иргинский и саргинский горизонты). Артинские отложения представлены песчано-глинистыми и мергелистыми слоями, мощность которых постепенно увеличивается по направлению к хребту и достигает 2000 м, а на Южном Урале до 5000 м (Геологическая карта Урала, 1931). Их нижние горизонты лежат несогласно на различных членах карбона, а в области Уфимского плато, возможно, и на более древних отложениях. В состав их входит большое количество зерен или, при наличии конгломератов, галек горных пород, начиная от карбона до докембрийских отложений западной части Урала. Указание на наличие пород восточного склона следует проверить, так как порфириды и различные интрузивные породы имеются и в отложениях нижнего палеозоя.

Над артинскими слоями лежат отложения Кунгурского яруса мощностью до 300 м. Они сложены зеленовато-серыми песчаниками с залежами гипса и солей, а также песчано-мергелистыми фациями. Нижний горизонт кунгурских отложений — филипповский горизонт — в западной части района сложен тонкослоистыми известняками и доломитами до 110 м мощности.

Верхнепермские отложения в восточной части Приуралья обладают небольшой мощностью и представлены глинистыми песчаниками с остатками флоры, внизу же мергелями лагунно-озерного типа. Их мощность здесь равна около 50—80 м. В западном Приуралье верхнепермские отложения представлены внизу косослоистыми песчаниками с прослоями глин и серых известняков, сменяющихся кверху буровато-красными глинами. Выше следуют красноватые глины и мергели с прослоями известняков и песчаников, а также с прослоями гипса. Общая мощность их около 200 м.

**Мезозойские и третичные отложения.** Мезозойские отложения развиты преимущественно на восточном склоне Урала. Они представлены внизу ретическими или, быть может, верхнетриасовыми отложениями, начинающимися песчано-глинистыми толщами, в основании иногда с конгломератами (д. Елкино, р. Пышма). Над ними залегают нижнеюрские угленосные отложения. Последние смяты в пологие складки и размыты. Кроме того, на восточном склоне развиты юрские отложения, представленные железными и алюминиевыми рудами. Покрывающие их толщи щебневых конгломератов и песков (беликов) относятся, повидимому, уже к мелу. Они покрываются несогласно глауконитовыми верхнемеловыми опоковыми песчаниками и песками, занимающими значительную часть водоразделов. Выше они постепенно сменяются такими же нижнетретичными отложениями.



Длительный континентальный период мезозоя обусловил широкое распространение на Урале древних мезозойских россыпей, имеющих большое значение в добыче золота и, вероятно, могущих иметь еще большее значение в дальнейшем для редких металлов (Рожков И. С., 1939). К этому же времени относится накопление никелевых руд, относящихся к образованиям мезозойской коры выветривания на змеевиках.

Мезозойские отложения западного склона Урала представлены аналогичными рудами железа и залежами каолина, а также песчаников и щебневых образований, близких беликам восточного склона (Краснопольский, 1909; Кузнецов, 1937<sub>1</sub>).

Четвертичные отложения. Четвертичные отложения представлены древним аллювием террас, а также новейшими отложениями рек и делювием склонов.

Интрузивные процессы на Урале. Интрузивные процессы на Урале имели место, вероятно, еще в докембрии. Сюда относятся, по видимому, некоторые граниты и габброиды. Последние бывают связаны с развитыми среди докембрийских пород амфиболитами и сами являются сильно метаморфизованными.

Интрузии были также и в нижнепалеозойское время. Они известны на р. Косье у Троицка и у Бердяуша (граниты, щелочные породы), а также у Билимбая в свите метаморфических сланцев. Это мелкие интрузивные тела, часто сильно деформированные и рассланцованные. Вероятно, к этому же времени относится значительная часть габбро-диабазов, залегающих в нижнем палеозое западного склона, а также связанных с ними змеевиков (Сарановский массив), не встречаемых в отложениях более молодого возраста.

Большим интрузивным периодом был промежуток между нижним и средним девонам. К нему приурочены были интрузии габбрового комплекса зеленокаменной полосы восточного склона. Эти породы на севере Среднего Урала содержат ксенолиты ортофириковых излияний, предшествовавших сиенитам. В Миасской даче, по данным В. С. Коптева-Дворникова,<sup>1</sup> габбро и плагиограниты интродировали отложения нижнего девона, но их гальки встречаются в основании граувакк верхнего девона.

Несомненно, наиболее энергичным периодом интрузивной деятельности была главная фаза тектоники Урала. На восточном склоне движения начались раньше. Отложения среднего карбона прорваны дайками как гранитных порфиров, так, по видимому, и перидотитов (?). О последнем делаются выводы на основании геологических карт и эти выводы следует проверить. Огромные гранитные массивы восточного склона Урала и центрально-уральские граниты Кыштымской дачи относятся к этому времени. Вероятно, эти процессы происходили не в один прием; во многих случаях намечается несколько фаз единого цикла интрузий. Вопрос о времени последних в отношении конкретных объектов решается обычно условно по аналогии с известными редкими фактами. Для Среднего Урала такие факты почти отсутствуют. Известны отдельные дайки гранит-порфиров среди  $S_2$  в районе Алапаевска (?), точно так же как и змеевиков (Кротов, 1929). Несомненно, посленижнекарбовым является массив горы Магнитной на Южном Урале (Заварицкий, 1922, 1927). Верхний предел возраста гранитов, возможно, находится в конце пермского периода.

<sup>1</sup> Рукописные данные.

## ТЕКТОНИКА

### 1. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ СРЕДНЕГО УРАЛА

Структура Урала складывается из ряда комплексов, различных как в отношении их петрографии, так и тектоники. Главнейшие единицы, выделяющиеся на фоне Уральской складчатой системы, следующие. На западе расположены обширные площади, занятые полого-складчатой системой пермских отложений. В области Уфимского амфитеатра они далеко вдаются на восток. Из-под них в области Уфимского плато выступают отложения верхнего карбона.<sup>1</sup> Восточнее пермского поля развита узкая полоска сильно складчатых отложений угленосной полосы, в состав которой входят толщи девона и карбона. Следующей структурной единицей является обширная зона нижнепалеозойских отложений, гораздо более энергично смятых в складки. Она сложена преимущественно песчано-глинистыми осадками с подчиненными прослоями известняков и эффузивных пород, а также содержит интрузии габбро-диабазов. Столь же выдержана по простирацию узкая полоска верхнесилурийских отложений, развитая восточнее. Она прослеживается по картам от р. Вишеры до Уфимского амфитеатра и имеет связь с такой же зоной Южного Урала, расположенной по р. Белой.

Восточнее расположена зона кристаллических сланцев Центрального Урала. Она является наиболее древней по возрасту. Этот резко выраженный комплекс на востоке граничит с зеленокаменной полосой восточного склона. В состав последней входят три геологических единицы. Западная часть сложена большим массивом основных пород. Этот массив прослеживается непрерывно на протяжении от Кытлыма и Косьвинского Камня до района Висимо-Шайтанска и далее от Первоуральска до Уфалейской дачи. Главная часть зеленокаменной полосы сложена эффузивно-осадочной толщей, образовавшейся в промежутке от верхнего силура до верхнего девона, а в Северном и Южном Урале до карбона включительно (на нашей карте фиг. 58 поля верхнего силура опущены). Полоса с востока ограничена большой интрузией основных пород, начинающихся на севере Устейским массивом и прослеженных до змеевиков Уфалейского массива и Каслинской дачи. В районе Кировграда находится еще одна зеленокаменная полоса, аналогичная главной.

Восточнее расположены структуры, в которых большую роль играют гранитные массивы. Главнейшие из них рассмотрены ниже. Среди них особое место занимают интрузии щелочных пород. Крайним восточным звеном в структуре Урала является полоса, в которой, аналогично западному склону, известен почти полный разрез палеозоя, сложенного в складки, опрокинутые к востоку.

Описанные комплексы резко выделяются как по составу, так и по тектонической структуре. В дальнейшем мы будем описывать их в порядке, намеченном в предыдущем изложении.

<sup>1</sup> В настоящее время их относят к нижнепермскому возрасту.

## 2. ТЕКТОНИКА ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Большое поле пермских отложений, лежащих к западу от Уральского хребта, характеризуется пологими, иногда куполовидными складками. Около соляных залежей наблюдаются нарушения, вызванные пластичностью солей. Важнейшей структурой перми является антиклиналь Уфимского плато. Эта пологая структура нарушена с востока сбросом, переходящим во флексуру. Система сбросов имеется также и в других частях. Сбросы имеют меридиональное простираение. Ось поднятия Уфимского плато наклонена к северу. Область, лежащая восточнее Уфимского плато, сложена большой толщей пермских отложений. Мощность нижнего горизонта их — артинского яруса, по данным А. В. Хабакова и др., постепенно увеличивается к востоку, выполняя передовую впадину хребта (Геологическая карта Урала, 1931, 1939; Круглов, 1933). На восточном краю артинские отложения трансгрессивно налегают на каменноугольные, вступая в контакт с различными горизонтами последних (Геологическая карта Урала, 1931). В области Уфимского амфитеатра наблюдается контакт перми с более древними отложениями вплоть до верхнесилурийских у г. Нязепетровска. Природа контакта здесь, однако, не выяснена окончательно и, на ряду со стратиграфическим несогласием, здесь несомненны надвиговые нарушения между пермскими и более древними отложениями (см. ниже). Возможность нарушений типа шарьяжа не является исключенной. Только на севере Среднего Урала, начиная от Кизела, наблюдается согласное залегание пермских и каменноугольных отложений и совместное смятие их в складки (Толстихина, 1927; Кузнецов и др., 1933; Добролюбова, 1932; Добролюбова и Сошкина, 1935). В контакте с палеозоем толщи пермских отложений смяты сильнее, чем на территории Уфимского плато, где они защищены были от влияния горообразующих сил устойчивым фундаментом восточного края Восточно-Европейской плиты (Геологическая карта Урала, 1931). Характер поднятия Уфимского плато соответствует пологим структурам валов, имеющих место на территории Восточно-Европейской платформы.

## 3. КОНТАКТ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СО СРЕДНИМ ПАЛЕОЗОЕМ

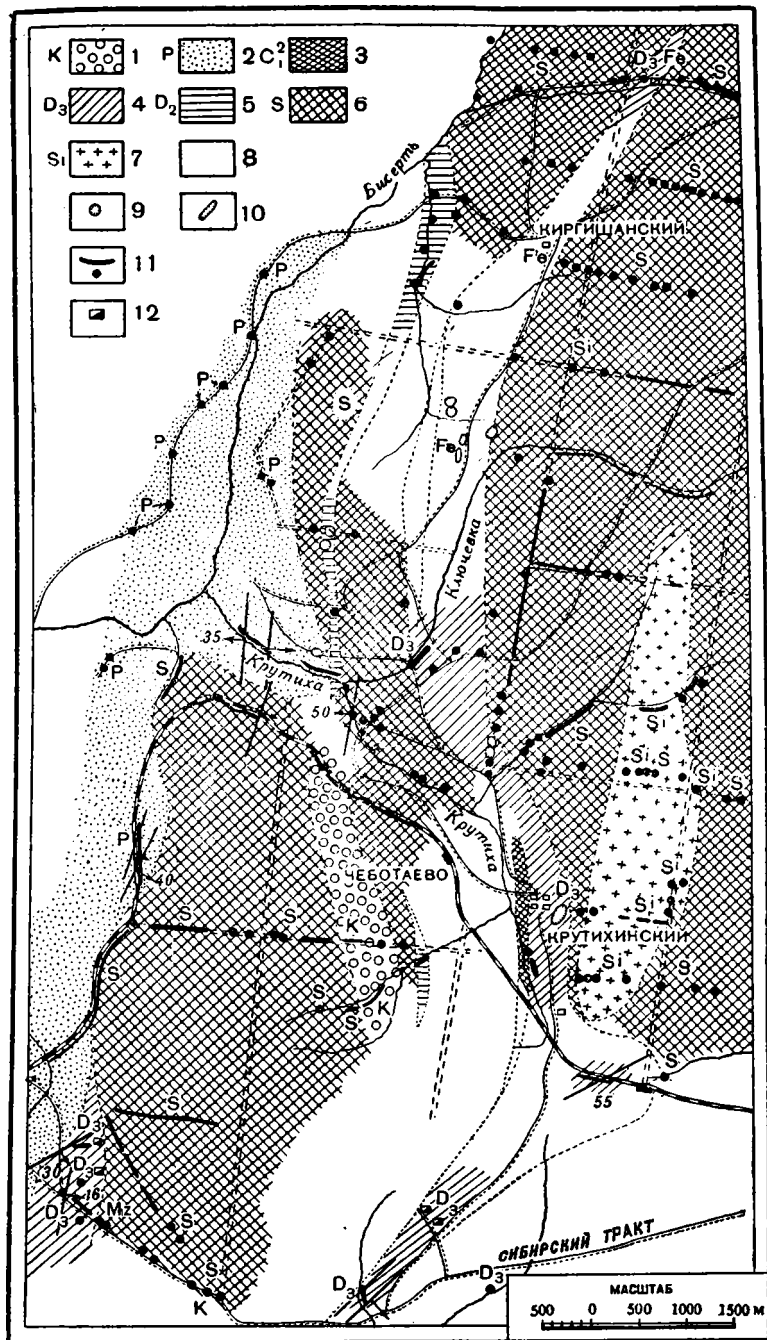
При наших исследованиях описываемый контакт изучался на территории южного геологического пересечения Урала, между дер. Киргишаны и ст. Кузино.

В 1.5 км к востоку от дер. Киргишаны, в крутом логу, к северу от сибирского тракта, в обнажении выступают типичные пермские песчаники с падением на восток под углом 30° (фиг. 1) (в юго-западном углу нашей карты). В том же обнажении восточнее виден контакт их с верхнедевонскими известняками, согласно падающими на восток под тем же углом. Здесь налегание верхнего девона на пермские отложения совершенно очевидно. Их участие в общем тектоническом движении ясно из одинакового угла падения обеих толщ. Верхнедевонский известняк сменяется восточнее доманиковой фацией верхнего девона франского яруса с *tentaculitami* и *Atrypa reticularis* Linn., *A. aspera* Schloth., *Spirifer archiaci* Murchis.

Пермские отложения представлены типичными граувакковыми перечными известковистыми песчаниками. Они состоят из угловатых зерен кремня с радиоляриями, известняка и альбитофиров, включенных в известковистый цемент, местами с обильной фауной фораминифер. Зерна сферолитовых альбитофиров, размерами до 5 мм, угловаты и принесены не издалека. Пермские отложения слагают всю область к западу и среди них только местами выступают незначительные окна среднего карбона (к западу от Киргишан), содержащего среди других форм *Spirifer ex gr. mosquensis* Fisch.

Прослеживая выходы перми к северу от описанного обнажения, мы находим их в резервах железной дороги в 4.5—5 км к северу, где они также падают на восток 35—40°.

В 2 км севернее находится разрез рч. Крутихи, текущей параллельно железной дороге в широтном направлении и вкрест простираения пород. Этот разрез замечателен тем, что вдоль речки вытянут глубокий залив пермских отложений. По рч. Крутихе пермские отложения сложены в складки, причем в 1 км от впаде-



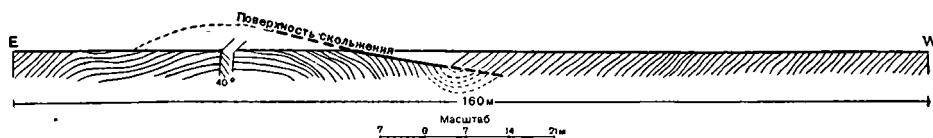
Фиг. 1. Геологическая карта района к востоку от Киргизан до разъезда Чеботаево.

Mz — мезозойские пески и песчаники; 1 — конгломераты невыясненного возраста; 2 — песчаники пермского возраста; 3 — известняки визе; 4 — известняки верхнего девона; 5 — известняки среднего девона; 6 — кварцитоидные песчаники девона или силура; 7 — кремнистые сланцы девона или силура; 8 — необнаженные пространства; 9 — карстовые воронки; 10 — железные рудники; 11 — наблюдавшиеся выходы; 12 — шахты.

ния реки в р. Бисерть они обладают западным падением под углом  $45^\circ$ , дальше через антиклинальный изгиб падение делается восточным, а на востоке, у устья р. Ключевки, они находятся в контакте с известняками среднего девона. В 0.5 км к востоку, на правом берегу рч. Крутихи, находится утес кварцитовых песчаников, падающих на запад под углом  $50^\circ$ .

Левый берег рч. Крутихи хорошо вскрыт выемками Ленинской железной дороги. Здесь, начиная от разъезда Чеботаева, тянется ряд непрерывных выемок, в которых обнажены рыхлые песчаники. В 1 км от разъезда они сменяются конгломератами. Их залегание по большей части неясно, они разрушены и легко рассыпаются и могут быть приняты за позднейшие, мезозойские отложения. Однако, быть может, они являются теми же палеозойскими песчаниками, коренной выход которых с падением на запад под углом  $50^\circ$  описан был нами в долине рч. Крутихи и находится в 0.5 км севернее данного пункта по простиранию. В 2.5 км к западу от разъезда, в западном конце выемки длиной около 250 м, те же песчаники обладают падением слоев к востоку под углом  $30^\circ$ , что делает маловероятным их мезозойский возраст. Далее к западу следует выемка, в которой выступают типичные кварцитовидные палеозойские песчаники. Их залегание характеризуется наличием больших и пологих трещин скольжения (фиг. 2). Все эти выходы находятся над пермскими отложениями долины рч. Крутихи.

Наблюдения в районе дер. Киргишаны дают возможность заключить, что пермские отложения подстилают кварцитовидные песчаники. Угол наклона контактовой поверхности характеризуется описанным выше контактом перми и девона у Сибирского тракта и соотношениями в долине рч. Крутихи. Узкий и длинный залив перми по этой долине свидетель-



Фиг. 2. Зарисовка песчанниковой толщи у столба 1551-го километра Ленинской железной дороги к западу от разъезда Чеботаево.

ствует о контакте, близком к горизонтальной поверхности. К этому необходимо прибавить, что во всех замеренных элементах залегания простирание колебалось в пределах  $350-10^\circ$  и что причудливая линия контакта несогласна с простиранием и обусловлена не замыканием складок и не поперечной складчатостью, а несогласным тектоническим наложением древних отложений на пермские.

Северное продолжение контакта дано работами А. А. Штукенберга (1890). Граница перми доходит до Пермской железной дороги им. Л. М. Кагановича, где она картирована также М. В. Кругловым (Фредерикс, Кузнецов, Круглов, 1933). Описываемые песчаники были приняты тогда за нижнекаменноугольные. Они оканчиваются, по данным всех цитированных авторов, выступом, окруженным со всех сторон пермскими отложениями. Отсюда граница последних идет к югу, и поле артинских пород расширяется, доходя до ст. Кузино и до долины р. Чусовой, где они приходят в соприкосновение с карбоном.

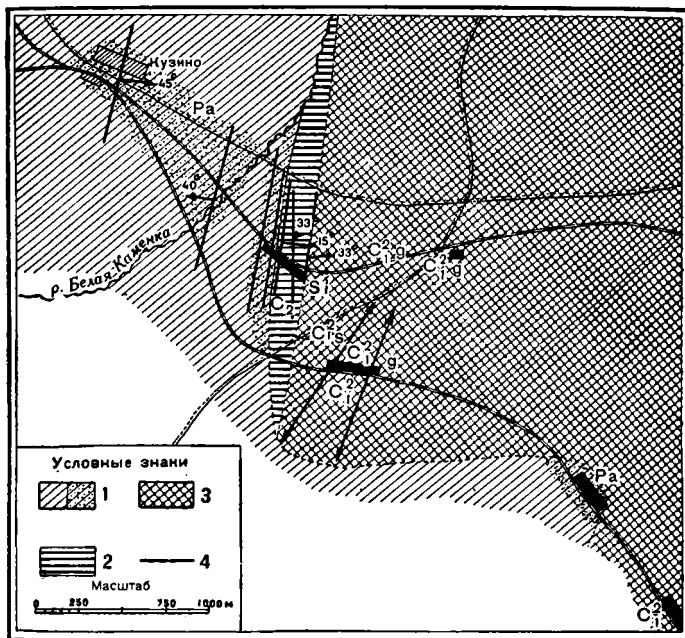
От ст. Кузино пермские отложения дают длинный и узкий залив к югу по границе между описанным полем кварцитовидных песчаников и нижним карбоном района долины р. Утки. Здесь мы наблюдаем следующую картину (фиг. 3).

У ст. Кузино в выемках выступают те же перечные известковистые песчаники с падением на восток под углом  $45^\circ$ . Восточнее станции, в долине р. Белой Каменки, к югу от железной дороги пермские отложения вскрыты на левом берегу, где они обладают простиранием  $360^\circ$  при западном падении под углом  $40^\circ$ . Таким образом, намечается большая синклиналиная складка между станцией и ручьем. За последним в 0.5 км находится большая выемка. В начале ее в почве выступают гребешки артинских пород с восточным падением под углом  $45^\circ$ . В 5 м далее падение их сменяется на вертикальное. Далее в 10 м следует скалистое обнажение, в котором видны белые известняки, образующие опрокинутую на запад небольшую антиклиналь. В них найдена фауна среднего карбона: *Choristites mosquensis*

Fisch., *Productus longispinus* Sow., *Prod. semireticulatus* Mart., *Spirifer pavlovi*, *S. ufensis* Tschér., *Streptorhynchus crenictria*.

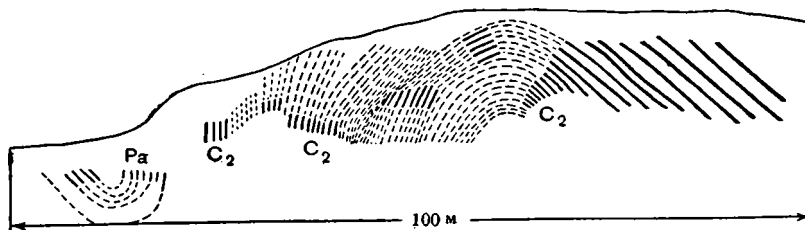
Залегание их показано на фиг. 4.

Восточнее в выемке видны отдельные скалистые выступы известняков, в которых были встречены представители визейской фауны (*Gigantella*).



Фиг. 3. План расположения выходов пермских и каменноугольных отложений у ст. Кузино.

1 — артинские песчаники (Pa) (точками обозначены наблюдавшиеся выходы); 2 — известняки среднего карбона (C<sub>2</sub>); 3 — известняки визе (C<sub>2</sub><sup>g</sup>): C<sub>2</sub><sup>g</sup> — гигантелловые, C<sub>2</sub><sup>s</sup> —стриатусовые, Si —окремнелые известняки; 4 — наблюдавшиеся обнажения.



Фиг. 4. Зарисовка антиклинали среднего карбона в 1 км к востоку от ст. Кузино.

Pa — артинские песчаники и сланцы; C<sub>2</sub> — среднекаменноугольные известняки; сплошные линии — наблюдаемое залегание, пунктир — реконструкция.

Описанные соотношения свидетельствуют о том, что в районе ст. Кузино пермские отложения смяты в пологие складки с углом падения около 45°. В контакте их с карбоном нет несогласия залегания, так как вертикальное падение пермских песчаников у контакта совпадает с таким же падением западного крыла известняков C<sub>2</sub>. Между визейскими известняками, лежащими восточнее, и средним карбоном находится зона окремнелых, сильно разрушенных пород с тем же падением на восток 35°. Повидимому, между антиклиналью C<sub>2</sub> и визе имеется зона разрыва,

сопровождаемая окремнением, иначе непонятно было бы согласное налегание визе на восточном крыле антиклинали  $S_2$ .

В 0.5 км южнее, в выемке по железной дороге на Дружинино, выступают визейские известняки с *Productus striatus* M a r t. с вертикальным падением (фиг. 3). В западной части выемки выходят окремненные породы.

Дальнейшие выходы пермских отложений находятся восточнее в 1.5 км. В. И. Меллер констатировал при разведках пермские отложения западнее, в районе р. Шадровки (1876). Нами они наблюдались на рч. Листвянке. Здесь они обладают простиранием  $5^\circ$  при падении на восток  $50^\circ$  (фиг. 5). Они встречены нами и по р. Северянке и ее северному притоку. Здесь артинские песчаники и сланцы при простирании  $360^\circ$  обладают падением на восток  $80^\circ$ . Ближе к известнякам визе падение становится сначала  $70^\circ$ , потом  $60^\circ$ . Выходы перми наблюдались и южнее.

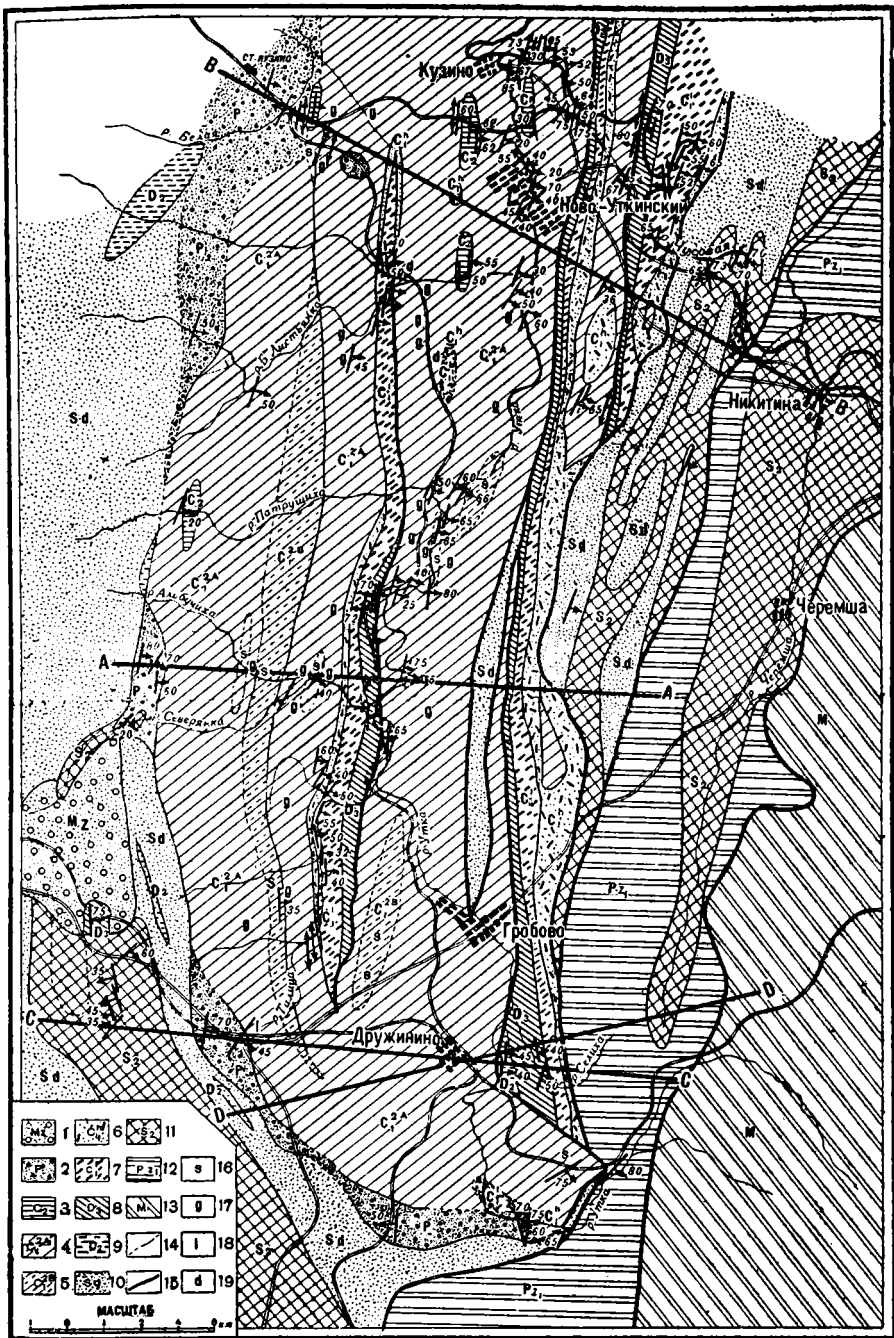
В 0.5 км выше устья упомянутого притока по р. Северянке пермские отложения снова выступают в виде осыпей. В 1 км от устья в небольшом обрыве видно их восточное падение под углом  $35^\circ$ . Здесь они залегают вблизи выходов известняков с *Leperditia* ( $S_2$  или  $D_2$ ).

Выходы перми видны на Ленинской железной дороге, восточнее верховьев р. Большой Талицы и при пересечении дороги Сибирским трактом. Выходы их тянутся на протяжении 1.5 км. В восточной части, рядом с карбоном, их падение восточное под углом  $45^\circ$ , в западной около песчаников оно равно  $70^\circ$  на восток.

На Западно-Уральской дороге в 3.5 км южнее ст. Дружинино обнажены пермские породы. Они же развиты и в верховьях рч. Журавлихи и Гурихи, где обладают простиранием  $355^\circ$  при падении на запад  $50^\circ$ . Западное падение наблюдалось и на р. Журавлихе.

Восточнее, в верховьях р. Утки, начиная от резкого колена к востоку, на правом берегу реки находятся сплошные выступы пермской песчано-глинистой толщи. Пермские отложения обнажены на террасе высотой около 5 м над поймой. Нами были сделаны расчистки, которые позволили установить элементы залегания пермских отложений. При северном и северо-западном простирании ( $305-350^\circ$ ) восточные углы падения равны на западе  $70$  и  $75^\circ$ , на востоке  $60^\circ$ . К северу в 350 м наблюдается карст, свидетельствующий о развитии известняков, а на железной дороге они выходят в выемках и по фауне отнесены к визе. Простирание перми, таким образом, перпендикулярно границе ее с карбоном. Выше по речке в 100 м от последних выходов пермских отложений находятся выходы светлосерого и серого песчаника ( $S_1^h$ ), а далее к востоку в таком же расстоянии начинаются выходы визейских известняков. К югу от р. Утки, на подъеме на крутой левый берег встречены в почве щебенчатые выходы нижнепалеозойских хлоритовых филлитов, а на вершине берега вдоль дороги выступают нижнепалеозойские порфириновые туфы. Выходы пермских отложений находятся в чуждом окружении и залегают с большим несогласием в отношении их простирания и границ (фиг. 5).

Подводя итоги распространению пермских отложений между ст. Кузино и верховьями р. Утки, можно отметить, что при меридиональном простирании этих пород и их приуроченности к границе карбона и более древних кварцитовидных песчаников они образуют почти сплошную узкую, но длинную полосу. В северной части выходов падение перми восточное, в южной — западное, а в верховьях р. Утки снова восточное. В районе р. Северянки и на Ленинской дороге наблюдается уменьшение угла падения при приближении к карбону. Наблюдается несогласие в простирании слоев и в протяжении полосы: на Западно-Уральской железной дороге и на р. Утке, несмотря на изгиб полосы к востоку, мы имеем меридиональное простирание. Эти условия залегания свидетельствуют о глубокой ненормальности контакта. В то же время они не дают твердых оснований считать пермские толщи автохтонными, а окружающие их более древние палеозойские слои аллохтоном. Действительно, хотя пермь и уходит в район дер. Киргишаны под верхний девон и под кварцитовидные песчаники, но это может быть следствием надвига, а не шарьяжного покрова. Только в обнажениях на Западно-Уральской железной дороге перечные песчаники падают на запад, в остальных же пунктах вдоль восточного залива перми наблюдалось восточное падение. Форма залива по рч. Крутихе является более интересным показателем. Кроме принятия структуры надвигового покрова, можно представить только один возможный случай объяснения узких и длинных заливов перми, какой мы имеем в нашем случае. Это наличие во время отложения пермских песчаников и сланцев риасовых заливов и заливов типа эстуариев или



Фиг. 5. Геологическая карта района между ст. Кузино и Дружинино.

1 — мезозой, песчаники и конгломераты; 2 — пермские отложения, грауванки; 3 — среднекаменноугольные отложения, известняки; 4 и 5 — визе: известняки,  $C_1^A$  — гигантелловый и  $C_1^B$  — стриагусовый горизонты; 6 — угленосный ярус нижнего карбона, песчаники и сланцы; 7 — турне, известняки; 8 — верхний девон, известняки; 9 — средний девон, известняки; 10 — средний девон или силур (?), кварцитовидные песчаники; 11 — верхний силур, известняки и доломиты; 12 — нижний палеозой, песчаники и сланцы; 13 — докембрий, кристаллические сланцы; 14 — границы между породами; 15 — линии разрывов; 16 — места находок *Productus striatus*; 17 — места находок *Productus giganteus*; 18 — места находок *Lithostroton*; 19 — места находок *Dibunophyllum*.



фиордов. За последний тип отложений можно было бы принять залив по рч. Крутихе, а глубоким риасовым заливом мог быть залив из района Кузино в верховья р. Утки. Здесь мог быть хребет, сложенный кварцито-видными песчаниками и другими отложениями девона и карбона. Этот хребет размывался морем.

Следы размыва мы имеем в составе пермских песчаников. Бóльшая часть песчинок состоит из известняков, вероятно каменноугольных, далее из песчаника, кварца, кремней и порфириров. Однако этот состав является качественно постоянным и на нем не отражается состав соседних пород, чего мы в праве были бы ожидать при наличии риасовых берегов.

Южнее, в районе Нижне-Сергинского, Михайловского и Нязепетровского заводов наблюдаются более простые соотношения между пермскими отложениями и более древним палеозоем. Здесь по исследованиям Г. И. Кириченко (1930, 1934), А. А. Усовой, Г. А. Соколова<sup>1</sup> и О. Ф. Нейман (1937) (Пермская экскурсия 1937) те же артинские отложения находятся в тектоническом контакте, с верхним девонem, южнее с верхним силуром, а у Нязепетровска даже с порфиритами и туфами силура. Таким образом, чем ближе к центру Уфимского амфитеатра, тем больше интервал несогласия. Данные этих работ были сведены в статье Б. В. Наливкина. Все авторы единогласно проводят по границе перми и более древних отложений тектонический контакт. Исключением является контакт карбона и пермских отложений, где наблюдаются нормальные трансгрессивные отношения. В этих местах тектонический разрыв на значительном протяжении проходит между карбоном и силуром.

Природа этого тектонического нарушения определяется как надвиг. Угол наклона его, однако, не определен. Отложения перми обычно обладают около контакта падением к востоку, и контактовая поверхность следует этому падению. Отложения среднего и нижнего палеозоя дислоцированы значительно интенсивнее, и если контактовая поверхность будет следовать им, то дислокация будет иметь вид крутого надвига или, правильнее, взброса, возникшего под влиянием интенсивного напряжения горообразующих процессов.

На всем протяжении от ст. Кузино до Северного Урала пермские отложения, по литературным данным, находятся в контакте с различными горизонтами карбона. В бахромчатых заливах перми, вдающихся в карбоновую пелосу, различные авторы видят синклиналиные впадины, а выступы карбона среди пермских отложений считают антиклиналями. Это более всего соответствует наблюдаемым фактам. Усложнение в картину вносят трансгрессивные отношения пермских толщ с карбоном, отмечаемые всеми. Вследствие этого в антиклинальных выступах карбона среди перми оказываются различные горизонты, различные участки допермских погребенных структур, часто независимых от наложенных тектонических форм. Об этом можно судить по геологическим картам Урала 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 масштаба, а также по отдельным изданиям 1 : 200 000 карт. На севере Среднего Урала этого несогласия нет, и складчатость перми следует таковой карбона, концентрически обрамляя структурные формы последнего (Сборник «Угленосные отложения западного склона Урала», 1932).

#### 4. СТРУКТУРА СРЕДНЕГО ПАЛЕЗОЯ УГЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Угленосная полоса проходит из района Северного Урала сначала в меридиональном направлении. В Среднем Урале она направляется к юго-востоку, следуя долине р. Чусовой до ст. Кузино, откуда она становится снова меридиональной, оканчиваясь около ст. Дружи-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

нино. В составе угленосной полосы, кроме каменноугольных отложений, принимают большое участие также различные толщи до нижнего девона включительно. В районе угленосной полосы, благодаря произведенным детальным съемкам, структура является в значительной степени выявленной.

Угленосная полоса сложена в складки. В синклиналих выступают каменноугольные отложения. В антиклинальных складках обнажены девонские слои вплоть до отложений, относимых к нижнему девону. Восточным контактом этой полосы служат отложения нижнего девона, за которым следует силур. Для иллюстрации структуры палеозоя мы приведем ряд разрезов, взятых нами из данных детальных съемок (Сб. Угленосные отложения западного склона Урала).

В разрезе Кизеловского района по р. Косье складки очень правильны. Местами, например по р. Усьве, наблюдаются нарушения типа взбросов, причем вдоль одного из них, видимого на разрезе фиг. 6, приведены в непосредственное соприкосновение слои турне и среднего девона  $D_2^2$ , что определяет амплитуду смещения согласно колонке и разреза около 500 м. Двумя крутыми надвигами выдвинута антиклиналь с ядром нижнего девона. Из этого разреза видно, что артинские отложения спокойно лежат на карбоне в синклинали.

В Чусовском районе в разрезе через Лысьвенский завод и р. Койву различные авторы показывают спокойные складки, нарушенные рядом надвигов. В разрезе резче выступает опрокинутость складок на запад. Пермские отложения залегают спокойно на карбоне, но по западной границе их с карбоном изображают надвиг под углом около  $40^\circ$ . Г. Я. Житомир (1930, 1935) в Пашийском районе принимает некоторые из этих надвигов, но часть их отвергает, не находя для них видимых доказательств.

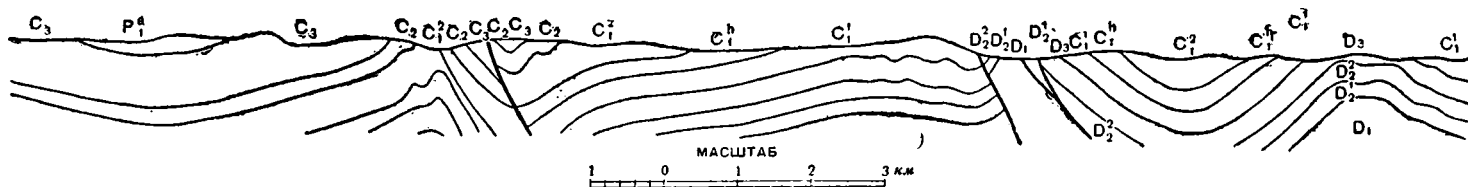
В разрезе к 1 : 200 000 карте Урала через район г. Илима была дана чешуйчатая структура. Последняя мало документирована фактами и является гипотезой, не подтвердившейся исследованиями последующих лет для угленосной полосы. Рассмотрение карты показывает скорее комплексное влияние двух факторов на формы геологических границ. Один из них — стратиграфически несогласное налегание перми на карбон, причем пермские отложения покрывают различные горизонты карбона. Вторым являются послепермские дислокации, благодаря которым пермские отложения были сложены в складки совместно с более древними породами. При опрокинутости складок к западу это приводит к налеганию карбона на пермь, и в их контактах могут образоваться надвиги, размер которых вряд ли может быть значителен.

Южнее О. Л. Эйном<sup>1</sup> дан разрез через с. Нижнее в направлении, поперечном простиранию складок (фиг. 7). В нем еще резче сказывается опрокинутость складок к западу. Им указываются три надвига. Два из них расположены в среднем палеозое, третий, главный, находится на границе с нижним палеозоем. Здесь приведены в соприкосновение слои среднего девона и кварцитовидные песчаники нижнего силура. Амплитуда этого надвига, происшедшего, согласно О. Л. Эйну, под углом в  $45^\circ$ , должна быть большой. На всей площади работ О. Л. Эйнара сохраняется юго-восточное простирание и только в южной части намечается тенденция к изгибу в меридиональном направлении.

На территории геологического пересечения в нижнем течении р. Большого Шишима простирание делается меридиональным и даже слегка уклоняется к юго-западу.

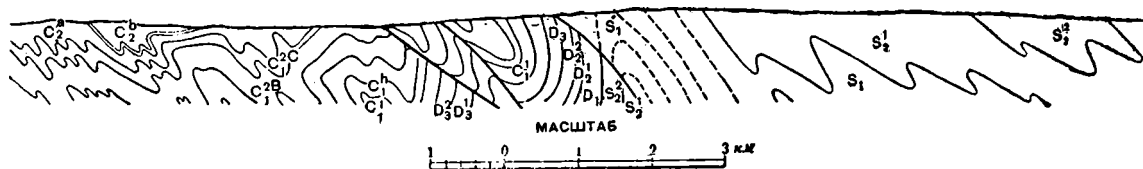
Структура угленосной полосы на территории пересечения Урала в районе Новоуткинского завода и южнее характеризуется следующими особенностями. Большое поле визейских отложений слагает район до-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.



Фиг. 6. Геологический профиль угленосной полосы по р. Усьеве (по И. И. Горскому).

$P_1^a$  — аргинские отложения;  $C_3$  — верхний карбон;  $C_2$  — средний карбон. Нижний карбон:  $C_1^2$  — вивейский ярус,  $C_1^h$  — угленосная свита,  $C_1^1$  — турнейский ярус,  $D_3$  — верхний девон. Средний девон:  $D_2^2$  — живетский ярус,  $D_2^1$  — эйфельский ярус.  $D_1$  — нижний девон.



Фиг. 7. Геологический профиль через угленосную свиту и нижний палеозой района р. Чусовой, у с. Нижнее (по О. Л. Эйнору).

$C_2^a, b$  — средний карбон. Нижний карбон:  $C_1^2$  — вивейский ярус,  $C_1^h$  — угленосная свита,  $C_1^1$  — турнейский ярус.  $D_3^{1-2}$  — верхний девон;  $D_2$  — средний девон;  $D_1$  — нижний девон;  $S_1^{1-2}$  — верхний силур;  $S_1$  — нижний силур.

лины р. Утки и ее притоков (фиг. 5). Известняки здесь смяты в складки. Местами среди них в синклиналих выступают известняки среднего карбона, а в антиклиналях более древние отложения. В верховьях р. Патрушихи, близ западной границы карбонового поля, выступают известняки среднего карбона с продуктидами и с *Choristites mosquensis* Fisch. Несмотря на плохую обнаженность, характер разреза удается установить по фауне и по замерам залегания. Наиболее полными являются профили по р. Патрушихе, Альбучихе и Северянке. Здесь к востоку от обнажения с *Choristites mosquensis* наблюдается чередование известняков с *Gigantella* ( $C_1^A$ ) и с *Productus striatus* Fisch. ( $C_1^B$ ) (фиг. 5). Восточнее вдоль железной дороги обнажены более глубокие слои вплоть до  $D_3$ , а к северу от разъезда Перескачка появляется известняк  $D_2^2$ . Непосредственно в 0.1 км восточнее, в долине р. Утки, обнажены утесы визейских известняков, что намечает большой разрыв и асимметрию складки. В то время как с западной стороны идет постепенная смена слоев, с востока мы имеем интервал от среднего девона до визе. Это несоответствие сохраняется на всем протяжении описываемой девонской антиклинали и сглаживается только на ее концах. Восточнее р. Утки мы имеем также чередование складок, сложенных различными горизонтами визе.

К западу от Новоуткинского завода имеется антиклиналь с выходом песчаников угленосной свиты, а к северу от последней в нижнем течении р. Утки — синклираль с выходами среднего карбона. Последний выходит также в юго-западном конце залива Новоуткинского пруда. На юго-востоке карбонового поля по Ленинской дороге обнажения стриатусового горизонта находятся в ближайшем соседстве с нижнепалеозойскими отложениями. И те и другие обладают здесь восточным падением.

Обнажения кварцитовидных песчаников Гробовского увала расположены на его вершине и вытянуты в меридиональном направлении. Выходы имеют обычно характер глыбовых россыпей. Тип песчаников среднедевонский и хотя по обе стороны увала находятся каменноугольные известняки, тем не менее песчаники сильно отличаются от песчаников угленосной свиты. О. Ф. Нейман (1937) считает эти песчаники лоскутом покрова, приуроченным к высотам увала. Против этого предположения можно привести следующие факты: 1) картирование увала дает картину постоянной пластообразной залежи песчаников, независимо от высоты увала; высота увала настолько незначительна, что трудно представить эффективное ее влияние на сохранение остатков в виде очень постоянной узкой полоски; 2) песчаники продолжают к югу, и последний их выход наблюдался нами на р. Утке, на северном конце с. Гробова у самой воды. Наличие песчаников как на вершине, так и у основания увала противоречит представлению о них как об остатке покрова. По нашему мнению, эта полоса представляет выдвинутую снизу, благодаря изоклиальной складчатости, чешую девона, ограниченную с обеих сторон карбоном. Аналогичное явление представляет антиклиналь по западно-уральской линии, где, как мы видели, в восточном крыле визе приходит в соприкосновение с верхним и средним девоном. В состав последнего входят известняки с линзами и прослоями таких же песчаников (севернее разъезда Перескачка), а на юге, на водоразделе между рр. Большой и Малой Талицами наблюдаются только песчаники. Гробовский увал является одним из проявлений изоклиальной чешуйчатой складчатости. Последняя особенно развита восточнее. На всем протяжении с севера на юг прослежена чешуя верхнедевонских известняков, приходящих на западном краю в соприкосновение с визе. На р. Чусовой верхнедевонские известняки этой чешуи у ст. Коуровки обладают падением на восток  $60^\circ$ . На южном конце чешуи, у известняковых печей, расположенных к юго-востоку от ст. Дружинино, выступают серые среднедевонские известняки

с падением на восток  $45^\circ$  при простирании  $345^\circ$ . В известняках находится много *Rhynchonella bifida* Phill.

Восточнее описанной верхнедевонской полосы идет постепенная смена верхнего девона литологически тождественным турне, далее песчано-глинистой толщей  $S_1^h$  и, наконец, визейскими известняками. В долине р. Чусовой и до р. Корчаги наблюдается повторение сходной чешуи, состоящей из другой полосы верхнего девона со сменой слоев в том же порядке. В визейском поле между верхнедевонскими полосками наблюдается антиклиналь с угленосной свитой (фиг. 5).

Восточнее развита новая чешуя, в которой соприкасаются каменноугольные известняки с кварцитовидными песчаниками того же типа, что и на Грбовском увале. В них на Старопогорельском руднике встречены остатки *Gomphoceras* sp. Детальное изучение распространения песчаников этой чешуи показало, что они слагают вершину хребта, где выступают с меридиональным простиранием. Скалистые выступы круто обрываются утесами к западу, а восточный склон постепенен, что объясняется восточным падением песчаников, наблюдаемым в ряде утесов и каменноломен.

Возраст этих песчаников не может считаться определенным. Севернее нашего района, в районе работ О. Л. Эйнора, такие же песчаники считаются нижнесилурийскими. Но последние, вероятно, связаны, судя по простиранию, с нижнесилурийскими песчаниками окрестностей Билимбае (фиг. 58). Наличие *Gomphoceras* не определяет возраста, хотя *Gomphoceras* sp. был встречен в среднедевонских песчаниках Кизела (Сб. Угленосные отложения западного склона Урала, 1932). Описываемые песчаники не связаны со свитой сланцев нижнего палеозоя, что мы имеем для нижнесилурийских песчаников. Вопрос о возрасте не ясен, так как к западу от них развита перекрытая песчаниками чешуйчатая серия верхнего девона и карбона, а к востоку — верхнесилурийские известняки.<sup>1</sup> Лучший разрез этой толщи наблюдается по р. Чусовой. Он дополняется выемками железной дороги и отдельными выработками, а также щебенчатыми россыпями на водоразделах. Интересно отметить визейскую синклинали между двумя верхнедевонскими полосками известняков. Эта синклинали к югу от тракта поднимается, остается одна угленосная свита и только в 5 км к северо-востоку от с. Грбова, где прекращается толща песчаников, снова появляются известняки визе. Они прослежены на протяжении 4 км; южнее ядро синклинали сложено угленосной свитой.

Песчаники, к которым приурочены железные руды Старопогорельского рудника, надвинуты и перекрывают с восточным падением сначала угленосную свиту, турне и верхний девон первой чешуи, а затем входят в контакт с визе и угленосной свитой второй синклинали. Южнее окончания песчаников в контакт вступают песчаники угленосной свиты и известняки верхнего силура.

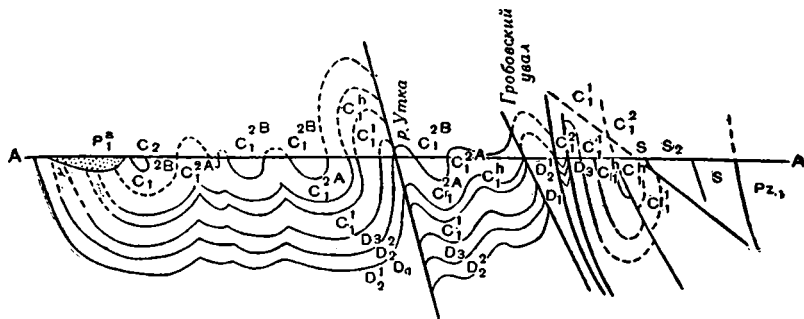
Фиг. 8 дает профиль известнякового каменноугольного поля по р. Альбучихе. На западе намечается синклинали, так как несколько севернее по р. Патрушихе выходят известняки со *Spirifer mosquensis* F i s c h. Антиклиналь, расположенная восточнее, намечается выходами визе с *Productus giganteus* M a r t. Дальнейшая структура следует из чередования гигантелловых и стриатусовых слоев. За р. Уткой появлением стриатусовых слоев намечается синклинали.

На фиг. 9 дан профиль через ст. Кузино и Коуровка. Здесь изображены складки карбона. Опрокинутость складок резко выражена, чешуйчатая структура на востоке резка, но менее интенсивна, чем на юге.

Фиг. 10 дает профиль в районе ст. Дружино.

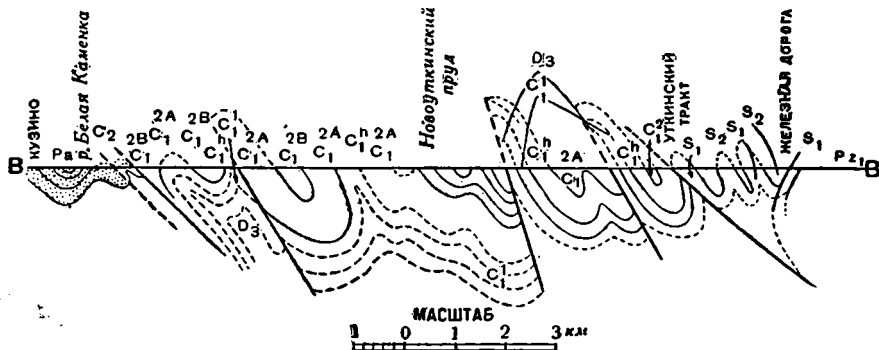
Из всех этих разрезов следует, что в угленосной полосе мы имеем в южной части Среднего Урала серию складок, однообразно опрокинутых на запад. На западе слой опрокинуты на пермские отложения. Много-

<sup>1</sup> В настоящее время палеонтологи склоняются к мнению о среднедевонском возрасте этих известняков.



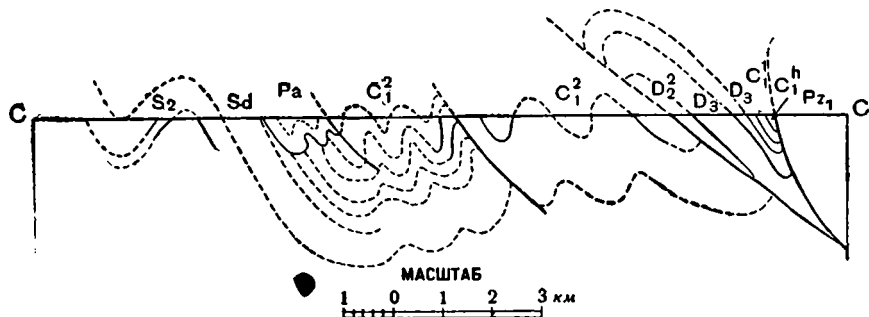
Фиг. 8. Геологический профиль по р. Альбучихе и восточнее.

$P_1^a$  — артинский ярус, песчаники и сланцы;  $C_2$  — средний карбон, известняки. Нижний карбон:  $C_1^2$  — визейский ярус,  $C_1^{2A}$  — гигантелловый и  $C_1^{2B}$  — стриатусовый горизонты,  $C_1^h$  — угленосная свита,  $C_1^1$  — турнейский ярус, известняки.  $D_2$  — верхний девон, известняки;  $D_2^2$  — средний девон, известняки;  $D_2^1 - D_2^3$  — средний или нижний девон (возможно нижний силур), кварцитовидные песчаники;  $S_2$  — верхний силур, известняки и доломиты;  $S_1$  — силур, кварцитовидные песчаники;  $Pz_1$  — нижний палеозой, песчаники и сланцы.



Фиг. 9. Геологический профиль от ст. Кузино через Коуровку до разъезда Бойцы.

$P_a$  — артинский ярус, песчаники и сланцы;  $C_2$  — средний карбон, известняки. Нижний карбон:  $C_1^2$  — визейский ярус,  $C_1^{2A}$  — гигантелловый,  $C_1^{2B}$  — стриатусовый горизонт,  $C_1^h$  — угленосная свита,  $C_1^1$  — турнейский ярус.  $D_3$  — верхний девон, известняки;  $S_1$  — средний девон или нижний силур (?), кварцитовидные песчаники;  $S_2$  — верхний силур, известняки и доломиты;  $Pz_1$  — нижний палеозой, песчаники и сланцы.



Фиг. 10. Геологический профиль среднего палеозоя в районе ст. Дружинино.

$P_a$  — артинский ярус, песчаники и сланцы. Нижний карбон:  $C_1^2$  — визейский ярус, известняки,  $C_1^h$  — угленосная свита,  $C_1^1$  — турнейский ярус, известняки.  $D_3$  — верхний девон, известняки;  $D_2^2$  — средний девон, известняки;  $S_d$  — средний девон или нижний силур (?), кварцитовидные песчаники;  $S_2$  — верхний силур, известняки и доломиты;  $Pz_1$  — нижний палеозой (филлиты).

численные разрывы вдоль лежащих крыльев антиклиналей и вдоль осей складок являются характерными.

М. М. Тетяев (1938) высказал предположение, что складки карбона имеют меридиональное простирание и что они затухают в направлении Уфимского плато, расплываясь в его спокойной структуре. С первым положением вряд ли можно согласиться, так как из детального картирования карбона следует параллелизм простирания отдельных складок простиранию общей полосы. На нашей карте показаны оси складок и разрывы там, где имелся опубликованный материал. Бахромчатость окончаний складок в пермских отложениях понятна из того, что последние налегают на карбон трансгрессивно и, кроме того, вместе с ним смяты в складки.

Наиболее интересным является вопрос о переходе простирания на юге в меридиональное и о способе выклинивания карбона. Структура угленосной полосы в районе к северу от ст. Кузино до с. Треки на р. Чусовой нанесена на карту (фиг. 58) по данным О. Л. Эйнора.<sup>1</sup> Разрез, данный этим автором, вполне отвечает тому, что известно и для более северных районов.

Восточным контактом угленосной полосы является полоса кварцито-видных песчаников, относимых к нижнему силуру. Изоклинальные складки карбона опрокинуты к западу и обладают северо-западным простиранием. Переход из этого простирания в меридиональное совершается на протяжении 2 км.

Это изменение простирания изображено на карте (фиг. 58). Необходимо отметить резкий изгиб слоев на коротком расстоянии, что вызвало образование ряда надвигов и чешуйчатое строение, разобранные на отдельных разрезах и видимое из детальных карт. Те надвиги, которые у О. Л. Эйнора лишь намечаются, в нашем случае достигают, судя по разрезам, до 3 км. Они образовались как следствие нарушений в чешуйчатых изоклинальных складках. Лежащие крылья последних перекрыты висячими.

На основании описанных разрезов угленосной полосы видно, что складчатость ее стоит в зависимости от расстояния от Уфимского плато. Спокойные гармонические складки Северного Урала в Чусовском районе приобретают юго-восточное простирание с резким опрокидыванием на запад. В районе ст. Кузино, близ Уфимского плато, складки изменяют простирание на меридиональное, причем в месте изгиба появляются многочисленные разрывы чешуйчатых складок с надвигами по ним. В районе ст. Дружинино угленосная полоса замыкается со всех сторон более древним палеозоем с невыясненными отношениями их друг к другу.

## 5. НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ СРЕДНЕГО УРАЛА

Под этим названием мы имеем в виду огромное поле нижнего палеозоя, прослеживаемое по всему Среднему Уралу от Билимбая до р. Косьвы и имеющее максимальную ширину на широте Киезла (67 км). На северном окончании оно делается уже, точно так же оно суживается к югу и у Билимбая достигает всего 5 км ширины. В эту свиту мы относим все отложения палеозоя, не охарактеризованные фаунистически. Степень изученности отложений этого комплекса различна на его протяжении. На севере он был исследован П. И. Кротовым (1888), А. А. Краснопольским (1891), Л. Дюпарком (1902, 1904), А. Э. Ульмером<sup>1</sup> и в последнее время А. Н. Ивановым.<sup>2</sup> Данные последнего значительно уточняют и возрастные отношения комплекса.

Детальные исследования по геологическому пересечению Урала осветили состав и структуру этого комплекса на территории по обе стороны

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

Горнозаводской дороги им. Л. М. Кагановича, полосой около 15—20 км ширины. Столь же детально освещены состав и структура полосы по Ленинградской железной дороге. Остальное пространство освещено маршрутами, опубликованными в дневниках П. И. Кротова (1888) и А. А. Краснопольского (1891). Некоторые данные удалось почерпнуть из отчета А. Э. Ульмера<sup>1</sup> для района Косьвы и из дневников Мухина<sup>2</sup> для Серебрянского района.

По р. Межевой Утке и Сулему, а также по р. Серебряной у Серебрянского завода имеются наблюдения автора, но они освещают не все течение этих рек.

По данным П. И. Кротова (1888) и Л. Дюпарка (1902, 1904), структура района верховьев рр. Косьвы и Тыпыла рисуется в следующем виде. На востоке, прилегая к свите метаморфических сланцев Центрального Урала, находится мощная толща известняков и доломитов, отнесенная ими к среднему девону. В этой толще впоследствии Н. Н. Иорданский была найдена по р. Тыпылу и на Косье верхнесилурийская фауна кораллов и брахиопод, а западнее, на р. Косье, близ устья р. Кырьи, битуминозные известняки оказались нижним силуром (1930). Вся эта толща по дневникам П. И. Кротова падает на восток. На карте (фиг. 58) мы нанесли элементы залегания по отдельным обнажениям, описанным П. И. Кротовым. Мы видим, что их положение достаточно однообразно. Таким же пологим восточным падением отличаются и прилегающие с востока толщи метаморфических сланцев. Часть из них, около силурийских известняков, судя по описанию, вероятно, относится к нижнему палеозою и представлена хлоритово-глинистыми филлитами.

Западнее известняковых толщ расположена обширная полоса темно-серых глинистых, иногда почти аспидных, в других случаях достаточно рыхлых сланцев. Этот горизонт, вероятно, является фацией верхнего силура. Литологически они чрезвычайно сходны с граптолитовыми сланцами Пай-Хоя.

По разрезу р. Косьвы имеются данные А. А. Краснопольского (1891), Л. Дюпарка (1902, 1904) и А. Э. Ульмера.<sup>3</sup> По данным первых двух исследователей, в области Чердынского Камня и горы Острый Камень и Дикарь развиты различные филлитовые сланцы с участием конгломератов и кварцитовидных песчаников. В утесах на вершине Чердынского Камня, по данным П. И. Кротова, наблюдается пологое падение на восток, равное 12° (1888). К югу от горы Острый Камень и на р. Косье наблюдается изменение падения из крутого восточного в крутое западное. Эти факты, а также и то, что все эти отложения выступают среди значительно более слабо метаморфизованных толщ, и навели на представление об антиклинальной природе выступающего на Косье нижнего палеозоя. По П. И. Кротову (1888), филлитовые толщи нижнего палеозоя к северу от Чердынского Камня уходят, повидимому, под более молодые сланцы.

С востока к описываемым отложениям примыкают, по Н. Н. Иорданскому, битуминозные доломиты нижнего силура (1930) и доломиты верхнего силура. При общем падении на восток смена нижнего силура верхним кажется естественной. В западном направлении филлитовые толщи сменяются черными, сильно битуминозными, песчанистыми сланцами, возраст которых, возможно, является верхнесилурийским.

В составе филлитовых толщ характерно наличие конгломератов.

Их цемент представляет сильно хлоритовый или серицитовый, обычно зеленый или зеленовато-серый филлитовый аркоз. Гальки достигают значительной величины и по описанию состоят из кварца и кварцитов, упоминаются также диабазы, но в результате лишь макроскопического определения (А. Э. Ульмер, рукописные материалы).

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

<sup>3</sup> Рукописные материалы.



Намеченные горизонты прослеживаются далеко к югу. Кварцито-видные песчаники, развитые на Чердынском Камне прослоем среди филлитов, встречаются к югу от Дикаря (фиг. 11); намечаются две их полосы — одна с востока, другая с запада среднего филлитового комплекса. Продолжение западной из них наблюдается на горе Ослянке и отсюда проходит на Камни Вострый, Большой и Малый Басеги, Малый Камень и пересекается р. Вильвой. Восточная полоса встречена А. А. Краснопольским (1891) на р. Вильве близ Камня Хмели и на Усьве.

Песчаники в разрезе реками повторяются несколько раз в промежутках между двумя крайними полосами. Нами они встречены между рр. Вижаем и Койвой для западной полосы, а для восточной — на Бижайском Камне, в верховьях р. Вижая, и у Бисерского завода.

Значительно большую роль играют песчаники на юге, где они считаются А. Н. Ивановым и другими исследователями угленосной полосы нижнесилурийскими.

Структура этих толщ детально изучалась в районе северного пересечения вдоль Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича. Три разреза — по рр. Вижаю, Кусье и Койве — являются здесь опорными, и мы проанализируем профили по этим рекам.

По р. Койве, начиная от устья р. Полуденки и Теплогорского завода, идет почти непрерывный ряд утесов, в которых выступают зеленые филлиты (фиг. 12). Во всех разрезах по р. Койве и вдоль выемок по железной дороге наблюдается западное падение этих сланцев с сильно развитой план-параллельной структурой, погружающейся в плоскости падения к югу. Угол погружения меняется от 30 до 45°.

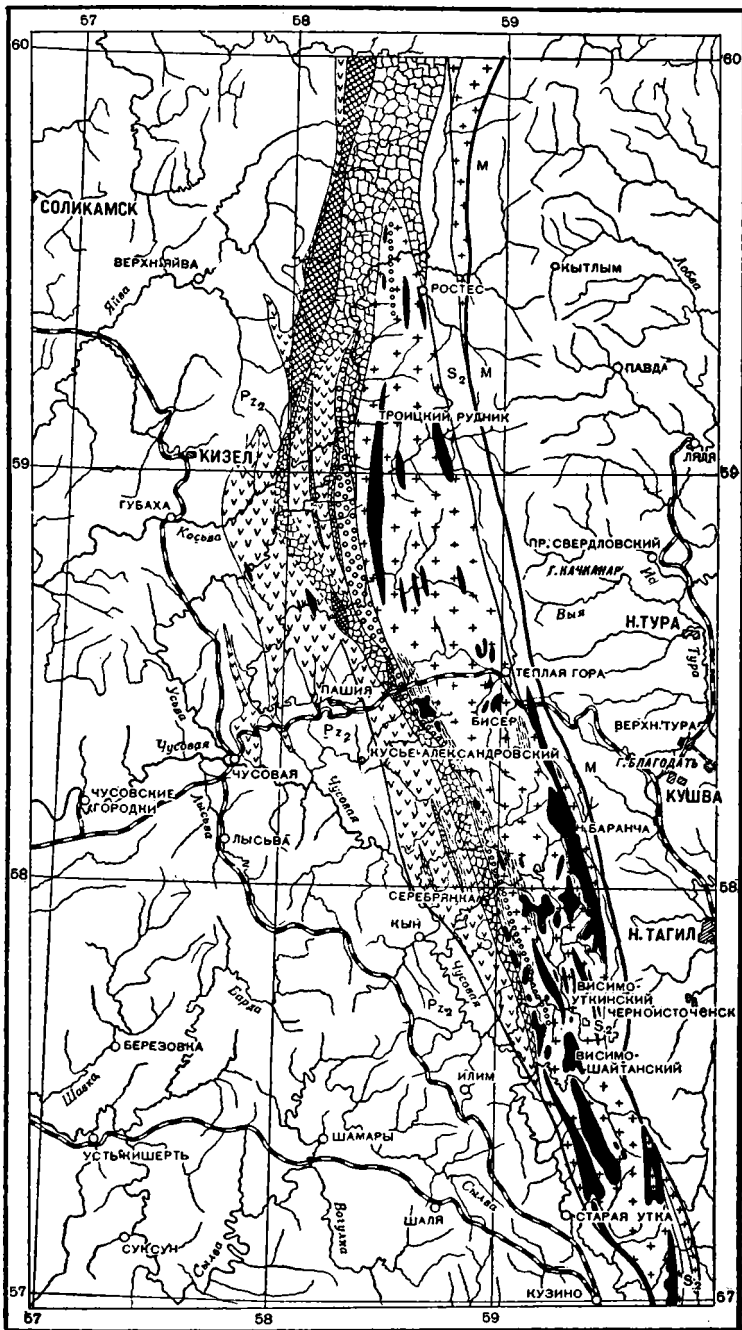
В этих сланцах наблюдается наличие редких валунов и галек. Последние колеблются в размерах от 0.5 м до зерен песка. Мелких галек (0.5 см) больше, чем крупных. Гальки представлены кварцитовидными песчаниками, филлитами того же состава и, особенно характерно, доломитами желтовато-белого и серого цвета. Явления динамометаморфизма, особенно штрекунга, сказались и на гальках, которые были разбиты трещинами. Трещины выполнены поперечными к сланцеватости прожилками кварца и кальцита. На защищенных сторонах галек образовались венцы из кварца или кальцита. Гальки обнаруживают сильную деформацию. Они большей частью удлинены по направлению растяжения и были, повидимому, раскатаны. Северные концы их подняты, южные опущены согласно общему штрекунгу.

С востока к филлитово-конгломератовой толще прилегает полоска черных глинистых сланцев. Профиль по р. Койве с того места, где она принимает широтное течение, следующий. Зеленые песчаные филлиты без галек выступают в многочисленных утесах по реке. Западное падение сохраняется дог. Вавилона, где наблюдаются те же филлиты, но с восточным падением. В двух местах они прорваны большими дайками габбро-диабазы.

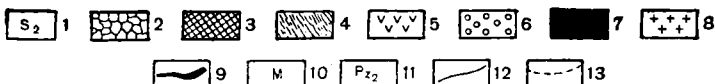
Около 2 км восточнее Бисерского завода происходит смена зеленых филлитов черными песчаными, глинистыми сланцами, падающими вертикально. Среди них в утесах выступают белые сахаровидные кварцито-видные песчаники, изломанные в крутые зубчатые складки. Эти менее метаморфизованные слои по литологическому составу отличны от окружающих филлитов и напоминают более молодые черные глинистые сланцы, всегда выступающие в комплексе с сахаровидными белыми песчаниками.

В 3 км к востоку от Бисерского завода заложены каменоломни доломитов, образующих мощную (до 200 м) линзу в зеленых филлитах. Они сходны с доломитами галек филлитовых конгломератов. На водоразделе в 5 км северо-восточнее того же завода среди филлитов картируются желтовато-белые кварцито-видные песчаники. Они образуют, вероятно, антиклинальную складку. Гальки кварцито-видного песчаника, встречаемые в конгломератах, сходны с этими породами.

В окрестностях Бисерского завода находится много габбро-диабазовых даек, развитых восточнее и севернее завода (фиг. 12). Их залегание приурочено к слоистости филлитов и является согласным. Пояс даек проходит по простиранию, имеющему северо-западное направление 330°. Такой же пояс даек наблюдается вблизи Теплогорского завода в верховьях р. Койвы. Здесь они обладают меридиональным простиранием. Они ясно намечают различие в простирании по обе стороны складки филлитов.



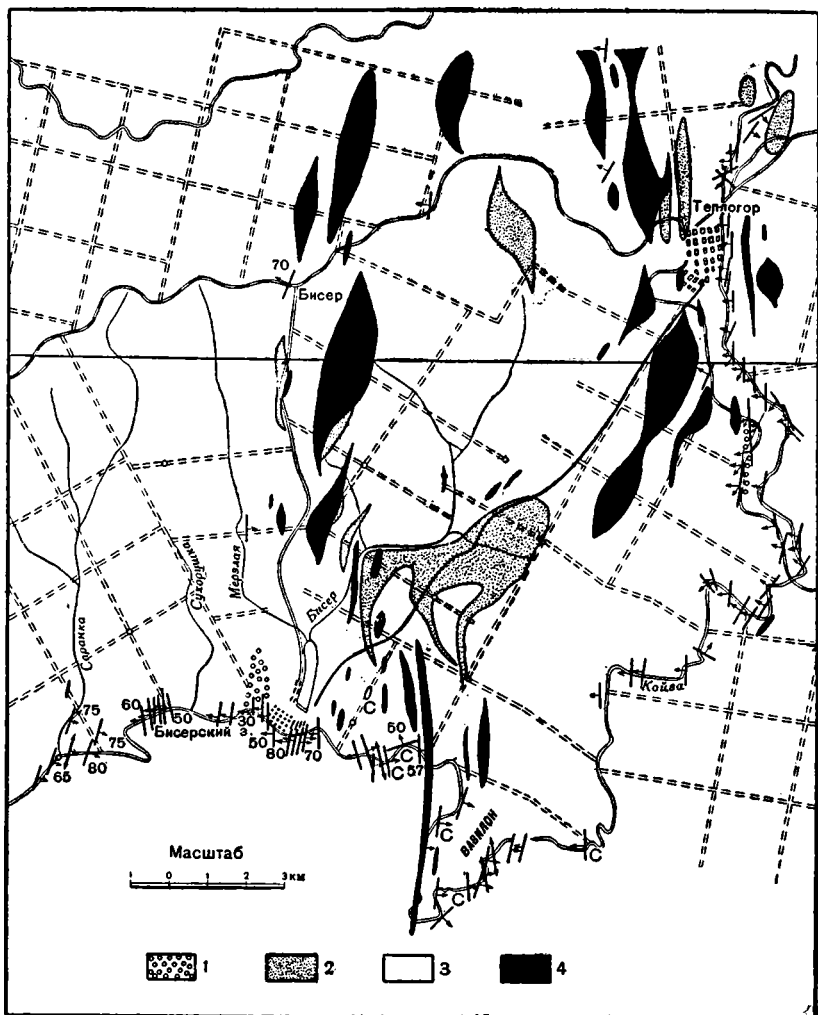
МАСШТАБ  
10 0 10 20 30 40 50 км



Фиг. 11. Схема распространения фаций нижнего палеозоя на Среднем Урале.

1 — верхний силур без расчленения фаций. Верхний силур (?); 2 — черные битуминозные глинистые сланцы, 3 — кварцитовидные песчаники, подчиненные черным сланцам. Нижний палеозой: 4 — красные глинистые сланцы, 5 — зеленые глинистые и песчаные сланцы, 6 — конгломераты, 7 — кварцитовидные песчаники филлитовой толщи, 8 — зеленые, часто песчаные филлиты; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — М. докембрий; 11 —  $Pz_2$  — верхний и средний палеозой; 12 — границы пород; 13 — предполагаемые границы пород.

Мы видели, что западное падение филлитов в верховьях р. Койвы сменилось восточным у Бисерского завода. Можно было бы предполагать синклиналию структуру, но характер смены не позволяет этого. Переход из западного в восточное падение происходит через вертикальное залегание; при принятии синклинали мы должны были бы видеть в середине складки горизонтальное залегание. Природа складки выясняется из положения и состава конгломератов. Мы отмечали, что доломиты и песча-



Фиг. 12. Схема геологического строения района Теплогорского и Бисерского заводов.

1 — конгломераты; 2 — кварцитовидные песчаники; 3 — белый фон — песчаные филлиты; С — места выходов известняков; 4 — габбро-диабазы.

ники, развитые в окрестностях Бисерского завода, встречаются в гальках среди филлитов. Такие же песчаники развиты и в районе верховьев р. Бисера и на Вижайском Камне к северо-западу от Теплогорского завода. Конгломераты являются, таким образом, более молодыми образованиями, чем песчаники и доломиты. Их краевое положение в комплексе не противоречит этому. Залегание их согласно, и они являются не основными, а внутриформационными конгломератами, образовавшимися, вероятно, при регрессии моря. Разрозненность галек и валунов свидетельствует о том, что это не были конгломераты прибрежного прибоя. В 1 км

к западу от Бисера мы снова встречаем эти конгломераты выступающими в невысоких обрывах террасы Койвы с западным падением под углом 30—35°.

Исходя из сказанного, складка филлитов от меридионального течения Койвы до Бисерского завода является веерообразной антиклиналью с наклоном крыльев 45°. Явление штрекунга наблюдается и у Бисерского завода. Здесь констатируется погружение на север под углом около 40°.

Интересным фактом является приуроченность даек габбро-диабазов к крыльям антиклинали. Этот факт находит объяснение в условиях механического напряжения в ядре и в крыльях веерообразной складки. Сильно сдавленное ядро ее было, повидимому, мало доступно проникновению магматического расплава, в крыльях же вдоль поверхностей расслаивания проникли значительные массы магмы. Эти дайки оконтуривают антиклинальную структуру. Их картирование поэтому представляет значительный интерес и в тектоническом отношении.

Продолжая профиль по р. Койве к западу, мы видим, что свита зеленых филлитов проходит до района Федотовского кордона. Падение их на всем протяжении восточное и только изредка сменяется западным. Наблюдавшиеся замеры нанесены на фиг. 13. Синклинальная складка наблюдалась к западу от р. Малой Урайки. Сначала крутое восточное падение 70° сменяется у Федотовки более пологим — до 20°, но далее снова делается крутым.

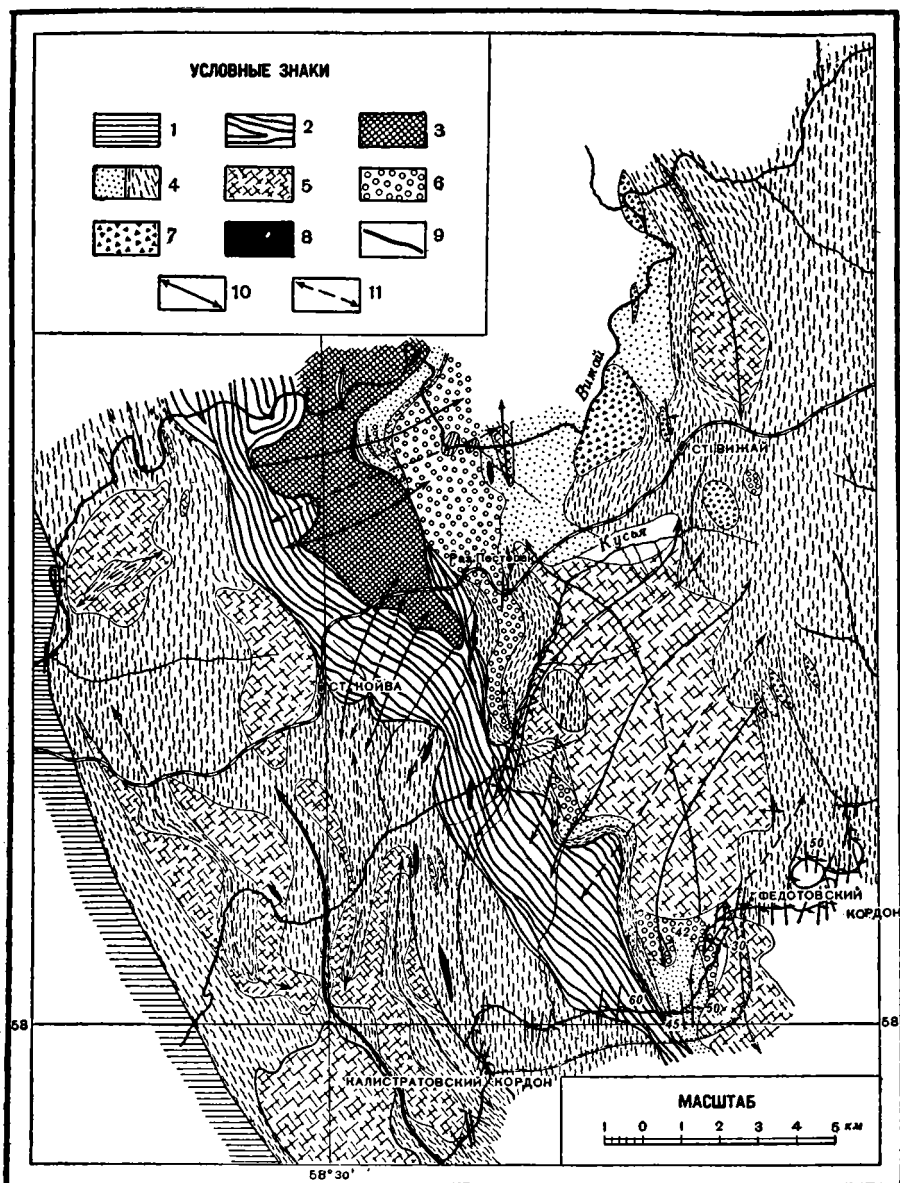
К северу от Федотовского кордона на высоком правом берегу р. Койвы широко распространены те же, что и у Бисера, желтовато-белые кварцито-видные песчаники. В области контакта с филлитами встречаются хлоритовые песчаники как переходная разность к филлитам. Средние части песчаников сложены среднезернистыми разностями. Они тождественны ранее описанным и имеют, повидимому, такое же стратиграфическое положение. На склонах к р. Койве они выступают в виде гребней и россыпей на террасе на высоте около 40 м. На склоне ниже выходят зеленые филлиты. Вдоль берега реки выходов песчаников не констатировано. Залегание этих песчаников, таким образом, приурочено, повидимому, только к водоразделу и является пологим.

На север эти песчаники продолжают до долины р. Кусьи, где они оканчиваются двумя отрогами. Залегание их можно хорошо видеть по р. Кусье. Последняя протекает вдоль границы песчаников с филлитами, то уклоняясь в сторону одних, то других. Всюду, где наблюдается залегание, падение направлено на восток (фиг. 13), и угол его колеблется от 30 до 60°. Таким образом, западная граница плиты падает на восток. Отроги, сложенные песчаниками и выдающиеся на север, отражают складчатость. Их продолжением являются такие же песчаники, развитые к северу от ст. Вижай.

Природу структуры этой плиты песчаников установить с точностью по имеющимся данным нельзя и можно высказать два предположения. Песчаники лежат несогласно с залеганием филлитов. Их переход к филлитам происходит постепенно через плотные хлоритовые песчаники и песчаные, часто ленточные филлиты, представляющие чередование песчаных и филлитовых прослоев. Возможно, что они представляют линзовидные залежи песчаников среди филлитов или же их залегание является результатом несогласного налегания и дисгармоничной складчатости. По положению койвинские песчаники соответствуют песчаникам Бисерского завода, а вижайские — песчаникам Вижайского Камня.

Песчаники Федотовского кордона (фиг. 13) сопровождаются с запада особыми фациями филлитов. Последние являются менее метаморфизованными сравнительно с филлитами Бисерского и Теплогорского заводов. Часто среди них появляются характерные фиолетовые и красные разности, иногда в тонком чередовании с зелеными. Их залегание на р. Койве ха-

рактируется восточным падением под углом 45—50°. С ними тесно связаны диабазовые излияния и туфы. На востоке мы имеем лишь признаки



Фиг. 13. Геологическая карта района ст. Вижай и Койва Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича.

1 — средний девон, известняки. Верхний силур (?); 2 — черные глинистые сланцы, 3 — белые кварцитовидные песчаники. Нижний силур (?); 4 — глинистые зеленые (штрихи) и красные (точки) сланцы и филлиты, 5 — кварцитовидные песчаники, 6 — конгломераты, 7 — порфириды и туфы; 8 — габбро-диабазы; 9 — линии надвигов; 10 — синклинали; 11 — антиклинали.

этой фации в виде красных гематитовых филлитов Благословенского рудника, на правом берегу р. Койвы, в 10 км к юго-западу от ст. Усть-Тискос. С красными и фиолетовыми филлитами связаны конгломераты. Они прослежены на север от р. Койвы до р. Вижая. Местами они являются типичными прибрежными конгломератами, например около разъезда Пестерек, между ст. Вижаем и Койвой, где они вскрыты выемкой и где слой

их падают к востоку под углом  $65^\circ$ . Многочисленные гальки величиной до 20 см состоят из лежащих восточнее кварцитовых песчаников, филлитов и из известняков или доломитов. Много также разнообразных гранитов и кварцевых диоритов, которых в районе нет, и место, откуда они принесены, остается загадочным.

По р. Кусье конгломераты почти отсутствуют. Здесь были встречены красные филлиты с редкими гальками розоватого кварцитовидного песчаника.

Нахождение галек песчаников в конгломератах проливает свет на положение первых. Отношения оказываются сходными с описанными для песчаников у Бисерского завода. Они залегают ниже конгломератов. Залегая выше песчаников, конгломераты образуют западное крыло антиклинали. Восточное крыло можно видеть в восточнее песчаников, где у устья р. Малой Урайки выступают конгломераты такого же состава. Они же констатированы на водоразделе южнее ст. Вижай в верховьях р. Малой Урайки. Они же наблюдались на р. Койве к западу от устья р. Малой Урайки.

Принимая во внимание сказанное, а также элементы залегания пород и их чередование в разрезе р. Койвы, мы можем построить профиль через описанный участок течения р. Койвы. Он принимает вид большого антиклинория с веерообразными восточной и западной антиклиналями (фиг. 14). В крыльях выступают дайки габбро-диабазов. В промежуточной сильно сжатой синклинали у Бисерского завода защемлены черные битуминозные песчаные сланцы со слоями белых сахаровидных и черных песчаников. Эта свита на западе и на востоке находится в контакте с черными битуминозными песчано-глинистыми сланцами, падающими под филлиты вследствие веерообразной их структуры.

По р. Кусье разрез более короток и не нуждается в детальном описании, так как повторяет сказанное о Койве. Падение этих толщ восточное под углом  $40-60^\circ$ . Западнее их р. Кусья входит в черные глинистые сланцы. Их падение, как и на Койве, восточное —  $50-60^\circ$ .

Разрез по р. Вижаю представляет большой интерес. Верховья р. Вижая находятся недалеко от Вижайского Камня, сложенного кварцитовидными песчаниками.

Обнажения в верхнем течении р. Вижая редки и представлены зелеными песчанистыми филлитами. Между р. Вижаем и железной дорогой на Сарановской горе находится большая дайка габбро-диабазы и перидотита, с которым связано известное месторождение хромита.

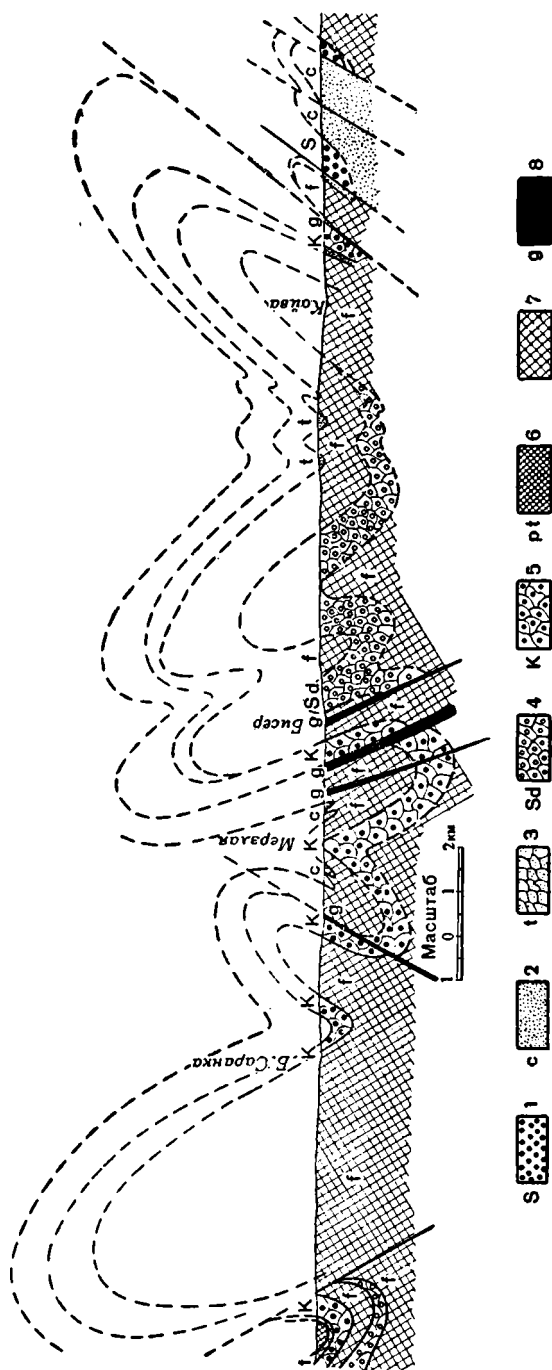
Ниже устья р. Горожанки (фиг. 13) река врезается в толщу диабазов и их туфов, иногда миндалекаменных пород, спилитов, с миндалинами кальцита, имеющих восточное падение под углом  $40^\circ$ . Эти толщи прослеживаются на 5 км вдоль меридиональной части течения реки и слагают значительную площадь на водоразделе к северу от ст. Вижай. Западнее они сменяются красными от гематита филлитами и тонкополосчатыми филлитами, представляющими чередование зеленых и красных прослоев. Образование гематитовых филлитов мы связываем с излияниями диабазов, при которых термальные источники принесли железистые растворы в бассейн, где отлагались филлиты (Архангельский, 1936). Смена диабазов филлитами происходит через туфы. Последние иногда также имеют филлитовый вид.

На запад красные сланцы сменяются песчаниками (фиг. 15). Породы обладают пологим падением на восток  $30^\circ$ . Скоро из-под них к западу выступают черные битуминозные сланцы с горизонтальным залеганием. В них наблюдаются глыбы белого сахаровидного кварцитовидного песчаника. Последние затерты механически при тектонических деформациях. Около них сланцы смяты, слоистость их нарушена; характерно, что слоистость и квиваж параллельны друг другу. Песчаники слагают верхнюю часть обнажения. Выходы черных сланцев этого обнажения прослежены на 180 м по реке, но к югу на водораздел не продолжают. Высокие берега всюду сложены красными и пестрыми филлитами.

Западнее черных сланцев в 10 м появляется в бровке реки слой песчаников. Их залегание характеризуется пологим падением на запад  $25^\circ$  при простирании  $20^\circ$ .

Далее к западу идет чередование выходов сланцев, песчаников и конгломератов, согласно фиг. 15.

Путь по ним непрерывно идет до западной части излучины, которую образует р. Вижай к северу. Прекрасная обнаженность дает полный разрез этой толщи,



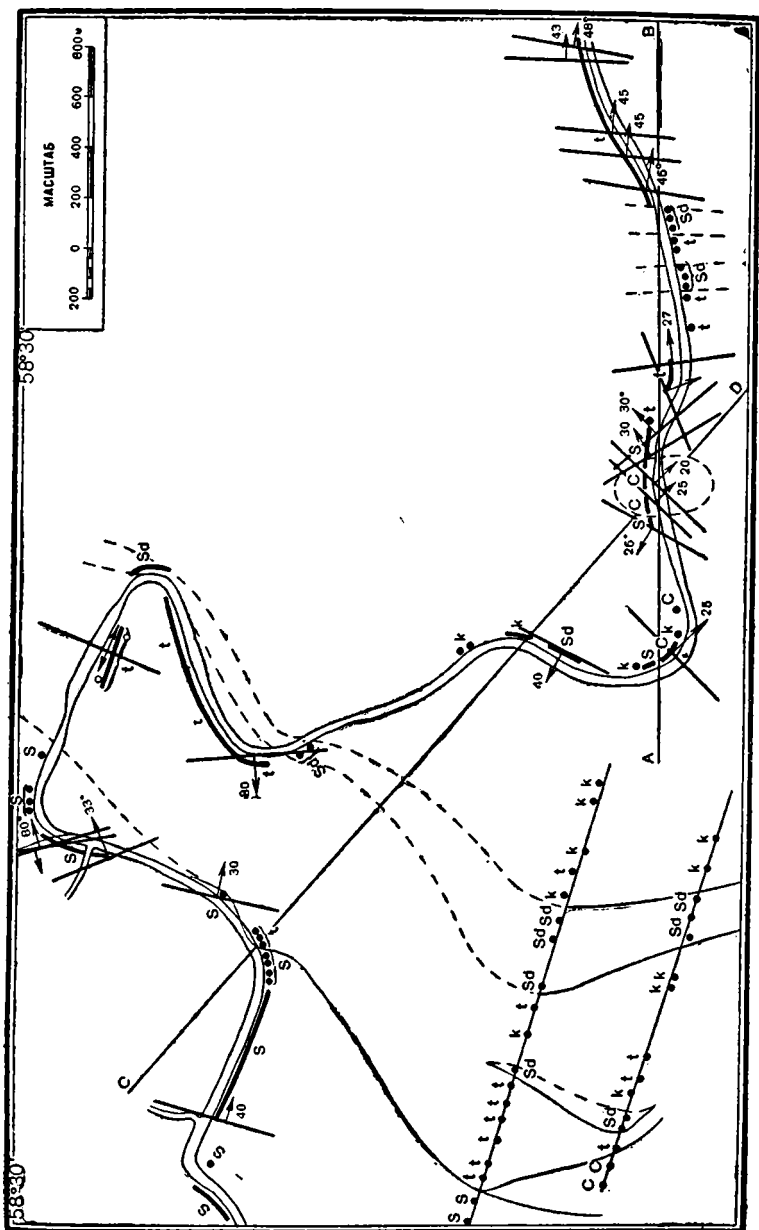
Фиг. 14. Схематический профиль нижнего палеозоя между р. Койвой и Горнозаводской железной дорогой им. Л. М. Кагановича.

Верхний слур (?): 1 — кварцевидные песчаники, 2 — черные песчано-глинистые сланцы. Нижний палеозой: 3 — серые филлитово-глинистые сланцы, 4 — кварцевидные песчаники, 5 — конгломераты и грубопесчаные филлиты, 6 — туфы порфиритов, 7 — филлиты, 8 — габбро-диабазы.

залегание которой мало отличается от горизонтального. Падение колеблется от 5 до 20° к востоку. Отношения, описанные здесь, изображены на карте фиг. 15 и на профиле фиг. 16 и 17.

Описанный разрез показывает пологое, местами горизонтальное налегание филлитовых конгломератов и красноцветных филлитов на черные сланцы. Видимый разрез начинается внизу с черных сланцев; на них лежат белые песчаники, далее филлитовые конгломераты и над ними

пестроцветная толща филлитов. Этот разрез, однако, является обращенным и залегание филлитов на глинистых сланцах опрокинутым, как это следует из всех соотношений, описанных на рр. Койве и Кусье. Кроме того, в составе галек филлитовых конгломератов, лежащих на черных сланцах, нет последних, а встречены исключительно гальки кварцито-



Фиг. 15. Схематическая карта распространения нижнего палеозоя в контакте филлитов и битуминозных сланцев по р. Вижаю.

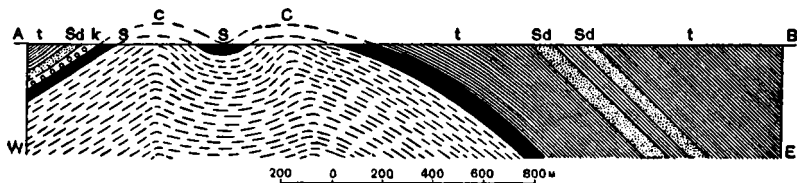
C — черные битуминозные песчано-глинистые сланцы (S<sub>2</sub>?); S — белые кварцитовидные песчаники (S<sub>1</sub>?); k — конгломераты (S<sub>1</sub>?); t — пестрые зеленые и красные филлитово-глинистые сланцы (S<sub>1</sub>?); Sd — белые кварцитовидные, часто слюдястые песчаники филлитовой толщи (S<sub>1</sub>?); — — — — — наблюдающиеся выходы.

видных песчаников и филлитов, реже известняков и гранитов. Грубо-песчаный филлитовый цемент их также не содержит элементов черных сланцев. Последние слюдясты, как и в других местах, где мы видим их толщу. Описанные отношения свидетельствуют о надвиге, достигающем по меньшей мере 2 км, если считать от первого окна черных сланцев, выступающего на реке.

Мы описали главный антиклинорий филлитов, начиная от Теплогорского завода на востоке и кончая районом между ст. Вижаем и Койвой.



Однообразный разрез на западе и востоке свидетельствует, что мы имеем одну толщу, и если в восточной части метаморфизм несколько более интенсивен и филлиты являются более шелковистыми, то мы относим это за счет более сильного динамометаморфизма. Вся филлитовая толща венчается наверху слоями с конгломератами. Состав гальки их количественно варьирует, но качественно остается одинаковым на всем протяжении. На востоке в гальке конгломератов чаще встречаются известняки и доломиты, тогда как на главной западной полосе конгломератов чаще присутствуют граниты, а известняки являются редкими. Наиболее же

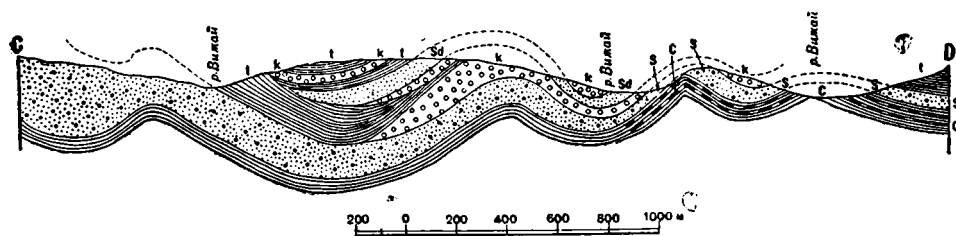


Фиг. 16. Геологический профиль по р. Вижая по линии АВ.

С — черные битуминозные песчано-глинистые сланцы с прослоями песчаников и конгломератов (редкие и тонкие) ( $S_4?$ ); S — белые кварцитовидные песчаники ( $S_2-S_3?$ ); k — конгломераты ( $S_1$ ); t — пестрые зеленые и красные филлитово-глинистые сланцы ( $S_2?$ ); Sd — белые кварцитовидные, часто слюдяные песчаники филлитовой толщи ( $S_1?$ ).

частыми во всех случаях являются песчаники и филлиты. Эти эндемические породы повсеместны. На востоке встречаются слои доломитов и мраморов, и присутствие их в гальках вполне понятно.

Вопрос о распространении конгломератов западной полосы к северу решается на основании материалов А. А. Краснопольского (1891), П. И. Кротова (1888) и Л. Дюпарка (1902, 1904). Мы нанесли их на карту. Гранитная галька констатирована только Дюпарком на р. Косье. Остальные авторы, в том числе и А. Э. Ульмер, указывают гальку диабазов, подразумевая под этим зернистые гипабиссальные разности. Можно



Фиг. 17. Геологический профиль по р. Вижая по линии CD.

С — черные битуминозные песчано-глинистые сланцы ( $S_2?$ ); S — кварцитовидные белые песчаники ( $S_4-S_3?$ ); k — конгломераты ( $S_1$ ); Sd — кварцитовидные песчаники филлитовой толщи ( $S_1?$ ); t — пестрые красные и зеленые филлитово-глинистые сланцы ( $S_2?$ ).

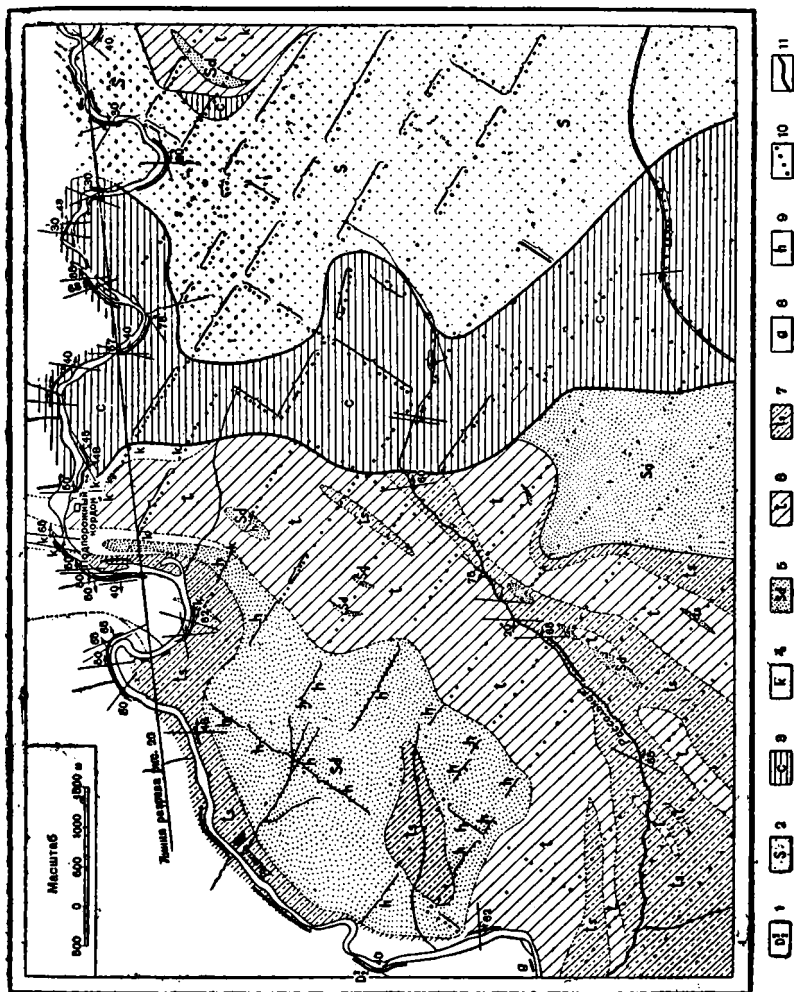
сомневаться в наличии последних, так как их интрузии являются более поздними и не могли попасть в гальку. Кроме того, все гальки, собранные мной и моими сотрудниками из разных мест под полевым определением диабазов, оказались после микроскопии сильно измененными гранитоидами.

В южном направлении конгломераты не упоминаются в материалах Мухина в Серебрянском районе, но они найдены мной восточнее Серебрянского завода, где они выступают в виде утеса на южном берегу восточного конца Серебрянского пруда. Обнажение тянется на протяжении до 50 м и сложено слоями зеленовато-серого конгломерата с небольшим числом галек, редко разбросанных в крупнопесчаном цементе. Размеры галек доходят до 0.5 м. Отдельные валуны слабо окатаны. Породы напоминают

по характеру тиллиты. Слои падают на восток под углом  $40^\circ$ . С ними связаны также красные глинистые сланцы, выступающие западнее с горизонтальным залеганием.

Перейдем к характеристике комплекса палеозойских сланцев, развитых западнее описанного района.

На севере мы имеем, согласно П. И. Кротову (1888), обширное распространение черных глинистых сланцев. Они выступают западнее доломитов. Они же развиты по р. Губ. Западнее по этой реке развиты белые



Фиг. 18. Геологическая карта района рр. Вязник и Рассольной, к востоку от ст. Пашни. 1 — средний девон, известняки. Верхний силур (?): 2 — кварцитовидные песчаники, 3 — черные глинистые сланцы. Нижний силур (?): 4 — конгломераты, 5 — кварцитовидные песчаники, 6 — зеленые глинистые сланцы и филлитово-глинистые сланцы, 7 — песчано-глинистые сланцы и филлиты. 8 — габбро-диориты; 9 — вулканические места на кварцитовидных песчаниках; 10 — точечные и короткие сплошные линии обозначают наблюдавшиеся обнажения и выходы; 11 — сплошные линии по границам распространения черных глинистых сланцев (№ 3 легенды) обозначают тектонические разрывы.

кварцитовидные песчаники и, наконец, зеленые глинистые сланцы, которые вместе с зелеными песчаниками относятся обычно к нижнедевонскому возрасту.

Из данных П. И. Кротова (1888) неясно залегание этих пород. Можно видеть, что вблизи контакта черных сланцев и белых песчаников на р. Губ падение первых восточное  $48^\circ$  (фиг. 11), тогда как у зеленых глинистых сланцев на той же реке, но ниже по течению наблюдалось западное падение  $60^\circ$ .

Южнее по р. Кады также развиты черные песчаники. Ниже по течению в крутой излучине выступают белые песчаники с падением на восток  $30^\circ$  и на запад  $40^\circ$ , намечая антиклиналь. Еще ниже при повороте на запад развиты в контакте с карбоном черные сланцы с падением на восток  $35^\circ$  и  $60^\circ$ . Песчаники развиты и в верховье р. Чикмана. По А. А. Краснополскому, песчаники налегают на черные сланцы.

На р. Косье черные сланцы распространены на всем протяжении до Троицкого рудника и несколько далее.

Около 7 км южнее развиты конгломераты, описанные Дюпарком, с гальками троицкого гранит-порфира. Ниже по р. Косье черные сланцы выступают за конгломератами в 10 км ниже рудника. Их падение здесь восточное  $65^\circ$ . Они же выступают ниже устья р. Северного Няра также в ассоциации с белыми песчаниками. В промежутках развиты зеленые и красные глинистые сланцы и дайки габбро-диабазов. Эти отложения А. А. Краснопольским объединены в хлоритово-глинистые сланцы  $D_1$  (1891). А. Э. Ульмер<sup>1</sup> также объединяет зеленые и пестрые сланцы западной части в толщу нижнего девона. По р. Косье в самом западном выходе их падение западное  $30^\circ$  под среднедевонские отложения угленосной полосы. То же наблюдается и на р. Усьве. Черные сланцы здесь прекрасно обнажены по обе стороны конгломератов в 12 и 14 км выше устья р. Малого Басега. Их падение восточное  $50-60^\circ$ . Затем следует чередование зеленых и красных сланцев, но у устья р. Малый Басег снова констатированы черные сланцы. Широкая их полоса выступает ниже устья р. Большой Басег, где падение ее восточное  $50-80^\circ$ . Дальше развиты зеленые и красные глинистые сланцы до угленосной полосы.

По р. Вильве среди черных сланцев развиты известняки и белые песчаники. Пестроцветная толща глинистых сланцев в контакте с угленосной полосой падает к востоку  $50^\circ$ .

Западная полоса сланцев изучалась нами на территории между рр. Вижаяем и Койвой. Эта полоса здесь резко сужена. Черные сланцы непосредственно примыкают к описанным выше конгломератам.



Фиг. 19. Зарисовка залегания черных сланцев на р. Вижаяе в двух километрах к востоку от Подпорожного кордона.

S — песчаниковые прослои; сплошные линии — наблюдавшееся падение слоев, пунктир — предполагаемое.

Непосредственно за поворотом р. Вижая к югу в ее правом крутом берегу начнутся россыпи огромных глыб белого и розоватого кварцитовидного песчаника, наблюдаемые на протяжении 100 м (фиг. 15). Далее через 800 м снова начались их россыпи. Ниже те же песчаники слагают утес, в котором они при простирании  $318^\circ$  обладают падением на восток  $27^\circ$ . 25 м ниже по течению на высоте 10 м в утесе они обладают падением на запад  $30^\circ$ , а еще выше на высоте 20 м с тем же падением выступает залежь габбро-диабазы 2 м. Далее непрерывно следует обнажение песчаников с падением квиважа на восток  $5^\circ$ ; тонкая слоистость падает на восток  $80^\circ$ . В устье р. Порожной, на левом ее берегу и против устья р. Малой Порожной, выступают утесы тех же песчаников (фиг. 18). Они же выступают в 300 м ниже в виде россыпей белых глыб и в порогах реки. Падение их здесь восточное  $30^\circ$ . Далее на расстоянии 500 м все время идут выступы и россыпи голубовато-серых кварцевых песчаников. Здесь же вверху обрыва правого берега видна осыпь их же, в то время как внизу выступают черные битуминозные песчано-глинистые сланцы с прослоями перечного голубовато-серого песчаника с лимонитизированным бурым цементом. Простирание их  $308^\circ$  при падении на восток  $30^\circ$ . Далее на 80 м идет их обрыв. Все время встречаются прослои желтовато-белых и серых песчаников с падением на восток до  $40^\circ$ . Здесь падение через горизонтальное снова переходит в восточное  $30^\circ$ . Прослой песчаников обладают мощностью не более 1 м. Подобная же картина соотношений наблюдается и далее то на правом, то на левом берегу, все время с восточным падением  $30-40^\circ$ , реже  $50^\circ$ . Местами наблюдаются нептунические дайки (?) песчаника, секущие слоистость. Ниже прослой сланца 20—30 см чередуются с прослоями песчаника 2—5 см при падении на восток  $60-40^\circ$ . Общее залегание в этом обнажении дано на зарисовке на фиг. 19.

Мощные выходы кварцитовидных песчаников, встреченные нами в начале после свиты филлитов, имеют продолжение к югу. Они слегка расширяются на водоразделе, и если на берегу Вижая в крутых утесах западнее их выступают черные сланцы, то на коренном берегу в 100 м от склона местность сильно заболочена, что является верным признаком распространения песчаников, которые развиты здесь в виде глыбовых россыпей, скрытых под тонким слоем почвы. Южнее, у железной дороги,

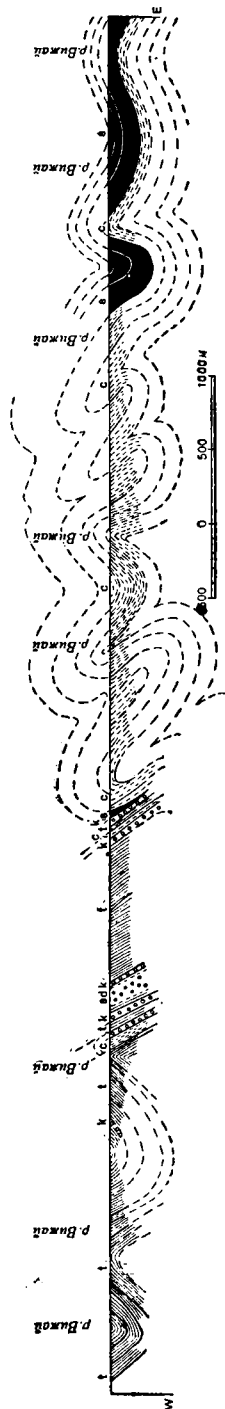
<sup>1</sup> Рукописные материалы.

описываемые песчаники имеют вид узкой полосы и между ними и филлитовой толщей хорошо прослеживается толща черных сланцев. Песчаники отходят от филлитов, сильно сужаются и скоро выклиниваются. В долине р. Кусьи встречены лишь узкие россыпи их на том же простираении, а дальше к югу до р. Койвы они отсутствуют (фиг. 13).

Интересное обнажение наблюдается на западном конце полосы черных сланцев в 0,5 км восточнее Подпорожного кордона на р. Вижае. Здесь в крутом левом берегу обнажены падающие к востоку под углом  $40^\circ$  слои черных глинистых сланцев. В западном их конце появляется прослой белого кварцитовидного песчаника около 10 м, который падает к востоку под углом  $45^\circ$  (фиг. 20). Книзу он сужается. За ним к западу развиты черные глинистые сланцы с гальками. Это типичные темносерые конгломераты. Их гальки размером до 10 см многочисленны, хорошо окатаны и представлены преимущественно серыми мраморами, но присутствует песчаниковая галька и габбро (редко). Черные сланцы на контакте с конгломератами сильно смяты и падают на восток  $45^\circ$ . Севернее нашего района в 10 км в бассейне рр. Пашии и Порожной А. Н. Ивановым<sup>1</sup> констатированы мраморы, послужившие материалом для образования галек конгломератов. В нашем районе они, вероятно, перекрыты черными сланцами. Около кордона этот конгломерат сменяется зелеными песчано-глинистыми сланцами с падением на восток  $65^\circ$ .

Ниже Подпорожного кордона (в 300—900 м) детальные записи и зарисовки многочисленных обнажений дают чередование пологих антиклинальных и синклинальных складок и небольших разрывов. Вблизи контакта со среднедевонскими известняками среди зеленоватых песчано-глинистых сланцев с прослоями песчаников выступает пачка пепельно-серых ленточных песчано-глинистых сланцев, чрезвычайно сильно слоенных не только в вертикальном разрезе, но и в плане. Они образуют тонкие складки амплитудой в несколько метров при общем восточном падении под углом около  $50^\circ$ . Непосредственного контакта среднедевонских известняков с зелеными песчано-глинистыми сланцами и песчаниками не видно. Вся последняя часть пути по р. Вижаю до устья р. Рассольной проходит параллельно простираению, и если первая часть меридионального течения реки проходит близ контакта по зеленому песчаникам, то вторая—по известнякам среднего девона с переменным, но преимущественно восточным падением.

Подводя итоги пройденному разрезу, мы можем констатировать, что в восточной его части вначале из-под филлитов выступают в антиклинальной складке черные битуминозные сланцы с белыми кварцевыми песчаниками в промежутке между ними. В тех же отношениях из-под филлитов песчаники выступают и ниже северной излучины. Песчаники появляются в виде тонкого прослоя и в западном контакте вблизи конгломератов у Подпорожного кордона. Глинистые сланцы зеленого цвета, и конгломераты литологически сходны с филлитами восточной части, но менее метаморфизованы, хотя часто тоже принимают характер филлитовидных. Далее в них наблюдается отчетливо выраженная большая



Фиг. 20. Геологический профиль по р. Вижаю.

Верхний силур (?): с — черные битуминозные песчано-глинистые сланцы, з — белые кварцитовидные песчаники; нижний палеозой: к — конгломераты, т — зеленые глинистые и песчано-глинистые сланцы, sd — кварцитовидные песчаники.

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

синклиналь ниже Подпорожного кордона. Если принять тождество зеленых глинисто-филлитовых сланцев, то возможно, что они залегают над черными битуминозными сланцами, как это и констатировано у устья р. Пестерек. При меньшей степени метаморфизма черных сланцев это возможно только в случае перекрытия их зелеными сланцами в большом горизонтальном надвиге, сложенном во вторичные складки. По замерам и зарисовкам профиль по р. Вижаю дан на фиг. 20.

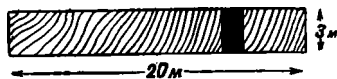
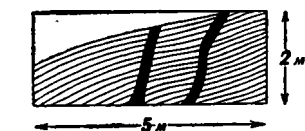
В профиле по р. Кусье черные глинистые сланцы слагают обширную площадь изоклиально наклоненных на запад складок. Среди них местами наблюдается ряд секущих «даек» кварцевого песчаника довольно рыхлого. В одной из них есть примесь черного глинистого сланца. Соотношения даны на зарисовке фиг. 21.

Западнее черных сланцев развиты зеленые и реже красные глинистые сланцы с песчаниками, аналогично разрезу по р. Вижаю.

Описанный разрез и наблюдавшиеся элементы залегания создают общее представление о том, что здесь мы имеем дело с изоклиально-складчатой, опрокинутой к западу толщей.

Разрез по р. Койве повторяет разрез по р. Кусье. В конгломератах, связанных с западной свитой зеленых глинистых сланцев и песчаников, наблюдаются гальки тех же пород, что и в толщах пород глинистофиллитовой толщи. Этот факт не дает уверенности в том, что обе толщи относятся к разному возрасту, что можно предполагать по степени их метаморфизма. Естественно поэтому сомнение некоторых авторов в нижедевонском возрасте этих отложений, который приписывается им геологами, изучавшими угленосную полосу.

Переходя к более северным областям Урала, мы находим следующие особенности описанных толщ. В районе севернее р. Вижая, по данным А. Н. Иванова, конгломераты филлитовой толщи прослеживаются на протяжении до 20 км. Черные сланцы, развитые западнее их, проходят широкой полосой, причем белые песчаники неправильными участками примыкают к обеим их сторонам. Конгломераты встречаются как с востока, так и с запада от черных сланцев.



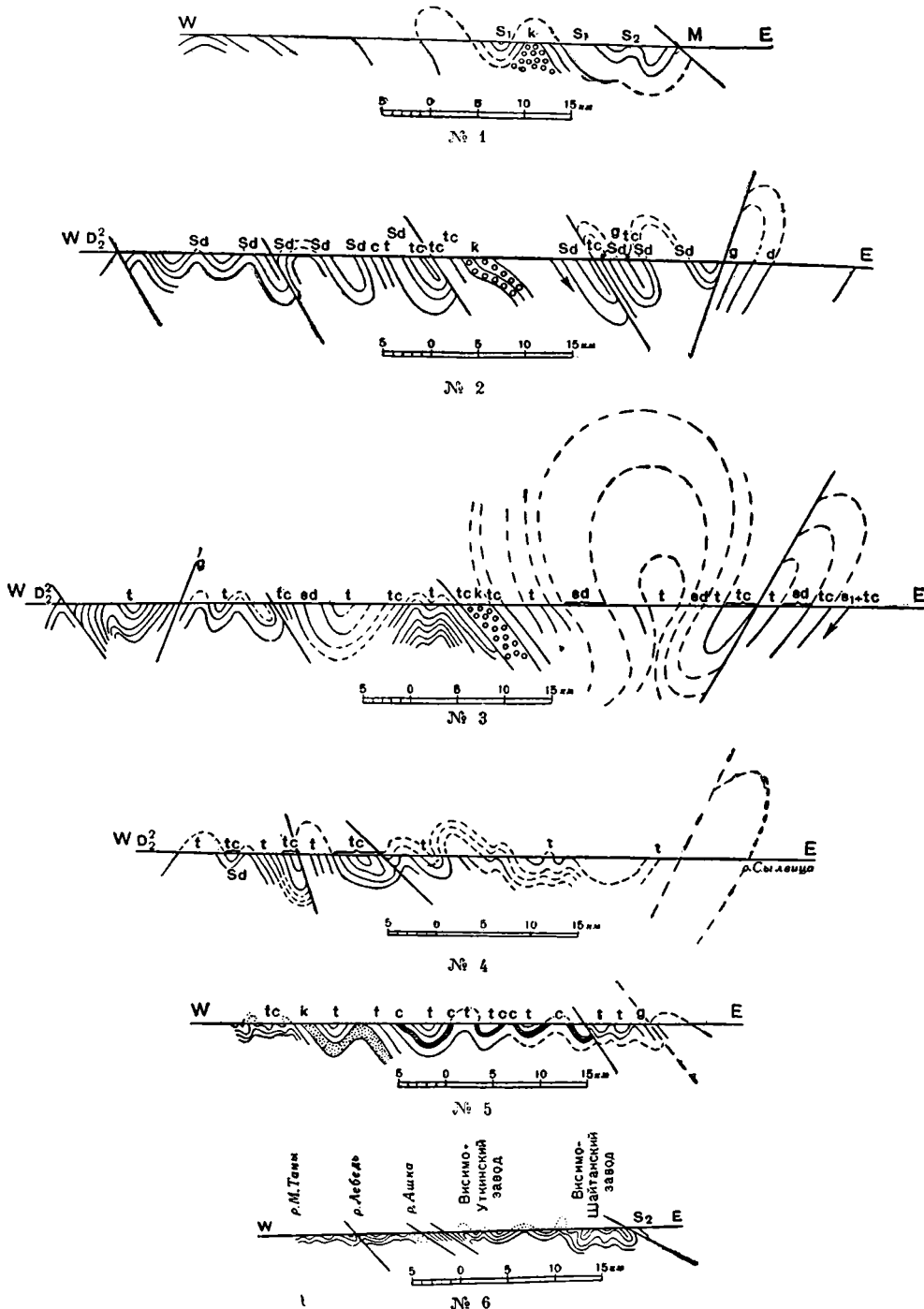
Фиг. 21. Жилы кварцевых песчаников (черные полосы) в черных глинистых сланцах по р. Кусье.

По р. Вильве мы имеем в литературе данные, почерпнутые из дневников А. А. Краснопольского (1891). Элементы залегания нанесены нами на карту. Согласно им схематические разрезы даны на фиг. 22. Из них мы видим, что в разрезе через северное колено р. Косьювы находится небольшая антиклиналь, сложенная в ядре зелеными филлитовыми конгломератами и филлитами. По одну сторону ее выходят черные битуминозные известняки и доломиты нижнего и верхнего силура, определенные Н. Н. Иорданским (1930), по другую — черные битуминозные глинистые сланцы. Вероятно, они являются фациями одного комплекса. Южнее эта филлитовая антиклиналь расширяется, и по обеим сторонам ее появляются полосы кварцитовидных песчаников.

По р. Усьве мы видим уже большой антиклинорий, на западе от которого лежат конгломераты, на востоке же — известняки нижнего силура, определенные А. Э. Ульмером.<sup>1</sup> С западной стороны к конгломератам прилегает узкая полоска черных сланцев, а дальше следует складчатый комплекс зеленых и красных глинистых сланцев, являющихся, быть может, верхними частями филлитовой толщи или же более молодыми осадками. Для их определения настоятельно необходимы специальные поиски фауны и стратиграфические работы.

В разрезе по р. Вильве антиклинорий филлитов сохраняется, модифицируясь по форме. Отсутствие описаний обнажений в верхнем течении

<sup>1</sup> Рукописные материалы.



Фиг. 22. Геологические профили нижнего палеозоя западного склона Урала.

По излучине р. Косвы у устья р. Тышлы и по верховьям р. Кырьи (№ 1).

По р. Усьве (№ 2). По р. Серебряной (№ 5).

По р. Вильве (№ 3). По р. Межевой Утке (№ 6).

По р. Сыльвице (№ 4).

$D_2^2$  — средний девон, известняки;  $S_2$  — верхний силур, известняки и филлиты; tc — верхний силур (?), черные песчано-глинистые сланцы;  $S_1$  — нижний силур, известняки и доломиты глинистые сланцы; нижний палеозой: k — конгломераты, Sd и sd — кварцитовидные песчаники, t — филлиты, c — известняки; M — докембрий, кристаллические сланцы; g — габбро-диабазы.

реки не дает возможности довести разрез до синклинали р. Койвы. Западная часть разреза имеет то же строение, как и на р. Усьве.

В разрезе по р. Вижаю (фиг. 20) вскрыта только западная половина толщи, начиная с западной части филлитового антиклинория. Здесь отчетливо видно крупное нарушение в его западном крыле с пологим надвигом с востока на черные сланцы ( $S_2 + S_1?$ ). Что касается западной половины, то профиль ее сокращен. От него осталась четверть более северных профилей. В нем видна напряженная складчатость. С востока имеется синклиналь зеленых глинистых сланцев, переходящая к западу в антиклиналь. Профиль по р. Кусье в области контакта черных сланцев с филлитами проще.

Профиль по р. Койве полно вскрывает восточный антиклинорий, состоящий из двух веровидных антиклиналей, и сходен с разрезом на р. Усьве (фиг. 11). Западная часть сильно сокращена, как и по р. Вижаю, будучи сложена изоклинальными складками, опрокинутыми на запад. Картирование междулучных пространств показывает, что как восточный, так и западный контакт черных сланцев нарушен разрывами. Для восточного это было описано ранее. Западный контакт характеризуется сопряжением различных горизонтов с черными сланцами, что свидетельствует о разрыве и стратиграфическом несогласии (фиг. 18). По этой же причине разрывом приходится ограничить и контакт со среднедевонскими известняками, так как между р. Вижаем и железной дорогой они контактируют с песчаниками, а южнее с глинистыми сланцами. Синклиналь, описанная на р. Вижае, прослеживается и на водоразделе. Ряд других подобных складок характеризуется полосами сланцев. Полосы песчаников, наоборот, свидетельствуют об антиклинальных изгибах толщи. Структура ее дана на фиг. 13. Нет сомнения, что при картировании всего пространства нижнепалеозойских отложений, по существу пока не исследованных и не описанных, на остальном пространстве вскроются столь же сложные складчатые формы. Нами дана схема последних на фиг. 22, соответствующая по масштабу не более 1 : 500 000, за исключением разрезов по рр. Вижаю, Кусье и Койве.

В более южных районах нами изучался разрез по р. Межевой Утке от Висимо-Шайтанского завода до устья р. Большие Таны. Этот профиль характеризуется следующими фактическими наблюдениями (фиг. 22).

Около Висимо-Шайтанского завода, у плотины, выступают верхнесилурийские известняки, слои которых круто падают на запад. Далее к западу находится перерыв в обнажениях 0.5 км, после чего у железнодорожной будки вскрыты в искусственном обнажении хлоритовые филлиты, в которых ясно видна слоистость с почти горизонтальным залеганием. Несмотря на спокойное залегание сланцев в этом обнажении, породы превращены в какириты. Наблюдается сильный кливаж с падением на запад  $85^\circ$ .

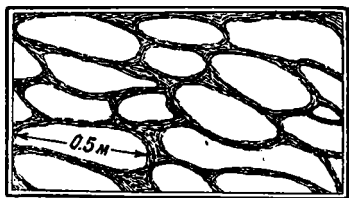
Далее к западу сланцы выступают местами с тем же залеганием. В 0.5 км от будки на север от дороги возвышается холм, на склоне которого песчаники падают к западу под углом  $70^\circ$  при простирании  $340^\circ$ . Далее к западу в многочисленных выемках по тракту в Висимо-Уткинский завод, а также в колее тракта, в выемках железной дороги на левом берегу реки наблюдаются повсюду выступы серицитовых и хлоритовых филлитов. В них кливаж сначала падает круто к востоку под углом  $70^\circ$ , местами к западу под таким же углом, переходя в промежутках через вертикальное положение.

Слоистость в большинстве обнажений проходит перпендикулярно кливажу и сланцеватости. Наблюдения позволяют восстановить картину складок. В отдельных обнажениях можно наблюдать характерную картину микросбросов, происходящих по кливажу, ступенчато расположенных и сказывающихся в смещении отдельных прослоев. Они создают типичную лестничную структуру смещений по кливажу, подобно даваемой Геймом для альпийских филлитов. Местами наблюдаются дайки габбро-диабазов, залегание которых приурочено к кливажу, образование которого произошло до интрузии даек.

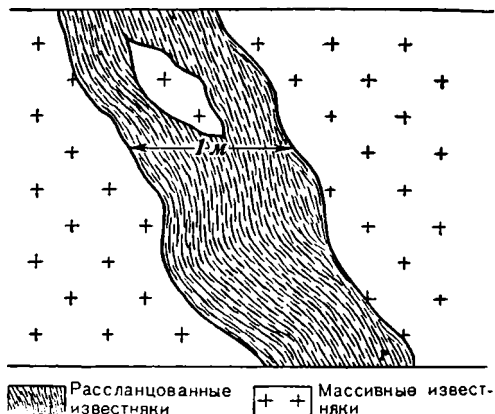
Ближе к Висимо-Уткинскому заводу направление кливажа и обычно перпендикулярной к нему слоистости несколько раз изменяется. Близ завода падение слоистости делается вертикальным, а у плотины наблюдается полого восточное падение зеленых песчаных филлитов с прослоями таких же песчаников под углом  $34^\circ$ .

В 700 м ниже Висимо-Уткинского завода обнажены серые мелкозернистые кварцевые песчаники. Далее они сменяются серыми и желтыми известняками. По существу они являются известняковой брекчийей, а местами имеют вид, сходный с конгломератом, в котором округленные блоки известняка погружены в известковистый перетертый цемент (фиг. 23). Здесь же встречены полосы тонко рассланцованных известняков, превращенных в известковистые сланцы. Среди них наблюдаются уцелевшие линзы массивного известняка. Зарисовка этой части обнажения дана на фиг. 24. Падение этих рассланцованных полос восточное  $48^\circ$  при простирании  $318^\circ$ . Известняки на берегу р. Межевой Утки прослеживаются еще на расстоянии 300 м, причем в крайних западных выходах они превращены сплошь в сланцы без реликтов, имеющие восточное падение под углом  $35^\circ$ .

Описанные явления динамометаморфизма известняков свидетельствуют о том, что здесь происходили сильные движения вдоль их западного контакта. Степень деформации их постепенно усиливается к западу. В западном конце известняки сплошь превращены в сланцы при падении в  $35^\circ$  к востоку. Восточнее среди них появляются блоки массивных известняков. Ближе к восточному концу этой деформированной зоны массивные известняки господствуют, известковистые же сланцы имеют вид полос, падающих к востоку  $48^\circ$ . Среди них встречаются линзы нерассланцованных известняков, раздробленных и обтертых с периферии. Наконец мы приходим к конгломератовидным известнякам, в которых перетертый и рассланцованный материал играет ничтожную роль сравнительно с обломками породы. Чрезвычайно сильная трещиноватость с заполнением ее про-



Фиг. 23. Зарисовка брекчии трения известняка к западу от Висимо-Уткинского завода.



Фиг. 24. Рассланцованный динамометаморфизмом известняк с оставшимися реликтами. К западу от Висимо-Уткинского завода.

жилками кальцита в массивных известняках восточных частей обнажения, вероятно, относится к этому же явлению раздробления толщ известняка, удаленных от поверхности скольжения. В описанном явлении следует отметить более крутое залегание поверхностей скольжения в восточных частях обнажения. Далее интересно и то, что получившиеся сланцы не представляют собой просто продуктов перетирания, а перекристаллизованы и содержат большое количество серицита. Это свидетельствует, что явления перетирания относились к тому времени, когда действовали агенты регионального метаморфизма, превратившие всю толщу окружающих глинистых сланцев в филлиты. Здесь мы видим доказательство взглядов петрографов на происхождение сланцеватости. Последняя не может возникнуть без предшествовавшего раздробления. В известняках мы не имеем признаков серицита, нет и сланцеватости. В рассланцованных полосах дробления мы видим и то, и другое. Интересно отметить также, что нет постепенных градаций между уцелевшими блоками и сланцами.

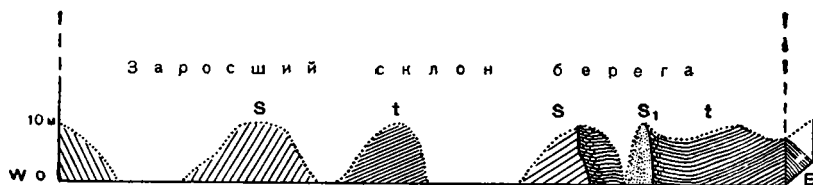
Возвращаясь к пройденному разрезу, мы видим повторение аналогичного явления и восточнее. У Висимо-Уткинского завода мы наблюдаем такую же смену элементов залегания с переходом падения из вертикального в восточное  $34^\circ$ . При этом падение  $34^\circ$  справедливо как для квиважа,



так и для слоев. Это позволяет нам сделать предположение, что между филлитами у завода и описанными известняками имеется также зона разрыва с таким же падением под углом  $35^\circ$ .

О существовании таких смещений может свидетельствовать обнажение правого берега Висимо-Уткинского пруда в 500 м восточнее устья р. Старичной. В основании берега здесь наблюдаются гребни кварцитовых сланцев. Слоистость их не согласована со сланцеватостью. Сильно сплюснутые слои падают к западу  $35^\circ$ , тогда как сланцеватость на восток  $30^\circ$ . Над этими сланцами залегают 2 м выше серицитовые филлиты. В одном выступе, в нескольких метрах восточнее, наблюдается линза массивного кварцита. Она, как и вся толща, прорезана по залеганию прожилками кварца. Ниже линзы филлиты сильно рассланцованы и содержат еще линзы массивного кварцита от 5 до 20 см. Их слоистость сильно нарушена и в соседних кусках расположена по-разному. Отдельные линзы разделены друг от друга и от сланцев поверхностями скольжения. Здесь мы имеем смещение слоев песчаника по сланцеватости с резким нарушением их положения, приданием им линзовидной формы. Сланцеватость и кливаж являются, таким образом, в описанных случаях следствием скольжения. Об этом свидетельствуют и микросдвиги, наблюдаемые по кливажу в сплюснутых филлитах.

Филлитовая толща с прослоями песчаников наблюдается и дальше к западу, за известняками до устья р. Ашки. В 1 км восточнее р. Лебедь на правом берегу реки среди глинистых сланцев наблюдаются редкие округленные гальки песчаника и известняка, тождественные породам, описанным нами к западу от Висимо-Уткинского завода. Эти толщи



Фиг. 25. Обнажение на р. Межевой Утке ниже устья р. Лебедь. Несогласное прилегание глинистых сланцев к песчаникам.

S — желтовато-белые кварцитовидные песчаники; S<sub>1</sub> — темносерые песчаники;  
t — глинистые сланцы.

филлитов дают почти непрерывные разрезы всей свиты в обнажениях то по одному, то по другому берегу реки. Они дают картину пологой складчатости при кливаже, обычно несогласованном со слоистостью. Описанный конгломерат не раз выступает на протяжении до устья р. Большие Таны.

На генезис песчанниковой гальки конгломератов проливают свет следующие явления, наблюдавшиеся нами немного ниже устья р. Лебедь. Здесь, на правом берегу реки, находится утес, сложенный желтовато-светлосерыми кварцитовидными песчаниками того же типа, что и гальки в сланцах. Они обладают восточным падением слоев под углом  $55^\circ$ . В 130 м выше по реке, ближе к р. Лебедь, выступает их утес с падением  $45^\circ$  к востоку. 35 м выше снова их утес, но с западным падением  $60^\circ$ , намечает синклинальную складку на месте перерыва. 20 м выше по течению в утесе глинистого сланца наблюдается тонкий кливаж с падением на восток  $60^\circ$ . Далее 35 м снова выступает утес песчаника с падением слоев к западу  $45^\circ$  и с трещиноватостью, наклоненной на восток. Дальше на расстоянии 10 м наблюдается контакт желтого песчаника с глинистыми филлитами. Последние обладают в профиле берега почти горизонтальной слоистостью, но наблюдения в береговых нишах показали, что они падают к северу внутрь берега под углом  $45^\circ$ . Горизонтальные слои подходят почти вплотную к песчанику, слегка изгибаясь близ контакта с ним вверх. Чрезвычайно сильный кливаж идет параллельно поверхности песчаника, почти вертикально, изгибаясь вверх, на высоте 10 м к западу. В 20 м от начала обнажения осыпь закрыла его, но через 15 м снова виден другой утес серого песчаника в непосредственном контакте со сланцами. И здесь слоистость имеет то же положение; будучи в срезе берегом горизонтальной, она в действительности обладает северным падением  $45^\circ$ . Она подходит к утесу песчаника не изменяясь, и только сильный вертикальный кливаж, параллельный поверхности песчаника, указывает на обжимание слоев около твердого препятствия, представленного песчаником.

Описанные явления, изображенные на фиг. 25, не могут быть иначе объяснены, как несогласным прилеганием глинистых сланцев к погребенной поверхности размытых песчаников. Гальки их мы находим в прослое конгломерата, упомянутого нами ранее. Вспомним, что и в других профилях конгломераты того же состава играли значительную роль. Это указывает на сильный размыв во время отложения конгломератов в конце отложения филлитовой толщи и перед отложением черных глинистых сланцев.

Профиль по рр. Серебряной и Сылвице составлен нами на основании дневников Мухина. По р. Сылвице мы имеем только западную часть профиля. Восточная может быть построена предположительно. Профиль этот сходен с койвенским, но проще. Еще проще профиль по р. Серебряной. Здесь наши наблюдения затронули только западную его часть к западу от конгломератов. Особенно интересна антиклиналь Преображенского Камня у Серебрянского завода. На территории завода в утесах правого берега реки среди черных песчаных сланцев выступают две полосы белых кварцитовидных песчаников на расстоянии около 70 м друг от друга с почти вертикальным падением. На высоте третьей высокой террасы или коренного берега реки виден тот же песчаник, образующий полого выпуклую антиклиналь. Она соединяется с двумя пластами песчаника у уровня реки и дает профиль антиклинали. Такая форма складок объясняет широкое распространение многих слоев песчаников на поверхности водоразделов при узких выходах в долинах рек. На мысе Красный Камень по середине пруда среди фиолетовых и зеленых филлитовых сланцев выступают утесы желтовато-белого кварцитовидного песчаника, образующего антиклиналь. Гальки и валуны этого песчаника констатированы восточнее, в верховьях пруда, среди конгломератов вместе с известняками и гранитоидами. Как и в конгломератах на р. Койве, здесь наблюдается сильная раздвоенность валунов и галек.

Еще более спокоен в отношении складчатости разрез по р. Межевой Утке. Это спокойствие нарушается сильнейшим квиважом и наличием надвигов, описание которых дано выше. Здесь в толще нижнего палеозоя констатировано три надвига — два у Висимо-Уткинского завода и один у р. Лебедь.

Южнее, по р. Сулему, черные битуминозные сланцы обнаружены в западной части северной излучины реки вблизи рч. Боровой. Здесь, в западной части утеса около 60 м длиной, выступают зеленые глинистые сланцы и песчаники с падением на запад 40°. В середине обрыва наблюдается сброс, по которому зеленые сланцы сразу сменяются черными с горизонтальным залеганием, видимыми на расстоянии до 40 м. Об амплитуде сброса данных нет. Восточнее, за черными сланцами, подобно северным разрезам, выступают зеленые сланцы с гальками песчаника и гранитоидов, аналогичные конгломератам. Подобные же породы с гальками песчаников указываются из излучины р. Дарьи к северу от горы Сабик. Для составления профиля по этим рекам в литературе данных нет.

На территории работ О. Л. Эйнора<sup>1</sup> между рр. Чусовой и Дарьей наблюдается следующая смена пород с запада на восток. Непосредственно к угленосной полосе примыкает полоса кварцитовидных песчаников, относимых к нижнему силуру. Это те же песчаники, что выступают севернее на горе Сабик и в других цитированных пунктах. Далее к востоку следуют глинистые сланцы условно нижнего отдела верхнего силура. В верховьях р. Большого Шишима, ниже его излучины, проводится полоса филлитовых сланцев и песчаников верхнего силура и далее снова более древние горизонты филлитов и кварцитовидных песчаников. Нам такое деление кажется проблематичным. Верхнесилурийские известняки констатированы В. М. Кругловым<sup>2</sup> (Тр. ВГРО № 208, 1933) на р. Боль-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

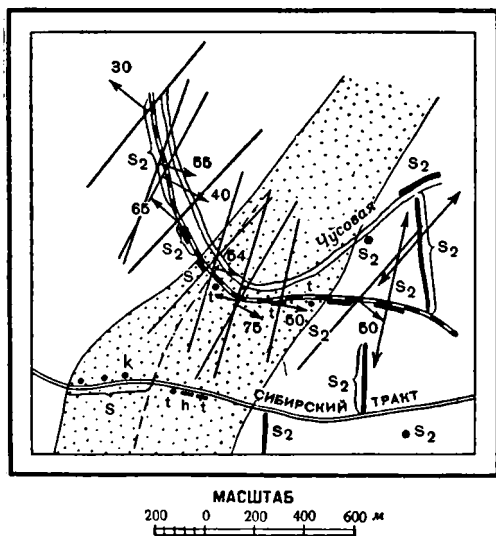
<sup>2</sup> Рукописные материалы.

шой Шишим к западу от горы Горновой. Нами они встречены на р. Фаламихе, являющейся левым восточным притоком р. Шишима, впадающим в 5 км к северу от устья. Здесь они, однако, лишены фауны, но лежат на простираннии верхнесилурийских слоев района разезда Бойцы.

Наиболее полно разрез нижнего палеозоя для этого района изучен нами от района Билимбая до верховьев р. Утки в районе ст. Дружинино. Для иллюстрации наблюдавшихся здесь отношений служат фиг. 26 и 27.

К северо-западу от Билимбаевского завода находится вершина, в строении которой принимают участие светлосерые кварцитовидные песчаники и зеленые песчаные филлиты. В северной части этого района отмечены две полосы песчаников, которые к югу соединяются в одну. Восточная из них продолжается к северу, слагая вершины пологих холмов, пересекающих р. Большой Шишим в его широтной излучине, к востоку от верхнесилурийских известняков. Отсутствие детального картирования в этом последнем районе не позволяет выявить соотношения между этим комплексом и находящимися с востока и запада верхнесилурийскими известняками. Это соотношение лучше видно в долине р. Чусовой и южнее.

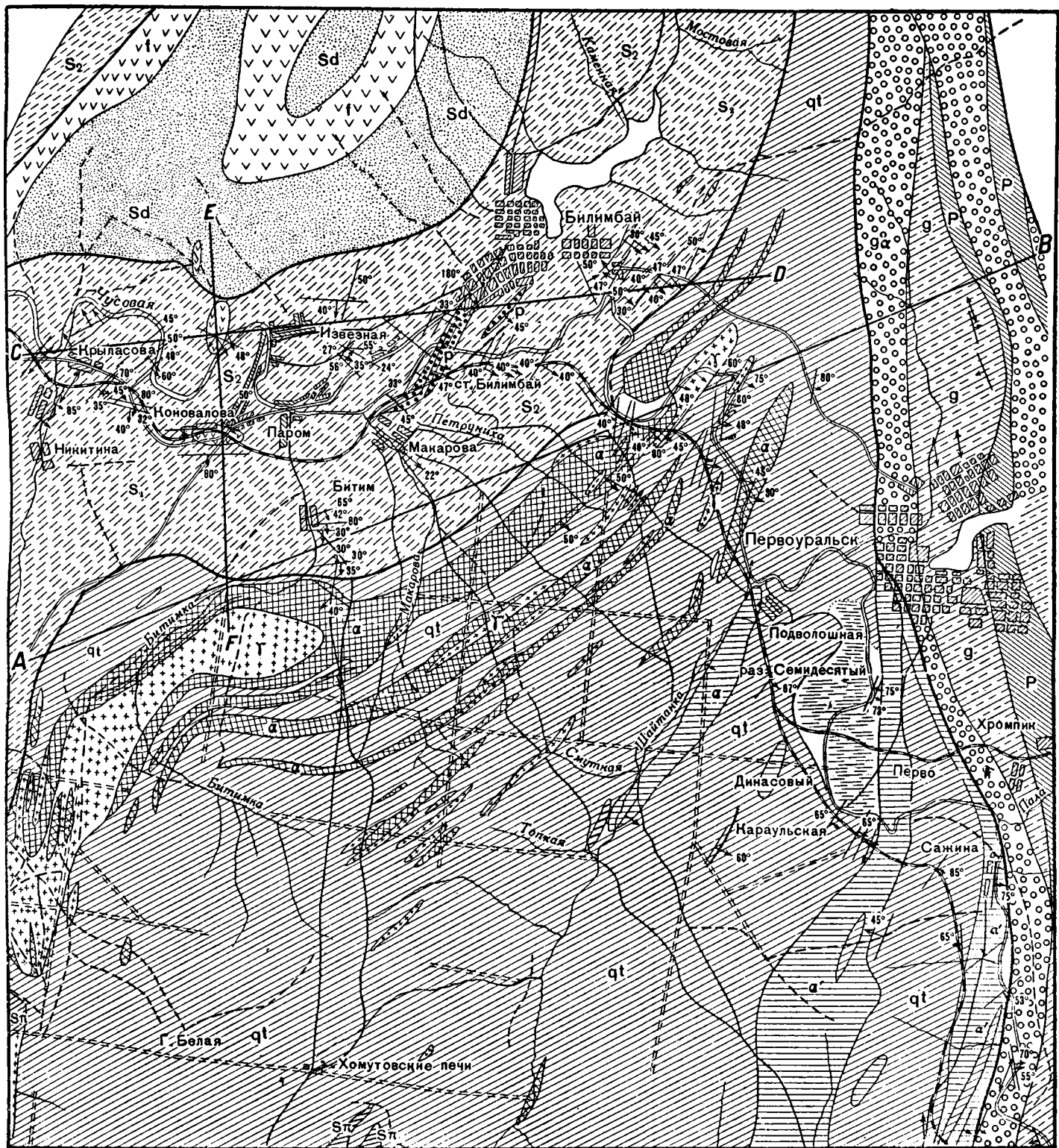
Против северного конца дер. Коноваловой в правом крутом берегу на расстоянии 400 м наблюдаются высыпки темносерого верхнесилурийского известняка со скудной фауной фавозитид. В западном конце обнажения берег снижается и после 20 м перерыва на склоне выходят плотные темнозеленовато-серые туфовые сланцы с черными углистыми прослойками. Далее они тянутся на протяжении 150 м, причем в них наблюдаются красные филлиты. Простиранние толщи  $20^\circ$  при восточном падении  $20^\circ$ . Далее через 30 м в нижней части обнажения залегание их становится горизонтальным, а на высоте нескольких метров западным. Через 45 м простирание их  $70^\circ$  при падении на восток  $48^\circ$ . Ниже в 30 м они сменяются вишнево-красными сланцами с простиранием  $290^\circ$  и падением на юго-запад  $20^\circ$ . Через 50 м их падение остается западным  $12^\circ$ . Далее через 30 м снова наблюдаются зеленые туфогенные филлиты с горизонтальным залеганием. Через 50 м снова их падение постепенно переходит в западное  $27^\circ$ . Они видны и далее с тем же падением, но через 35 м над ними в осыпи появляется желтый кристаллический доломит с прожилками кальцита, аналогичный таким же доломитам среди филлитовой толщи у Висимо-Уткинского завода и в других местах. В осыпях здесь же встречены фиолетовые филлиты с примазками малахита.



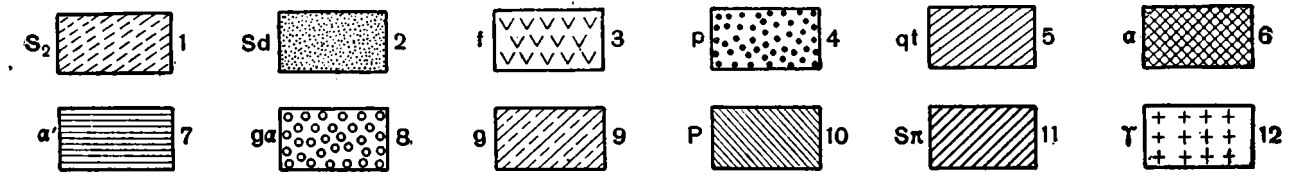
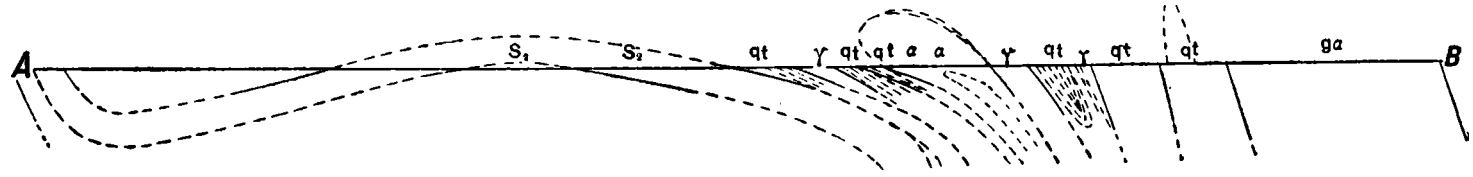
Фиг. 27. Карта обнажений верхнего силура и нижнего палеозоя у разезда Бойцы.  $S_2$  — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой: S — кварцитовидные песчаники; k — конгломераты, t — глинистые филлиты, фиолетовые и красные, p — зеленые филлиты. Точки — поле развития нижнего палеозоя.

сталлический доломит с прожилками кальцита, аналогичный таким же доломитам среди филлитовой толщи у Висимо-Уткинского завода и в других местах. В осыпях здесь же встречены фиолетовые филлиты с примазками малахита.

Из сделанного описания ясно видна антиклинальная структура филлитовой толщи у дер. Коноваловой. Она выступает из-под верхнесилурийских известняков и уходит на запад снова под них, так как западнее в 90 м сначала встречены осыпи серого кварцитовидного песчаника, а в 25 м далее к западу — серые верхнесилурийские известняки района дер. Крыласовой (фиг. 26). Этот выход филлитов — картированный и на водоразделах — показал, что он представляет незначительный островок, окруженный и с севера верхнесилурийскими битуминозными известняками. Его антиклинальная структура показывает, что толща известняков вблизи контакта с филлитами имеет небольшую мощность. Контакт главного поля нижнепалеозойских филлитов и песчаников с верхнесилурийскими известняками проходит здесь несколько севернее и обладает широтным простиранием. Падения контакта не видно, но дорога вдоль края второй террасы правого берега проходит почти по нему, вскрывая то выходы



Масштаб  
1 0 1 2 3 км



Фиг. 26. Геологическая карта района г. Билимбай.

1 — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой: 2 — песчаники, 3 — филлиты, 4 — порфириты и туфы. Докембрий: 5 — кварциты и слюдяные сланцы, 6 — амфиболиты, 7 — хлоритизированные амфиболиты и хлоритовые туфовые сланцы.  
8 — габбро-амфиболиты; 9 — габбро; 10 — пироксениты, перидотиты; 11 — сиенит-порфиры; 12 — гранит-порфиры.

Тектоника Средн. Урала

черных верхнесилурийских доломитов, то зеленые и красные филлиты. Вдоль этого же контакта проходит и контакт песчаникового поля.

Восточнее описанного района туфовые толщи того же комплекса выступают длинной, но узкой полоской, проходящей от дер. Макарово, где они обладают северо-восточным простиранием и восточным падением  $40^\circ$ , к Билимбаевскому заводу. Севернее они не наблюдались. Их можно видеть на буграх у ст. Билимбай, на кладбище у завода и на главной заводской улице. Незначительные щебенчатые выходы красных филлитов наблюдались на границе между полем верхнесилурийских известняков и свитой метаморфических сланцев к востоку от Билимбаевского пруда и севернее. Эти последние два выхода показывают, что и на восточной границе верхнесилурийских известняков присутствует местами по крайней мере тонкая полоска филлитовой толщи.

Второй разрез, где можно видеть соотношение филлитовой толщи и верхнего силура, приурочен к железной дороге им. Л. М. Кагановича. Здесь порфириновые туфы нижнепалеозойского комплекса выходят гребнями у ст. Билимбай. На их простирании они выступают у железной дороги около дер. Макарово. Дальнейший выход этих пород среди верхнесилурийских известняков и доломитов наблюдается в выемках около моста над железной дорогой у дер. Коноваловой (фиг. 26).

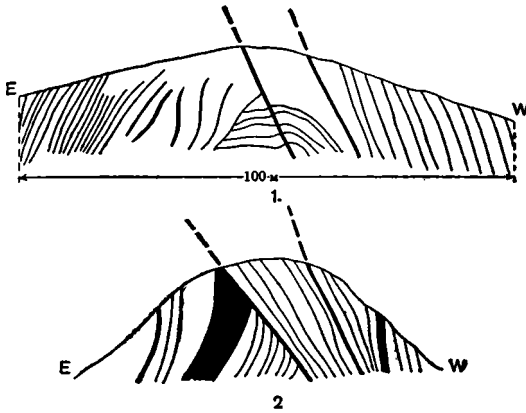
В восточном конце выемки, у моста, выступают зеленые глинистые сланцы с прослоями вишнево-красного цвета. Их простирание  $50^\circ$  согласно с залеганием окружающих пород при падении на восток  $47^\circ$ . Эти сланцы с тем же залеганием наблюдаются на расстоянии 500 м в большой выемке, после чего через 15 м выступают светлосерые тонкоплитчатые верхнесилурийские известняки. Выходы этих сланцев по их простиранию являются продолжением порфириново-туфовой полосы Билимбаевского завода. Их взаимная связь непосредственно не могла быть прослежена, но расстояние, их разделяющее, незначительно. Обладая тем же падением, они представляют, по видимому, ядро сильно смятой, опрокинутой на запад антиклинали. Ее дальнейшее продолжение не прослежено. Только к юго-западу от дер. Черемши среди верхнесилурийского поля известняков констатирован небольшой островок с щебневыми выходами вишнево-красных филлитов.

Главная полоса, широкая на севере, на трассе дороги выступает западнее разъезда Бойцы (фиг. 27). В 250 м к западу от разъезда выходят известняки, сменяющиеся западнее в выемке верхнесилурийскими светложелтыми доломитами. Среди доломита встречаются метровые темносерые прослои. Общее падение толщи в выемке восточное с надвиговыми поверхностями с тем же падением. Выемка с доломитами прослеживается на расстоянии 160 м. В 100 м западнее в резерве железной дороги, за небольшим ложком, выходят фиолетово-красные глинистые филлиты. В 32 м далее встречаются россыпи кусков кварца с эпидотом и мелкозернистого кварцитовидного песчаника, а в 20 м дальше — коренные выходы зеленых песчанистых филлитовых сланцев. Они же наблюдаются и далее. В них измерено простирание  $5^\circ$  и падение на восток  $50^\circ$ . Далее в резерве снова видны куски крупнозернистого кварцитовидного песчаника, пористого от выщелачиваемого карбоната.

Далее к западу находится выемка, в начале которой выступают темносерые песчанистые филлиты с прослоями черного, плотного известняка, пронизанного тонкими прожилками кальцита. Дальше к западу вся выемка сложена ленточной серией, в которой темносерые песчанистые филлиты прослоями в 5—10 см переслаиваются с темносерыми известняками и песчаниками. Многие прослои известняка имеют форму линз. Длина обнажения 90 м. На вершине холма, вскрытого выемкой, в 50 м к югу от дороги известняковые прослои вытесняют глинистые, и толща фациально переходит в известняки. Залегание в выемке вначале характеризуется простиранием  $20^\circ$  и падением  $90^\circ$ .

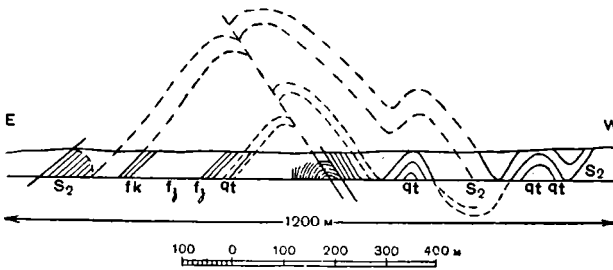
Дальнейшие изменения его видны на фиг. 27 и 28. В средней части намечается тенденция к антиклинальному изгибу слоев, но они срезаны крутой надвиговой поверхностью, наклоненной к западу под углом  $70^\circ$  (фиг. 28). Северная стенка выемки отражает ту же тектоническую структуру, несколько модифицированную. Из зарисовок можно сделать вывод, что толща, обладающая в общем залеганием, близким к вертикальному, представляет антиклиналь, осложненную разрывом, с надвиганием западного крыла на восточное.

Далее к западу в 75 м снова выходят кварцитовидные песчаники, которые в 25 м от начала выходов простираются 15° и падают на восток 54°, а через 52 м далее, в конце выемки, падают на запад 65° при простираении 350°. Западнее в 70 м находится еще выемка и начинаются выходы кристаллических верхнесилурийских известняков и доломитов с крупными *Leporditha*. В настоящее время палеонтологи склоняются к среднедевонскому возрасту последних известняков. Западнее среди доломитов и известняков снова появляются на короткое время кварцитовидные песчаники, повидимому выступающие из-под доломитов.



Фиг. 28. Зарисовка складки нижнего палеозоя в выемке к западу от разреза Бойцы.  
1 — южная стенна; 2 — северная стенна.

фов. Только на возвышенных холмах можно встретить глыбовые россыпи наиболее твердых пород комплекса — кварцитовидных, часто серицитовых песчаников и кератофиров или их туфов. Хорошо выступают также и порфириновые туфы. Распределение этих пород в контактах с верхнесилурийскими известняками показывает, что мы имеем в этой толще складчатость, изображенную на фиг. 30. Чередование песчаников и филлитов позволяет наметить антиклинали и синклинали. В контакт с верхним силуром входят различные горизонты толщи, что свидетельствует о том, что как с востока, так и с запада между нижнепалеозойскими и верхнесилурийскими толщами проходят разрывы, наклоненные круто, так как контакт имеет на карте прямолинейное направление не-



Фиг. 29. Разрез через толщу нижнего палеозоя к западу от разреза Бойцы.

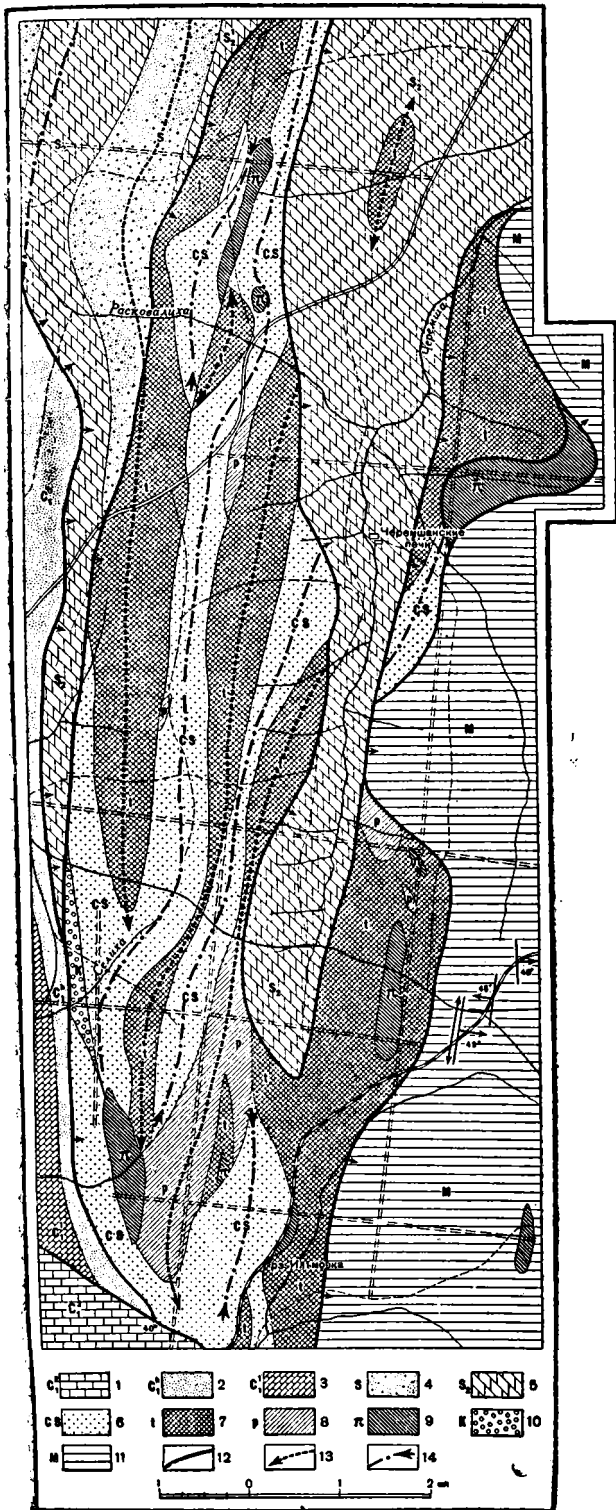
S<sub>2</sub> — верхний силур, известняки и доломиты; fk — нижний палеозой, филлиты красные; f<sub>1</sub>, f<sub>2</sub> — филлиты зеленые; qt — кварцитовидные песчаники.

зависимо от рельефа. Эти разрывы, вероятно, имеют форму крутых надвигов. Возможно, что эти соотношения лучше объясняются стратиграфически несогласным залеганием S<sub>2</sub> на окружающих породах. В верховьях р. Черемши нижнепалеозойские филлиты окружают верхнесилурийские известняки и с юга, переходя на восточную их сторону. В южном конце карты на одном из холмов выступают фиолетово-красные кварцитовидные песчаники, являющиеся, повидимому, фациальным изменением обычных песчаников. В верховьях р. Селихи, к юго-востоку от ст. Дружинино, встречены филлитовые конгломераты. Восточнее верхнесилурийского известнякового поля филлитовый комплекс представлен теми же фациями. Полоска его выклинивается в 5 км севернее окончания известняков S<sub>2</sub>. Здесь с известняками непосредственно соприкасаются кварциты свиты Центрального Урала. Несколько север-

Сопоставляя эти данные с данными разреза по р. Чусовой и севернее, мы видим, что здесь сохранились те же толщи, но их относительная роль и положение изменились. Филлиты играют меньшую роль. Общий сводный разрез дан на фиг. 29.

Южнее описанные толщи картируются далеко к югу в виде непрерывных выходов, констатировать которые можно с помощью закопшек или шурфов.

Южнее описанные толщи картируются далеко к югу в виде непрерывных выходов, констатировать которые можно с помощью закопшек или шурфов.



Фиг. 30. Карта распространения фаций нижнего палеозоя к югу от Билим-бая.

Карбон: 1 — визейский ярус, 2 — песчаники и сланцы угленосной толщи, 3 — турнейский ярус; 4 — девон или силур: кварцитовидные песчаники (S, или  $D_2^1 - D_1^?$ ); 5 — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой: 6 — кварцитовидные песчаники, 7 — зеленые и малиново-красные филлиты и глинистые сланцы, 8 — порфиры и их туфы, 9 — конгломераты; 11 — донезский, свита метаморфических сланцев; 12 — контакты с дизъюнктивными нарушениями; 13 — антиклинальные структуры; 14 — синклиналильные структуры.

нее снова появляется свита красных филлитов и прослеживается до района восточнее дер. Черемши. Дальше она отсутствует и только севернее р. Чусовой наблюдались следы ее между свитой М и известняками верхнего силура. Они снова появляются только к северу от дер. Еланей.

Южнее, в верховьях р. Утки, нижний палеозой находится в контакте на западе с каменноугольными визейскими известняками, а на востоке — со свитой метаморфических сланцев (фиг. 5).

На р. Утке, около дороги на Угольные печи, падение нижнепалеозойских филлитов западное  $65^\circ$ , при простирании  $5^\circ$ . Они наблюдаются на запад от дороги на расстоянии 160 м, после чего к западу от них в 70 м выступают крупнозернистые кварцитовидные песчаники, в восточном конце сильно раздробленные, сходные с милонитами. Еще 75 м западнее выступают визейские известняки. В 0,5 км восточнее дороги выступают уже кварциты свиты М.

На Ленинградской железной дороге, также по соседству с нижним палеозоем, выступают стратусовые известняки, падающие к востоку. Точно так же вблизи от свиты М сланцы нижнего палеозоя падают к востоку  $82^\circ$ . Южнее р. Утки филлитовая толща снова расширяется (фиг. 5). О. Ф. Нейман констатирует наличие красных филлитов в бардымской свите. Они выступают у Нижне-Сергинского завода, но их роль незначительна в сравнении с огромным распространением кремнистых сланцев и кварцитовидных песчаников, относимых О. Ф. Нейман к нижнему силуру. С кремнистыми сланцами связаны также диабазовые излияния. Последние с их туфами и кремнистыми сланцами широко распространены в районе Нязепетровска.

В районе Нязепетровска свита филлитов наблюдалась автором по р. Нязе, выше устья р. Сангро (см. фиг. 58). Первая часть пути от города вверх по р. Нязе проходит среди порфиристов и их туфов. Лишь недалеко от устья р. Сангро выступают сильно сдавленные и рассланцованные известняки, аналогичные билимбаевским в контакте со свитой М. Они выходят вилоть до устья р. Сангро. Здесь они обладают восточным падением под углом  $56^\circ$ . Выше устья р. Сангро развиты кварцитовидные песчаники, а в 500 м от устья они сменяются серыми филлитами. Их выходы оканчиваются выступами кварцитовидных песчаников. В 3 км выше устья р. Сангро на правом крутом берегу выступают серые глинистые сланцы, а еще в 1 км выше — серые филлиты. Далее в 800 м вместе с глинистыми сланцами мы имеем выходы кварцитовидных песчаников. При начале поворота пути к востоку, в 0,5 км к западу от устья рч. Кордонки, выступают известняки, а далее песчаники с падением на запад  $20^\circ$  при северо-западном простирании. За ними следуют снова известняки. На левом берегу р. Нязи против устья р. Кордонки выступают у основания берега гребни серицитовых филлитов, сменяющихся к востоку без перерыва конгломератами с вишнево-красным филлитовым цементом с гальками кварца, песчаника и черного филлита — пород, толщи которых были пройдены до этого пункта. Падение слоев восточное  $25^\circ$ . Далее 370 м выступают серицитовые филлиты с горизонтальным залеганием. Далее на восток развиты уже кварциты свиты М с пологим падением на восток под углом от  $20$  до  $40^\circ$ . Общая ширина полосы пород филлитовой толщи здесь равна около 5 км. Южнее, в районе к востоку от Нязепетровска, их, повидимому, нет, так как за силурийскими спилитовыми толщами к востоку следуют те же рассланцованные известняки, а за ними непосредственно серицитовые кварциты и кварцевые конгломераты, повидимому свиты М (?), породы которой тянутся и далее к востоку.

Нижний палеозой района Нижне-Сергинского, Михайловского и Нязепетровского заводов представлен преимущественно кремнисто-туфовой и порфиристовой, а также кварцитоидными толщами. Их структура освещена работами О. Ф. Нейман (1937) и Б. В. Наливкина (Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937). Первая принимает наличие в районе шарьяжных покровов и различает три главных чешуи. Одна из них проходит по границе между пермскими отложениями и отложениями среднего палеозоя. Вторая чешуя располагается между средним и нижним палеозоем и третья — между палеозоем и свитой М. Те же основные чешуйчатые надвиги принимаются и Б. В. Наливкиным.

Характерно, что нижнепалеозойская кварцитоидно-кремнистая толща приурочена к Уфимскому амфитеатру и в пределах нашего района отсутствует. Ее нет также и севернее Билимбая. В районе Нижне-Сергинского завода О. Ф. Нейман (1937) относит к нижнему силуру нижние горизонты бардымской свиты, в составе которой принимают участие лиловые и бурые филлитово-глинистые сланцы с прослоями песчаников и туфов, а также



кремнистых яшмовидных пород. Согласно сводной работе Б. В. Наливкина, эта фация нижнего палеозоя, относимая им к ордовичу, простирается на юг до ст. Злоказовой в районе к северу от Кусинского завода. Дальше к югу ордович сменяется древними свитами Южного Урала, изучавшимися в последнее время М. И. Гаранем и южнее О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1933), А. И. Олли, К. А. Львовым (1935) и др. Своеобразное развитие нижнего палеозоя в районе, прилегающем к Уфимскому плато, вероятно, обусловлено его особым положением. Здесь обширно развиты порфириды, сплиты и их туфы, а также кремни, обычно серые, но иногда зеленые и красные. Весь этот комплекс в тесной ассоциации связан с эффузивной деятельностью в нижнем силуре, особенно интенсивно проявившейся в области Уфимского амфитеатра. Мы видели, что элементы филлитовой толщи присутствуют в бардымской свите в виде малиновых филлитов. Они же присутствуют и восточнее в контакте со свитой М к северу от Нязепетровска. Весьма вероятно, что большая часть северного комплекса филлитов, будучи прижата к свите М, к югу выклинивается, и у Нязепетровска мы ее не наблюдаем. Южнее же она снова появляется в виде мощной толщи отложений нижнего палеозоя. Наибольшее сходство северные филлитовые толщи имеют с частью бакальской свиты М. И. Гарань (1937, 1938), а также особенно со второй и четвертой подтолщами первой толщи зильмердакской свиты, выделенной О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой (1933), а также с четвертой толщей той же свиты.

Мощные прослои кварцитовидных песчаников характерны для этих свит. Полное сопоставление пока невозможно, но в зеленых сланцах и песчаниках западного комплекса северного пересечения Урала мы можем видеть аналогов ашинской свиты Южного Урала. На Северном Урале нет мощных толщ доломитов, известняков и мергелей, но можно с уверенностью сказать, что аналогичные толщи меньшей мощности имеются. Известняки и доломиты, залегающие в толще филлитов у Бисерского завода, относятся к аналогам одного из подразделений этих свит Южного Урала.

Для выяснения тектонических соотношений в области перехода от северной части Урала к области Уфимского амфитеатра большое значение имеют данные по геологическому пересечению Урала. При описании контакта пермских отложений с более древними горными породами Урала мы отметили, что в районе между ст. Бисерть, дер. Шаня, Кузино и Дружинино пермские отложения окружают длинный мыс более древних отложений палеозоя (стр. 10). Теперь мы рассмотрим структуру последнего. Северная часть мыса нами не исследована. Она была принята предыдущими исследователями за отложения угленосного яруса, вследствие того что большая ее часть сложена мелкозернистым и желтовато- и серовато-белыми песчаниками (Кузнецов, Круглов и др., 1933, Штукенберг, 1890). О. Ф. Нейман показала, что они соединяются в Сергинском районе с такими же более древними отложениями. Вопрос об их возрасте остается нерешенным. Фактические соотношения этих толщ с окружающими породами следующие.

На исследованной нами территории кварцевые песчаники слагают высокие холмы. Наиболее значительные из них сложены разноцветными, но обычно зеленовато-белыми кремнистыми осадками. Последние оконтуриваются обычно в форме правильных линзовидных площадей, окружающих кругом белыми песчаниками. Скалистые выходы их описаны нами на профиле по Ленинградской железной дороге у 1551-го километра (фиг. 1 и 2), а также в долине рч. Крутихи, где они образуют утес не вдалеке от выходов девонских известняков. Они же выступают к востоку от разъезда Солдатка в выемках железной дороги. Таким образом, о залегании и соотношении этих пород друг к другу мы не имеем почти никаких данных.



Фиг. 31. Зарисовка залегания верхнедевонских известняков в выемке к востоку от разреза Чеботаево.

Сплошные линии — наблюдавшееся залегание, пунктир — предполагаемое.

Среди поля этих пород имеются и другие отложения. У разреза Солдатка в выемках железной дороги выступают верхнесилурийские известняки, плотные, грязносерые, с прожилками кальцита и с примесью терригенного материала. В этих известняках много брахиоподовой фауны, *Syningopora* и *Favosites*. Из них определены *Whithfieldella didyma* D a l m. и *Favosites gothlandica* B l a i n. Те же темносерые известняки выступают южнее по рч. Двойники, притоку р. Атига. Здесь в них констатированы *Leperditia barbotana* S m i d t, *L. Nordenskjoldi* S c h m. и *L. sanicowi* var. *ornata* T o l l.

Через 120 м к западу выходы их кончаются. Через 650 м в резервах наблюдаются выходы песчаников. Далее коренные породы выступают через 900 м. Выемка сначала вскрывает желто-бурый суглинок с редкими глыбами включенного в него песчаника. В 50 м далее выступает брекчиевидный битуминозный известняк, содержащий обломки и гальки кварца. Далее через 50 м снова выходит светлосерый плотный известняк с раковистым изломом. Он характеризуется редкой фауной *Rhynchonella* и *Atrypa*, из которых определены *Hypothyridina cuboides* L o w., *Atrypa duboisi* V e r n., *Pungax acuminata* M a r t., *Spirifer* ex gr. *verneuili* M u r c h., *Pentamerus* sp., *Hypothyridina* cf. *cuboides* S o w., *Pentamerus gradualis* var. *procerulus* B a r r. Известняки также битуминозные, а среди светлых прослоев есть брекчиевидные разности. Выемка в известняках продолжается, и через 60 м измерено их простирание  $330^\circ$  и падение на восток  $75^\circ$ . Здесь за ними следуют выступы плотных мелкозернистых светложелтых песчаников. В 20 м и далее появляются темные кремнистые породы. Таким образом, песчаники выходят по соседству с верхнедевонскими известняками. В 480 м западнее после перерыва выходят мезозойские отложения, представленные рыхлыми отложениями с массой галек кремнистых пород и с угловатыми их обломками; местами они принимают крепкое, сливное строение. Выходы мезозойских пород продолжают и далее на 3100 м, выступая в резервах. После этого в начале выемки наблюдаются темносерые сильно сланцеватые известняки. Далее снова видны рыхлые мезозойские отложения, содержащие обломки кремней и окрашенные в различные цвета. По окончании их выходов начинается обнажение глинисто-известняковых сланцев грязносерого цвета с сильным битуминозным запахом с прожилками кальцита. Они разбиваются по кливажу на тонкие плитки. Простирание  $300^\circ$  при падении на юго-запад  $65^\circ$ . Далее через 60 м простирание  $50^\circ$  при падении на восток  $55^\circ$ . В 160 м отсюда к западу виден антиклинальный перегиб складки и начинается западное крыло, которое через 40 м снова через небольшую синклираль приобретает восточное падение. Глинисто-известняковые сланцы переслаиваются с известковистыми битуминозными черными сланцами доманикового типа, содержащими *Tentaculites*. Выемка в них прослеживается далее на 160 м. Здесь известняки брекчиевидны, сильно битуминозные и сверху перекрыты пестрой глинисто-песчаной толщей мезозойских отложений, которые в конце этого расстояния спускаются до дна выемки. Дальше на протяжении 200 м идут выступы мезозойских (?) железистых песчаников со светлыми сланцами. Местами из-под них выходят известняки. Выходы этих рыхлых песчаников, переслаивающихся с конгломератами, проходят далее к западу до разреза Чеботаево и за него на расстояние 450 м. Принадлежность этой толщи к мезозою неясна, так как здесь иногда видно наклонное положение слоев песчаников до  $30^\circ$  на восток, а к западу от разреза Чеботаево у семафора в выемке наблюдается складка железистых серых мелкозернистых песчаников с пологим восточным и крутым западным крылом.

Почти несомненно часть рыхлых песчаников относится к палеозою, если не считать, что и мезозойские отложения

нарушены складчатостью. Далее к западу выступают сливные плотные мелкозернистые песчаники, описанные нами на стр. 12 (фиг. 2).

В описанном профиле по Ленинской железной дороге представляется проблематичным возраст конгломератов, принимаемых за мезозойские (Нейман, 1937). Ими сложена большая площадь на горе Боровой. Из-под них на севере в русле р. Северянки выступают известняки с мелкими *Leperditia*, вероятно верхнесилурийские, возможно, однако, и среднедевонские. К югу от них в долине р. Атиг также развиты битуминозные известняки и серые кристаллические доломиты с крупными *Leperditia barbotana*, стоящие в связи с верхнесилурийскими известняками разъезда Солдатка (фиг. 5).

Второй интересный факт в разрезе представляет наличие кубоидных известняков к западу от разъезда Солдатка и верхнедевонских сланцеватых известняков выемки у переезда к востоку от разъезда Чеботаево около верховьев рч. Крутихи. Из зарисовки видно (фиг. 31), что толща сложена в пологие складки, в общем наклонена к востоку и уходит по направлению к разъезду Чеботаево вверх, будучи размыта и перекрыта более молодыми, вероятно мезозойскими, отложениями.

Прослеживая эту толщу в стороны от железной дороги, мы получаем следующую картину ее распространения. Интересный ее разрез находим непосредственно к северу от железной дороги по рч. Крутихе (фиг. 1). В 1 км к западу от переезда железной дороги в верховьях рч. Крутихи вдоль высокого склона выступают выходы плотных серых кристаллических известняков  $D_2$  со слабым битуминозным запахом с включениями редких галек зеленых и серых кремней и песчаников, слагающих высоты близлежащих гор. Известняк слегка окремнел и содержит фауну, из которой определены *Atrypa* sp., *Spirifer archiaci* M u r c h., *Sp. urii* F l e m., *Spirifer* sp. и др. В 150 м далее в русле речки выходят в виде россыши глыбы серые слегка кремнистые известняки с редкой фауной брахиопод, члениками криноидей и одиночными кораллами. Среди темного известняка содержатся обломки брекчиевидных известняков с продуктидами.

В 290 м далее в русле речки выходят в виде россыпей обломков серые мелкозернистые с черными, слегка углистыми прослойками песчаники, вероятно, угленосной свиты карбона, так как тут же выходят в россыпях глыбы серых плотных известняков, содержащих богатую фауну кораллов виве и редкие брахиоподы и мшанки.

В этом разрезе, частично в россыпях, мы имеем постепенную смену пород от верхнего девона, через турне, угленосную свиту до виве. Другое крыло синклинали не вскрыто в разрезе.

В 0.5 км к северу находятся выработки Крутихинского железного рудника. Неглубокий брошенный разрез в юго-восточном конце обнажает темносерый, кремнистый и битуминозный известняк, лишенный фауны, аналогичный верхнедевонским известнякам предыдущих разрезов. К северо-западу отсюда выступают каменноугольные известняки с продуктидами. В 1 км далее к северо-западу, на просеке, на верху склона встречены глыбы темносерых битуминозных известняков. Дальше к северу по просеке в 90 м находятся две большие карстовые воронки с запада у просеки, намечающие дальнейшее продолжение полосы известняков. 180 м далее к северу, с востока от просеки в 140 м находятся ямы железного рудника длиной 50 м и шириной 20 м. Ямы наполнены водой, в бортах же выступают в делювии щебень и глыбы голубого и белого кремня. В отвалах рудника — глыбы песчаника. Еще 120 м к северу, с запада у просеки, имеется еще одна карстовая яма. Далее к северу до широтной дороги (в 50 м) наблюдались глыбы кварцитовидных песчаников.

Дальнейшее присутствие описываемых известняков констатировано в рудничных ямах к западу от просеки по дороге в 220 м. В отвалах встречены серые известняки, массивные и плотные, с редкой девонской фауной.

Западнее этих выработок по дороге в 300 м в начале склона с коренного берега из-под почвы выступают глыбы известняков с *Atrypa reticularis* L i n n. Еще в 300 м западнее около русла рч. Ключевки подмыты темносерые известняки с фауной *Productus sericeus* B u c h., *Leiorhynchus* sp., *Spirifer maureri* G r o b., *Strophomena rhomboidalis* W a h l. Эти известняки россыпями тянутся на 120 м вниз по реке. На середине следующего лесного квартала наблюдались карстовые воронки. Дальнейшие выходы известняков той же полосы констатированы на ручье к югу от Киргишанского рудника и на руднике. Здесь А. А. Штукенберг констатировал *Productus giganteus* M a r t. Девонская фауна брахиопод обнаружена далее к северу по р. Чесноковке, близ Чесноковского железного рудника.

Дальнейшего северного продолжения этой полосы мы не видели. Начиная от железнодорожной выемки у рч. Крутихи через ряд выходов и карстовых ям, мы

проследили толщу сначала в северо-западном направлении до р. Ключевки, после чего она постепенно изменила направление к северо-востоку. На дальнейшем продолжении многочисленные маршруты показали наличие только кварцитовидных песчаников.

Южное продолжение этой полосы верхнего девона наблюдается в 2 км к ЮЮЗ от выемки верхнего девона по железной дороге, в Дайбовском руднике. В ямах вскрыты темносерые плотные, слегка кремнистые известняки с прожилками кальцита, с фауной брахиопод и кораллов. Здесь констатированы *Atrypa aspera* Schloth, *Atrypa reticularis* Linp., *Spirifer archiaci* Murg. Такие же известняки наблюдаются по простиранию еще около 1 км к юго-западу, в берегах р. Демида у Сибирского тракта. Простирание их 35°, падение восточное 62°. Они же выступают по рч. Морозовке, левому притоку р. Демида, в 0,5 км ниже Сибирского тракта, среди россыпей песчаников. О связи этих выходов с верхним девонem рч. Крутихи и железной дороги можно судить по простиранию пород.

Вопрос о структуре описанной полосы может быть решен лишь в общих чертах. На профиле по железной дороге, данному на фиг. 31, мы видим восточное падение восточного крыла синклинали, которая описана на рч. Крутихе. Восточное падение констатировано на р. Демиде. Складка является, таким образом, опрокинутой на запад, и западное крыло ее в выходах на поверхность неизвестно и, повидимому, отсутствует. Не может быть и речи о том, что известняки этой складки перекрыты покровом песчаников или кремнистых сланцев, так как они наблюдаются как в русле рек, так и на водоразделах. При отложении верхнедевонских известняков происходил размыв кремнистых сланцев и песчаников. Их гальки мы констатировали в известняках верховьев рч. Крутихи. Отсюда следует, что уже в то время размывались берега, сложенные этими породами.

Вторая полоса девонских известняков находится западнее описанной. Нами уже отмечено, что в 2 км выше впадения рч. Крутихи в р. Бисерть находится контакт пермских пород с девонскими известняками. Ширина последних незначительна. Непосредственно севернее, в 0,7 км на склоне крутого правого берега р. Крутихи, на дороге выступают те же известняки. Дальнейшее их продолжение намечают две большие карстовые воронки на широтной просеке в 1 км севернее предыдущего выхода. Дальнейшего прослеживания этой полосы специально не производилось, но на ее продолжении, в 2 км севернее, речка на протяжении 1 км протекает по непрерывным выходам известняков, образующих то глыбовые россыпи в русле, то небольшие скалистые выходы на берегах. В этих известняках в разных местах найдена обильная фауна *Stromatopora* и *Amphipora* (*Amphipora ramosa* Phill.), указывающих на среднедевонский возраст этой полосы. Она прослежена до дороги на Киргишанский рудник. Повидимому, те же известняки с кораллами обнаружены были по ручью в 1 км южнее развезда Чеботаево.

Две описанные полосы разделены друг от друга более древними песчаниками и кремнями. Об этом свидетельствуют не только россыпи по водоразделам, но также и утесы по рч. Крутихе, в 0,5 км выше устья р. Ключевки, где в утесе около 10 м наблюдалось простирание песчаников 350° и падение на запад под углом 50°. В 0,5 км восточнее на небольшом холмике выступают кремни. Отсюда следует, что о проникновении пермских отложений до верхнедевонских известняков верховьев рч. Крутихи не может быть и речи, и предположение О. Ф. Нейман, что девонские известняки верховьев рч. Крутихи и выемки железной дороги содержат вмятые при надвиге включения пермских пород, мало вероятно. Нами эти явления не наблюдались, но наблюдались включения редких галек песчаников и кремней нижележащих толщ.

В описанных полосах пород мы видим сильно сжатые изоклинные складки, осложненные, вероятно, тем, что верхнедевонские слои отлагались несогласно с размывом нижележащих толщ.

Верхнедевонские известняки мы наблюдали также на Косогорском железном руднике. Здесь констатированы отвалы известняков и глинистых

сланцев с гониатитами и тентакулитами. В западной части обнажений развиты серые известняки, в восточной — доманиковая фация.

Выходы верхнего девона наблюдаются также в северной части описываемого песчаникового поля, на Шадринском руднике, в 4 км к юго-западу от ст. Кузино. Здесь фауна встречена как в известняках рудничных отвалов, так и в береге р. Шадрихи. Здесь встречены *Atrypa aspera* Schloth., *A. reticularis* Linn., *Schizophoria striatula* Schl. и другие формы.

Южнее в ямах Шведовского рудника констатированы светлосерые известняки со скудной фауной амфипор. Они оказались не определенными до вида, но по общему их облику признаны В. Н. Рябининым сходными со среднедевонскими. Эти выходы не продолжаются к югу и северу.

В Уткинском руднике, ямы которого задернованы и не дают выходов, по свидетельству А. А. Штукенберга, в бортах были вскрыты глинистые сланцы и песчаники с прослоями среднедевонского известняка. Руда залегала пластами среди глинистых сланцев. То же описывается А. А. Штукенбергом и для Захлыстинского рудника, находящегося на продолжении Уткинского среди полосы песчаников. В настоящее время ямы рудника залиты водой. Это — третья полоса девонских известняков.

Исходя из сделанного описания, мы можем дать схематический профиль через эту толщу палеозоя. Основанием для него служили наблюдения его контактов, описанные нами ранее, наблюдения над залеганием отдельных толщ по замерам и зарисовкам и некоторые косвенные соображения. К числу последних относится вопрос о положении песчаниковых и кремнистых толщ, составляющих главную массу разреза. Наличие девонских синклиналей среди этих толщ определяет и их взаимное положение. В непосредственном соседстве с известняками среднего девона между синклиналями выступают песчаниковые толщи, а в середине последних — кремни. Последние являются, повидимому, антиклинальными ядрами. Это помогает нам схематически построить разрез в промежутках. Соседство с верхне- и среднедевонскими известняками, переслаивание с глинистыми сланцами в Захлыстинском и Уткинском рудниках делают невозможным их более молодой возраст, чем средний девон, тем более, что в известняках верхнего девона рч. Крутихи мы находим их гальки. У нас нет данных, чтобы считать эти отложения нижнепалеозойскими. Единственным основанием к этому является их связь со спилитовыми излияниями, наблюдавшаяся только в долине р. Скопчихи, но сильно распространенная южнее в Сергинском районе. По нашим данным, мы скорее склонны считать их за эйфельские и нижнедевонские образования, что не согласуется с данными О. Ф. Нейман для Сергинского района, хотя и там эти песчаники входят в контакт со среднедевонскими известняками р. Серги. Нижнедевонские отложения Сергинского района представлены типичной герцинской фацией с *Karpinskya congugula* Tschern. Это делает мало вероятным принятие для песчаников нижнедевонского возраста. Наличие верхнего силура около развезда Солдатка и по рч. Двойники к югу от развезда показывает, что песчаники, находящиеся между силурийским полем и среднедевонскими известняками, являются скорее всего промежуточными по возрасту. Это, однако, не имеет каких-либо положительных доказательств и возможно, что они относятся к нижнему силуру, как это намечается в районе Нязепетровска и Нижне-Сергинска. Тогда верхнесилурийское поле р. Атига можно было бы считать синклинально среди кварцитовидных песчаников и кремней (фиг. 5). Вопрос не может быть разрешен без специального детального исследования района между Нижне-Сергинским заводом и Ленинской железной дорогой. Этот вопрос стоит в связи с генезисом минеральных источников и с вопросом о судьбе угленосной полосы, оканчивающейся в верховьях р. Утки.

Характер этого окончания, плавный на геологической карте, отмечается очень своеобразными формами. Пермские отложения, как это мы видели на

стр. 14, падают от кварцитовидных песчаников, начиная от рч. Листвянки и до Ленинской железной дороги, угол их наклона крутой и как будто уменьшается по направлению к востоку. Только в верховьях рч. Журавлихи падение делается западным, но уже восточнее, в верховьях р. Утки, они обладают снова восточным падением. Складчатость перми в верховьях р. Утки независима от карбона. Этой зависимости и нельзя ожидать в полной мере, если налегание перми на карбоне трансгрессивно.

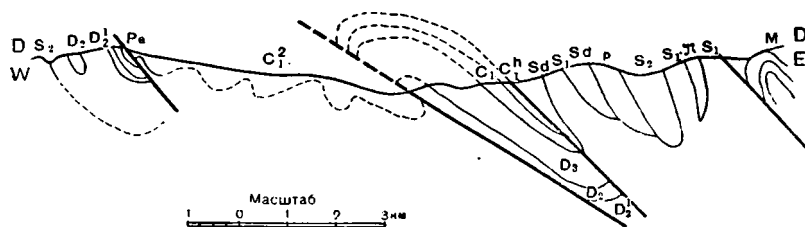
Профиль через верховья р. Утки имеет структуру, изображенную на фиг. 32.

Подводя итоги тектонике свиты нижнего палеозоя, мы можем считать установленными следующие факты:

1. Широкое поле нижнепалеозойских сланцев севера Среднего Урала представляет сложный веерообразный антиклинорий с разрывами и надрывами в крыльях складок.

2. Западная его граница является надвигом на девонские отложения угленосной полосы.

3. Складки этих отложений являются гораздо более сложными сравнительно со структурами угленосной полосы.



Фиг. 32. Геологический профиль через верховья р. Утки с юго-запада на северо-восток.

Pa — артинские слои;  $C_1^2$  — известняки визе;  $C_1^h$  — песчаники и глинистые сланцы угленосной толщи;  $C_1$  — известняки турне;  $D_2$  — среднедевонские известняки;  $D_2^1$  — песчаники кварцитовидные;  $S_2$  — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой:  $S_d$  — кварцитовидные песчаники,  $S_1$  — филлиты, p — порфиры, π — порфиры. M — докембрий, свита метаморфических сланцев.

4. В южных частях складчатые формы проще, чем в северных, и у Билимбае видны только верхи складок сравнительно простого строения.

5. Близ Уфимского амфитеатра на нижний палеозой надвинута свита M. Нижний палеозой получает прерывистый характер распространения вдоль контакта свиты M и верхнего силура.

6. В Уфимском амфитеатре нижнепалеозойские слои уходят на восток под свиту M. В западной их части получают большое развитие кварцитовидные песчаники и кремни.

7. Выступ этих отложений на север среди пермских толщ представляет антиклинорий, размывавшийся еще в верхнедевонское время с отложением галек в известняках  $D_3$ .

8. Выясняется вероятность соответствия западного комплекса нижнепалеозойских сланцев севера Среднего Урала ашинской свите Южного Урала ( $S_1$ ), а более восточных частей бакальской и другим свитам.

9. Сланцевая свита нижнего палеозоя в центре Уфимского амфитеатра выклинивается, будучи прижата к свите M, а в Южном Урале снова расширяется в виде древних свит.

## 6. ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА (СИНКЛИНОРИЙ) СРЕДНЕГО УРАЛА

Под этим названием мы описываем полосу, протягивающуюся с верховьев р. Косьвы, от устья р. Тыпыла через р. Кырью, верховья рр. Койвы, Серебряной и Межевой Утки. Далее она проходит по р. Казачьему Шихиму

к Билимбаевскому заводу и р. Черемше. На всем этом протяжении констатированы в различных пунктах верхнесилурийские известняки и доломиты, местами в сложном сочетании с нижнесилурийскими отложениями (фиг. 58). Прежде, следуя Ф. Н. Чернышеву, большинство геологов относило эти известняки к среднему девону, а лежащие под ними филлиты — к нижнему девону. По данным дневников П. И. Кротова (1888) и А. А. Краснопольского (1891), дана карта северного окончания нижнепалеозойского антиклинория и прилегающего с востока района (фиг. 11). Из нее видно, что с востока к антиклинали Чердынского Камня прилегают черные битуминозные известняки и доломиты, в которых Н. Н. Иорданским была найдена нижнесилурийская фауна (1930). В более восточной полосе доломитов по рр. Косьве и Тыпылу констатирована верхнесилурийская фауна (Иорданский, 1930). А. Э. Ульмером<sup>1</sup> была найдена нижнесилурийская фауна в известняках верховьев р. Усьвы, близ устья р. Березовой, а восточнее — верхнесилурийская фауна. Те же известняки констатированы Л. Дюпарком в верховьях р. Усьвы (Duparc et Pearce, 1902), а Н. К. Высоцким в верховьях р. Койвы, к западу от г. Качканара (1913). Там же они были картированы поисковыми партиями Красноуральского медного комбината до района работ по пересечению Урала. Здесь они давно были известны и относились к среднему девону. В ложке, приуроченном к этим известнякам, известна россыпь, в которой в течение более 100 лет совершались находки алмазов (Адольфов лог). Эти же известняки констатированы Конткевичем у р. Подпоры около Горнозаводской дороги им. Л. М. Кагановича (1880). По данным работников Красноуральского комбината (Г. В. Фосс),<sup>2</sup> они же наблюдались в верховьях р. Серебряной. Дальше, после перерыва по р. Кокую, мало исследованного в геологическом отношении, они развиты широко в долине верховьев р. Межевой Утки. Здесь они картированы Н. К. Высоцким (1913). Их складки суживаются к югу в долине р. Висима и прерываются, после чего южнее снова расширяются, появляясь у дер. Воробьи. Около Билимбая эта широкая полоса картирована детально нами во время работ по геологическому пересечению Урала. Эта полоса претерпевает выклинивание, немного не доходя до Ленинской железной дороги.

На севере по рр. Косьве и Кырье синклинальная структура этой полосы выглядит ясно. Вся толща в общем опрокинута на запад и уходит под свиту метаморфических сланцев Центрального Урала, полога падающую на восток 25—30°. Л. Дюпарк считает ее также синклинальной.

Подробно она исследована по дороге им. Л. М. Кагановича (Горнозаводская ветка). Здесь наблюдаются хорошие разрезы по р. Тискоосу и по железной дороге, а также по р. Полуденке. Их описание мы и приводим в дальнейшем изложении.

На территории ст. Европейская развиты слюдяные и кварцитовые сланцы свиты Центрального Урала. Их залегание можно видеть в выемке к западу от станции. Вскоре после окончания выемки на склонах холма появляются валуны кварцитовидного песчаника, свидетельствующие о том, что железная дорога вступила в область, сложенную нижним палеозоем (фиг. 33).

Эти выходы песчаников прослеживаются на 2 км, после чего, при повороте железной дороги к югу, они сменяются выходами известняка и затем песчаников, которые сменяются скоро серыми глинистыми сланцами. Дальше на расстоянии до 1 км до ручья выходы отсутствуют, но при меридиональном простирании пород и таком же направлении дороги путь ее идет, повидимому, по тем же сланцам. При повороте дороги к юго-западу снова начинаются выходы серых кварцитовидных песчаников. В 1 км восточнее р. Подпоры появляются те же глинистые сланцы и снова песчаники. Это свидетельствует о чередовании слоев тех и других, вероятно в складчатых формах, но о них по имеющемуся материалу судить нельзя.

Перед р. Подпорой на расстоянии 0.6 км наблюдаются выемки, заложённые в серых и коричневато-серых верхнесилурийских кристаллических доломитах, не содержащих фауны. Эти доломиты севернее по р. Тискоосу содержат крупные

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

*Leperditia*. При меридиональном простирании известняки обладают падением, близким к вертикали.

За р. Подпорой на расстоянии 0.5 км наблюдаются зеленоватые серицитохлоритовые филлиты. Последние в 1 км западнее р. Подпоры сменяются белыми хлоритовыми песчаниками — породами, наблюдаемыми в верхних горизонтах филлитовой толщи, описанных выше (стр. 24). Они залегают, повидимому, выклинивающейся линзой, так как в 0.5 км к северу и югу их выходы отсутствуют. Чередование различных филлитов наблюдается и дальше. В 2 км восточнее ст. Усть-Тискос наблюдается вертикальное падение этих пород при простирании  $10^\circ$ .

В 1 км к востоку от ст. Усть-Тискос выходы филлитов сменяются серыми кварцитовидными песчаниками, вслед за которыми на расстоянии 0.25 км констатированы серые и черные глинистые сланцы. В 0.25 км от ст. Усть-Тискос последние сменяются серицитохлоритовыми филлитами, обладающими простиранием  $330^\circ$  и падением на запад  $85^\circ$ . Около станции среди них снова выходят хлоритовые песчаники филлитовой толщи с простиранием  $5^\circ$  и падением на запад. Эти хлоритовые песчаники сменяются к западу от станции сначала филлитами и далее серыми кварцитовидными песчаниками, а последние в 0.25 км к западу от станции — сплошными выходами серых и черных глинистых сланцев.

Среди них в 0.5 км к западу от станции выступают те же серые песчаники и затем снова они же в 1 км от станции. Здесь они обладают шириной 0.25 км. После этого начинается сплошное поле развития хлоритово-серицитовых филлитов.

Разрез по железной дороге не дает картины тектонической структуры комплекса. Он констатирует только следующие закономерности. В чередовании свит наблюдаются две ассоциации: 1) ассоциация филлитов с белыми и зеленоватыми слюдистыми и хлоритовыми кварцитовидными песчаниками. Последние выступают обычно среди поля филлитов и относятся, судя по этому, к ядрам их складчатых форм; 2) ассоциация черных глинистых сланцев, серых и белых кварцитовидных песчаников, известняков и доломитов. Карбонатные осадки развиты только в восточной части разреза. Их распространение по обе стороны железной дороги можно видеть на фиг. 33.

Кварцитовидные песчаники развиты по краям глинисто-сланцевых полос, известняки же ассоциируются с песчаниками. Можно поэтому предполагать, что в синклиналях, образуемых этим комплексом, как более молодым сравнительно с филлитами, песчаники залегают внизу, а на них лежат известняки и черные глинистые сланцы.

Более совершенный профиль дает р. Тискос, протекающая в 0.5—0.25 км севернее железной дороги. В первой террасе ее видны многочисленные выходы отчасти в виде высыпок по склонам, отчасти вскрытые обрывами.

Выходы по р. Тискосу начинаются к западу от площади развития метаморфических пород докембрия. Вначале берега лишены обнажений, но последние получены искусственно шурфами Геологоразведочного бюро Красноуральского комбината, производившего здесь поиски колчеданов. В 0.5 км севернее реки контактовая зона свиты М и палеозоя расшурфована линией, в которой шурфы расположены на расстоянии 100 м друг от друга. При этом каждый из них добит до коренных пород, и в зарисовках имеются данные о залегании последних. Породы, вскрытые шурфами к западу от свиты М, представлены типичными серицитовыми сланцами колчеданных зон. Их падение близко к вертикальному. То же наблюдается и в канавах, которыми вскрывали участки, содержавшие россыпь колчеданных глыб.

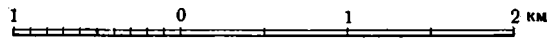
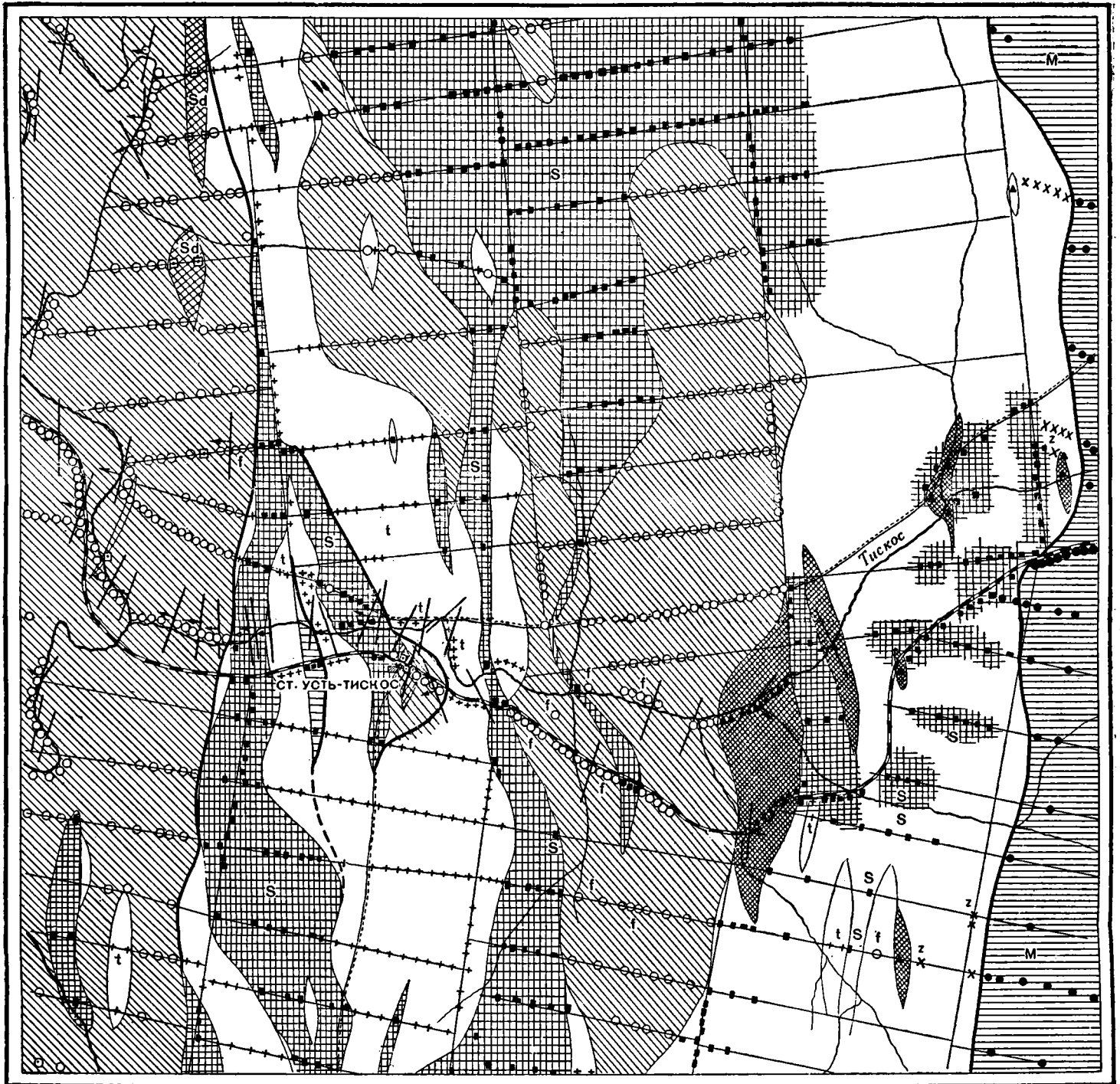
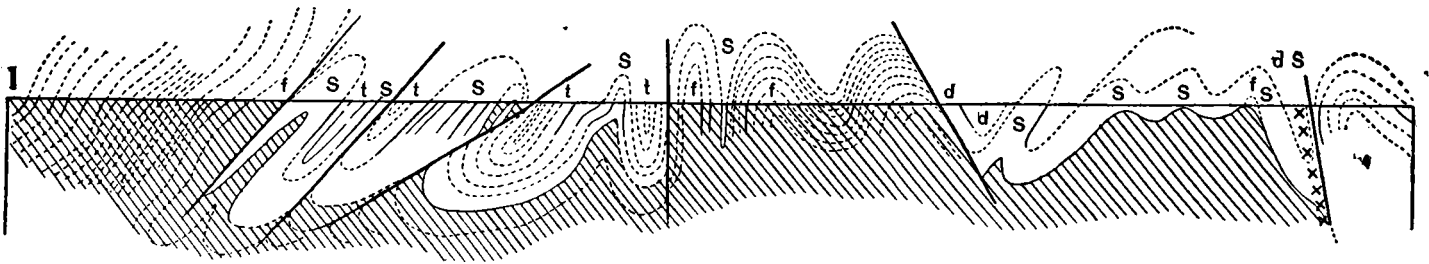
В шурфах южнее, в 0.25 км от реки, в 200 м от контакта со свитой М, вскрыты доломиты, сильно замещенные серицитом и превращенные в серицитодоломитовые сланцы. В отвалах одного из шурфов встречены серые кварцитовидные песчаники верхнесилурийского комплекса, сильно рассланцованные и по плоскостям сланцеватости проникнутые серицитом. Серицитизация песчаников и доломитов объясняется гидротермальным метасоматозом, обусловившим образование здесь пиритовых залежей.

К северу, в 3 км от реки, поисковыми шурфами также вскрыта зона серицитовых сланцев в контакте со свитой М. Ширина ее здесь 0.5 км и на западном конце ее констатированы доломиты. В серицитовых сланцах местами сохранились реликты темносерых силурийских сланцев.

Контакт свиты М с палеозоем, описанный выше, находится в 1 км к востоку от устья р. Прогарочной. На промежуточном расстоянии наблюдались вдоль реки и по сторонам лишь глыбовые россыпи серых кварцитовидных песчаников.

В устье р. Прогарочной и севернее развиты светлосерые доломиты с простиранием  $352^\circ$  и падением на восток  $80^\circ$ . Западнее реки на расстоянии 1 км выходы





Фиг. 33. Структура верхнесилурийской синклинали по линии Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича. 1 — верхний силур, известняки и доломиты, t — верхний силур (?), глинистые сланцы; 3 — то же, кварцитовидные песчаники; 4 — нижний палеозой, кварцитовидные песчаники; 5 — то же филлиты; 6 — докембрий, кристаллические сланцы; 7 — серпичитовые сланцы; 8 — тектонические разрывы; 9 — точки наблюдавшихся обнажений.

отсутствуют, лишь местами констатируются глыбовые россыпи серых кварцитовидных песчаников, а на протяжении к югу, по железной дороге, на ряду с ними выступают глинистые сланцы.

В 1.5 км ниже устья р. Прогарочной снова выступают верхнесилурийские доломиты, обладающие простиранием  $315^\circ$  и падением на запад  $52^\circ$ . Их выходы наблюдались в устье террасы. В 1 км выше устья р. Подпоры начинаются сплошные выходы тех же доломитов, залегание которых наблюдалось в одном пункте. Оно характеризуется простиранием  $36^\circ$  при падении на восток  $60^\circ$ . Между этой широкой полосой и предыдущей к северу и югу от реки наблюдались лишь россыпи песчаников, а на железной дороге — и глинистые сланцы.

В 200 м выше устья р. Подпоры известняки сменяются коренными выходами филлитов, обладающих около устья реки простиранием  $15^\circ$  и падением на запад  $77^\circ$ . В 0.5 км западнее их падение делается восточным. Они же продолжают и далее к западу на 1.5 км от р. Подпоры, где среди них наблюдался небольшой выход хлоритового песчаника. В 2 км ниже р. Подпоры филлиты сменяются глинистыми сланцами, которые в 0.5 км восточнее ст. Усть-Тискос обладают западным падением  $25^\circ$ . Здесь среди них наблюдался прослой серого кварцитовидного песчаника мощностью около 100 м. Далее снова следуют глинистые сланцы. Последние к северо-востоку от ст. Усть-Тискос в правом берегу реки обладают простиранием  $8^\circ$  и падением на запад  $60^\circ$ . То же падение наблюдается в них и далее на запад на расстоянии около 300 м. За устьем ручья, впадающего в Усть-Тискос с севера, падение их остается тем же, а против станции делается западным  $36^\circ$ .

Несколько западнее станции и леспромхоза наблюдается чередование глинистых сланцев с кварцитовидными песчаниками согласно фиг. 33. Вслед за тем начинаются сплошные выходы серицито-хлоритовых филлитов, обладающих простиранием  $340-347^\circ$  и падением на запад.

Распространение выходов вне описанных разрезов можно видеть на фиг. 33. Разрез по р. Тискоу подтвердил те ассоциации, которые наметились при изучении разреза по железной дороге. Он характеризует в то же время всю толщу как складчатую зону, изоклинально опрокинутую к востоку. Серицитовые сланцы рудоносной зоны наблюдались еще в шурфах в 2 км южнее железной дороги. Отсутствие их выходов в других местах объясняется их легкой способностью к разрушению.

Попытка провести профиль через описанную толщу на основании разрезов по р. Тискоу и железной дороге сделана на фиг. 33. В ней принято развитие верхнесилурийских известняков и связанных с ними глинистых сланцев и серых кварцитовидных песчаников в синклиналях, тогда как для филлитов и хлоритовых песчаников приняты антиклинальные структуры. Выпадение некоторых горизонтов в контактах отдельных комплексов объясняется, по видимому, тектоническими причинами. Так, около устья р. Подпоры, к северу от железной дороги, доломиты верхнего силура приходят в непосредственный контакт с филлитами, тогда как к югу от нее они разделены толщей песчаников, обычно наблюдаемой по границе филлитовой толщи и глинистых сланцев. С другой стороны, причиной этого может быть также непостоянство горизонтов песчаников, которые могут иметь линзовидную форму залегания.

В районе работ Н. К. Высоцкого мы имеем следующую картину залегания верхнесилурийских известняков, в которых встречены *Pentamerus Knighti* M u r c h. (Н. А. Архангельская<sup>1</sup>). На территории окрестностей Висимо-Шайтанского завода, по данным замеров, приведенных на карте Н. К. Высоцкого, имеется ряд складок известняков, так как падение часто меняется и переходит из западного в восточное. На восточном контакте по р. Висиму известняки падают на восток. Точно так же на восток под углом около  $35^\circ$  падают известняки по р. Шайтанке на расстоянии от 100 до 500 м от свиты метаморфических сланцев, около устья р. Мартьяна. Восточное падение их показано и южнее в 2 км, в 400 м от свиты М. Здесь верхнесилурийские отложения приходят в контакт непосредственно со свитой М.

Севернее восточное падение известняков наблюдается по всему течению р. Межевой Утки до Тагильского тракта. Вдоль последнего к востоку от р. Межевой Утки имеются многочисленные резервы, заложенные в темно-серых и серых тонко рассланцованных, почти досчатых мраморизованных

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

известняках, в которых всюду наблюдается восточное падение 35—37°. Последний их выход с таким залеганием находится в 150 м от границы с глинистыми сланцами филлитовой толщи. Что касается структуры известняков, то данные Н. К. Высоцкого не дают материала для разрешения этого вопроса. Можно думать по чередованию слоев известняков с глинистыми и кристаллическими сланцами, что в них имеется очень напряженная складчатость.

Постепенное выклинивание известняков к югу от р. Висима и такое же постепенно сужающееся к северу окончание билимбаевских известняков делают вероятным их вторичное разделение при участии тектонических процессов.

Структура поля верхнесилурийских известняков у Билимбая лучше всего вскрыта по р. Чусовой в выемках железной дороги и в разнообразных выработках, служащих для добычи извести и доломита (фиг. 26).

Выходы известняков, наиболее близкие к свите метаморфических сланцев докембрия, следующие. Северный из них наблюдается на меридиональной просеке по дороге в 2 км к востоку от северного конца Билимбаевского пруда. Здесь шурфами выброшены глыбы серых сильно сланцеватых известняков, в расстоянии 0.5 км от контакта. Южнее, в 1 км к северу от тракта и лесного кордона, те же известняки залегают в ямах Гордиевского железного рудника. Здесь они тонкосланцеваты и при простирации 15° обладают падением на восток 50°. Выходы находятся в 150 м от границы выходов пород свиты М.

По Сибирскому тракту в 1 км к востоку от Билимбая начинаются выработки известняков, проходящие на склонах к реке по направлению к заводу. Последние к востоку выходы располагаются в 150 м от выходов свиты М. Они представлены глыбовыми россыпями. В 100 м западнее, в скале тонкосланцеватого известняка, наблюдается простираение 10° и падение на восток 45°. Далее по их выходам на склоне берега путь идет на протяжении 200 м; здесь снова наблюдается залегание с простираением 30° и восточным падением 40°. Наблюдаются прослои доломитов. Еще в 150 м западнее залегание характеризуется простираением 40° при падении на восток 50°. Еще 100 м западнее те же тонкоплитчатые известняки падают на восток 30° при простираении 30°. Западнее в 150 м расположен карьер для добычи извести, в котором выступают светлосерые доломиты с простираением 20° и падением на запад 30°, намечая антиклинальный перегиб в толще между двумя последними замерами. В 225 м западнее около Билимбая заложен карьер в известняке с простираением 50° и падением на запад 47°. В северной части карьера в стенке видны выходы известняка, сильно рассланцованного, с гнездами и пропластками сильно смятого, серовато-зеленоватого филлита. В залегании наблюдается синклинальный перегиб. Дальше к западу крутой склон продолжается, и в его основании продолжает выступать черный доломит. В 240 м, после небольшой ложбинки, те же черные доломиты выступают на склоне и обладают простираением 330° и падением на восток 59°. Они содержат крупные *Leperditia* и кораллы. Доломит тождественен тому, который добывается в руднике к западу от Билимбая. Дальше к западу в 270 м наблюдаются редкие выступы известняков в виде обломков.

При выезде из Билимбая у северо-восточного конца завода те же известняки обладают падением на восток от 35 до 45° при простираении 30°. Выходы известняков по железной дороге встречаются на расстоянии от 1 км до 2300 м к востоку от ст. Билимбай. На всем протяжении они тонко рассланцованы с восточным падением 40° и только в самом западном конце угол наклона слоев увеличивается до 60°. В 250 м к северу от этой выемки, на левом берегу р. Чусовой, в карьерах для добычи извести те же известняки обладают падением на восток 30—34°.

На южном конце дер. Макарово в выработках те же сильно рассланцованные белые известняки обладают падением на юго-восток 22° при простираении 34°. Соотношения между верхним силуром и свитой М хорошо видны далее на р. Битимки около дороги на Хомутовские печи. Вдоль берегов реки к югу от дер. Битимки находятся многочисленные мелкие карьеры. Простираение колеблется от 50 до 80° при падении на юг от 85 до 45°. Таким образом, из северо-восточного 15° на восток от Билимбая через 30° к югу от завода простираение перешло в широтное, будучи параллельным границе свиты М. Породы последней обладают таким же залеганием. К югу от дер. Битимки, в 1 км по Хомутовской дороге, в 100 м от выходов известняков, находятся выходы кварцитов свиты М. В 0.5 км к западу гребни амфиболитов свиты М обладают простираением 105° при падении на юг 40°. К северу по другую сторону дер. Битимки расположены многочисленные ямы старого железного рудника. Соответственно этому простираению граница свиты М делает большой выгиб к северу, будучи окаймлена рудничными выработками, положение которых определяет поле известняков. Последние выступают иногда среди них в отвалах ям. Далее граница известняков и свиты М направляется на юг.

Внутренняя структура известнякового поля вскрыта по р. Чусовой. Среди известнякового поля выступает полоса филлитов и известково-хлоритовых туфогенных сланцев, простирающие которой концентрически огибают границу свиты М. Среди описанной толщи известняков наблюдались обычно редкие стелбеки криноидей и только на восточном конце Билимбаевского завода найдены крупные *Leperditia* и кораллы.

Непосредственно к западу от Билимбае, после выходов туфовых сланцев, выступают около тракта известняки. Залегание их видно между Билимбаем и дер. Извезной. Здесь они обладают простираем  $18^\circ$  и падением на восток  $33^\circ$ . Те же тонкорассланцованные серые кристаллические известняки выходят на р. Чусовой у восточного конца дер. Извезной. Здесь их простираение  $20^\circ$  и падение на восток  $30^\circ$ . Среди них встречаются прослойки темносерых массивных известняков. Далее на расстоянии 150 м выступают темносерые массивные известняки. Еще 190 м тянется заросший склон, в основании которого видны глыбы узорчатого темносерого известняка. По середине дер. Извезной, у северного ее выезда, находится карьер в известняках с простираем  $300^\circ$  и падением на запад  $28^\circ$ . Дальнейшие выходы находятся в 250 м от дер. Извезной к западу, где в карьере глубиной до 5 м вскрыты темносерые мелкокристаллические известняки с трещинами отдельности, раскалывающими их на блоки до 1.5 м длины и 0.4 м толщины. Хорошо видны пласты мощностью до 1 м. В карьере наблюдается пологая складчатость известняков. Простираение слоев  $270-290^\circ$  при северном падении от  $13$  до  $55^\circ$ . В 430 м далее к западу в небольших выработках вскрыты мелкозернистые темные доломиты с прожилками кальцита. В них встречена скудная фауна крупных *Leperditia*. На ряду с доломитами имеются и темносерые известняки. Такие же выработки продолжают и далее к западу на 70 м. В 440 м западнее находится карьер с выходами плотных черных известняков, переслаивающихся с черными доломитами. Среди них встречаются прослойки тонкоплитчатых известняков с *Leperditia*. Несколько далее простираение  $22^\circ$ , а падение на юго-восток  $35^\circ$ . В 200 м восточнее от начала дер. Паром окончились известняковые карьеры.

К северу отсюда путь идет через те же доломиты; в 1 км к северу и в 0.5 км к востоку от дер. Коноваловой находится большой доломитовый рудник. Доломиты черные и коричневые сильно битуминозные. Они обладают простираем  $85-110^\circ$  и падением к югу  $40-60^\circ$ . Здесь найдена фауна крупных *Leperditia*, *Heliolites* sp. и *Favosites gothlandica* Valin.

На стр. 42 нами описан антиклинальный выход филлитов из-под верхнесилурийских известняков к западу от дер. Коноваловой. Доломиты верхнего силура развиты и к северу от этих выходов нижнего палеозоя, отделяя его от главного филлитового поля.

На продолжении этих известняков и доломитов по простираению, на р. Чусовой, в 1 км к востоку от дер. Крыласовой, выступают серые известняки с кораллами, с простираем, меняющимся на протяжении 300 м от  $35$  до  $45^\circ$ , и с падением  $60^\circ$  на восток. Западное крыло антиклиналя находится по другую сторону излучины р. Чусовой, в 1 км к северу от дер. Крыласовой. Здесь известняки обладают простираем  $33-40^\circ$  и падением от  $53$  до  $60^\circ$  на северо-запад. Более западные части в обнажении падают круче к западу. Вдоль коренного берега р. Чусовой эти известняки прослеживаются далее на запад до дер. Крыласовой, где их простираение вначале равно  $40^\circ$  с падением на запад  $75^\circ$ . В середине дер. Крыласовой, к юго-западу от предыдущего выхода, простираение  $15^\circ$  и падение на восток  $75^\circ$ . На западной стороне южной излучины залегание переходит в северо-восточное  $25^\circ$  при падении на восток  $65^\circ$ . В промежутке наблюдается залегание с простираем на северо-запад  $310^\circ$  и падением на юг  $30^\circ$ . Дальнейшие выходы по р. Чусовой дают распространение доломитов, но не их залегание. Они продолжают до устья р. Черной, в среднем течении которой известен верхний силур с *Withfieldella didyma*.

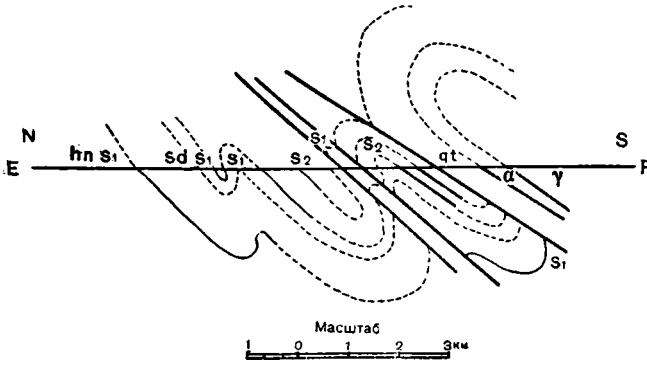
Интересны обнажения по железной дороге им. Л. М. Кагановича (пермское направление) к югу от дер. Крыласовой. Здесь, в 1.5 км к востоку от р. Черемши, простираение выступающих в выемке тонкоплитчатых сланцеватых известняков  $95^\circ$  при падении к югу  $40^\circ$ . В 40 м западнее простираение изменяется на  $82^\circ$  при падении на юг  $32^\circ$ . Широное простираение, наблюдаемое в этой выемке, концентрично с границей свиты М и с пластикой всех толщ этого района. К западу в 300 м простираение перешло в  $45^\circ$  с падением на юг  $45^\circ$ , а 100 м далее в  $35^\circ$  при падении на юг  $70^\circ$ . В этом пункте слои выходят на продолжении восточного крыла антиклиналя дер. Крыласовой. Еще западнее, у р. Черемши, простираение  $10^\circ$ , падение  $90^\circ$ . Южнее, в 0.5 км, в карьерах восточнее дер. Никитиной, в известняках наблюдается редкая фауна фавозитид, крупных *Leperditia* и *Atrypa* sp. Простираение в дер. Никитиной у моста  $25^\circ$ , падение на восток  $80^\circ$ . В карьере простираение  $20^\circ$ , падение на восток от  $85$  до  $90^\circ$ .

У разъезда Бойцы, в карьере желтовато-белых доломитов, вначале падение вертикально, но к западу сменяется на восточное  $50^\circ$ . Простираение колеблется от  $25$  до  $5^\circ$ .

В начале выемки наблюдается почти вертикальное падение доломитов. Через 70 м оно делается восточным  $50^\circ$ , далее через 30 м восточным  $70^\circ$ . Среди светлого доломита встречаются метровые прослойки темносерой разности. Далее через 10 м

наблюдается надвиговая поверхность в однородных доломитах с резкой зоной перетираия. Плоскость скольжения при простириии 340° падает на восток 20°. Она тонка и прямолинейна. В зоне перетираия серый доломит превращен в брекчию, а по плоскости скольжения смят в сланец.

Из приведенного описания фактического материала видно, что простириание известняков совершенно согласно изменяется параллельно границе

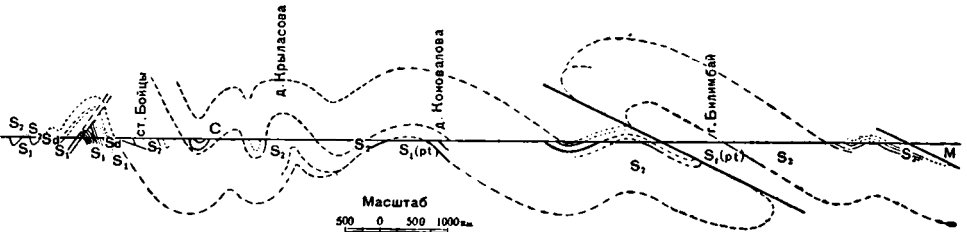


Фиг. 34. Геологический профиль в меридиональном направлении к западу от дер. Коноваловой и Билимбай.

S<sub>1</sub> — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой: Sd — кварцитовидные песчаники, S<sub>1</sub> — филлиты, hn — песчанистые филлиты. Свита М: qt — кварциты, α — амфиболиты, γ — граниты.

их поля. Постепенно во всей толще оно из северо-восточного у Билимбая переходит в широтное и к разъезду Бойцы столь же постепенно приближается к меридиану. На основании сказанного на фиг. 34 дан профиль вкрест простираия от кварцитов через выемку с выходами филлитов у дер. Коноваловой, через обнажения филлитов на р. Чусовой к западу от дер. Коноваловой и до филлитовой толщи, лежащей севернее. На этом

профиле пунктирной штриховкой мы даем предполагаемые структуры, сплошными же линиями проведены наблюдавшиеся в действительности. На верхнем силуре лежит чешуя свиты метаморфических сланцев Центрального Урала, относящейся к докембрию. На севере из-под верхнего силура выступают сначала красные и пестрые филлиты, неразрывно связанные с туфами, затем мощная толща кварцитовидных песчаников и, наконец, из-под нее выходят зеленые песчанистые филлиты. Этот разрез в отношении



Фиг. 35. Геологический профиль через Билимбай, через Коновалову, Крыласову и Бойцы (по простирианию, по линии CD, фиг. 26 и 29).

S<sub>2</sub> — верхний силур, известняки и доломиты. Нижний палеозой: Sd — кварцитовидные песчаники, S<sub>1</sub> — сланцы; S<sub>1</sub>(pt) — порфириды и их туфы. М — докембрий, кристаллические сланцы. Сплошные линии — наблюдавшееся залегание; пунктир — реконструкция.

стратиграфии совершенно тождествен с разрезом, описанным нами для Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича.

На фиг. 35 дан профиль по простирианию, в широтном направлении от свиты М через Билимбай, выходы филлитов на р. Чусовой у дер. Коноваловой, дер. Крыласовой и выемки нижнего палеозоя у разъезда Бойцы. На востоке мы имеем резко выступающую чешую свиты М, лежащую на известняках верхнего силура. Как мы указывали выше, между ними наблюдаются иногда следы филлитовой толщи, здесь перекрытой свитой М. Восточнее Билимбая наблюдаются небольшие антиклинали и

синклинали, затем на западном конце Билимбая выступают чешуи филлитовой толщи, представленной туфогенными известково-эпидото-хлоритовыми сланцами. Далее идет хорошо обнаженная толща верхнего силура с пологой складчатостью. Хорошо вскрыт антиклинальный купол филлитов с туфами у дер. Коноваловой, антиклиналь дер. Крыласовой и наконец, выемка доломитов  $S_2$  у развезда Бойцы, выемка филлитовой толщи, песчаника и верхнего силура. Между верхнесилурийскими толщами и филлитами вероятны подвижки и разрывы пластового характера вследствие сильной механической неоднородности этих пород. Наблюдавшиеся в природе разрывы нанесены на профиль. Приведенные разрезы свидетельствуют о чрезвычайной напряженности тектонических процессов этого района.

Южнее, у дер. Черемши, в 0,5 км севернее деревни, простирание силурийских известняков  $5^\circ$  при восточном падении  $65^\circ$ , в 0,5 км к западу от свиты М (фиг. 30). К востоку от деревни, в 200 м к западу от первых выходов свиты М, падение равно  $80^\circ$ , но оно уменьшается к дер. Черемше до  $30^\circ$  при том же простирании. К западу от деревни оно делается вертикальным. В 3 км южнее дер. Черемши, в утесе правого берега р. Черемши, падение известняков  $82^\circ$  на восток; утес находится в 200 м к западу от выходов красных филлитов, залегающих здесь между свитой М и верхнесилурийскими известняками. Южнее выходы тех же известняков наблюдались в виде слабых выступов на склонах по дороге из Грובה на Ильмовский развезд, в верховьях р. Черемши. Характер выклинивания верхнесилурийских известняков не ясен. Так как они здесь с обеих сторон окружены нижнепалеозойскими филлитами, можно предполагать, что структура имеет характер синклинали, которая в южном направлении поднимается.

Южнее известняки билимбаевского типа развиты в районе Нязепетровского завода, между силурийскими порфиритами и свитой М. Мы их наблюдали как на р. Уфе, так и севернее. Они столь сильно рассланцованы, что являются сходными с разностями сильно сланцеватых билимбаевских известняков, прилегающих к свите М и находящихся под непосредственным воздействием чешуйчатого надвига. Они же наблюдались нами на р. Нязе у устья р. Сангро, где к востоку от них следует небольшая полоса филлитовой толщи. Залегание их здесь тоже крутое. Эти известняки, по данным исследований других авторов, прослеживаются на всем промежуточном пространстве между верховьями рр. Нязи и Уфы. Г. А. Соколов и А. А. Усова,<sup>1</sup> а вслед за ними Б. В. Наливкин (1937) считают эту толщу известняков среднедевонской.

Подводя итоги, можно отметить, что вышеприведенными фактическими данными установлены следующие положения:

1. Большая синклиналичная структура проходит вдоль всего Среднего Урала. Она имеет характер синклинория, в антиклиналях которого выступают отложения нижнего палеозоя, а в синклиналиях — верхний силур.

2. Складчатость внутри синклинория имеет очень напряженный характер. Чешуйчатые складки с разрывами являются господствующими формами.

3. Синклинорий ограничен как с востока, так и с запада тектоническими разрывами.

4. У Билимбая ясно видно развитие нижнего палеозоя в антиклиналях общей очень сложной структуры надвигового характера.

## 7. СТРУКТУРА СВИТЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ЦЕНТРАЛЬНОГО УРАЛА

Структура свиты метаморфических сланцев Центрального хребта на севере считалась Л. Дюпарком антиклинальной (Duparc et Pearce, 1902, 1905, 1909). Такую же природу приписывает ей и Ф. Н. Чернышев для Южного Урала (1889). Соответственно этим взглядам ее считают антиклиналью и позднейшие авторы. Из них отметим Е. А. Кузнецова, В. Н. Павлинова (1936), В. С. Коптева-Дворникова [Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса (1937)] и Л. С. Либрович.

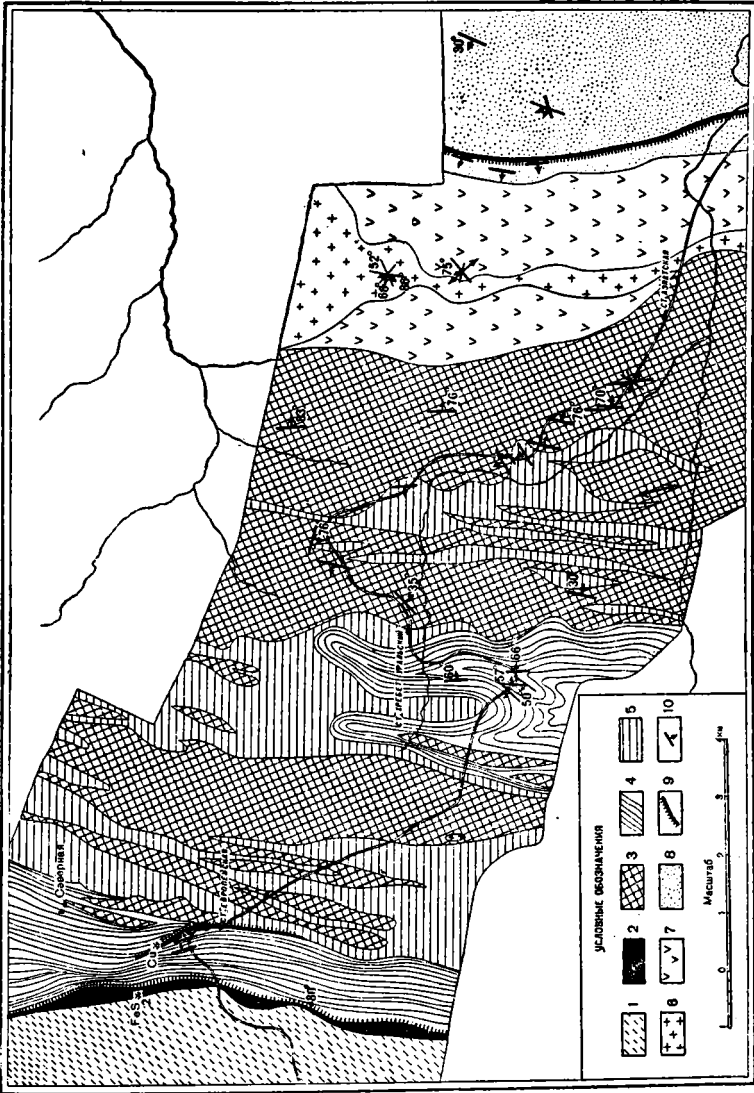
<sup>1</sup> Рукописные материалы.

Эта простая структура оказывается значительно более сложной при детальном изучении. Последнее, однако, затруднительно вследствие плохой обнаженности. Структурные элементы вскрываются только выемками по железнодорожным путям, но это дает далеко не полные сведения о всей толще.

Мы опишем три профиля свиты М.

### Профиль свиты М по железной дороге им. Л. М. Кагановича (Горнозаводская ветка)

В 1800 м к западу от ст. Азиатской железная дорога пересекает западный край габбрового массива (фиг. 36). Выходы габбро можно наблюдать по сторонам от дороги, так как последняя проложена в равнинной и болотистой местности. При



Фиг. 36. Геологическая карта свиты метаморфических сланцев Центрального Урала между ст. Теплая Гора и Азиатская.

Палеозой: 1 — кварциты и филлиты, 2 — серпичитовые сланцы, Докембрий: 3 — амфиболиты, 4 — слюдяные сланцы и сильно слюдяные кварциты, 5 — кварциты, часто со слюдой, хлоритом и графитом, 6 — габбро; 7 — диориты; 8 — эффузивные породы; 9 — надвиги и поверхности нарушения; 10 — элементы залегания.

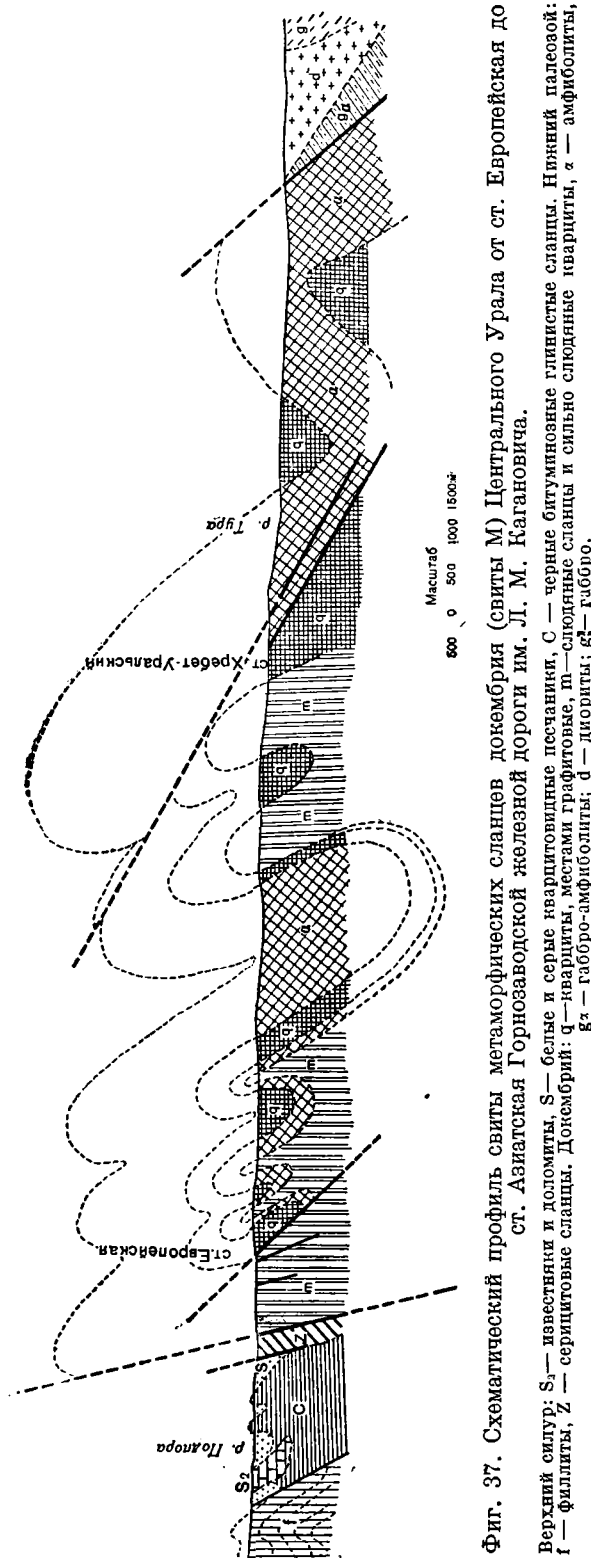
выходе из массива дорога пересекает небольшие холмы, где в выемках обнажены среднезернистые роговообманковые габбро-амфиболиты. Последние обладают сланцеватостью с простиранием  $318^\circ$  и падением на восток под углом  $75^\circ$ . Кроме того, имеются многочисленные, очень совершенные трещины отдельности как западного, так и восточного и широтного направления со штрихами и шрамами вдоль них. Наблюдается погружение сланцеватости (штрекунг) к югу. Выемка вскры-

ваит эту толщ на расстоянии 220 м. После перерыва в другой выемке вскрыты хлоритовые сланцы свиты М с простиранием 339° и падением на восток 70°. Через 60 м падение их переходит в вертикальное, а далее через 150 м снова делается восточным 70°. Из описанных соотношений следует, что сланцеватость габбро-амфиболитов и прилегающих пород свиты Центрального Урала падает под одинаковыми углами к востоку.

Далее к западу дорога идет полосой амфиболитов, но через 1 км в них встречен прослой кварцитовых сланцев с простиранием 320—350° и падением на восток 72°. Толща кварцитовых сланцев пересекается снова в 5 км к западу от ст. Азиатская. Здесь, в месте окончания кварцитовой полосы, простирание сильно изменяется от меридионального (347°) до северо-восточного 40°, а восточное падение вначале под углом 70° сменяется в западной и средней частях полосы западным под углом 50°. Из этого можно сделать заключение об антиклинальном строении полосы кварцитов, на которую в крыльях налегают амфиболиты с тем же залеганием (фиг. 36). Полоса амфиболитов, с узкими прослоями кварцита, пересекается в северной излучине железной дороги в 4 км восточнее ст. Хребет Уральский. Наблюдалось западное падение кварцитов, тогда как амфиболиты падают к востоку. Разрозненные замеры залегания на этом большом расстоянии не дают возможности иметь точное представление о структуре района. Залегание амфиболитов в большой выемке восточнее ст. Хребет Уральский подтверждает сделанное выше заключение о налегании амфиболитов на кварцитовую толщу. На протяжении выемки наблюдается восточное падение амфиболитов.

У ст. Хребет Уральский обнажены кварциты, выходящие из-под амфиболитов. Их хорошее обнажение наблюдается к западу от станции в выемке. Здесь обнажены как сливные, так и тонкосланцеватые (графитовые) кварциты с восточным падением.

К западу от ст. Хребет Уральский железная дорога пересекает полосу более 2 км ширины, сложенную слюдяными кварцитами и слюдяными сланцами. В из-



Фиг. 37. Схематический профиль свиты метаморфических сланцев докембрия (свиты М) Центрального Урала от ст. Европейская до ст. Азиатская Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича.

Верхний силур: S<sub>1</sub> — известняки и доломиты, S<sub>2</sub> — белые и серые кварцитовидные песчаники, S<sub>3</sub> — черные битуминозные глинистые сланцы. Нижний палеозой: f — фаллиты, Z — серпичитовые сланцы. Докембрий: q — кварциты, места графитовые, m — слюдяные сланцы и сильно слюдяные сланцы, a — амфиболиты, g<sub>1</sub> — габбро-амфиболиты, d — диориты, g<sub>2</sub> — габбро.



лучине железной дороги, в 4 км к югу от станции, в выемках и резервах наблюдается то восточное, то западное падение сланцев, указывающее на повторную мелкую складчатость. В ней слюдяные сланцы приурочены к антиклинальному формам, что свидетельствует о том, что они лежат под кварцитами.

К западу от кварцевой полосы развиты снова амфиболиты, чередующиеся с кварцитами. Их полоса протягивается почти до ст. Европейская, где снова сменяется слюдяными сланцами и кварцитами. Для обеих полос амфиболитов характерна их ассоциация с кварцевыми сланцами, в составе которых часто наблюдается графит. Последнего нет в более глубоких толщах слюдяных кварцитов. Элементы залегания слюдяных кварцитов наблюдаются в выемке к западу от ст. Европейская. В начале ее слюдяные кварциты обладают простиранием  $3^{\circ}$  и падением на восток  $46^{\circ}$ . Несколько далее при том же падении кливажа проглядывает слоистость с наклоном на восток около  $15^{\circ}$ . Сланцы сильно смяты и по сланцеватости содержат линзовидные прожилки кварца. Слоистость обнаруживает характер пльчатости, близкий к горизонтальному положению слоев в их целом. Далее в кварцитах наблюдаются прослой хлоритовых сланцев с падением на восток  $70^{\circ}$ , параллельно кливажу. Они образуют небольшую антиклиналь; породы сплюснуты в тонкие складочки, круто падающие к востоку.

Картирование показало постоянство описанных комплексов. Наблюдения по железной дороге наметили общую схему разреза. Разрез характеризуется внизу слюдяными сланцами, которые кверху сменяются слюдяными кварцитами, а последние — кварцевыми и графито-кварцевыми сланцами с подчиненными им амфиболитами, которые слагают верхние горизонты и лежат в синклиналиях, тогда как слюдяные сланцы — в антиклиналях. Разрывы толщ конкретно наблюдались только у ст. Хребет Уральский и констатируются также в западном контакте свиты М с верхнесилурийскими глинистыми сланцами. Этот контакт, судя по данным падения кливажа сланцев, наблюдавшимся в шурфах, обладает наклоном около  $80^{\circ}$  к востоку. На востоке сланцы свиты М падают к востоку под углом  $70^{\circ}$  согласно с падением габбро-амфиболитов зеленокаменного комплекса. Общий профиль дан на фиг. 37.

### Профиль свиты М по р. Чусовой и по железной дороге (пермское направление)

Свита М по Пермской дороге начинается на востоке западнее Первоуральска и к югу от него.

Здесь всюду метаморфические сланцы падают на восток под углами  $60-85^{\circ}$ . Известно лишь одно исключение, когда падение было западным. Последнее наблюдалось в большем удалении от контакта с габбро. Далее отметим постоянство погружения сланцеватости к югу под углом  $30-45^{\circ}$ . Восточное падение наблюдалось и по правому берегу р. Чусовой как в сланцах, так и в габбро-амфиболитах, прилегающих к сланцам с востока. Весь наблюдавшийся фактический материал по залеганию нанесен на фиг. 26.

По железной дороге к северу от ст. Подволошная и по левому берегу р. Чусовой всюду наблюдалось восточное падение кварцитов и туфо-хлоритовых сланцев, колеблющееся в пределах от  $65$  до  $80^{\circ}$  при простирании от  $20$  до  $25^{\circ}$ . Конкретные измерения показаны на фиг. 26. У ст. Подволошная выемкой вскрыты известковые слюдяно-хлоритовые сланцы. Они простираются в направлении  $20^{\circ}$  при падении на юго-восток  $72^{\circ}$ . На горе Караульной находятся выработки кварцитов для динасового завода. Их простирание  $10^{\circ}$  при падении на восток  $60^{\circ}$ .

К западу от ст. Подволошная, у деревни, находится выемка в тонкослоистых карбонато-хлоритовых сланцах, обладающих восточным падением  $80^{\circ}$ . Далее следуют толщи амфиболитов и кварцитов с меняющимся восточным падением. Среди них неоднократно встречаются дайки, а местами и инъекции гранитов и гранитпорфиоров.

Разрез по железной дороге повторяется и отчасти дополняется многочисленными обрывами по р. Чусовой, данные которых мы приводим графически на фиг. 26.

Прослеживание амфиболитовых толщ из этого района к югу показало, что простирание их и вмещающих пород постепенно меняется из меридио-

нального в долине р. Чусовой в северо-восточное близ Билимбая. Падение также изменяется от крутого восточного и вертикального до восточного  $45^\circ$ , соответствующего падению слоев верхнесилурийского известняка в районе Билимбая. Проводя разрез через краевую часть полосы свиты М (фиг. 26), мы получим пологую антиклиналь свиты М с выступающими в ее ядре верхнесилурийскими известняками. Выступающий край ее на юг от дер. Битим имеет форму синклинали, западное крыло которой круче восточного. Такой разрез получается вследствие того, что свита М надвинута на верхний силур. Степень надвигания нельзя непосредственно видеть, но о ней можно приблизительно судить по характеру изгиба границы на поверхности, принимая во внимание антиклинальное строение.

### Профиль свиты М по Ленинской железной дороге

Разрез по Ленинской железной дороге характеризуется следующими чертами. В окрестностях ст. Капралово развиты кварцитовые и слюдяные, хлорито-серицитовые и туфовые сланцы, причем выход слюдяных сланцев находится в 500 м к востоку от станции на расстоянии 40 м от рассланцованного габбро, перешедшего в альбито-хлоритовый сланец. В 200 м к западу от станции наблюдаются туфо-хлоритовые сланцы с простираем  $65^\circ$  и падением на восток  $65^\circ$ . В 5 км к западу от ст. Капралово снова наблюдаются туфо-хлоритовые сланцы с простираем  $7^\circ$  и падением на восток  $84^\circ$ . В 180 м далее падение изменяется до  $35^\circ$  к востоку (фиг. 38).

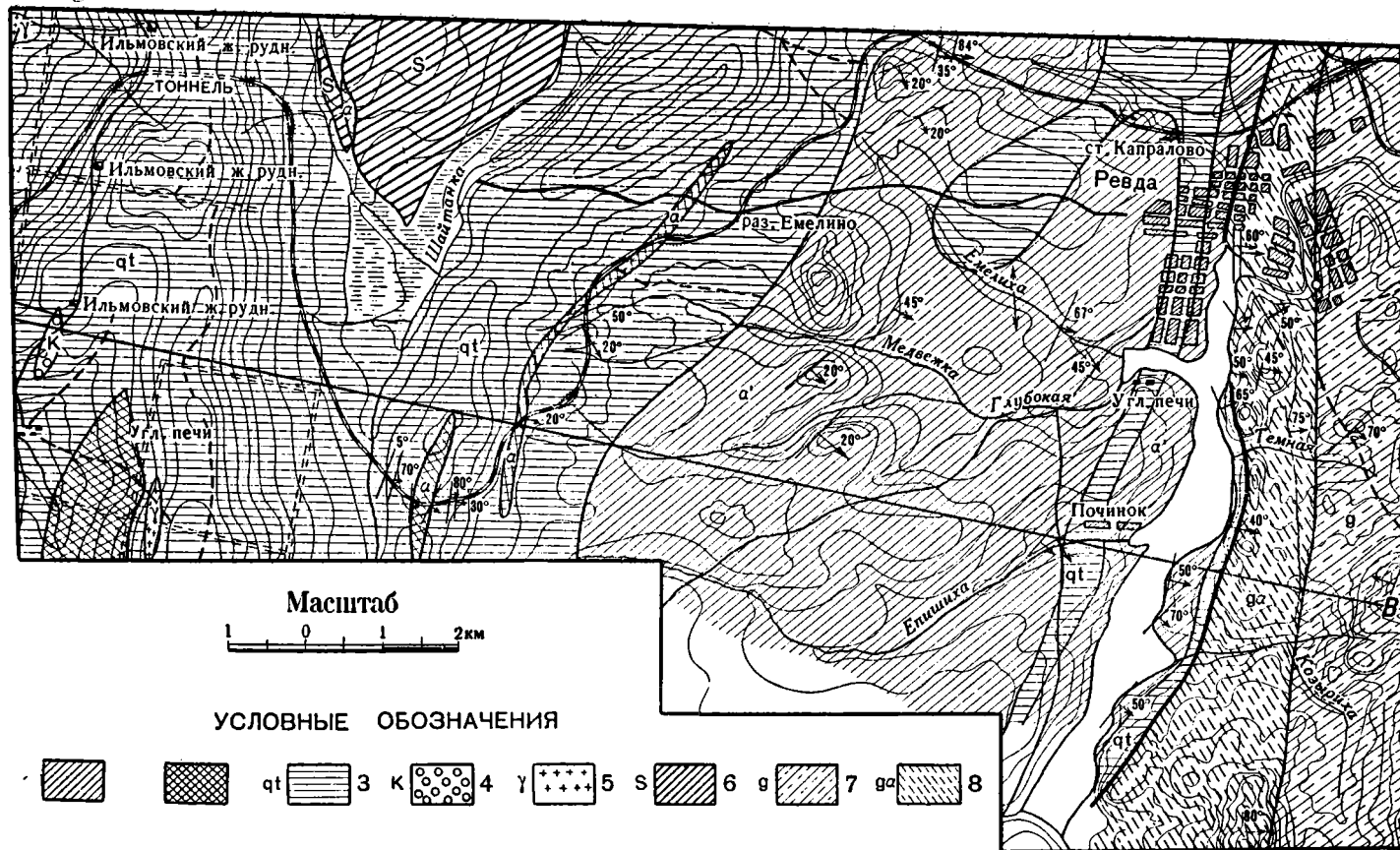
В 500 м к западу от пересечения дороги из Ревдинского завода на юг с рч. Емелихой шурфом вскрыты те же туфо-хлоритовые сланцы с падением на юго-восток  $45^\circ$ . В верховьях рч. Емелихи выступают сильно рассланцованные порфиритовые туфы с простираем  $67^\circ$  и падением на ЮВ  $85^\circ$ ; далее вверх по течению туфовые сланцы простираются  $38^\circ$  и падают на восток  $45^\circ$ .

По рч. Епишихе находится обнажение темносерого рассланцованного диабазового порфирита, превращенного в хлоритовый сланец, с простираем  $40^\circ$  и падением на восток  $32^\circ$ . В 130 м к западу, в правом берегу рч. Епишихи, порфиритовые и туфовые сланцы обладают простираем  $25^\circ$  и падением на восток  $45^\circ$ .

К западу от разъезда Емелино начинаются выходы, в которых сначала обнажены амфиболитовые и туфогенные хлоритовые сланцы. Затем появляются кварциты. Элементы залегания наблюдаются лишь в выемке в 1 км к западу от разъезда. Здесь наблюдается простираем  $35^\circ$  и падение на восток  $30^\circ$ . В 20 м восточнее над ними залегают так же полого падающие хлорито-кварцитовые сланцы. В 100 м отсюда замерено простираем  $50^\circ$  и падение на восток  $22^\circ$ . 0,5 км далее в выемке снова выступают хлорито-кварцитовые сланцы, местами с гальками кварца, с простираем  $22^\circ$  и падением на восток  $20^\circ$ .

К западу от столба 1598—99-го километра в выемке развиты слюдяно-кварцитовые сланцы с простираем  $15^\circ$  и падением на восток  $30^\circ$ . Далее к западу они сменяются слюдяно-хлоритовыми сланцами с прослоями черного графитового кварцита. За ними развиты амфиболиты. При общем падении толщи к югу в ней намечается небольшая синклиналь, а еще далее сложенные в микроскладки амфиболиты с линзовидными прожилками кварца обладают простираем  $30^\circ$  и падением на восток  $44^\circ$ .

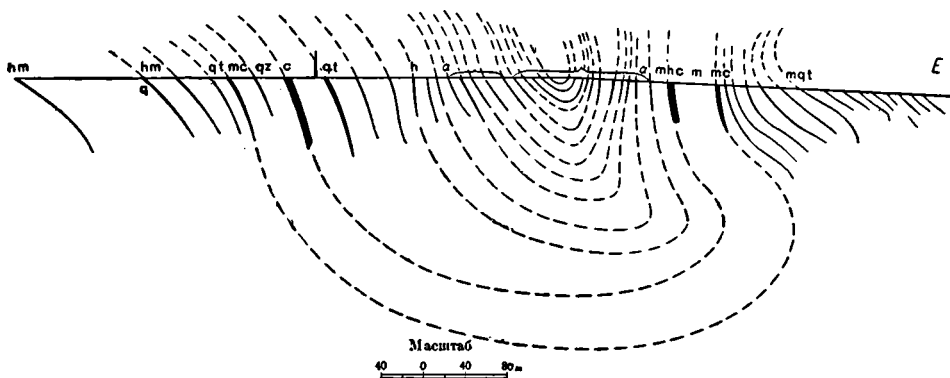
Дальнейшее изменение залегания сланцев иллюстрируется фиг. 39. Из синклинального перегиба в середине полосы амфиболитов и из правильного чередования слоев на обе его стороны следует, что мы имеем синклиналь с амфиболитовым ядром. В крыльях по обе стороны после хлорито-слюдяных сланцев с редкими прослоями кварцита встречаются прослой графитовых кварцитов, а в большем удалении от ядра — графито-слюдяных сланцев. К западу должна следовать антиклинальная складка, породы которой представлены грубозернистыми кварцитами. Последние прослежены до района к западу от верховьев рр. Черемши и Сухой Утки, где появляются даже грубообломочные кварцитовые конгломераты. Среди них, повидимому, в синклиналях местами сохраняются слюдяные сланцы и амфиболиты с мелкозернистыми кварцитами, как это имеет место к западу от туннеля, где в связи со слюдяными сланцами и кварцитами имеется прослой железно-слюдяковых сланцев, развитых на трех Ильмовских рудниках, расположенных по одному простираю. В выемке к западу видны амфиболиты в ассоциации с хлорито-серицитовыми и кварцитовыми сланцами. Хлорито-амфиболитовые сланцы обладают простираем  $340^\circ$  и падением на восток  $40^\circ$ . К восточной их части рассланцованность увеличивается до листоватости. Серицитовые и хлорито-кварцитовые сланцы в 45 м к западу обладают простираем  $345^\circ$  и падением на восток  $70^\circ$ . Возможно и здесь синклинальная структура с ядром из амфиболитов. Интересно отметить наличие здесь среди амфиболитов иногда слабо рассланцованных габбро-амфиболитов с реликтами структуры габбро.



Фиг. 38. Геологическая карта свиты метаморфических сланцев Центрального Урала по Ленинской железной дороге. Докембрий: 1—хлорито-амфиболовые и туфогенные хлоритовые сланцы, 2— амфиболиты, 3— нварциты, 4— метаморфические конгломераты, 5 — гранит-порфиры; 6 — сиенит-порфиры; 7 — габбро; 8 — габбро-амфиболиты.

Общая картина пройденного разреза характеризует свиту М как антиклиналь, в ядре которой выходят грубозернистые, отчасти слюдяные, кварциты. В синклиналих развиты амфиболитовые и кварцитовые сланцы, местами с прослоями углистых и железистых кварцитов. Это повторяет картину северного пересечения по Горнозаводской дороге. На востоке намечается большая пологая синклираль, сказывающаяся в обширном развитии хлорито-сланцевой серии. Около массива габбро эти сланцы образуют небольшую второстепенную антиклиналь и уходят под габбро под углом на севере около  $70^\circ$ , а на юге по Ревдинскому пруду под углом  $45-50^\circ$ . Исходя из этого, общий разрез может быть сведен в схему фиг. 40.

Отмеченные в разрезе по Ленинской железной дороге комплексы продолжают к северу. Туфогенные хлоритовые и амфиболитовые сланцы района Ревды прослежены до Первоуральска. Кварцитовые сланцы и амфиболиты выемки у разреза Емелино продолжают к северу до ст. Подволошная и далее. Грубозернистые кварциты, суживаясь, продолжают к северу до горы Белый Камень, где исчезают, повидимому, погружаясь под толщи кварцитовых и слюдяных сланцев.



Фиг. 39. Синклираль амфиболитов в свите М к западу от разреза Емелино Ленинской железной дороги.

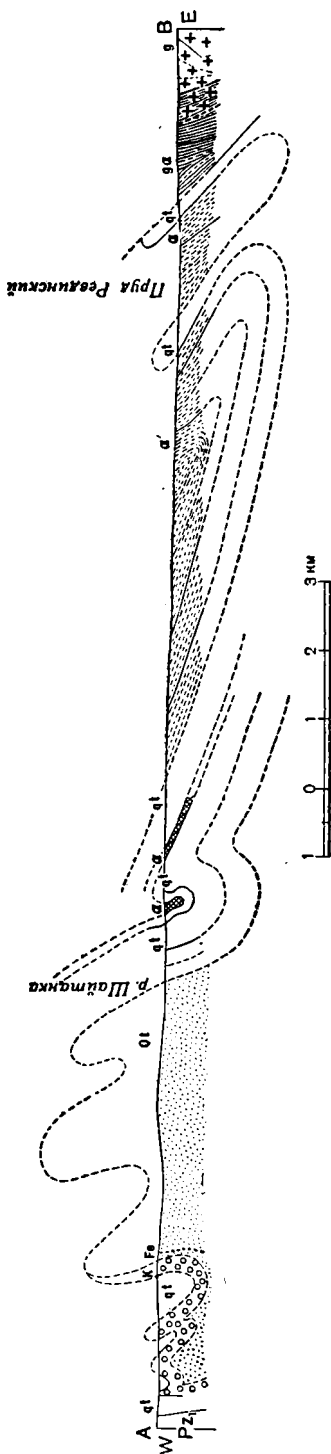
mh — слюдяно-хлоритовые сланцы; hm — хлорито-слюдяные сланцы; q — кварцевая жила; mc — слюдяно-графитовые сланцы; qz — кварцево-серпичитовые сланцы; c — графитовые сланцы (кварциты); qt — кварциты; h — хлоритовые сланцы; α — амфиболиты; mqt — слюдяные кварциты.

Сравнивая разрезы по Горнозаводской, Пермской и Ленинской железным дорогам, мы видим между первым и третьим много общего, тогда как второй стоит особняком. Это находится в связи с особыми условиями данного разреза, так как свита М в нем находится под влиянием антиклинального изгиба, дополнительного к ее первоначальной структуре.

В промежуточных районах мы наблюдали условия залегания пород в свите М в Тагильской даче.

Здесь падение серых мелкозернистых кварцитов восточное  $60^\circ$ . Восточным падением, по данным Н. К. Высоцкого, обладают породы свиты М и к западу от Соловьевой горы. Прилегающие к ним известняки и доломиты верхнего силура падают также на восток под углом  $37^\circ$ , что наблюдалось нами на Тагильском тракте и дается Н. К. Высоцким (1913). Начиная от района горы Соловьевой, свита М резко суживается и к западу от этой горы вместо 20 км ширина ее не более 0.5 км. Перед суживанием она изгибается наподобие буквы S и уходит в долину р. Шайтанки. В Верхне-Тагильском районе она вскрыта в шахтах на р. Сакалье, где производились разведки, повидимому, на графит, так как в отвалах древних шахт наблюдаются графитовые кварциты.

В дер. Воробы слюдяные кварциты обладают простиранием  $330^\circ$  и падением на восток  $50^\circ$ . У самой деревни также выступают размытые гребешки слюдяных сланцев и известняков, а на вершине горы, восточнее, выступают габбро. В штуфах видны как почти массивные габбро, так и происшедшие из них сланцы. Местами они превращены в плотные тонкосланцеватые породы, в которых только микроскоп может восстановить первоначальную природу габбро. Макроскопически также можно прийти к этому заключению, наблюдая переходные



Фиг. 40. Схематический геологический профиль свиты М Центрального Урала по Ленинской железной дороге (линия АВ)  
 Pz — нижний палеозой. Докембрий: а — кварцевые и амфиболитовые сланцы, ат — слюдяные кварциты, кварцитовые сланцы, слюдяные и серпичитовые сланцы, а — амфиболиты, К — конгломераты метаморфические, Fe — железные гематитовые руды, Qt — железные гематитовые руды, Qf — крупнозернистые кварциты, Gz — габбро-амфиболиты; g — габбро; сплошные линии — наблюдавшиеся залегание, пунктир — предпологаемое.

разности и взаимные переходы обеих пород в отдельных глыбах, причем почти массивные сосюритовые и уралитовые габбро обтекаются тонкорассланцованной массой.

Дальнейшие выходы свиты М наблюдались южнее по дороге вдоль р. Казачьего Шипшима. По западную сторону речки, так же как и по западную сторону р. Шайтанки, развиты породы верхнего силура и нижнего палеозоя. Вся ширина свиты метаморфических сланцев не превышает 0.5 км.

Небольшие выходы свиты М наблюдаются в дер. Пальники. Здесь вскрыт контакт свиты М, представленной кварцитовыми сланцами и породами, близкими к зеленокаменным рассланцованным порфиритам. Последние развиты и восточнее. Ширина выходов свиты М здесь не превышает 200 м при простирании 330° и падении на восток 70°. Южнее и севернее отсюда возможны перерывы в сплошности толщи. Те же породы мы наблюдали в районе дер. Мазинки и Елани. Южнее свита М снова расширяется. В районе северной части Первоуральской дачи ее ширина достигает 1 км, причем появляются большие линзовидные выходы амфиболитов. У Билимбая она делает резкий S-образный изгиб, направленный навстречу северному изгибу той же толщи у горы Соловьевой. Южный изгиб ее имеет характер антиклинали. Вероятно, судя по восточному падению, такую же структуру имеет и северный изгиб. Вся картина в целом имеет характер явлений, наблюдаемых около крупных дизъюнктивных дислокаций с изгибом голов слоев или пород в сторону движения. Исходя из того, что ширина свиты М на севере у Горнозаводской железной дороги и на юге у Ленинской одинакова, этот изгиб и резкое уменьшение мощности, а может быть и перерыв, мы объясняем смещением вдоль главного северо-западного сдвига (Е. А. Кузнецов, 1933 и 1937).

Южнее Ленинской железной дороги ширина полосы М сохраняется приблизительно до широты Верхнего Уфалея. Здесь ширина свиты М сразу и резко увеличивается, и ее условия становятся сходными с теми, какие характерны для Южного Урала, где она охарактеризована Ф. Н. Чернышевым (1889) как антиклинорий. Расширение это объясняется внедрением

огромных масс герцинских гранитов. В связи с этим встречаются более или менее широкие полосы инфицированных по сланцеватости и сильно метаморфизованных слоев кварцитов и амфиболитов. В их составе наблюдается большая разница сравнительно с соответственными породами, развитыми севернее Уфимского плато. Вместо серицитовых и мусковитовых кварцитов и сланцев здесь развиты слюдяные сланцы и кварциты с гранатом, кианитом и ставролитом. На Южно-Уральской железной дороге В. С. Коптев-Дворников<sup>1</sup> констатировал в этих породах наличие силлиманита. Соответственно вместо альбитовых, эпидотовых и глаукофановых амфиболитов севера здесь развиты типичные амфиболиты с андезином и с меньшим количеством эпидота. Реликты их первоначальной туфовой или порфировой структуры стерты метаморфизмом.

Этот метаморфизм, по характеру минералов относящийся к мезозоне, местами даже с признаками катазоны, может быть отнесен к влиянию гранитных масс. Последние разделяются здесь на две категории. Одни из них встречаются в виде небольших массивов гранитов и гранит-порфиров, какие нами отмечены к югу от Билимбая. Они обладают розовым цветом и часто имеют вкрапленники мясо-красного ортоклаза до 2 см и сходны с рапакиви Бердяуша и с Троицким гранитным массивом на р. Косье. Это сходство подчеркивается развитием вместе с ними даек микросиенитов и сиенит-порфиров щелочного характера, переходящих в нордмаркитовые дайки обычно с биотитом и с небольшим количеством кварца, но с большим количеством альбита и микроклина. Такой же гранитный массив наблюдался нами в верховьях р. Нязи. Они же констатированы восточнее Нязепетровска. Эти дайки и массивы все более или менее сильно рассланцованы. В районе Билимбая они сохраняются обычно нетронутыми только в центральных частях, чаще же рассланцованы и превращены в гранито-гнейсы, а на периферии местами в породы, сходные со слюдяно-кварцитовыми сланцами. Под микроскопом видны следы интенсивного дробления как вкрапленников, так и основной массы. Привычным глазом можно их распознать даже макроскопически и отличить от окружающих слюдяных кварцитов по уцелевшим реликтам зернышек полевого шпата, тем более если наблюдаются переходы к массивным или слабо сланцеватым разностям. Эти породы не влекут явлений контактового метаморфизма в окружающих сланцах. Они были смяты вместе с ними и участвовали с ними в горообразующих движениях. Эти древние граниты и сиениты, вероятно, относятся к нижнепалеозойскому возрасту и аналогичны в этом отношении бердяушскому рапакиви и троичному граниту. О возрасте их могут быть получены косвенные данные. Альбитофирные и ортофирные лавы того же состава, как и сиенит-порфиры, развиты в виде небольших масс среди пород нижнего палеозоя к востоку от ст. Дружинино, к югу от дер. Черемши, на горе Расковалихе и встречены нами в единственном пункте на северном пересечении среди филлитовой толщи, вместе с которой они смяты там и превращены в филлитовые сланцы. Их состав также щелочной. Вероятно, одновременно с гипабиссальными интрузиями в свите М имели место излияния во время отложения нижнепалеозойских пород; магма интродировала непосредственно вслед за ними, как это часто наблюдается в последовательности эффузий и гипабиссальных интрузий.

Герцинские граниты Центрального Урала представлены массивными белыми двуслюдяными разностями, не отличимыми от гранитов Сысертского и других массивов восточного склона Урала. У нас абсолютно нет никаких оснований относить сильный метаморфизм вмещающих пород за счет большей глубины тектонического разреза, хотя это и возможно.<sup>2</sup>

Залегание сланцев свиты М Центрального Урала на широте Уфимского плато характеризуется рядом интересных явлений. В области

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

<sup>2</sup> По мнению В. С. Коптева-Дворникова, эта причина является главной.

восточного контакта их с зеленокаменной полосой наблюдается постоянно восточное падение. Необходимо отметить разделение в области Верхнего Уфалея свиты М на два комплекса. Один из них имеет характер слабо метаморфизованной филлитовой толщи и представлен слюдяно-кварцитовыми и филлитовидными сланцами, аналогичными восточной части комплекса, описанного нами для Ленинской железной дороги. Этот комплекс отделен от более глубоко метаморфизованного (кварцитово-толщи) длинной интрузией перидотитов вдоль р. Уфалейки. Описываемый комплекс всюду обнаруживает пологое восточное падение под прилегающий с востока Ревдинский габбровый массив. Это пологое падение, не превосходящее  $30^\circ$ , иногда  $15^\circ$ , наблюдалось нами на обнажениях р. Крутобережки — притоке верховьев р. Западной Чусовой. Более детальные наблюдения Н. А. Спасского показали в этой области чрезвычайно напряженную складчатость этой толщи в контакте с габбро с углами наклона крыльев складок того же порядка.

То же пологое падение наблюдалось и в других местах.

Породы нижней кварцито-толщи падают совершенно аналогично к востоку. Это падение наблюдалось в районе горы Красный Камень, сложенной кварцитами, затем южнее ее и далее к западу и югу от Верхнего Уфалея. В особенности много наблюдений удается сделать в окрестностях этого города, чему помогают искусственные обнажения в выработках. Простирание сланцев изменяется параллельно с границей между свитой М и зеленокаменным комплексом, причем падение свиты М на восток, под зеленокаменный комплекс, не превышает  $30^\circ$ , обычно  $25^\circ$ , а иногда спускается до  $15^\circ$  и менее.

Южнее, в Каслинской даче, сохраняется восточное падение свиты М под зеленокаменную полосу (Д. С. Белянкин и Г. А. Соколов, 1933).

В Кыштымской даче тем же углом падения от  $40$  до  $50^\circ$  на восток обладают кварциты и амфиболиты к западу от Осиновой горы, в районе оз. Большой Агардьяш и особенно хорошо это вскрыто при добыче кварцитов у оз. Серебры.

Западный контакт свиты М в районе г. Нязепетровска замечателен тем, что здесь повсюду породы ее сильно рассланцованы и сланцеватость обладает везде пологим восточным падением. Так, конгломераты и серицитовые кварциты на р. Уфе к востоку от известняков падают на восток под углом  $25$ — $35^\circ$ . То же наблюдается и для рассланцованных гранит-порфиров г. Дубининой. Вся толща кварцитов и амфиболитов, а также рассланцованных гранит-порфиров низовьев р. Кукозара обладает тем же падением. То же наблюдается и для порфиров горы Чертов Камень. Мы наблюдали это явление и много севернее, в верховьях р. Нязи у дер. Кенчурки, по всему течению р. Б. Аюша и по р. Нязе ниже р. Аюша. Здесь видно, что сланцеватость параллельна границам пород комплекса — кварцитам и амфиболитам. То же пологое падение кварцитов на восток  $35^\circ$  наблюдается, по данным А. А. Штукенберга (1890), в верховьях р. Ревды, под прилегающий рядом с востока Ревдинский габбровый массив. Это залегание совпадает с тем, что наблюдается и на восточном контакте свиты М на этой же широте, к северу от Верхнего Уфалея. Характерно, что на верховьях р. Нязи наблюдается уклонение простирания к северо-востоку. Значение этого факта станет ясным после исследования промежуточного пространства между Верхне-Уфалейским районом и Нязепетровским. Необходимо также производить правильные наблюдения над явлениями планпараллельной структуры, хорошо видимыми в районе г. Нязепетровска. Систематические наблюдения над ними могут пролить свет на перемещение масс при образовании сланцеватости. Из возможных предположений, которые можно высказать на основании наблюдавшихся элементов залегания, укажем следующие: в районе от г. Верхний Уфалей до г. Нязепетровска развита моноклиальная серия сланцев, опрокинутая под пологим углом к западу с перемещением масс в этом направлении.

Какова граница между свитой М и палеозоем? Можно сделать два предположения: 1) или свита М, полого падая на восток, перекрывает нижний палеозой, образуя чешую надвига, поверхность которого наклонена к востоку под углом  $25$ — $30^\circ$ ; 2) или мы имеем явления сброса и к чешуе свиты М прилегал по почти вертикальной поверхности палеозой с существенно иной структурой.

Для решения этого вопроса наших отрывочных данных недостаточно. Необходимы детальные исследования изменения границ в зависимости от рельефа. Залегание прилегающих с запада известняков везде крутое; падение колеблется от  $70^\circ$  к востоку до  $70^\circ$  к западу. В районе верховьев

р. Нязи оно положе —  $55^\circ$  на восток, а следующие за ними к востоку филлитовые толщи нижнего палеозоя образуют пологую антиклиналь, восточное крыло которой падает под углом  $25^\circ$  к востоку, согласно с налегающими на них сланцами свиты М. Возможно, что и то, и другое положение имеют место.

Если на севере Среднего Урала обширно развиты филлиты нижнего палеозоя и на Южном Урале имеется то же явление, то ничтожное развитие их в районе Уфимского амфитеатра может быть объяснено явлениями надвига или сброса или же фациального их изменения. Последнее мало вероятно, так как в районе Уфимского амфитеатра развиты только нижне-силурийские сланцы, известняки, песчаники и эффузивные породы, тогда как филлитовый комплекс, в котором имеются и более древние отложения, почти отсутствует. О надвигании свиты М на палеозой имеется ряд указаний в литературе, и этот факт в настоящее время, кажется, уже не вызывает возражений. Возможность больших надвиговых перемещений типа шарьяжа мы разберем впоследствии.

Широкое развитие свиты метаморфических сланцев в районе Уфимского амфитеатра объясняется с нашей точки зрения двумя факторами: 1) участием обширного гранитного комплекса и 2) пологим залеганием пород свиты. Проникновение гранитного материала, составляющего до 50% или даже более всех пород района, сильно увеличивает площадь развития всего комплекса.

## 8. ТЕКТОНИКА ПЛАТИНОНОСНОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

Сведения о тектонике платиноносного габбрового массива чрезвычайно скудны. В литературе существуют очень детальные петрографические описания Л. Дюпарка (1920), Н. К. Высоцкого (1917, 1925) и А. Н. Заварицкого (1924, 1928). Эти описания являются почти исчерпывающими, дальнейшие исследования по петрографии этого комплекса могут быть производимы на немногих еще не изученных частях или же в связи с какими-либо специальными теоретическими и практическими вопросами. К числу неизвестных частей относится промежуток между Баранчинским и Качканарским массивами, описанный лишь частично в геологическом пересечении Урала (Кузнецов и др., 1939). Нет также данных для значительного участка Тагильской дачи. Недостаточно полно изучена и верхнетагильская часть. Исследованиями Л. Дюпарка и Н. К. Высоцкого созданы классические труды по петрографии массива, но в тех же работах имеются лишь самые общие представления о геологическом его положении, форме и внутренней тектонике. Этот существенный пробел должен быть заполнен в будущем.

Некоторые сведения все же имеются. Они основаны частично на фактическом материале, частью же представляют гипотетические предположения, требующие дальнейшей проверки. Н. К. Высоцкий высказал предположение, что в районе Черноисточенской дачи в габбровом массиве отражается складчатость кровли, сказывающаяся в трехкратном выступлении ультраосновных пород, которые он приурочивает к антиклинальным структурам кровли. Это естественно, если принять гравитационную дифференциацию массива и связанное с ней более высокое проникновение в складки глубоких магматических слоев. Тот же автор предполагал наличие сбросов с востока и с запада от Тагильского массива, выдвинувших его из глубины в виде горста.

А. Н. Заварицкий (1924) дал ряд гипотетических профилей через комплекс Денежкина Камня, Конжаковского Камня, Косьвинского Камня, район Качканара и Соловьеву гору (Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937). В этих профилях в районе Денежкина Камня показаны изоклинные складки прилегающих с запада пород, наклоненные к востоку и потому падающие под интрузив.



То же изображено и около Косвинского Камня. Около горы Качканар показаны сланцы, падающие на запад в сторону от массива, что предполагает интрузию в антиклиналь с наклоненными в разные стороны крыльями.

У горы Соловьевой на западном склоне даны крутые западные падения вмещающих пород. Внутренняя структура массивов показана согласно концепции Н. К. Высоцкого с положением дунитов под антиклиналями кровли.

В то же время А. Н. Заварицкий указал на две возможные формы массива в целом — лакколитообразную и батолитовую. В дискуссии этого вопроса А. Н. Заварицким дана картина межформационного лакколита с лежащим боком, покоящимся на полого падающем на восток основании. Бурение, предпринятое для проверки возможного изменения состава дунитов на глубину, показало наличие периферической серпентинизированной оболочки мощностью около 450 м, за которой следует мало измененное ядро дунита. Предпринятые исследования гравиметрическим путем (Никифоров и Гирич, 1930) показали, что дунит оканчивается среди габбро на глубине около 1.5 км.

Что касается распределения отдельных пород в массиве, то неоднократно указывалось на то, что к западной части его приурочены ультраосновные породы, к восточной же — средние и кислые, что очень хорошо согласуется со взглядами на гравитацию как причину дифференциации.

Е. А. Кузнецов (1933, 1937) также высказал ряд соображений о форме массива. По его мнению, западной границей массива служит поверхность надвига, вдоль которой породы массива сильно амфиболитизированы. Этот факт отмечен Л. Дюпарком и Н. К. Высоцким. По мнению последнего, дуниты интродировали в смятые амфиболиты, развитые вдоль западного контакта. Этим, по мнению Н. К. Высоцкого, устанавливается неоднократность интрузивного процесса; внутренние части массива были еще жидки, когда внешние затвердели и подверглись смятию.

Нами производились наблюдения над амфиболитами, начиная от района Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича на севере до Баранчинского массива. Далее произведены исследования в Тагильской даче до района работ Н. К. Высоцкого и, наконец, в Верхне-Тагильской даче. Кроме того, мы знакомимся с этим вопросом в районе Билимбаев, Первоуральска и Ревды. На этом протяжении накопилось множество наблюдений, которые мы кратко и изложим.

В районе Горнозаводской дороги амфиболиты, получившиеся из габбро-микрогаббро и габбро-порфиритов, пользуются обширным развитием.

Залегание их можно наблюдать по железной дороге в выемке в 1 км к западу от ст. Азиатская. Здесь вскрыты утесы среднезернистых сильно сланцеватых габбро-амфиболитов. Их простираение  $340^\circ$ , падение на восток  $75^\circ$ . Характерно явление погружения сланцеватости в плоскости ее, к югу под углом  $40^\circ$ . Это залегание стоит в полном согласии с залеганием примыкающих с запада кристаллических сланцев свиты М. Несомненно, что сланцеватость габбро-амфиболитов стоит в тесной связи с залеганием сланцев свиты М, сланцеватость и слоистость в которых совпадают.

Далее залегание амфиболитов можно видеть к югу от дер. Плотинка и около нее. Здесь оно крутое восточное, близкое к вертикали. Хорошие выходы наблюдаются на скалах горы Деляночной к западу от Баранчинского завода. Здесь обнажены среднезернистые, сильно сланцеватые габбро-амфиболиты, гребни которых обладают простираем  $320^\circ$  и падением  $67^\circ$  на восток, причем резко выражено погружение сланцеватости на юг под углом  $60^\circ$ .

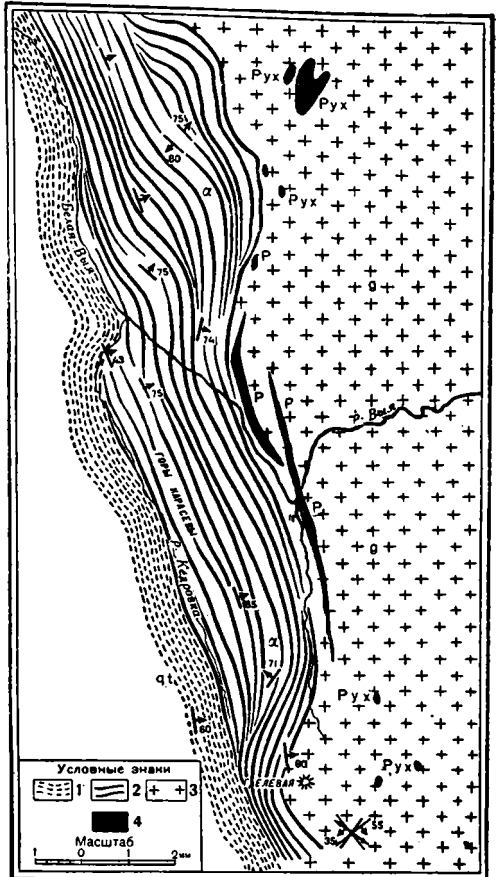
Южнее полоса габбро-амфиболитов картирована Н. К. Высоцким (1925) и Л. М. Афанасьевым с М. П. Исаенко (1936). Она доведена Н. К. Высоцким до Тагильской лесной дачи, где изучалась нами и где условия наблюдения ее лучше. Здесь она проходит в юго-восточном направлении. Ее распространение отмечено гребнями высоких гор — Большой Шихан, Дальняя, Средняя и Ближняя Карасевы и западный склон горы Елевой на юге дачи. Западная граница с кристаллическими сланцами свиты М

приурочена к долинам рек — Белой Выи, Кедровки и Чернушки. Восточная граница с неизменными габбро не резка и характеризуется постепенными переходами между ними.

Среди них постоянное явление представляют участки среднезернистого габбро и мало рассланцованного габбро-амфиболита среди тонко рассланцованных разностей. Роль тонко рассланцованных разностей увеличивается в западном направлении, роль массивных — в восточном, пока не остаются одни массивные разности.

Западная половина амфиболитовой зоны характеризуется суровым горным рельефом. На всех перечисленных горах наблюдаются крутые скалы (фиг. 41). В них наблюдалось залегание пород согласно таблице.

Из этих наблюдений мы можем отметить две закономерности: 1) постоянное увеличение сланцеватости амфиболитов к контакту со свитой М, доходящее до образования сплошных тонкосланцеватых пород в соседстве со свитой М, в обнажении на р. Кедровке; 2) изменение угла падения от восточного 45° вблизи контакта до восточного 60—70° посредине амфиболитовой полосы, к которой приурочена большая часть скалистых вершин. В крайних восточных выходах на горе Большой Шихан падение через вертикальное переходит в крутое западное 80°. Профиль, составленный через эту толщу на основании произведенного синтеза наблюдений, дан на фиг. 42. Он имеет вид веера, западная часть которого полого наклонена к востоку, восточная же часть круто падает к востоку и даже местами к западу. Вслед за нею идут промежуточные породы, а потом массивные габбро и пери-



Фиг. 41. Структура габбро-амфиболитового поля в Тагильской даче.

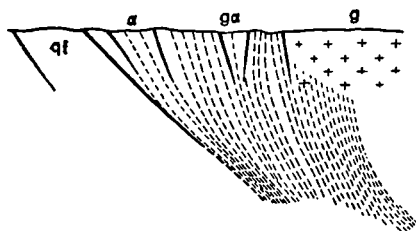
1 — кварцито-сланцевые сланцы (qt); 2 — габбро-амфиболиты (z); 3 — габбро (g); 4 — перидотиты (P) и пироксениты (Pux).

**Распределение элементов залегания среди габбро-амфиболитов Тагильской дачи**

Место наблюдения	Прости- рание	Падение
Гора Толстая . . . . .	330°	СВ 70°
« Большой Шихан, вер- шина горы . . . . .	360	» 75
Западная часть утесов . . . . .	360	З 80
Долина р. Кедровки у горы Дальняя Карасева . . . . .	310	СВ 45
Гора Дальняя Карасева . . . . .	310	» 75
» Средняя » . . . . .	310	» 65
» Средняя » . . . . .	15	ЮЗ 71
» Средняя » . . . . .	342	СВ 80

дотиты. Надо также иметь в виду, что мы не можем строить здесь никаких складок, так как это все — изверженные глубинные породы силой горообразующего давления превращенные в сланцы. Интенсивность сланцеватости в контакте свидетельствует о большей силе динамометаморфизма, а постепенные переходы к востоку в массивные разности — об ослаблении его. Наличие включений массивных пород в сланцеватых или менее рассланцованных в более сланцеватые свидетельствует о неравномерности процессов смятия, приводящих к неоднородному дроблению, с одновременной или последующей перекристаллизацией.

Описанные породы выделены Н. К. Высоцким (1913) и в платиноносном массиве Черноисточенской дачи, находящемся южнее описанного района. Эти породы окружают почти со всех сторон дунитовый массив горы Соловьевой. Их надо различать от полосатых габбро, структура которых вызвана кристаллизацией расплава под давлением. Н. К. Высоцкий выделен именно первый тип амфиболитов, что следует и из его детальных описаний этих пород и из того, что границы их, картированные нами на территории Тагильской дачи, точно увязались с амфиболитами как баранчинской, так и черноисточенской частей массива. Кроме того, можно было и лично убедиться в тождестве сравниваемых пород во время экскурсий, предпринятых для этого, и во время работ по съемке баранчинской части массива.



Фиг. 42. Геологический профиль на западном конце габбрового массива в Тагильской даче.

qt — кварциты свиты М; α — амфиболиты; gα — габбро-амфиболиты как переходная зона; g — габбро.

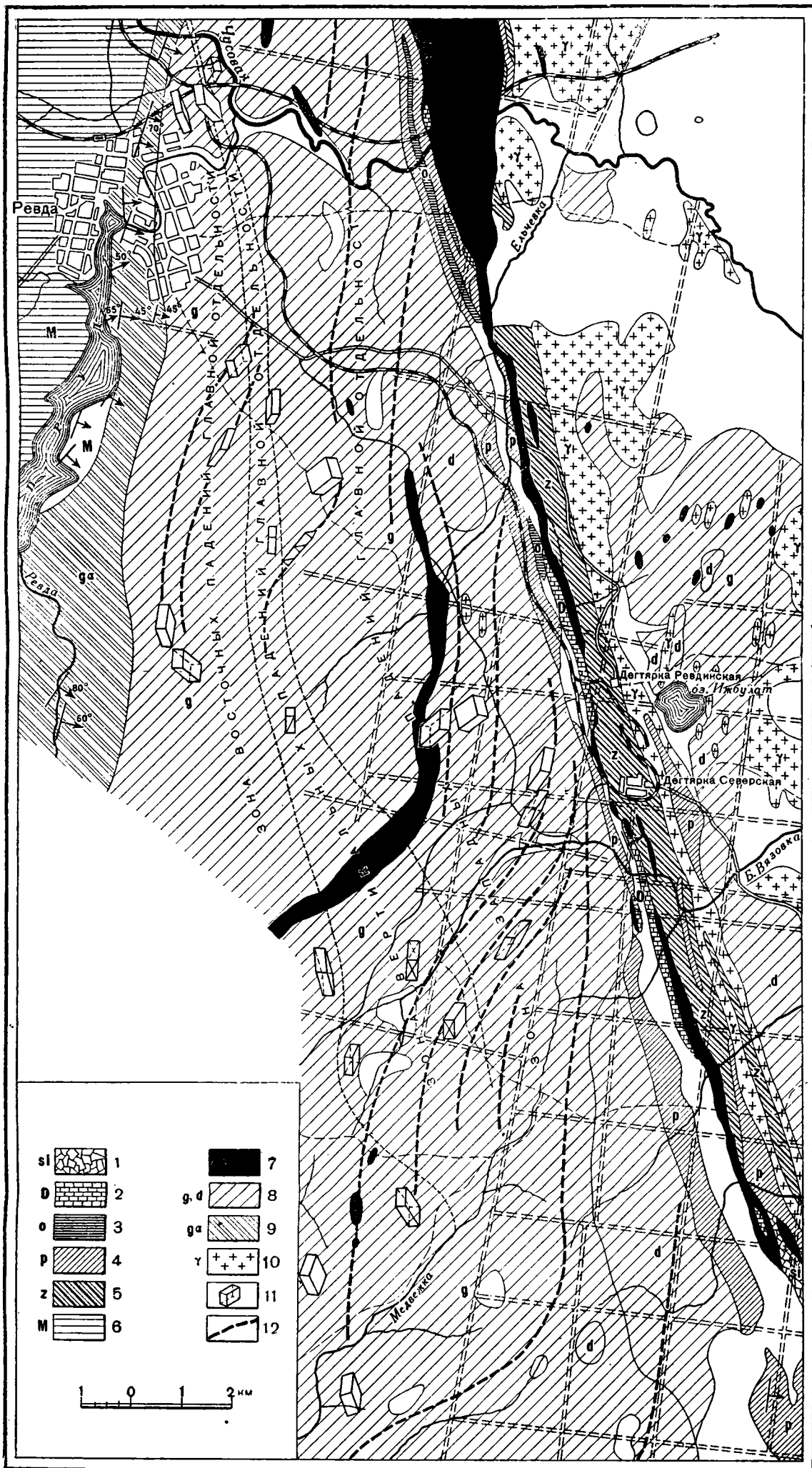
В районе Верхне-Тагильской дачи полоска амфиболитов резко суживается, но продолжается, и далее их мы находим в районе г. Первоуральска. Сильно смятые амфиболиты, превращенные иногда в габбровые сланцы и волокнистые габбро, наблюдаются на всем протяжении габбрового массива Первоуральска до горы Барсучьей, которая находится к востоку от дер. Елани. Эти породы были прослежены частыми

поперечными и продольными маршрутами. Они хорошо обнажены, обычно в виде развалов глыб и щебня, но нередко также в виде скалистых выходов.

Только центральные части габбрового массива уцелели здесь от амфиболитизации и динамометаморфизма. В старинном Листвянском медном руднике к северо-западу от дер. Елани отвалы шахт состоят из глыб уралитизированных пироксенитов, уралитовых и соссюритовых габбро, массивных и смятых до состояния волокнистого габбро. Встречаются глыбы пироксенита, превращенного в уралитовый сланец.

Выходы сильно рассланцованных диоритов можно наблюдать также в 0.5 км к югу от дер. Пальники. Вся область между дер. Воробьи и севером Первоуральской дачи характеризуется преимущественно волокнистыми габбро, габбро-сланцами и отчасти сланцеватыми габбро, нацело соссюритизированными и уралитизированными. Как уже отмечено, в районе Первоуральска сланцеватые разности отступают на обе стороны постепенно расширяющегося массива и прослеживаются далее к югу.

Как известно, происхождение габбровых сланцев и волокнистых габбро обусловлено влиянием динамометаморфизма в областях тектонических нарушений. Эту суженную область массива, целиком состоящую из сланцеватых разностей, мы не можем иначе объяснить как область, подвергшуюся сильнейшему динамометаморфизму, которым пощажены только немногие участки, сохранившиеся в виде сильно измененных реликтов.



Фиг. 43. Схема расположения главных трещин отдельных, наблюдавшихся в северной части Ревдинского массива габбро.

1 — кремнистые сланцы и кварциты; 2 — известняки и мраморы; 3 — ортофиры и их туфы; 4 — порфириды и их туфы; 5 — серицитовые и хлоритовые сланцы и порфириды; 6 — кристаллические сланцы свиты М; 7 — перидотиты и пироксениты; 8 — габбро и диориты; 9 — габбро-амфиболиты; 10 — граниты и гранит-порфиры; 11 — главная система отдельных; 12 — простирание главной отдельности.

Возвращаемся теперь к описанию западного контакта массива. Зона амфиболитов проходит к югу через г. Первоуральск (фиг. 43) и далее вдоль восточного берега р. Чусовой к г. Ревде. На всем этом протяжении наблюдается часто залегание как описываемых пород, так и прилегающих к ним кристаллических сланцев Центрального Урала. Падение, наблюдаемое здесь, всюду восточное от 60 до 80°. Оно значительно круче, чем падение соответственных толщ севернее. Но уже около Ревдинского завода оно принимает прежнее положение.

По Ленинской железной дороге от ст. Капралово по направлению к ст. Ревда сначала следует туфо-хлоритовые, кварцитовые и серицитовые сланцы свиты М. От габбро-амфиболитов эта толща отделена расстоянием в 80 м, причем в 200 м от них она обладает восточным падением под углом 75°. Первые выходы амфиболитов отличаются сильной сланцеватостью. В россыпях глыб и в слабых выступах в резерве дороги сначала попадают редкие глыбы диорит-аплитов, но через 120 м восточнее габбро и диорит-аплиты вместе с крупнозернистыми разностями этих пород слагают местность полностью. Через 70 м к востоку преобладают среднезернистые габбро, далее через 60 м снова выступают амфиболиты и габбро-аплиты. Простираение амфиболитов здесь 340° и падение на восток 57°. Далее на расстоянии 100 м наблюдаются те же амфиболиты. Через 60 м выступают рассланцованные кварцевые диориты и диорит-амфиболиты, а через 20 м от них крупнозернистое уральское габбро с жилами диорита и с участками амфиболита. Еще через 20 м амфиболиты обладают простираением 320° и падением на северо-восток 35°. В 50 м к востоку господствует крупнозернистое габбро.

Тут же наблюдается участок крупнозернистого габбро округлой формы, обтекаемый мелкозернистыми габбро-амфиболитами. Через 20 м, около переезда, наблюдается выход среднезернистого диорита и габбро-амфиболита, сильно рассланцованных, с закругленными раковистыми поверхностями скольжения, причем сланцеватость строго следует этим поверхностям, что говорит о перекристаллизации во время скольжения. В 50 м далее все время выступают сильно сланцеватые амфиболиты с простираением 320° и падением на восток 70°. В 40 м восточнее среди них видны сильно смятые диориты. Дальше 50 м путь идет все время по амфиболитам. Через 70 м встречены слабо рассланцованные диорит-амфиболиты. Еще дальше в 20 м наблюдается выступ пироксенита. Та же порода снова выходит в 140 м восточнее, после перерыва в обнажениях.

От места пересечения Ленинской железной дороги с Ревдинской железной дорогой по последней в 120 м к северу выступают среднезернистые габбро-амфиболиты с простираением 325° и падением на восток 60°. Они же в виде россыпей глыб и выступов наблюдались и далее к северу на расстоянии 420 м вдоль дороги. Иногда среди них наблюдались выходы среднезернистого габбро.

В Ревде на холме около церкви выступают сильно амфиболитизированные габбро. Выше завода по правому берегу Ревдинского пруда выступают амфиболиты. Простираение главной отдельности и сланцеватости 320°, падение на восток 65°. В северной части обнажения выходят габброидные амфиболиты. Южнее в них внедряются в виде жил крупнозернистые габбро. Далее к югу количество последних увеличивается, и амфиболиты остаются в виде незначительных участков, пронизанных тонкими прожилками габбро. Встречаются также прожилки микрогаббро, переходящие без резких границ в крупнозернистое габбро.

Против залива пруда на запад, на правом берегу выходят амфиболиты с простираением 5° и падением на восток 50°. Они прорваны дайкой крупнозернистого габбро.

В обнажении против лесопилки выходят тонко рассланцованные амфиболиты с простираением 325° и падением на восток 65°. В поверхностях сланцеватости ясно видно погружение ее на север под углом 65°, а в 100 м к югу его наклон уменьшается до 30°. У залива к востоку амфиболиты сильно хлоритизированы и превращены в тонкосланцеватые хлоритовые сланцы.

Прилегающие с запада кварциты против дер. Починок падают на восток 42°. Южнее в начале большого залива в основании невысокой террасы наблюдаются гребни рассланцованных габбро с простираением 30° и падением на восток 70°. Против середины залива, в 250 м к югу от предыдущего обнажения, выходят амфиболиты, переходящие в тонкосланцеватые разности и обладающие простираением 20° и падением к востоку 80°. Восточнее они сплошь тонко рассланцованы. Южнее, в выступе берега к западу наблюдаются кварцитовые сланцы, среди которых встречены выходы кварцевого мелкозернистого диорита и гранит-порфира.

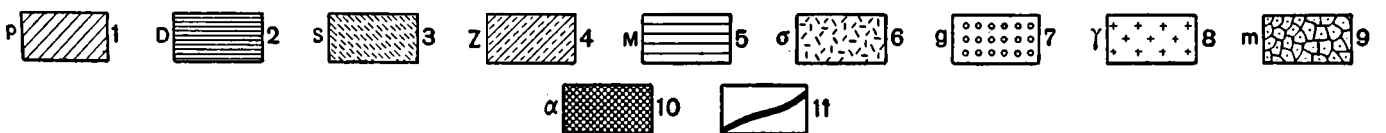
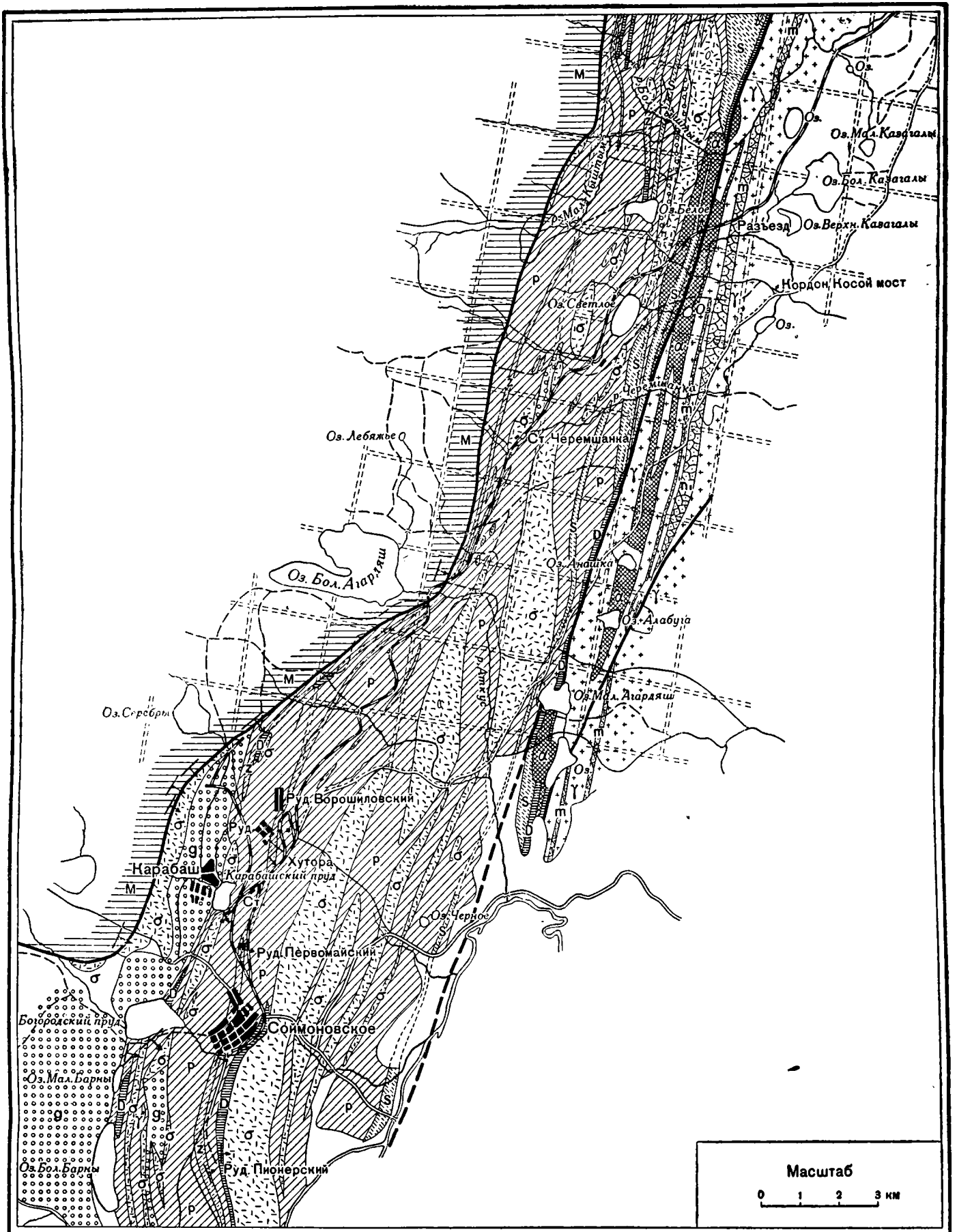
В утесе под церковью на берегу пруда в Ревде обнажены микрогаббро и микродиориты; простираение их сланцеватости 340°, падение к востоку 30°. У плотины обнажение оканчивается. Гора на восточном берегу пруда, к югу от завода, сложена микрогаббро, переходящими в амфиболиты. Выходы имеют вид россыпей глыб и скалистых гребней, выступающих на склонах и на вершине. Простираение их 315°, падение восточное 55°.

На наиболее высокой вершине в прилегающей к Ревде местности, в 1 км от завода к югу, на склонах и наверху выходят скалистые гребни габбро-амфиболитов с простиранием  $3^{\circ}$  и падением на восток  $47^{\circ}$ . На южном склоне той же горы те же породы обладают простиранием  $342^{\circ}$  и падением на восток  $50^{\circ}$ , а в 1100 м к югу у дороги, идущей параллельно пруду, гребни габбро-амфиболитов имеют простирание  $350^{\circ}$  и восточное падение  $75^{\circ}$ . Амфиболиты наблюдаются и далее к югу вдоль дороги по правому берегу р. Ревды. Местами дорога уклоняется от них в сторону массивных габбро. Обрывистый берег р. Ревды около ручья, впадающего в реку южнее р. Козырихи, сложен гребнями амфиболитов с простиранием  $20^{\circ}$  и падением на восток  $80^{\circ}$ . Дальше к югу элементов залегания наблюдать не удалось, и только россыпи тех же пород свидетельствуют об их распространении до конца Ревдинского пруда.

Приведенные данные из окрестностей города Ревды свидетельствуют о том, что вдоль всей западной границы габбрового массива продолжается полоса амфиболитов, переходящих в габбро-амфиболиты. Эта полоса вся наклонена к востоку соответственно залеганию прилегающих с запада кристаллических сланцев свиты М. Из описаний следует, что дайки крупнозернистых габбро местами прорывают эту толщу согласно сланцеватости, сами не будучи подвергнуты рассланцеванию. Этим устанавливается неоднократное внедрение габбро. Первые его порции были смяты в сланцы, когда из глубины поднялись новые порции магмы. Редко наблюдались мелкие секущие прожилки. Зона амфиболитов постепенно переходит к востоку к менее измененным габбро.

Южнее западный контакт того же массива наблюдался нами в Полевской даче, где он делает резкий изгиб к востоку. Здесь на юг от верховьев р. Западной Чусовой на контакте со свитой М распространены габбро-амфиболиты, чрезвычайно сильно рассланцованные и превращенные в габбровые сланцы. Восточнее они вытесняются перидотитами, контакта которого со сланцами не видно. В промежуточной области нами наблюдений не производилось и нет литературных указаний для этого района. Представляет большой теоретический интерес исследование пластики амфиболитов в юго-западном углу Ревдинского массива, где он делает изгиб почти под прямым углом к востоку. Изучение этого места может пролить свет на природу дислокаций в районе Уфимского амфитеатра. Южнее разезда Каркадина описываемый комплекс выклинивается. Его новое появление мы находим только в Соймоновской долине, где он слагает Каменную гору. Породы последней выклиниваются у оз. Серебры. На протяжении Кыштымской дачи, вдоль контакта зеленокаменной полосы со свитой М иногда появляются узенькие полоски амфиболитов, а местами и мелкие эмеевиковые массивы того же комплекса (фиг. 44).

Восточный контакт платиноносного комплекса характеризуется следующими взаимоотношениями пород. В Качканарском массиве, по данным Н. К. Высоцкого, восточная часть комплекса так же, как и западная, сложена узкой полоской амфиболитов. Наши наблюдения приурочены к южной части массива, где он сужается. В районе к северу от ст. Азиатская габбро слагают Высокий увал, к востоку от которого расположена диоритовая область с переходами до гранитоидов. В отдельных валунах диоритов и гранитов часто встречаются включения альбитофиров, что указывает на более поздний возраст интрузии. Боковые породы с востока представлены альбитофирами. На расстоянии около 1.5 км от габбрового массива находится полоса сильно сланцеватых и серицитизированных альбитофиров и серицитовых сланцев, прослеженных, начиная от месторождения колчеданов на горе Кабан на юг до железной дороги. Южнее последней она констатирована на всех наших маршрутах. Около Серебрянского тракта серицитовые сланцы вскрыты выработками, а южнее они выступают у западного края Чистого болота. Это свидетельствует о непрерывности полосы сланцев, которая в ее северной части отстоит дальше от интрузива, чем в южной, где она иногда касается последнего, причем гранит-порфиры периферической части интрузива также обнаруживают рассланцованность и серицитизацию.



Фиг. 44. Схема геологического строения зеленокаменной полосы на юге Кыштымской дачи.

Комплекс зеленокаменной полосы — порфириты и их туфы и подчиненные им осадочные породы:

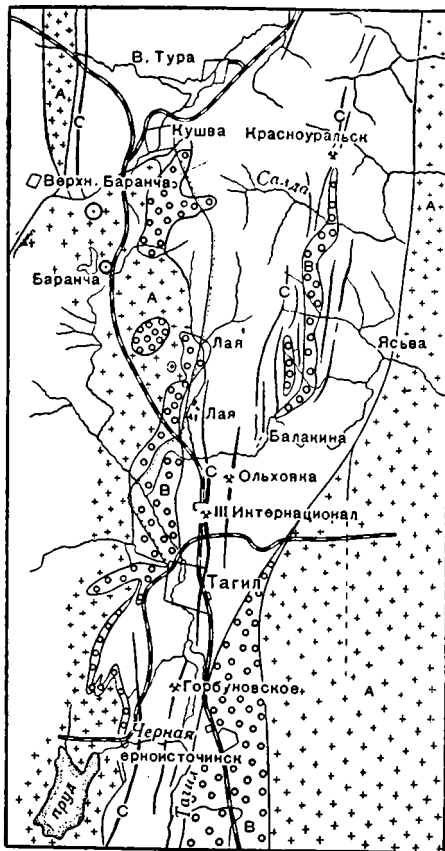
- 1 — порфириты и зеленые сланцы, 2 — известняки и мраморы, 3 — кремнистые сланцы и кварциты, 4 — серицитовые и хлоритовые сланцы, 5 — кварциты и слюдяные сланцы докембрия; 6 — змеевик; 7 — габбро; 8 — граниты и гранито-гнейсы; 9 — щелочные породы; 10 — амфиболиты; 11 — линии нарушений.

При картировании контакта интрузива с вмещающими породами к западу от г. Кушвы мы получаем плавный изгиб линии контакта к юго-востоку, востоку и северу, к району Кушвинского пруда (фиг. 58). Вдоль этого выступа габбрового массива к северу серицитовых сланцев не наблюдается, возможно вследствие плохой обнаженности (фиг. 45).

Падение серицитовых сланцев у Серебрянского тракта западное под углом  $50^\circ$ . Развитие сланцев имеет локальный характер и хотя по восточную сторону другие породы обнаруживают местами сланцеватость, но без признаков сильного динамометаморфизма. Из этого мы вправе сделать заключение, что полоса серицитовых сланцев представляет результат метаморфизма альбитофиров и, будучи приурочена к восточной границе интрузива, она, очевидно, возникла под влиянием последнего и отражает форму его контакта. По мнению А. Н. Заварицкого (1936), сланцы могли образоваться из массивных продуктов серицитизаций и каолинизации эффузивных пород, существовавших до тектонических деформаций. Если бы это было и так, то это несколько не меняет положение вещей. Во-первых, полоса интенсивного проявления гидротермальных агентов свидетельствует о расколе, происшедшем по линии их проявления, — расколе, существовавшем в этом случае до динамометаморфизма. Этот раскол локализован вдоль поверхности интрузива и произошел, вероятно, не без его механического влияния. Превращение этих пород в сланцы облегчается тем, что эти породы являются наиболее слабыми и податливыми в отношении давления и, будучи прижаты к массиву, отражают форму его восточной контактовой поверхности.

Мыс, который образует массив к северу (гора Благодать), сложен отчасти габбро, но главным образом сиенитами. Он обусловлен, повидимому, антиклинальной структурой в кровле, о чем свидетельствует крутое западное падение порфиров в западной части г. Кушвы и восточное падение эффузивных пород к востоку от горы Благодать. Это представление упрощенное, так как на самом деле контакт на горе Благодать усложнен сбросами (В. М. Державин. Главнейшие железорудные месторождения СССР, 1934), амплитуда которых доходит до 140 м. К северу от горы Благодать сиениты еще несколько раз выступают из-под зеленокаменной полосы, свидетельствуя о подземном продолжении интрузии. Южнее восточная поверхность сиенитов следует к г. Тагилу и горе Высокой, где сиенитовая часть сменяется кварцево-диоритовой и гранитовой, а массив делается несколько уже.

Здесь, у горы Голый Камень, снова появляется полоса гидротермально измененных пород в виде нацело окварцованных и серицитизированных



Фиг. 45. Схема строения Красноуральского района.

А — габбро и диориты; В — сиениты и граниты; С — зоны расланцованности;  $\odot \odot$  — выходы серицитовых сланцев среди массива габбро.



альбитофиров и их туфов, к югу переходящих в кварцево-серицитовые сланцы. Эти сланцы вместе с сильно рассланцованными и серицитизированными альбитофирами слагают большую зону сложного строения, параллельную поверхности массива. При детальном поисковом картировании с шурфовой сплошность серицитовых сланцев теряется, и полоса распадается на бесчисленные линзы смятых серицитизированных, иногда хлоритизированных, а местами даже массивных участков. Уже одна эта линзовидная форма свидетельствует о сильнейшем динамометаморфизме, дающем обычно при проявлении скольжения линзовидные формы. Как мы видели, независимо от вопроса генезиса колчеданных залежей, полосы серицитовых и других сланцев являются тектоническими зонами, и их тесная ассоциация с массивом говорит о влиянии последнего на их образование. Сильно рассланцованные зоны ограничены от массива узкой приконтактовой полосой массивных, обычно сильно окварцованных пород, которые не были затронуты динамометаморфизмом и представлены то порфиритами, то альбитофирами. Ксенолиты последних развиты в 1 км к северо-западу от Карпушинского рудника. Они образуют утесы до 15 м высоты, в которых можно видеть жилы габбро. Ксенолиты представлены сильно окварцованными массивными альбитофирами, включенными в гранитоидных породах, переходных между гранитами и кварцевыми диоритами. То же наблюдается и в 5 км южнее Карпушинского рудника. Приконтактовую полосу мы считаем сохранившейся от раздавливания благодаря защите массива, на котором она покоится. Этим же объясняется, повидимому, массивность порфиритов и альбитофиров на пространстве между Голым Камнем, к юго-западу от Тагила, и рч. Абрамихой.

К западу от Горбуновского болота и железной дороги тянется полоса порфиритов и альбитофиров, сильно рассланцованных и резко отделенных от массивных разностей, прилегающих к массиву габбро. Эти последние расположены между выступом массива, находящимся на границе с Черноисточенской дачей, и выступом сиенитовой части массива.

Хорошо известные разрезы колчеданных рудников и элементы залегания, замеряемые в шурфах и на поверхности, свидетельствуют о крутом (60—70°) то восточном, то западном падении этих зон сланцеватости, что косвенно указывает и на крутое падение поверхности интрузива (Заварицкий, 1927; Замятин, 1927; Захаров, 1927<sub>2</sub>; Амирасланов, 1936; Афанасьев и Исаенко, 1936).

О внутренней тектонике массива известно мало фактов, кроме относительного расположения слагающих его отдельных пород. Известно, что к западному концу его в общем приурочены ультраосновные участки, тогда как кислые — к восточной периферии. На основании этого для объяснения формирования всей интрузии принимается теория гравитационной дифференциации. При этом западный край массива рассматривается как его лежащий бок, а восточный — как висячий.

Различными авторами были констатированы постепенные переходы между габбро и пироксенитами, с одной стороны, и габбро, диоритами, сиенитами и гранитами — с другой. Такие переходы наблюдались и нами. Лучшим районом для исследования переходных разностей между сиенитами и габбро может служить район к юго-западу от г. Кушвы и к западу и северо-западу от г. Тагила. Переходы местами столь постепенны, что границы можно провести лишь условно, что уже отмечено было раньше Ф. Н. Чернышевым.

Прекрасный пример постепенных переходов от гранитов к габбро через кварцевые диориты можно видеть на пограничной просеке между Черноисточенской и Тагильской дачами. Здесь обнажения на востоке начинаются светлыми желтовато-серыми мелкозернистыми гранит-порфирами с многочисленными вкрапленниками плагиоклаза размером 2—3 м. При движении к западу величина зерна основной массы постепенно увеличивается, и незаметно через 1 км мы переходим к среднезернистым

плагиогранитам, в которых дальше к западу, путем увеличения количества темноцветных минералов, совершается переход в кварцевые диориты. Типичные разности последних мы встречаем на горе Максимиха. То же явление констатирует Н. К. Высоцкий в Черноисточенской даче (1913).

Однако встречаются и другие отношения. Так, на горе Естюниной, 9 км к северо-западу от г. Тагила, развито соссюритовое габбро, являющееся, по данным разведочного бурения и горных работ, резко отграниченным включением в sienитах. Включения габбровых пород в гранитоидные мы наблюдали также и в Верхне-Тагильской даче. На горе Старик-Камень находится большой утес среднезернистого габбро, прорезанного многочисленными прожилками плагиогранита, проникающего по случайным трещинам, так что весь утес является гранитной магматической брекчией. Двойственность отношений кислых пород к основным объясняется повторностью интрузивных явлений. Мы это отмечали и в Ревдинском районе, где дайки и жилы габбро прорезают по сланцеватости амфиболиты (стр. 73). Наличие постепенных переходов свидетельствует о одновременности интрузии, наличие же даек кислых пород в основных и включений последних в кислых говорит о повторном вторжении более кислых пород. Об этом свидетельствуют также явления, наблюдаемые около дунитовых массивов.

Ряд авторов, как Н. К. Высоцкий и Л. Дюпарк, считают их более поздними внедрениями в смятое до состояния амфиболитов габбро, другие, как А. Н. Заварицкий (1928) и А. Г. Бетехтин, полагают, что дуниты являлись твердыми ядрами в еще жидком габбро и процессы амифиболитизации произошли или при остывании габбро, аналогично образованию полосатых габбро, или же возникли позже (Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937).

Данные картирования Н. К. Высоцкого, отличающиеся большой точностью, показывают, что непосредственно к дунитам и окружающим их пироксенитам примыкает узкая каемка среднезернистых массивных биотитовых и оливиновобититовых габбро и габбро-норитов. Эти породы являются, по утверждению того же автора, самыми свежими породами среди массива габбро Черноисточенской дачи, что мы можем подтвердить и для Тагильской дачи. Не являются ли эти габбро, столь различные от окружающих амфиболитов и тонкослоистых габбро, более поздними, проникшими вместе с пироксенитами и дунитами из глубоких частей очага в мелкозернистую застывшую и частично рассланцованную оболочку?

Совершенно убедительно это выглядит для Тагильской дачи. Здесь, в районе горы Акинин Бор, констатированы полосы перидотитов, редко переходящих в дуниты, длиной 7 км при ширине до 250 м. Их форма напоминает дайки, окруженные с обеих сторон узкими, до 250 м, каймами крупнозернистых и среднезернистых массивных уралитовых габбро, которые к востоку сменяются мелкозернистыми (0.5—1 мм) габбро, к западу же — такими же мелкозернистыми габбро-амфиболитами. Перидотиты и среднезернистые габбро не подверглись рассланцеванию, в то время как от мелкозернистых габбро к западу от массива остались лишь реликты. Указанные соотношения и форма перидотитового тела свидетельствуют о внедрении перидотитов в пограничную зону между смятыми и массивными породами и говорят, для данных районов, в пользу мнения Н. К. Высоцкого и Л. Дюпарка.

Этот вывод не противоречит гравитационной дифференциации, так как в замкнутом объеме магматического очага скопившиеся в глубине ультраосновные породы проникли позднее, в нашем случае в уже деформированную кровлю. По данным гравитационного исследования, дуниты Тагильского района оканчиваются на глубине около 1.5 км, что объясняется пережимом инъекции (Никифоров и Гирин, 1930). В других слу-

чаях, как, например, на сопке Сосновской, дуниты интродировали по границе между эффузивами и габбровыми породами (Высоцкий, 1925).

Интересна форма перидотитовых тел в Первоуральской даче. Здесь мы имеем две полосы их, прослеженные начиная от горы Барсучьей (к востоку от дер. Еланей) до южной части Первоуральской дачи. Местами они обогащены диааллагом и переходят в пироксениты. В других случаях (гора Магнитная) они переходят в горнблендиты с титано-магнетитовыми рудами. Эти выходы перидотитов также следуют простиранию габбровой полосы, и их интрузия, очевидно, совершалась под действием давления, придавшего правильную ориентировку этим телам. С обеих сторон они окружены сильно смятыми сосюритовыми, иногда волокнистыми габбро. Их продолжение выступает среди габбро к западу от Дегтярки. Представляет интерес сильный S-образный их изгиб западнее Дегтярки.

Южная часть Ревдинского массива, в верховьях р. Бобровки, у разъезда Каркадин, сложена почти исключительно перидотитами. Сначала ультраосновные породы появляются среди габбро в виде отдельных тел, а затем вытесняют их полностью, что можно объяснить выходом на поверхность более глубоких зон интрузии. Сравнительно с более северными частями массива Ревды эту область можно рассматривать как приподнятую. Среднезернистые разности габбро сопровождают появление ультрабазитов, тогда как в более северных частях массива господствуют мелкозернистые аплитовидные разности.

Структура отдельных частей массива может быть отчасти охарактеризована следующим образом. В районе Тагила мы отмечали образование габбро-амфиболитов и амфиболитов в западном контакте массива (стр. 71). Вопрос о возникновении сланцеватости при давлении разрешается различно. Одни петрографы предполагают возможность изменения структуры без явлений дробления или скольжения путем статического давления и медленной перекристаллизации под влиянием одностороннего давления. Другие предполагают, что, подобно перекристаллизации металлов, процесс не происходит без предварительной деформации (Grubenmann u. Niggli, 1924; Schmidt, 1925). Теоретические воззрения Зандера, Шмидта, Беккера и других исследователей строятся на анализе напряжений, возникающих в горных породах под влиянием горообразовательных сил. Возникающие напряжения, соответствующие по характеру одноосному и двuosному эллипсоиду, могут в случае преодоления модуля упругости материала разрешиться скольжением по одному из круговых сечений эллипсоида. В случае одностороннего статического давления можно ожидать форму одноосного эллипсоида, а возникающие при перекристаллизации кристаллы, располагаясь в плоскости кругового сечения, перпендикулярного максимальному напряжению в этом сечении, могут располагаться в любом направлении. Закономерность распределения новых кристаллов будет наблюдаться только в приуроченности их к плоскости сланцеватости.

В случае формы двuosного эллипсоида одно из круговых сечений его может сделаться поверхностью скольжения. В этом случае однородность распределения кристаллов в плоскости сланцеватости нарушается под влиянием перемещения масс. Как же расположатся кристаллы новообразований в этих случаях? Они могут вытянуться по направлению растягивающих усилий или же принять перпендикулярное им положение. Вопрос о направлении роста кристаллов решается наблюдением сланцеватости в пеннинском покрове Альп. Здесь шарьированные глубокие слои триасовых и других пород, превращенных в кристаллические сланцы, обладают расположением кристаллов, параллельным фронту шарьяжа, но не его движению. Это объясняется тем, что параллельно фронту шарьяжа давление было ослаблено, и действовал, с одной стороны, принцип Рикке. С другой стороны, скольжение действовало на зерна минералов путем дифференциального движения и дробления раскаты-

вающим образом, и механически частицы раздробленного материала располагались по фронту движения. Это благоприятствовало возникновению кристаллов, параллельных фронту. Длинные стороны кристаллов механически также будут становиться параллельно фронту движения. Это приводит к образованию хорошо известного явления штрекунга в кристаллических сланцах. Его положение нелегко при отсутствии дифференциального движения. Явление штрекунга можно часто видеть и по нему судить о дифференциальном движении и скольжении при образовании сланцев. В случае складчатых структур это поможет разрешению вопроса формы складок, в случае же возникновения их на месте массивных пород это даст представление о направлении дифференциального скольжения при образовании сланцев.

Южнее Баранчи амфиболитовая зона меняет простирание на меридиональное и около дунитового массива — на северо-восточное, почти окружая массив со всех сторон. Обнаженность массива характеризуется обычно элювиальными валунными и щебневыми россыпями, и нами сделаны лишь немногие измерения системы трещин на вершинах редких скал вдоль его восточной периферии. На горе Максимихе прекрасно выражена главная отдельность, по которой диориты иногда несколько смяты, а также поперечные и диагональные трещины.

То же констатировано в породах кровли на горах Палочной и Подложной. При этом главная отдельность параллельна восточной границе массива. Местами наблюдались две системы таких же отдельностей (гора Елевая), повернутые друг относительно друга на  $5^\circ$  (фиг. 41). Это свидетельствует о последовавшем изменении направления давления. Разрозненность этих наблюдений не дает возможности сделать из них какие-либо общие выводы.

В Ревдинском массиве нами была обследована только самая северная часть. Тем не менее и здесь наблюдаются некоторые черты сходства с тем, что мы имели на севере. Западная часть массива сложена габбро-амфиболитами с общим падением на восток до  $45^\circ$ . Распределение наблюдавшихся фактических данных см. на фиг. 43. На восточной окраине массива и в середине наблюдения редки и характеризуются независимостью простирания главных плоскостей отдельности от восточной границы массива; эти трещины имеют меридиональное направление. Получающиеся параллелепипеды имеют различный наклон в разных частях массива согласно фиг. 43.

Намечаются три зоны. Западная характеризуется восточным наклоном главной отдельности, средняя — вертикальными и восточная — западными падениями. Вертикальные отдельности образуют зону, широкую на юге и узкую на севере. В то же время намечается изгиб простирания отдельностей концентрически к форме перидотитовой интрузии района Дегтярки, указывающий на то, что габбро подверглось деформации в целом вместе с перидотитами.

Особенно сильные явления амфиболитизации краевых западных частей массива на юге. Здесь амфиболитовые сланцы, получившиеся из габбро, развиты по рч. Крутоберега в контакте со свитой М. Резкое сужение массива сопровождается широтным простиранием как его, так и вмещающих пород, что вызвано, по нашему мнению, смещением габбро вдоль контакта со свитой М. Наличие тектонического контакта здесь подтверждается детальными исследованиями, произведенными в последние годы Н. А. Спасским и В. С. Красулиным.<sup>1</sup> Эти относительные движения, вызвавшие рассланцованность габбро на западном контакте, возможно, сопровождалась общим подъемом южных его частей, в связи с которым стоит смена габбровых пород перидотитами, отмеченная выше. Последняя гипотеза может быть проверена путем детальных наблюдений залегания штре-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

кунга сланцев, а также геофизическими исследованиями (гравиметрия и магнитометрия).

Огромные массы габбро, интродуцировавшие между свитой М и зеленокаменной зоной, имеют неодинаковую мощность. Суженные части находятся в области между Тагильским и Ревдинским массивами, между черноисточенской и баранчинской частями и, наконец, между Баранчей и Качканаром.

Характер этих сужений различен. Возможно, что области развития дунитов являются более глубокими частями массива, продвинувшимися при интрузии в более высокие горизонты, как это было предположено Н. К. Высоцким.

В области между баранчинской и качканарской частями синклиналь эффузивных пород резко сужает массив с востока. Это сопровождается подступом более кислых диоритовых пород, хотя встречается и габбро. Здесь, следовательно, сужение массива вызвано или погружением кровли благодаря наличию поперечного прогиба, или же меньшим проникновением вверх магматического материала интрузии. Более вероятным является второе предположение.

Третий и главный пережим между тагильской и ревдинской частями массива обусловлен разрывом вдоль главного северо-западного сдвига. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) меридиональное простиранье тагильской части массива резко сменяется северо-западным вдоль сдвига, с загибом отдельных полос по направлению сдвига; 2) сильная сланцеватость и смятие суженной части массива с образованием габбровых сланцев (волокнистое габбро и др.); 3) меридиональное простиранье Ревдинского массива столь же резко нарушено сдвигом; северная часть массива вытянута по направлению к северо-западу в виде длинного отростка; 4) часть, прилегающая к сдвигу, и вытянутый к северу конец Ревдинского массива сильно рассланцованы и превращены также в сланцы.

В Кытлымском районе интрузия оканчивается, повидимому, путем постепенного погружения под толщу зеленокаменных пород. Из-под нее он снова выступает в виде изолированных массивов гор Кумбы и Золотого Камня, Денежкина Камня, Чистоба и других массивов Северного Урала. На юге, в верховьях р. Бобровки, в Верхне-Уфалейской даче, массив оканчивается дунитовыми и перидотитовыми фациями, являющимися наиболее глубинными.

С этим массивом мы параллелизуем габбро и перидотиты горы Каменной в Соймоновской долине и Таловских гор в Миасской даче Южного Урала. В промежутке встречаются только редкие мелкие массивчики змеевиков по границе свиты М и зеленокаменной полосы в Кыштымской даче (фиг. 44, 46).

Подводя итоги описанию тектоники платиноносной зоны габбро, можно отметить следующие положения:

1. Массив габбро представляет на большом протяжении межформационный интрузив, возникший по границе свиты М и зеленокаменной полосы.

2. С западной стороны он ограничен надвиговой поверхностью, приведшей к сильному смятию активного габбрового блока и к возникновению габбро-амфиболитов и амфиболитов.

3. Между Тагилом и Ревдой массив захвачен главным северо-западным сдвигом, вдоль которого сильно деформирован и, вероятно, прерван.

## 9. ТЕКТОНИКА ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ

Тектонике зеленокаменной полосы была посвящена значительная часть наших работ (Е. А. Кузнецов, 1939). В настоящее время мы отметим незатронутые факты и вкратце осветим главнейшие черты тектоники.

На севере Урала, к северу от Богословска, намечаются две антиклинали с ядром известняков верхнего силура. Профиль у Богословска, по данным Н. Г. Марковой и Н. А. Штрейса, а также К. И. Асташенко, представляет одну из этих антиклиналей, опрокинутую на запад. В синклиналях выступают известняки среднего девона. Складки нарушены сбросами и местами надвигами. Южнее, в Павдинском районе, в небольших выходах, в ядрах антиклиналей, также выступают известняки верхнего силура и нижнего девона (Сергиевский, 1936, Асташенко).<sup>1</sup> С ними связаны диабазы и спилиты. В восточной части полосы в синклиналях этой эффузивной толщи располагаются полого падающие толщи альбитофиров с углами наклона, не превышающими 10—15°. Синклиналь известняков, туфо-сланцев и ортофиров на восточной части полосы прослежена В. М. Сергиевским к югу до р. Ляли. В общем тектоника характеризуется В. М. Сергиевским как пологая складчатость, местами опрокинутая на запад. Эта картина сходна с тем, что дают исследователи Северного Урала и Богословского района.

В Нижне-Туринском районе производили работы А. А. Краснопольский (1909) и Н. К. Высоцкий (1913). Оба они дают антиклинальное строение верхнесилурийского известнякового поля близ ст. Маломальская. Оно является продолжением одной из антиклинальных структур Северного Урала. К западу от района известняков расположено поле порфиритов и альбитофиров, залегающих, повидимому, в синклинали. То же, по данным Л. М. Афанасьева, наблюдается и восточнее известняков. Здесь в синклинали также развиты альбитофиров. Профиль по р. Туре от ст. Маломальская до дер. Карелино на восточном краю зеленокаменной полосы дан Л. М. Афанасьевым (Афанасьев и Исаенко, 1936).

Замечательны отношения ортофиров и порфиритов к известнякам верхнего силура по р. Туре. Восточное крыло антиклинали известняков прослежено Н. К. Высоцким вниз по течению на 5 км от ст. Маломальская. Всюду наблюдается пологое восточное падение их от 10 до 25°. Крутые коренные берега по обе стороны реки сложены массивными ортофировыми туфами и порфиритами. Эти наблюдения подтверждены позднее Л. М. Афанасьевым (1936) и Н. Г. Марковой и Н. А. Штрейсом (1937). Они могут быть объяснены залеганием порфиритов и ортофиров на размытой пологой складке известняков верхнего силура. То же, по данным Н. К. Высоцкого, наблюдается и севернее по речке к северу от г. Актая.

Продолжая разрез на запад до Качканарского массива, мы получаем смену антиклинали известняков синклиналью альбитофиров. Западное падение известняков констатируется на западном их конце А. А. Краснопольским (1909) и Н. К. Высоцким (1913).

Из описанного разреза следует, что: 1) структура зеленокаменной полосы на широте Качканара представлена одной пологой антиклиналью, перекрытой несогласно эффузивными породами; 2) ортофиры отделены перерывом от времени отложения известняков.

Южнее, в районе между Верхне- и Нижне-Туринскими заводами, наблюдается синклинальная складка известняков нижнего и среднего девона. Ядро складки сложено известняками с *Pentamerus baschkiricus* Tschern. и *P. pseudobaschkiricus* Tschern. Южнее антиклиналь верхнесилурийских известняков констатирована в окрестностях г. Тагила Н. Н. Яковлевым (1906). Ее продолжение к северу обусловило выступ интрузивных горных пород у г. Кушвы. К западу от этой антиклинали находится синклиналь эффузивных пород с альбитофирами (фиг. 45 и 58).

Южное продолжение зеленокаменной полосы характеризуется повторением известняков верхнего силура у Верхнего Тагила, того же комплекса в окрестностях Полевского завода и у Соймоновска. Чем южнее, тем больше сдавленность зеленокаменной полосы. Если в районе г. Кушвы

<sup>1</sup> Рукописные данные.

мы имеем более половины массивных разностей эффузивов, к югу от г. Тагила значение их уменьшается. Из них ортофиры, как наиболее молодые, сохраняются чаще в массивном состоянии, тогда как диабазы и диабазовые порфириты и альбитофиры обычно сильно рассланцованы. В районе г. Первоуральска рассланцованность захватила все породы, что объясняется приближением к главному северо-западному сдвигу Урала.

По выходе из зоны северо-западного сдвига в Полевском районе породы снова приобретают массивное строение. Рассланцованность становится локальным явлением, намечающим зоны смятия, и обусловлена местными динамическими эффектами.

Всеобщая рассланцованность характеризует зеленокаменные породы также в южной части Полевской дачи при переходе в Верхне-Уфалейскую, причем простираение сланцеватости следует границе всего комплекса.

Относительно молодые ортофиры и их туфы, а также связанные с ними кремнистые сланцы намечают синклиналию складку, проходящую из района Полевского завода к югу. Близ границы с Верхне-Уфалейской дачей они выклиниваются, изгибаясь параллельно изгибу границы зеленокаменной полдры.

Описываемая полоса зеленокаменных пород претерпевает полное выклинивание несколько юго-восточнее Верхнего Уфалея. У этого горюда выступает очень узкая полоска известняков и порфиритов, превращенных в зеленые сланцы. Эта полоса известняков прослежена нами и позднее И. Д. Соболевым, Н. А. Спасским и В. С. Красулиным<sup>1</sup> от Полевского завода вдоль западного края змеевиков, проходящих около долины р. Чусовой и западного края Уфалейского змеевикового массива. Вся западная часть зеленокаменной полосы является, таким образом, здесь сильно редуцированной. Мы объясняем это тектоническими причинами.

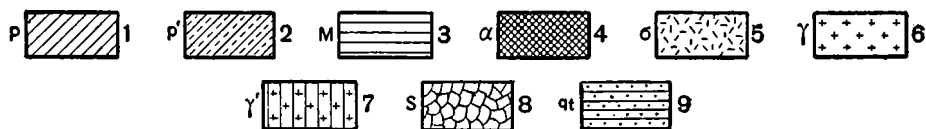
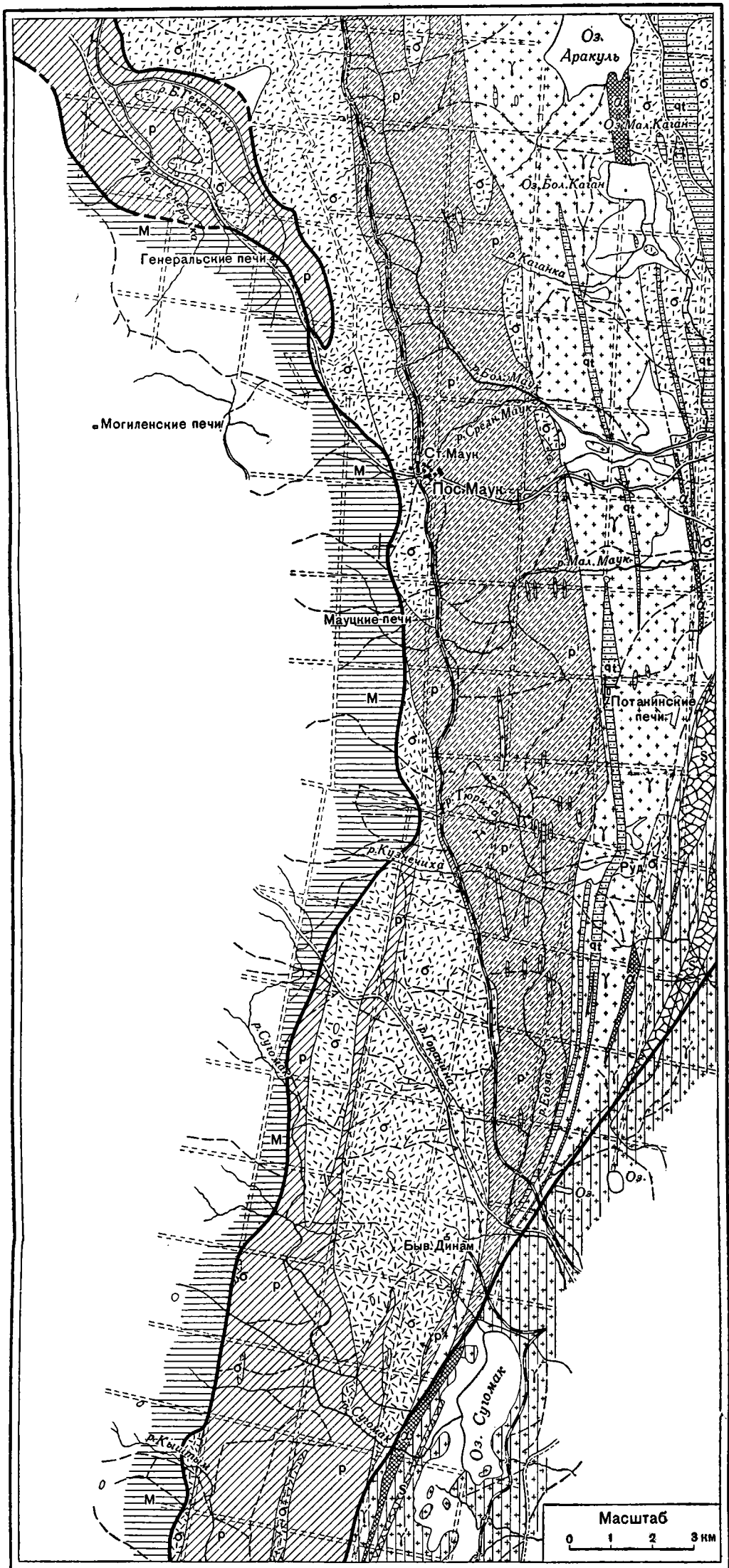
Благодаря им выклинился вначале массив Ревды, затем произошло сужение зеленокаменной полосы и, наконец, ее выклинивание, сопровождаемое полным рассланцеванием.

Новое появление этой части зеленокаменной полосы наблюдается к западу от горы Гораниной в Кыштымской даче. Сначала она выступает узкой полоской между свитой М и змеевиками горы Гораниной и между последней и горой Сугомак. В ней также развиты мраморы и порфириты, превращенные частью в амфиболиты (фиг. 46). Немного южнее горы Гораниной полоса имеет нормальный состав, не наблюдается только альбитофиритов и ортофиритов. Повидимому, мы имеем здесь самые глубокие части полосы. Все породы чрезвычайно сильно рассланцованы и превращены в зеленые сланцы. Массивных пород нет. Далее весь комплекс, очень сильно сдавленный, продолжается в Соимоновскую долину и слагает главную ее часть.

Следует отметить общую рассланцованность пород в местах сильного сужения полосы, особенно в районе главного сдвига и в районах Кыштыма и Уфалея. Эти зоны рассланцованности идут также вдоль интрузивного Тагильского и Баранчинского массивов. Они вызваны смятием эффузивных пород около твердого интрузива. Их расположение хорошо вскрыто поисковыми работами на колчеданы.

Главнейшие колчеданные зоны на севере описываемого района находятся: 1) вдоль восточного края Тагильско-Кушвинского массива, 2) в середине полосы по обе стороны интрузии, проходящей через Красноуральск и Балакино. Первая полоса начинается близ горы Кабан к юго-востоку от горы Качканар и прослежена до района к юго-западу от Чистого болота, к северу от Баранчинского завода. Характер ее окончания не вполне ясен. Она следует изгибу границы с габбро. Однако к югу в 2 км среди диоритов был встречен выход кварцево-серицитовых сланцев в неясных от-

<sup>1</sup> Рукописные данные.



Фиг. 46 Схематическая геологическая карта зеленокаменной полосы Урала в Каслинской даче.

1—зеленокаменные породы западной части зеленокаменной полосы; 2—то же, восточной части (кунгурской полосы); 3—кварциты; 4—амфиболиты (ильменского комплекса); 5—амезвики; 6—граниты; 7—гранито-гнейсы; 8—миаскиты и щелочные сиениты; 9—кварциты восточного склона Урала.



ношениях к окружающим его диоритам (фиг. 45). Такой же выход встречен среди габбро к востоку от Баранчинского завода (Исаенко, 1937).

Продолжение Кабанской полосы серицитовых сланцев наблюдается у горы Голый Камень к юго-западу от г. Тагила, где сначала они появляются вместе с альбитофирами в виде окварцованных их разновидностей, представляющих кварцевые роговики с пиритом. Их полоска идет к юго-востоку и переходит в сланцы близ железной дороги на Черноисточинск, в выемках которой наблюдаются уже серицитовые сланцы. В промежуточных выходах при постановке столбов линии высокого напряжения вскрыты кварцево-серицитовые массивные породы. Дальше эта зона рассланцованности проходит вдоль всего восточного края массива. Продолжение ее от горы Кабан к северу неизвестно.

Вторая полоса, дополнительная к первой, возникла на небольшом расстоянии от сиенитового массива гор Высокая и Благодать. Она прослежена от района дер. Горбуново до дер. Лая, дальше скрывается в болотах и снова выступает близ ст. Верхняя, где вскрыта карьерами, так как она добывалась на флюс для Красноуральского завода. Здесь она представлена массивными кремнистыми породами. К северу ее продолжения не наблюдалось.

Сильная рассланцованность наблюдается по обе стороны интрузии плагиогранита между дер. Балакиной и г. Красноуральском. После окончания массива к югу от г. Красноуральска обе полосы соединяются в одну и продолжают к северу. Детальные шурфовочные работы Красноуральского геологоразведочного бюро позволили П. М. Замятину (1927) и позднее Л. М. Афанасьеву (Афанасьев и Исаенко, 1936) проследить эту зону почти до р. Туры. Около последней она упирается в ортофирные туфы, не обнаруживающие и следов смятия. Кварцево-серицитовых пород не наблюдается ни по р. Туре, ни к северу от нее среди обширного поля ортофирных туфов. После окончания последних эта полоса снова появляется в виде большого холма, сложенного массивными кварцевыми и кварцево-серицитовыми роговиками. Эти места должны в дальнейшем привлечь внимание геологов для выяснения отношения ортофириров к колчеданосным зонам. Получается впечатление, что последние перекрыты несогласно ортофирными туфами, подобно тому, как эти же туфы перекрывают верхнесилурийские и нижнедевонские известняки. Это было бы указанием на древний возраст колчеданосных зон. Однако в Черноисточенской даче, на холме к югу от рч. Владимировки, мы наблюдали в утесе ортофиры, превращенные в серицитовые сланцы с многочисленными линзовидными желваками сохранившихся нерассланцованных участков величиной с кулак. Серицитовая масса имеет вид пластического цемента, скользящего между желваками, с поверхности также сильно рассланцованными и серицитизированными. В такой породе, представляющей брекчию трения ортофириров, или, быть может, аггломератового туфа их, естественны явления обтирания твердых участков и их линзовидная форма, которая наблюдается в желваках ортофириров.

Продолжением описываемой полосы на север являются вторичные кварциты, кварцево-каолиновые и кварцево-серицитовые породы Яборовского и Семеновского рудников Павдинской дачи. Для промежуточного пространства сведений о них нет.

## 10. ПЕРИДОТИТОВЫЙ МАССИВ ВОСТОЧНОЙ ГРАНИЦЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ПОЛОСЫ

На крайнем севере нашей карты из-под покрова третичных и мезозойских отложений выступают большие окна перидотитов, образующих массив, названный Е. С. Федоровым Устейским горстом. Южнее, около дер. Гаевой, массив выходит из-под покрова молодых отложений в виде суженной полосы шириной около 4 км, тогда как по р. Какве его ширина

равна 25 км. Его непрерывные выходы тянутся вдоль восточного края зеленокаменной полосы. Л. М. Афанасьев и М. П. Исаенко (1937) в разрезе по р. Туре и южнее констатировали западное падение прилегающих к массиву зеленокаменных сланцев. То же наблюдается и южнее, по р. Тагилу.

По р. Тагилу строение массива сложнее. С запада к нему примыкает длинная полоса массивных среднезернистых роговообманковых габбро-диоритов. Их мелкозернистые жильные фации развиты и среди массива в виде даек, местами выступающих среди змеевиков. Всюду наблюдается западное падение главных отдельностей этих пород под углом около  $50^\circ$ . Змеевики местами сильно смяты, и возникшие в них полосы рассланцевания наклонены под тем же углом к западу. Мы не будем перечислять тех мест, где это наблюдалось. Крутые скалистые берега р. Тагила хорошо обнажены. В середине массива по р. Тагилу встречены гранит-порфировые дайки. Восточный контакт массива отделен от кварцевых диоритов небольшой пачкой тонкозернистых амфиболитовых сланцев, выступающих в виде утеса с вертикальным падением сланцеватости. Восточнее, в 100 м, падение их становится  $80^\circ$  на восток. Постепенно уменьшаясь, через 500 м вниз по течению, оно переходит в восточное  $50^\circ$ , потом еще через 500 м в западное  $50^\circ$ ; через 1 км падение западное  $40^\circ$ , еще через 500 м западное  $37^\circ$ . Близ контакта с диоритами падение становится западным  $45^\circ$ . Это дает структуру синклинальной складки. Природа амфиболитовых сланцев не выяснена. Это могут быть зажатые между двумя массивами, сильно сдавленные и метаморфизованные порфириды или их туфы. Реликтовых структур не встречено. Крутое западное и пологое восточное крылья складки свидетельствуют об опрокинутости ее на восток. Южнее, в 6 км, она выклинивается, и змеевики приходят в контакт с кварцевыми диоритами.

Описанный разрез по р. Тагилу показывает, что габбро-диориты являются более молодыми сравнительно со змеевиками. Кроме даек внутри массива, они образуют краевую дайку между змеевиками и зеленокаменной свитой.

Южнее эти породы прослеживаются в районе Красноуральского асбестового рудника, где образуют огромный раздув. К югу массив суживается и к району Невьянска и Кировграда сменяется габбро и диоритами. Последние слагают большую часть интрузии до района Красных гор к югу от Кировграда. Красные горы и гора Перевал сложены большим раздувом змеевиков. Параллельно им около Верх-Исетского гранитного массива проходят в зеленокаменных породах узкие мелкие дайки змеевиков и габброидных пород. Змеевики переходят далее к югу в сопровождении кварцитов в Первоуральскую дачу и образуют хребет среди зеленокаменных пород. Отсюда змеевики шаг за шагом в виде длинных и узких лент прослежены до Дегтярского месторождения, где они представлены совершенно ничтожными полосками. Разведочные работы привели В. В. Никитина (1907) к выводу, что «известняки, сланцы и змеевики весьма разнообразно переплетаются друг с другом». Эту характеристику залегания он приводит в доказательство того, что весь комплекс района представляет тектоническую брекчию. Мы присоединяемся к этому мнению и, кроме доказательств, приводимых В. В. Никитиным, выскажем несколько дополнительных соображений.

В выработках Дегтярского рудника змеевики вместе с полосками мрамора окружены серицитовыми сланцами рудоносного комплекса. Сами породы представлены змеевиковыми сланцами. По данным зарисовок Геологоразведочного бюро Дегтярского рудника, среди мраморов встречаются линзовидные включения змеевиков, что соответствует описанию В. В. Никитина, данному им для окрестностей никелевых рудников, расположенных севернее Дегтярского месторождения. Эти условия развития и сильная рассланцованность пород, обладающих многочислен-

ными зеркалами скольжения, свидетельствуют в пользу взглядов В. В. Никитина на брекчиевый характер этой зоны. Непрерывность пород не препятствует этому положению, тем более, что линзовидные включения одних пород в другие свидетельствуют не о непрерывности, а о сильных нарушениях. Мраморы приняли линейную структуру с резко выраженным штрекунгом. Последний наблюдался в старых выработках Ревдинской Дегтярки, где мрамор при простирании  $350^\circ$  и восточном падении  $63^\circ$  обладает ясно выраженным штрекунгом, наклоненным к югу под углом  $45^\circ$ . То же наблюдается и в мраморах южнее Дегтярского месторождения.

К югу от Дегтярского месторождения полоса змеевиков снова расширяется и прослеживается непрерывно до Верхне-Уфалейского массива, где достигает ширины 10 км. Местами она заменяется габброидными породами и пироксенитами, но их роль в строении массива ничтожна.

Большой интерес представляет Думная гора около Полевского завода. Здесь обнажены пироксениты с инъекциями габбро и плагиогранитов. В массивных породах проходят узкие, от 5 до 20 см, зоны рассланцованности. В утесе у рч. Полевой можно видеть несколько таких зон. Они обладают простиранием  $325-340^\circ$  и падением на восток  $60^\circ$  и сложены серицитовыми и хлоритовыми сланцами с реликтами вмещающих пород и с вкрапленностью пирита до 50%. Последняя наблюдается по соседству и в массивных, но трещиноватых породах. В 0.5 км южнее, среди селения, расположены ямы старинного Полевского медного рудника, в отвалах которого встречается колчедан. Описанные соотношения указывают на то, что: 1) процесс колчеданного оруденения позднее образования габбро-перидотитовых интрузий и 2) оруденение приурочено к типичным зонам смятия, представленным сланцами рудоносной серии, происхождение которых связано с динамометаморфизмом различных образований, в данном случае интрузивных.

Уфалейский массив, представляющий большой раздвиг змеевиковой полосы, обладает чертами структуры, свидетельствующими о сильной его деформации. Мы неоднократно писали о змеевиковых брекчиях на вершинах северного конца массива (Кузнецов, 1933, 1939). Эти брекчии, имеющие вид конгломератов с гальками массивного змеевика от 0.5 до 5 см и цементом змеевикового сланца, залегают почти горизонтально. На южном конце массива такие же брекчии можно видеть в утесах при подъеме на гору по Иткульской дороге около Верхнего Уфалея. Здесь сланцеватость в цементе наклонена на восток под углом  $30^\circ$ , а линзы массивного змеевика достигают многих метров в поперечнике. Некоторые авторы полагают, что змеевики являются такими аутометаморфическими породами, которые могут сами вызвать образование таких брекчий. Этот взгляд является, по видимому, следствием заключения об увеличении объема при процессе серпентинизации. Возможно, что этот процесс и существует, но есть авторы, возражающие против увеличения объема при этом процессе (Лодочников, 1935). Если бы даже это увеличение и было, то, не будучи ориентировано, оно дало бы неправильную хаотическую трещиноватость, что мы и видим при образовании сетчатой структуры хризотилых змеевиков. Ориентировку и сланцеватость змеевики могут получить только путем динамического воздействия, а зеркала скольжения, видимые всюду в таких породах, около каждого желвака и каждой линзы, свидетельствуют о передвижениях вдоль них. Если в каждом отдельном случае это передвижение невелико, то в общей сумме оно может достигать значительных размеров. Необходимо детальное исследование, чтобы возможно было оценить это явление количественно. Такая же структура свойственна и змеевикам района Тюленевского месторождения никеля. При наклоне поверхностей скольжения на восток под углом около  $30^\circ$  движение масс было направлено, вероятно, на запад. Об этом свидетельствует и тот факт, что в 15 км южнее зеленокаменная полоса, располо-

женная западнее Уфалейского массива, исчезает, и змеевики массива на севере Каслинской дачи приходят в непосредственное соприкосновение с метаморфическими сланцами Центрального Урала. Зеленокаменная полоса или поднята движением выше современного уровня земной поверхности, или же перекрыта змеевиками. То или иное решение может быть вынесено путем детального исследования, внимание которого должно быть специально направлено на эту проблему.

## 11. ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ПОЛОСА ДОЛИНЫ Р. НЕЙВЫ

В долине р. Нейвы у Кировграда и Невьянска находится вторая зеленокаменная полоса, отделенная от первой высоким габбро-перидотитовым хребтом. Она начинается восточнее Красноуральского асбестового рудника и представлена теми же породами, что и главная полоса. Из осадочных пород в ней развиты верхнесилурийские известняки с *Amphiroga* и кремнистые сланцы, переходящие в кварциты. В кремнистых сланцах имеются остатки радиолярий. Они связаны постепенными переходами с глинистыми туфитами. Эти породы выступают в виде двух полос, соединяющихся, по Б. М. Романову,<sup>1</sup> на севере в одну, что говорит о наличии складки. Из эффузивных пород развиты диабазовые порфириты, порфириты и альбитофиры.

Вдоль всей западной границы Верх-Исетского гранитного массива породы превращены в амфиболитовые сланцы, а известняки—в мраморы. В их толще здесь проходит много даек перидотитов, реже габброидов. Среди зеленокаменной толщи, особенно в западной части полосы, находится множество даек и мелких массивов белых аляскитовых альбитовых гранит-порфиров. К зонам рассланцованности приурочены месторождения колчеданов Кировградского района.

Геологическая карта дает впечатление синклинальной структуры всего района. Это подтверждает двойственность полосы осадочных пород. О залегании пород имеются следующие сведения. Контактная область гранитного массива была ко времени наших работ вскрыта шурфами, и потому была получена возможность детального картирования и наблюдения над элементами залегания пород. Последние были замерены в каждом шурфе. Все замеры на расстоянии до 1 км от контакта с гранитом свидетельствуют о меридиональном простирании и западном падении прилегающих к граниту пород. Углы падения колеблются от 50 до 60°. Такие же углы падения констатированы в шурфах и для главной отдельности прилегающего гранита. Западное падение наблюдалось и в других породах вплоть до западной полосы известняков около Кировграда. Таким образом, вся толща горных пород восточной части описываемого района наклонена к западу.

Около Кировграда, на холмах к востоку от завода, можно наблюдать второстепенную складчатость. Здесь кремнистые сланцы обрамляют со всех сторон полоску диабазового порфирита. В суженном месте последней виден седловидный изгиб отдельности с отполированной поверхностью скольжения по ней. Повидимому, диабазы выступают здесь в ядре антиклинали. Соотношения этих пород с альбитофирово-порфиритовой толщей, лежащей западнее, неясны. В восточной части этой толщи проходит зона рассланцевания Калатинского рудника в Кировграде. Она прослежена к югу до долины р. Осиновки, где скрывается в болотах у восточного подножья габбро-перидотитового массива (фиг. 47).

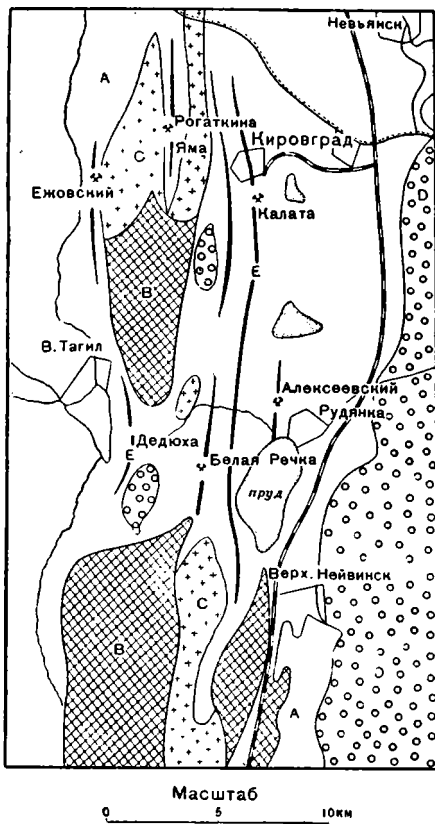
Крутое восточное 70° падение этой полосы документируется выработками и разрезами рудника. Эта зона смятия аналогична другим вышеописанным. На ней не везде выступают гидротермальные проявления, местами остается только рассланцованность.

<sup>1</sup> Рукописные данные.

Вторая полоса лежит западнее в области обширного развития гранит-порфировых даек. Эти породы подверглись рассланцеванию, сопровождаемому окварцеванием и серицитизацией. Эта полоса сланцев прослежена от западных окраин Кировграда до района Белореченского рудника и на 3 км южнее. Ее соотношение с перидотитовым массивом Красных гор не выяснено, и неизвестно, отходит ли она на восточный или на западный склон массива. Следует также выяснить, не прорывают ли перидотиты всю толщу вместе с серицитовыми сланцами. Положение двух зон определяется, по нашему мнению, габбро-перидотитовым массивом. Образование обеих зон обусловлено, вероятно, смятием, вызванным сопротивлением восточного края массива (фиг. 47). Северное продолжение обеих полос сланцев автору неизвестно.

Южное продолжение описанного комплекса прослежено детально до района Дегтярского месторождения. Всюду пределом его на западе служат змевики и кварциты, а на востоке — граниты Верх-Исетского массива. В детали поведения отдельных горизонтов мы входить не будем, отметим лишь, что вся полоса эта характеризуется обилием даек белых гранит-порфиров. Все породы полосы южнее Верх-Нейвинска сильно рассланцованы и превращены в зеленые серицитовые и хлоритовые сланцы. Несколько месторождений колчедана приурочено к этой полосе. Грандиозное месторождение Дегтярки также относится к ней. Ее породы прослежены и южнее Дегтярки.

Сведений о северном окончании Нейвинской синклинали никем не опубликовано. Быть может, амфиболитовые сланцы, описанные нами, между змевицами и салдинским гранитом по р. Тагилу, относятся к этой же полосе. Там нами констатирована по углам падения синклинальная структура (стр. 84).



Фиг. 47. Схема расположения месторождений колчеданов у Кировграда.

А — эффузивные и осадочные породы; В — змевики; С — габбро; D — граниты; Е — зоны рассланцованности.

## 12. САЛДИНСКИЙ И ВЕРХ-ИСЕТСКИЙ ГРАНИТНЫЕ МАССИВЫ

Тектоника Салдинского гранитного массива, простирающегося на север на огромные пространства до р. Ляли и уходящего далее под третичные и мезозойские отложения, неизвестна. Наши наблюдения коснулись краевой его части и несколько подробнее части от р. Тагила до дер. Северной. Здесь выяснилось, что краевые области массива сложены кварцевыми диоритами и плагиогранитами, но по направлению к центральным частям массива появляется микролин, с постепенным увеличением содержания которого породы приобретают состав типичных гранитов. Для последних характерно наличие мельчайших столбчатых кристалликов эпидота, иногда с ядром ортита. Они включены в кварце и калиевом полевом шпате. Совершенно такие же кристаллики встречались нами в сысертских и верх-исетских гранитах, а также в гранитах Суховязского

болота к северо-западу от Верхнего Уфалея. Внешний облик гранитов и детали их состава и структур чрезвычайно сходны, что свидетельствует об единстве генезиса этих массивов. Среди Салдинского массива особо выделяются богатые кварцем среднезернистые порфировидные граниты р. Теляны. Они содержат несколько выделяющиеся по размерам (до 5 мм) корродированные вкрапленники кварца. Тектоника массива для изучения недостаточна, так как выходы пород обычно представлены элювиальным щебнем и дресвой. Кристаллические сланцы восточного контакта падают к западу под углом в среднем  $50^\circ$ . На западе, как мы видели, амфиболиты также наклонены в контакте с массивом на запад под углом  $35-45^\circ$ . Повидимому, магма проникла по наклону пластов, параллельно сланцеватости.

Верх-Исетский гранитный массив изучен был В. В. Никитиным (1907), который отметил большое количество порфировидных фаций. Позднее Б. М. Романов<sup>1</sup> дал краткое описание массива и его контактов, которые он характеризует в общем как согласные. Автор отмечает наличие в гранитах включений габбро и выделяет в составе гранитов две разновидности. Из них плагиограниты слагают западную часть массива, восточная же сложена гранитами с большим количеством ортоклаза. Между ними местами видны интрузивные отношения. То же дали и исследования Л. М. Афанасьева<sup>2</sup> в районе Ленинской железной дороги. Последний детально картировал эту часть массива и констатировал следующие закономерности его строения.

Западная часть массива сложена плагиогранитами, среди которых наблюдается огромный ксенолит габбро и диоритов с участками ультраосновных пород. Все они подверглись инъекции со стороны гранита, развитого в виде сети прожилков и больших даек и жил. Все древние породы сильно метаморфизованы, нормальные граниты, развитые в восточной части массива, свежи. Пегматиты и аплиты редки. В восточной части массива, к северу от дер. Палкиной, в районе копей, наблюдается множество мелких амфиболитовых ксенолитов, расположенных по дугообразной кривой. Породы превращены в роговики и, будучи устойчивыми, сохранились среди гранитов в виде выступающих скал. Падение сланцеватости их и главных отдельностей гранитов, а также выступающих на восточном краю массива мраморов и амфиболитов — западное и переходит на южной части дуги в северное, намечая синклинальный прогиб в кровле массива. Это свидетельствует о неглубокой эрозии массива. К югу он сильно суживается и остро выклинивается между северо-западным сдвигом и зеленокаменными породами района дер. Кунгурки. Характер выклинивания неясен вследствие плохой обнаженности. Не видно и отношения к сдвигу. Эти вопросы можно разрешить только путем детальной шурфовки.

### 13. ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ПОЛОСА ДЕР. КУНГУРКИ

Зеленокаменная полоса дер. Кунгурки продолжается на север к Свердловску. В промежутке между р. Чусовой и Свердловском она мало исследована, и детали строения ее неясны. Интересны соотношения ее с гранитами в окрестностях города.

На запад от Свердловска, по Сибирскому тракту, выступают кварцитовые сланцы с порфиритами, подвергшимся сильному рассланцеванию и в контакте с гранитом превращенными в амфиболитовые сланцы, сохранившие реликтовую структуру уралитовых порфиритов в виде многочисленных бластопорфировых выделений уралита. На западе этой полосы выступает холм змеевиков, у подножья которого расположена узкая

<sup>1</sup> Рукописные данные.

<sup>2</sup> Рукописные данные.

полоска мраморов. Несколько севернее, по берегам городского пруда, прослежены граниты. Последние слагают его острова и выступают по северному берегу. Здесь они окружены со всех сторон кварцитовыми сланцами и амфиболитами, а вдоль восточной границы гранитов расположены прорванные ими габбро. Северо-западный берег пруда содержит продолжение описанного комплекса пород кровли с мраморами. Здесь на полуострове, вдающемся в пруд, они добываются на флюс. Мраморы сопровождаются узкой и длинной полоской змеевиков. Отсюда мраморы и змеевики прослежены на север на расстоянии около 15 км. Другая ветвь змеевиков и кварцитовых сланцев без мраморов огибает дугой гранитный массив и выклинивается между габбро и гранитами на западных окраинах города. Падение горных пород всюду направлено от массива с углами около  $50^\circ$ , что создает впечатление о куполовидной форме интрузии гранита.

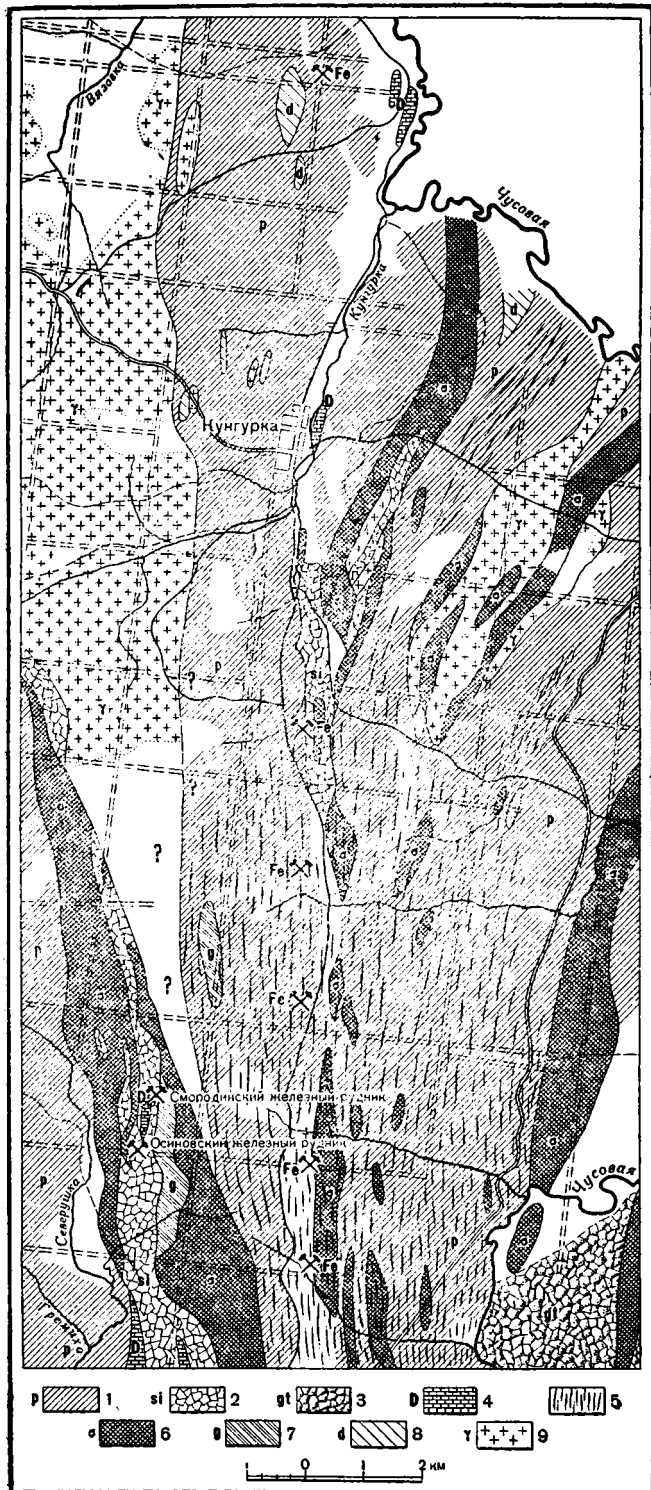
Между северным берегом и мраморо-кварцито-порфириновым комплексом южного берега развиты граниты. Непосредственной связи пород кровли нет. Однако гора Светлая, расположенная к западу отсюда, сложена теми же порфиритами, которые составляют западную часть свиты. Они оказываются оторванными гранитной интрузией и отодвинутыми в сторону. Обилие ксенолитов в верх-исетском граните согласуется с этим.

По данным Б. М. Романова,<sup>1</sup> змеевики продолжаютя в районе дер. Кунгурки, за р. Чусовую. В окрестностях этой деревни разрез толщи с запада на восток имеет следующее строение (фиг. 48). К верх-исетскому граниту прилегает свита массивных, изредка слегка смятых уралитовых порфиритов. Они характеризуются большим количеством бочонковидных вкрапленников уралита и по составу соответствуют диабазовым порфиритам (Кузнецов, 1939). К востоку от них через дер. Кунгурку проходит узкая, местами двойная, полоска массивных известняков. Она окружена глинистыми и кремнистыми сланцами и прослежена на север до р. Чусовой. На юг продолжение известняков намечается рядом рудников бурого железняка до района Северского завода вдоль тракта из дер. Кунгурки. Восточнее известняковой и глинисто-сланцевой полосы снова следуют кремнистые сланцы и массивные порфириты с залежами змеевиков, габброидов и гранитов. Восточнее р. Чусовой располагается сплошная полоса кварцитов и слюдяных сланцев с пластовыми интрузиями змеевиков.

Кунгурская полоса порфиритов к югу становится все более и более рассланцованной, и в расстоянии около 4 км от северо-западного сдвига все породы ее превращены в уралитовые, хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы. Полоса эта вместе с кварцитами, достигая линии сдвига, становится мало отличимой от других зеленых сланцев. Кварциты и слюдяные сланцы, развитые в виде широкой полосы в окрестностях с. Мраморского и дер. Косого Брода, доходят до сдвига, сильно суживаются и, отклоняясь к юго-востоку, проходят по восточную сторону сдвига между ним и Сысертским гранитом. Главная линия сдвига проходит по границе между кварцитами и порфиритами долины р. Чусовой. Последние по их положению должны быть продолжением порфиритов Кунгурской полосы, на что при дальнейших детальном исследовании должно быть обращено внимание.

В мало измененном состоянии Кунгурская полоса порфиритов возрождается на севере Каслинской дачи, к востоку от Уфалейского змеевикового массива. Здесь, по южную сторону сдвига, развиты те же порфириты с многочисленными вкрапленниками уралита. Среди них располагается, как и около дер. Кунгурки, полоса известняков, сопровождаемых глинистыми сланцами. Их залегание в выработках Осиновского рудника

<sup>1</sup> Рукописные данные



Фиг. 48. Геологическая карта Кунгурской зеленокаменной полосы с приближением к сдвигу.

Палеозойские отложения (девон): 1 — порфириды и их туфы; 2 — кремнистые и кварцитовые сланцы; 3 — кварциты и слюдяные сланцы; 4 — известняки; 5 — расщепленность; 6 — амфиболиты; 7 — габбро; 8 — диориты; 9 — граниты.



крутое, близкое вертикальному. Этот комплекс проходит на юг, все время к востоку от змеевиков и прослежен до района горы Сугомак, где он превращается в амфиболиты, будучи метаморфизован гранитами (фиг. 46). Восточная приконтактовая область зеленокаменных пород с Аракульским гранитным массивом также амфиболитизирована. Около озера Сугомак свита амфиболитов этого комплекса претерпевает постепенный поворот к юго-западу и срезается гранито-гнейсами Ильменского комплекса.

Между этой полосой и кварцитами, расположенными восточнее, вклинивается Аракульский гранитный массив. Его отрог в виде дайки вдаётся по границе порфиритов и кварцитов, следуя направлению сдвига. Граниты, однако, нисколько не метаморфизованы, и их инъекция, вероятно, произошла после сдвига или же во время его образования. Детали строения этого района даны на фиг. 50. Интересно наличие к востоку отсюда на горе Смертельная антиклинали кварцитов, в которой принимают участие и змеевики (фиг. 50). Эта антиклиналь, хорошо установленная на основании многочисленных замеров залегания как на вершине, так и по склонам горы, может быть продолжена к северу по распространению змеевиков, пластовые интрузии которых участвуют в ее строении. Кварциты описываемого комплекса переходят на восточную сторону Аракульского массива.

В районе Свердловска кварцито-порфиритовый комплекс слагает окрестности города. На северном краю массива гранита городского пруда при общем падении пород к западу мы имеем следующее напластование пород. Внизу залегают кварцитовые сланцы, над ними лежит небольшая толща мраморов, над которыми развиты амфиболитизированные порфириты Кунгурской свиты. Порфириты последней слагают большую часть территории города и продолжают к северу вдоль восточного края Верх-Исетского массива. Кварцито-сланцево-сланцевая толща с. Мраморского отходит на восток от Свердловска.

В районе города интересной структурной единицей служит куполовидная интрузия Шарташского гранитного массива, окруженная сланцеватыми амфиболитовыми роговиками. В толще сланцев змеевиковые пластовые интрузии окружают кольцом массив, подчеркивая его форму. Детальное описание его внутренней тектоники и соотношения со сланцами в литературе отсутствует. Условия для его выяснения здесь являются наиболее благоприятными благодаря большому количеству разработок этого ценного строительного камня.

Аналогичную форму имеет и гранитный массив, расположенный южнее, в районе Карасьева озера.

Интересным, но еще не освещенным структурным элементом, является Уктусский габбро-перидотитовый массив. Северное его окончание — дунитово-пироксенитовое ядро — имеет, повидимому, куполовидную форму, судя по падающей на запад отдельности на его западном краю, что можно видеть в выработках дунита.

#### 14. СЫСЕРТСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ

Сысертский гранитный массив занимает площадь около 2000 км<sup>2</sup>. Глубоким прогибом пород кровли он разделен на две части. Западная часть сложена микроклиновыми двуслюдяными гранитами. Среди них часто наблюдаются включения пород кровли, представленные кварцитами и амфиболитами, а также актинолитовыми, хлоритовыми и тальковыми породами. Эти включения вытянуты по простиранию и являются, повидимому, участками кровли, раздвинутой вторгшейся магмой.

При взгляде на геологическую карту обращает внимание правильный дугообразный изгиб северного края гранита. Это напоминает о складчатой форме кровли. О том же свидетельствует и обрамление гранитов

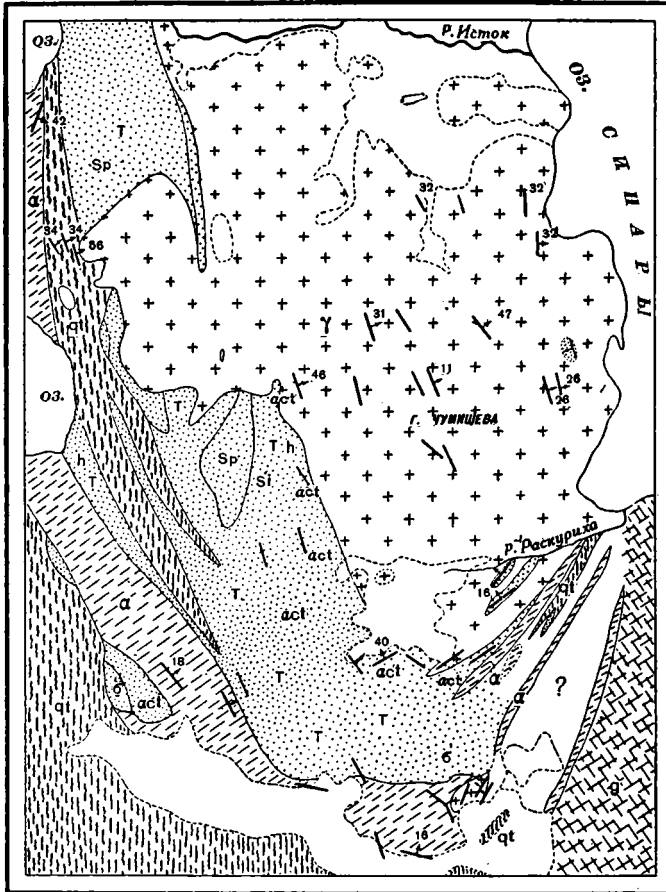
правильными дугами змеевиковых пластовых интрузий, подвергшихся складчатости совместно с осадочными породами. На основании этого интрузию можно считать в общем согласной. Массив залегает в ядре антиклинальной складки. Об этом свидетельствуют также следующие факты.

В районе с. Мраморского и дер. Косой Брод породы, прилегающие к массиву, на расстоянии до 3 км падают в сторону от массива, что можно видеть в резервах железной дороги по всему ее пути между этими поселками и в выработках рудников. Таким же западным падением обладает исследованная нами часть контактовой области от границ Каслинской дачи до района к югу от оз. Иткуль. Это можно видеть в отдельных скалах вмещающих пород, в искусственных выработках и на берегах оз. Иткуль. Здесь западным падением  $45-50^\circ$  обладает и пластовая отдельность в самих гранитах, что свидетельствует о том, что залегание пород кровли отразилось на отдельности. Залегание в восточной части наблюдалось редко и характеризуется падением на восток. Прогиб кровли между Сысертским заводом и оз. Иткуль свидетельствует о синклинальной его форме. Южный конец массива сильно сужен. Равнинная местность к югу от него сложена кварцитовыми сланцами, составляющими перемышчку между сысертским и аракульским гранитами. Залегание этих кварцитов наблюдалось на восток от горы Смертельная, где вдоль дороги на угольные печи расположен ряд выработок. Падение кварцитов в них восточное от  $15$  до  $20^\circ$ . Такое же падение наблюдается и восточнее, по р. Вязовке, на западном подножье Вязовского увала. В ядре антиклинали этих кварцитов на горе Смертельная выступают те же граниты. Они же в виде даек проникают во все швы между кварцитами и амфиболитами или змеевиками — там, где при складчатости возникали напряжения и разрывы. Эти данные свидетельствуют о том, что между сысертским и аракульским гранитами имеется связь. Оба они под тонкой перемышчкой сланцев соединяются к северу от Аракульского озера. Особенностью южного окончания западной половины Сысертского массива является наличие к юго-западу от оз. Иткуль близ контакта с кварцитами кровли сильно рассланцованных, окварцованных и серицитизированных гранитов, превращенных по существу во вторичные мусковитовые кварциты. Вдоль всей юго-западной части берега расположены невысокие скалы гранито-гнейсов с пологой тонкой пластовой отдельностью, образующей складки, отражающие, повидимому, складчатость лежавшей над ними кровли. Восточный контакт массива с кварцитовыми и амфиболитовыми сланцами обладает восточным падением под углом  $40^\circ$ .

Восточная половина Сысертского массива по размерам меньше. Она с севера оконтурена согласно кровлей, состоящей из тех же кварцитов, амфиболитов и метаморфизованных ультраосновных залежей, превращенных в актинолитовые, хлоритовые и тальковые сланцы. Разделяющая оба массива прослойка кровли тех же пород посередине разорвана многочисленными пластовыми и секущими инъекциями гранитов; фактически оба гранита в этом месте сообщаются. Между Березовым и другими увалами, являющимися высокими вершинами центральной части массива, и упомянутой перемышчкой кровли располагается полоса гранитов, свободных от включений кровли. Главная, центральная часть массива представляет по существу сложную систему инъекций гранитов в гнейсовую и кварцитовую толщу. Их многочисленные утесы слагают вершины пологих, но высоких холмов с залеганием слоев и инъекций параллельно склонам холмов. Залегание этих пород дает представление о северной части массива как о куполовидной антиклинали кровли, пропитанной инъекциями сысертского гранита. На вершине Высокого Камня и севернее прослежена полоса мигматитов с преобладанием осадочного материала. Краевая восточная часть массива не исследовалась нами, и данные о ней имеются в работе Б. И. Борсука (1936).

Массивные граниты на западе восточной части массива прослежены до оз. Синары, где слагают гору Чумишева. Многочисленные утесы последней дают возможность наблюдать главную пластовую отдельность гранитов, падающую к востоку под углом 30—35° (фиг. 49).

Южное окончание этой части массива находится на западе от южного берега оз. Синары. Здесь массив окружен змеевиками и продуктами их



МАСШТАБ  
500 0 500 1000 1500 м

- qt 1
- α 2
- 3
- g 4
- γ 5
- 6

Фиг. 49. Синклиальная структура к югу от горы Чумишева в Каслинской даче.

- 1 — кварциты; 2 — амфиболиты; 3 — Sp — антигритовые змеевики;
- T — тальковые породы; h — хлоритовые породы; Si — кремнистые,
- act — актинолитовые, σ — оливин-бронзитовые породы;
- 4 — гранито-гнейсы и гнейсы; 5 — граниты; 6 — элементы залегания.

метаморфизма — актинолитовыми, бронзитовыми, оливиновыми, хлоритовыми и тальковыми породами и сланцами. Многочисленные скалистые выступы слегка сланцеватых актинолитовых пород окружают край массива. Хорошо выраженная пластовая их отдельность и сланцеватость на востоке обладают западным падением 15—20° при северо-восточном простирании, параллельном направлению холмов и полосе сланцев в целом. На южном конце при широтном простирании падение делается северным, тогда как на западном контакте при меридиональном залегании наблюдается восточное падение пород кровли (фиг. 49). Это расположение

соответствует структуре синклинали, в ядре которой расположены граниты. Неясно, возможно ли эту структуру продолжить по краевой части массива далее к северу. Мы ее условно наметили на нашей карте.

Гранито-гнейсовая антиклиналь главного хребта продолжается через середину оз. Синары, откуда изменяет направление на юго-западное, переходя в иньекционную зону гранито-гнейсов района Вишневых и Ильменских гор, расположенную к востоку от щелочных пород.

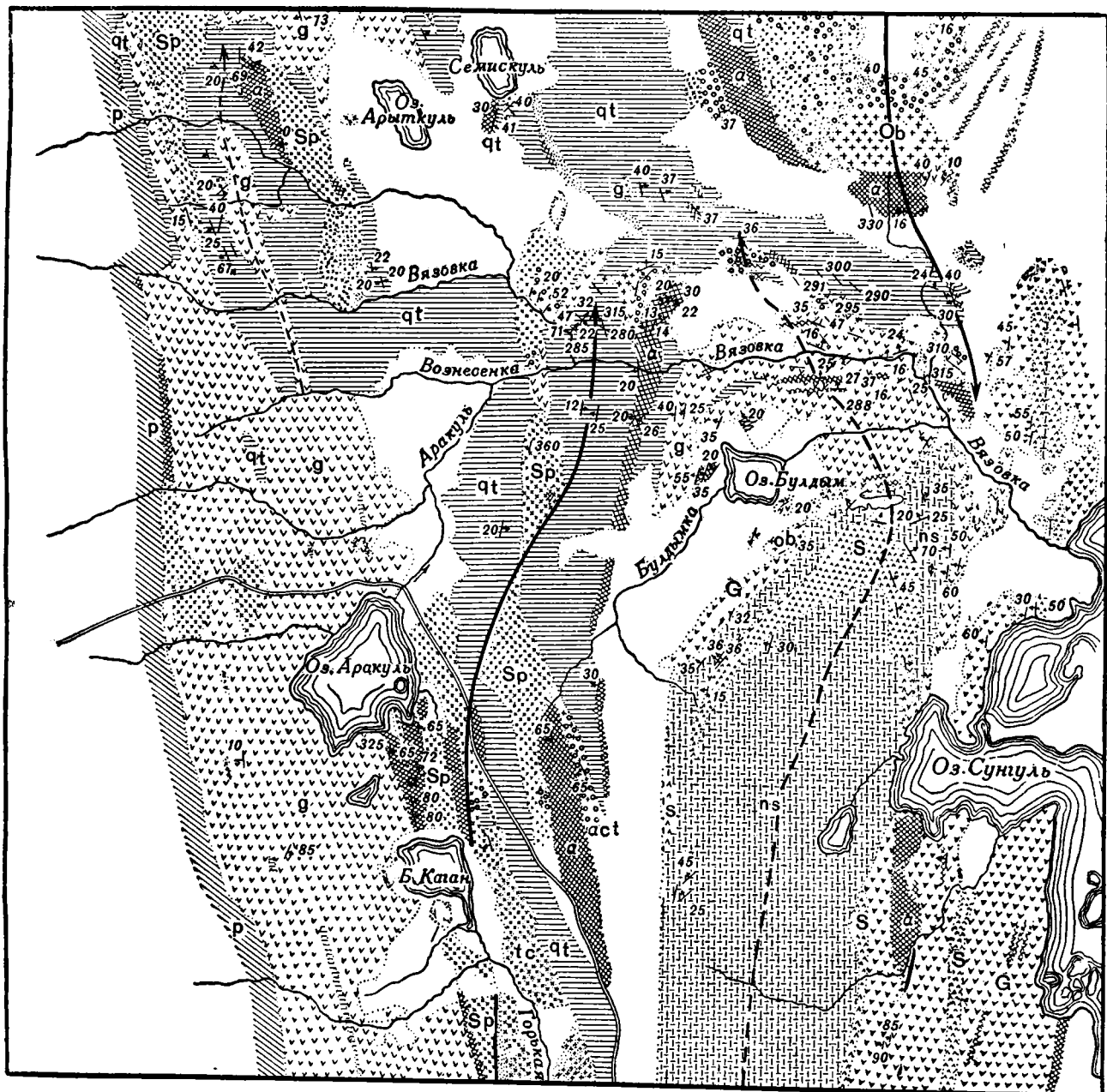
## 15. АНТИКЛИНАЛЬ ИЛЬМЕНСКОГО КОМПЛЕКСА

Ильменский щелочный комплекс привлекал внимание ряда петрографов. В районе Каслинской и Кыштымской дач он исследовался детально Д. С. Белянкиным, Г. А. Соколовым (1933), Е. А. Кузнецовым и В. С. Коптевым-Дворниковым (1931). Из имеющихся данных следует, что щелочные породы составляют ядро большой антиклинали, опрокинутой на восток. Северное окончание их соответствует постепенному погружению складки к северу и окончанию антиклинали. На детальной карте, опубликованной в Трудах Института прикладной минералогии (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931), показан фактически наблюдавшийся материал, документирующий сказанное. Подъем антиклинали начинается южнее описанной синклинали, расположенной к юго-западу от оз. Синары. Соответственно широтное простирание и северное падение ядра синклинали сланцев продолжаютя и к югу с тем же углом наклона около  $20-30^\circ$ . Это распространяется на амфиболиты, лежащие к югу от магнезиально-силикатовых сланцев, затем на полосу кварцитов, расположенную к югу от амфиболитов, далее на граниты с включенными в них обрывками пород кровли и, наконец, на гранито-гнейсы, сиениты и миаскиты щелочного комплекса. Залегание пород кровли отражается и на структуре гранитов, развитых на р. Вязовке. В них появляется отдельность, параллельная залеганию пород кровли. На микроструктуре гранитов это влияние не сказывается.

Миаскиты представлены тремя интрузиями. Главная, шириной до 3 км, слагает ядро антиклинали и вершины хребта Вишневых гор. Вторая образует в общем концентрическую дугу к первой. На севере она отделена от первой полосой щелочных сиенитов, по оси антиклинали достигающих 0.75 км ширины, но суживающихся при переходе к крыльям. Среди этой полосы встречаются узкие прослойки розовых роговообманковых и биотитовых гранито-гнейсов, сопровождающих щелочные породы на всем протяжении Кыштымской и Каслинской дач (фиг. 50).

Наибольшей ширины вторая полоса миаскитов достигает также по оси антиклинали на горе Мохнатке, где они прослежены от вершины горы до р. Вязовки при устье р. Булдымки (фиг. 50). На восточном склоне горы Мохнатки она оканчивается у оз. Сунгуль.

На западный склон горы она переходит, постепенно суживаясь, с постоянным пологим западным падением ( $20-25^\circ$ ). Далее она скрывается под плащом делювия и снова вскрыта шурфами к северу от р. Маук в 1 км, где также констатировано крутое западное падение ( $60^\circ$ ). Далее эта полоса прослежена на всем пространстве между рр. Большой и Малый Маук и южнее. После перерыва в 0.5 км, где она скрыта под плащом делювия горы Пургиной, она снова появляется и, постепенно поднимаясь к югу, достигает наибольшей высоты на гребнях горы Потаниной, где падение становится еще круче. Это соответствует постепенному сжатию складки и ее выпрямлению. В Кыштымской даче как ядро складки, сложенной главной интрузией, так и сопровождающая ее дайка через вертикальное залегание переходят в залежи с восточным падением под углом  $70-75^\circ$  и далее на всем протяжении складка опрокинута к западу. Постепенно угол наклона осевой плоскости складки делается более пологим, и в Ильменских горах он имеет характер обратного расположения сравни-



Фиг. 50. Геологическая структура в области северного окончания щелочных пород Вишневых гор Каслинской дачи. Урал.

ns — миациты; S — щелочные слениты; G — гранито-гнейсы ильменского типа; g — граниты; ob — оливин-бронзитовые породы; Sp — антигоритовые змеевинки; act (кружочки) — актинолитовые породы; tc (носые кресты с точками) — тальково-карбонатные породы; точки — кремнистые породы; α (носая клетка) — амфиболиты; qt — кварциты; p — серия зеленочаменных пород; сплошные линии со стрелками — синклиальные складки; пунктирные линии со стрелками — антиклиальные складки.

тельно с Вишневыми горами, что получилось бы, если бы мы повернули северную половину вокруг вертикальной оси, находящейся по середине складки. Это изменение наклона свидетельствует о постепенном поднятии складки, сдавливании ее до места перегиба простирающихся уральских складок (район Кыштыма) и об обратном движении — погружении складки и уменьшении ее сжатия к Ильменским горам. В месте перехода падения через вертикальное наблюдается широкое развитие милонитов, захватывающее как гранито-гнейсы, так и сиениты. Милонитовая полоса прослежена непрерывно от западных окрестностей оз. Сугомак к северо-востоку до оз. Киреты. Полоса идет прямолинейно, независимо от рельефа, и, вероятно, обладает крутым падением. Южнее она входит в контактную область гранито-гнейсового поля с зеленокаменной полосой. По линии этой полосы милонитов прерваны и интрузии щелочных пород.

Положение милонитовой зоны на карте параллельно простираению горных пород, лежащих восточнее этой области, начиная от района Богдановича до с. Коневского. Оно отражает общую тенденцию к изгибу складок. Образование зоны происходило уже в твердых породах и сопровождалось сильным дроблением независимо от состава пород. Параллельная полоса милонитов, также детально прослеженная, отмечена нами в середине Кыштымской дачи, где она также захватывает все породы, в том числе и миаскиты (Кузнецов, 1930). Образование гранито-гнейсов происходило под сильным влиянием давления, так как явления сильнейшего катаклаза в Кыштымской даче для них характерны.

Поднятие антиклинали щелочных пород на севере Каслинской дачи вызвало образование синклинали в прилегающих с запада породах. Однообразно падающая к востоку под углом около  $40^\circ$  серия этих пород, представленных кварцитами с пластовыми залежами ультрабазитов, поднимается при образовании антиклинали вверх в кровлю щелочного комплекса и приобретает западное падение. Вследствие этого между падающими к востоку слоями на западе и поднятыми на востоке образуется синклиналь. Она прекрасно документируется на Вязовском увале по залеганию вдоль р. Вязовки и на самом увале. Так как простираение кварцитового комплекса юго-восточное, а щелочного — юго-западное, то поднятием охватываются все новые и новые толщи пород, подходящих к щелочному комплексу. Это вызывает передвижение оси синклинали с одной серии на другую параллельно границе щелочного комплекса.

Влияние щелочного комплекса сказывается также на метаморфизме окружающих пород.

Детальное изображение его дано в описании Борзовского месторождения корунда (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931). Сущность явления метаморфизма заключается в том, что с приближением к гранито-гнейсовому комплексу интенсивность процесса увеличивается. В этом районе мы имеем наиболее показательное развитие процесса, прослеживаемое на ультрабазитах.

Если обратиться к району оз. Татыш (фиг. 49), то мы встретим там обширную полосу антигоритовых змеевиков. Они находятся в контакте с гранитами Сысертского массива, где за счет них образуются актинолитовые породы. Около 1.5 км южнее змеевики выклиниваются среди хлоритовых и тальковых пород и сланцев. При дальнейшем движении к югу среди последних появляется сначала немного актинолита, но потом мы попадаем в область сплошного развития актинолитовых пород. Еще южнее актинолит сменяется бронзитом и, наконец, в районе Семи Ключей, между сысертским гранитом и щелочными породами, развиты массивные оливин-бронзитовые и оливиновые породы, также подвергшиеся серпентинизации уже с развитием хризотилового серпентина. Породы массивны, и только расположение оливиновых зерен указывает на слабую сланцеватость.

Описанное изменение проходит на протяжении одного интрузивного тела ультрабазитов и не зависит от его первичного состава. Оно строго соответствует глубинности в метаморфической серии минералов ультрабазитов. Первоначальными минералами серии были, вероятно, первичные минералы ультрабазитов. Однако, если принять во внимание господство серпентинитов в полосах, удаленных от интрузивных тел, это положение потеряет достоверность.

Исследование показывает, что мы имеем здесь постепенный ряд метаморфических процессов: оливин → бронзит → амфибол → биотит, хлорит, и тальк. Антигоритовый змеевик окрестностей оз. Татыш является останцом серпентинизированных ультрабазитов.

Оливин-бронзитовые породы развиты также к юго-востоку от оз. Булдым в непосредственной близости к щелочным породам, на западном крыле их антиклинали. Здесь к ним приурочены месторождения вермикулита.

Второй ряд наблюдается в ультрабазитах Каганских гор (фиг. 50). Вершина их к востоку от оз. Аракуль сложена антигоритовыми змеевиками. Они же наблюдаются и на западном склоне Вязовского увала на продолжении полосы к северу. К югу, при приближении к щелочному комплексу, они сначала переходят в хлоритовые и тальковые породы и сланцы, затем к востоку от оз. Каган в них появляется примесь актинолита, а в части их, близкой к щелочным породам, гребни холмов сложены актинолитовыми и тремолитовыми лучистыми породами. В этой полосе мы не наблюдаем оливин-бронзитовых пород, вероятно потому, что вся полоса южнее скрывается под делювием низины перед Вишневыми горами.

Ту же картину мы наблюдаем и в западной полосе ультрабазитов. Эта полоса начинается на восточном берегу оз. Аракуль, но к югу разделяется на две. Около оз. Аракуль развиты исключительно антигоритовые змеевики. При движении к югу по восточной полосе в районе оз. Каган мы встречаем мощную зону хлоритовых и тальковых пород. Они продолжают по восточной стороне рч. Горькой, и, в 1 км не доходя р. Маук, эти породы уступают место оливин-бронзитовым породам, отделенным от хлоритовых пород узкой зоной пород с актинолитом. В западной полоске, к западу от речки, смена змеевиков актинолитовыми породами происходит около р. Маук. Актинолитовые породы проходят дальше к югу, но вблизи Аракульского массива они сменяются оливин-бронзитовыми породами. Начиная от Маукского тракта, к югу, полоса состоит на восточной части из актинолитовых, а на западной из оливин-бронзитовых пород.

Закономерность метаморфизма прослеживается, таким образом, на всех полосах и в одном и том же направлении: ближе к гранито-гнейсовому комплексу развиваются более глубоко метаморфизованные породы. Аналогичное явление наблюдается и в сысертском граните, где ксенолиты ультрабазитов в контакте с гранитом состоят обычно из оливина, а с удалением от гранита переходят в актинолитовые породы. Процесс может быть объяснен тем, что благодаря высокой температуре оливин первичных пород вблизи горячих масс магмы не подвергся изменению, с удалением же от них претерпел все виды пневматолитической и гидротермальной стадии изменения; или же, если исходные породы были серпентинитами, то процесс во внутренних зонах контакта сопровождался регенерацией оливина, аналогично процессу в опыте нагревания змеевика, произведенном Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1911). Характерно, что все породы ультрабазитов, развитые залежами среди гранито-гнейсового ильменского комплекса, представлены оливиновыми разновидностями, аналогичными описанным породам. Этот процесс свидетельствует, что гранито-гнейсовые области были сильно нагреты и залегали в глубокой зоне, что благодаря большому давлению облегчало инъекционные явле-

ния. Стоит ли это глубинное положение всего комплекса в связи с возрастом осадков, подвергшихся инъекции, еще неясно. Возможно, как полагают исследователи Ильменских гор, возраст осадков, послуживших каркасом для образования гранито-гнейсов, является нижнекаменноугольным и верхнедевонским (Заварицкий, 1910). Может быть, благодаря антиклинальной структуре здесь выдвинуты и глубокие горизонты.

## 16. ГРАНИТНЫЙ МАССИВ МУРЗИНКИ И АЛАБАШКИ

Огромнейший массив гранитов проходит из района к востоку от Салды через Изумрудные копи к Баженову и далее к югу до с. Коневского. По данным Н. А. Успенского (1932) и С. В. Димитриева,<sup>1</sup> гранит залегает на севере в толще гнейсов и гранито-гнейсов, слагающих на западе широкую, а на востоке узкую приконтактовую полосу с зеленокаменными породами. На востоке в районе Алапаевска гранито-гнейсы контактируют со змеевиком. Южнее они контактируют с зоной изумрудоносных сланцев. На западе гнейсы продолжают до Адуйского района. В районе Баженова граниты сужаются. Здесь в них опущены участки кварцитовой и амфиболитовой кровли с залежами габброидов и змеевиков. Южнее снова граниты расширяются в Боевско-Коневский массив,<sup>2</sup> залегающий в сланцах, но отчасти прорывающий и карбоновые осадки. Точных сведений о тектонике массива нет. На севере он вторгся между парагнейсами и осадочными породами Салдинского района и интрузией змеевиков Алапаевского района, и положение его обусловлено разрывом между разнородными по свойствам породами. На юге этого нет. Необходимо отметить общее меридиональное простирание длинной оси массива и такое же простирание инъекций гранитов в гнейсах. Падение западной толщи гнейсов восточное 50—70°. По данным С. В. Димитриева, здесь наблюдается ряд опрокинутых на запад складок гнейсов. Крутое падение к востоку, по данным Н. А. Успенского, наблюдается в гнейсах и по восточной окраине гранитов.

## 17. СТРУКТУРА КРОВЛИ БОЛЬШИХ ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

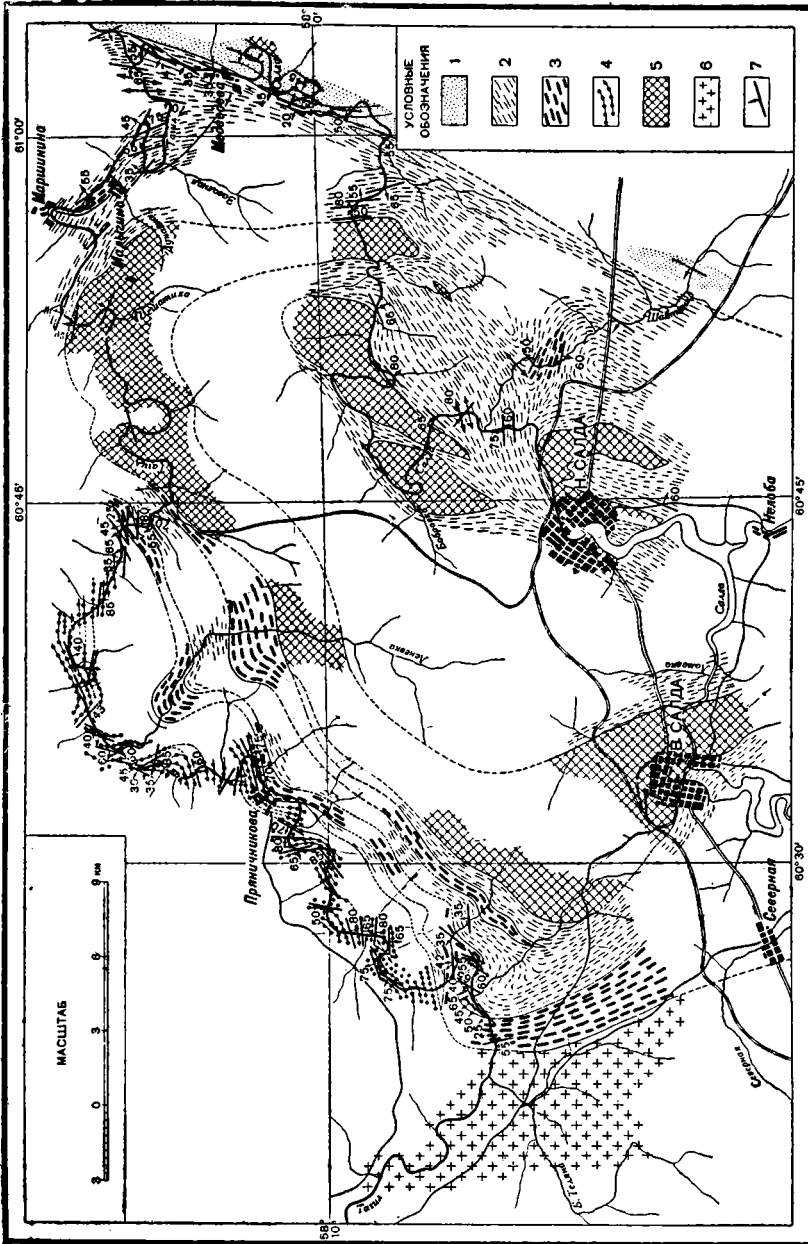
Мы разобрали строение окрестностей Свердловска, где кварциты, амфиболиты и порфириты являются кровлей ряда гранитных массивов. Повидимому, толщи их в пределах города образуют синклинальную складку между антиклинальными структурами с гранитами в их ядрах. Эта толща эффузивов продолжается и к северу до Салдинского района. В последнем состав толщи существенно отличен. Здесь развиты парагнейсы, кварциты и слюдяные сланцы с прослоями амфиболитов и залежами змеевиков и габброидов. Они образуют антиклинальную складку, опрокинутую на восток. Эта складка прекрасно прослеживается по разрезу р. Тагила, который протекает почти по простиранию пород, оконтуривая с периферии эту складку. Прекрасно обнаженные берега реки позволяют следить за всеми мельчайшими изменениями простирания горных пород. То же можно сказать и о р. Салде, ниже Салдинского завода. Водоразделы заболочены и частью покрыты верхнемеловыми глауконитовыми песками и песчаниками (фиг. 51) (Кузнецов, Литвинович, Маркова, 1939).

В антиклинальной структуре Салдинского района участвуют и змеевики, что свидетельствует о том, что интрузия родоначальных перидотитов произошла раньше складчатого процесса. Восточная часть гнейсового поля граничит в Салдинском районе с толщей осадочных пород филлитового характера, развитых по нижнему течению р. Салды. Эта толща хорошо вскрыта рекой. Она сложена в основании толщей аркоз и мелкогалечных конгломератов, в составе галек которых принимают

<sup>1</sup> Рукописные материалы.



участие главным образом породы гнейсовой толщи. Эти конгломераты и аркозы следует рассматривать как продукт размыва гнейсов. Аркозы постепенно сменяются песчано-глинистыми филлитами с участием туфового материала. В этой толще имеется прослой плотных желтовато-белых мраморов, сильно рассланцованных. Он встречается в виде двух



Фиг. 51. Схема геологического строения Салдинского района.  
1 — конгломераты, граувакки и туфилиты, аркозы и мраморы; 2 — парагнейсы и слоистые сланцы; 3 — амфиболиты; 4 — интрузивные ортогнейсы и габбро-амфиболиты; 5 — амезины, перидотиты и пироксениты; 6 — диориты и граниты; 7 — элементы залегания.

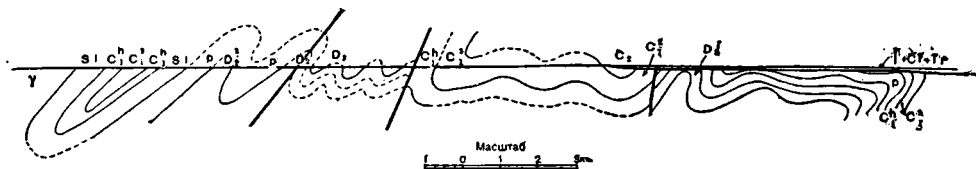
полосок, по обе стороны которых развиты аркозы. Вероятно, это удвоение обусловлено синклинальным строением комплекса. В мраморах у р. Шайтанки были встречены остатки крупных стебельков криноидей. Возраст известняков не установлен. Литологически породы этой толщи сходны с верхнедевонскими толщами восточного склона Урала, но их глубокий метаморфизм не дает уверенности в правильности такого сопоставления.

Восточнее этой полосы находится большой массив гранитов и гранито-нейсов, знаменитый копиями цветных минералов (стр. 97).

Восточная часть Урала, на границе с областью, скрытой под молодыми отложениями Западно-Сибирской равнины, сложена различными отложениями от верхнего силура до среднего карбона. В районе южнее Синары встречены даже пермские отложения, сложенные в складки вместе с карбоном. Структура этого района в общем освещена была А. П. Карпинским (1897, 1913). После него были детальные работы И. И. Горского (1929, 1931), О. Ф. Нейман, Л. С. Либрович (1925), Б. П. Кротова (1929), Ф. Х. Бергера, М. Ф. Мамаева, Н. А. Успенского (1932) и работников пересечения Урала — Н. В. Литвинович, Е. А. Кузнецова, И. Д. Соболева и Л. М. Афанасьева.

Общие данные А. П. Карпинского об опрокинутости складок на восток в этом районе подтвердились всеми последующими исследованиями. В виду того, что эти данные в большей части уже опубликованы, мы даем профили по отдельным районам.

В районе г. Алапаевска профиль по р. Синячихе составлен нами при работах по пересечению Урала (Кузнецов, Литвинович и Маркова, 1939). Здесь имеется ряд складок, нарушенных сильными надвигами и сбросами. Верхнедевонские граувакковые толщи к западу от Синячихинского завода.



Фиг. 52. Профиль по р. Кунаре в районе Богдановича.

J + St + Tr — мезозой и третичные отложения;

$C_2$  — известковистые песчаники и сланцы среднего карбона;  $C_1^2$  — известняки визе;  $C_1^h$  — угленосная свита карбона;  $D_3$  — граувакки и сланцы верхнего девона;  $D_2, ?$  — сильно метаморфизованные граувакки и сланцы, сходные литологически с  $D_3$ ;  $S_1$  — кремнистые сланцы верхнего девона;  $D_1$  — известняки среднего девона; p — порфириды;  $\gamma$  — граниты.

сменяющиеся к западу средне- и нижнедевонскими известняками, а к востоку нижнекаменноугольными отложениями, постепенно к югу выклиниваются. Западный контакт их остается по р. Алапахе прежним, с востока же он образуется карбоном и, наконец, последний приходит в непосредственное соприкосновение с нижним девонем у дер. Алапахы. Это изменение прослежено хорошо по детальной разведке скважинами.

Профиль по р. Пышме дан А. П. Карпинским (1880, 1913, Karpinsky, 1897). Позднее он подтвержден детальными работами И. И. Горского (1929), Ф. Х. Бергера<sup>1</sup> и нашими работами по пересечению Урала. Изменения, происшедшие при детализации работ, сравнительно не велики (фиг. 52). По р. Исети профиль дан А. П. Карпинским и И. И. Горским. Он характеризуется теми же чертами — чешуйчатостью складок и опрокинутостью их к востоку.

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### 1. ОБЩИЙ ХАРАКТЕР СКЛАДЧАТОСТИ УРАЛА ПО ДАННЫМ ПЕРЕСЕЧЕНИЙ

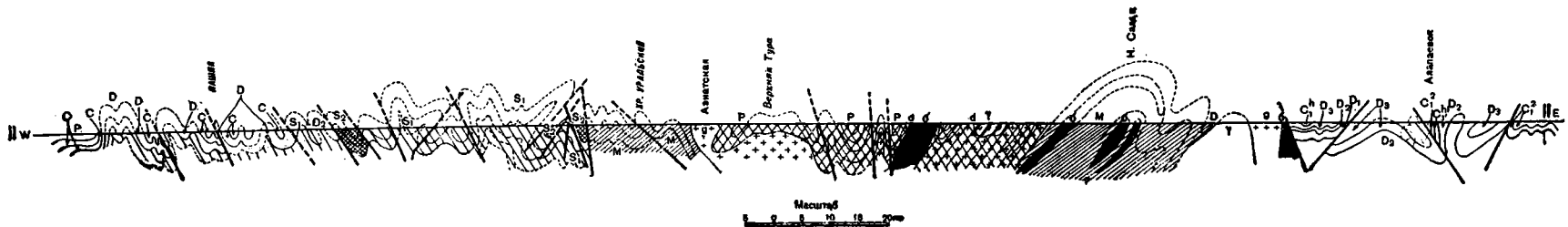
Данные пересечений Урала вместе с литературными данными позволяют построить следующий схематический профиль по северной части района, по линии железной дороги им. Л. М. Кагановича (Горнозаводская ветка) до г. Алапаевска (фиг. 53).

Из этого профиля следует, что с запада на восток явления складчатости постепенно усложняются. Спокойная для перми, карбона и девона, она является чрезвычайно усложненной для немых свит палеозоя, резко выделяющихся по этому признаку от более молодых отложений. Как показали исследования, отложения нижнего палеозоя слагают огромный антиклинорий, постепенно погружающийся к северу и к югу (стр. 22—52) и ограниченный с востока синклиальной зоной с участием известняков и сланцев верхнего силура. Это зона р. Кырьи, верховьев рр. Койвы, Серебряной и Межевой Утки, Шайтанки и Казачьего Шипима (стр. 52—59).

Восточнее располагается антиклинальная структура свиты М. Между нею и палеозоем находится зона глубокого разрыва. Она документируется на Горнозаводской дороге наличием типичных серицитовых сланцев и контактом докембрия с силуром. Шурфами были вскрыты серицитизированные кварцитовидные песчаники и верхнесилурийские доломиты. Глинистые сланцы нацело превращены в серицитовые. С этими процессами связаны признаки колчеданного оруденения, разведывавшегося Красноуральским комбинатом. Падение сланцев близко вертикальному. Падение других прилегающих пород также крутое.

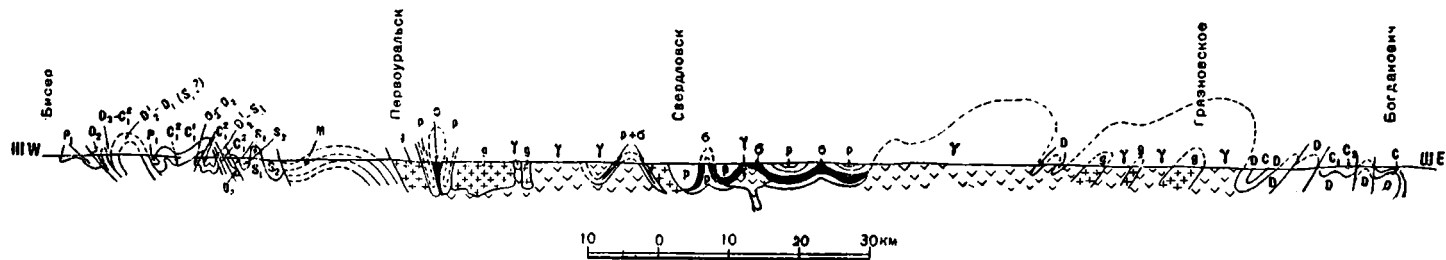
Структура огромного пространства, начиная от свиты М до Салдинского района, представлена по краям антиклиналями, в середине между которыми находится синклиний зеленокаменной полосы. Алапаевский район представляет сложный синклиний. Все эти структуры имеют веерообразный характер, причем на краях их складки опрокинуты в противоположные стороны. Это опрокидывание сопровождается разрывами и надвигами.

В этих крупных структурах особенно интересно положение интрузий магматических пород. Большая часть габбро-диабазовых интрузий в нижнем палеозое приурочена к крыльям веерообразных складок (стр. 26—30). Огромная масса габбрового комплекса Тагильско-Кытымского массива находится на границе между антиклиналью свиты М и синклиналью зеленокаменной полосы Урала. Вдоль этой падающей к востоку границы проникли массы дифференцированной магмы с господством ультраосновных фаций в лежачем и более кислых — в висячем боку. Наличие габбровых интрузий и среди зеленокаменной полосы свидетельствует о том, что очаг габбровой магмы находился под всей толщей зеленокаменных пород, а локальная связь кислых излияний зеленокаменной полосы с выходами кислых интрузивных пород говорит о том, что эффузии зеленокаменной полосы происходили из этого, постепенно дифференцировавшегося до интрузии очага.



Фиг. 53. Геологический профиль Урала по линии Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича.

P — пермские отложения; C — каменноугольные отложения; D — девонские отложения; S<sub>2</sub> — верхний силур; S<sub>1</sub> — нижний палеозой; M — докембрий, свита М Центрального Урала; p — порфириды; o — змеевик и перидотиты; g — габбро; d — диориты и плагиограниты; γ — граниты.



Фиг. 54. Геологический профиль через Урал по линии Бисер'tь—Богданович.

P<sub>1</sub> — артинские отложения; C — карбон; D — девон; S<sub>2</sub> — верхний силур; S<sub>1</sub> — нижний палеозой; M — метаморфические породы Центрального Урала (докембрий); g — габбро; o — змеевик и перидотиты; p — порфириды, зеленокаменная серия; γ — граниты.

Другая огромная интрузивная масса вторглась между антиклиналью кристаллических сланцев Салды и синклиналию зеленокаменной полосы. Она дифференцирована более глубоко. Период интрузий был длителен, и основные дифференциаты интродировали ранее кислых.

Такое симметричное расположение интрузий по отношению к зеленокаменной полосе свидетельствует о том, что причиной этого является, повидимому, разнородность механических свойств сланцев и эффузивных образований. По этой разнородной границе легче могли произойти разрывы и сколы. В сущности и эти огромные массы интрузий свидетельствуют о положении грандиозных разрывов в земной коре по границе описываемых комплексов. В зеленокаменной полосе также были расколы, которыми воспользовалась та же магма, образовав мелкие интрузии, в частности интрузию, идущую от Красноуральска до дер. Балакино на р. Тагиле.

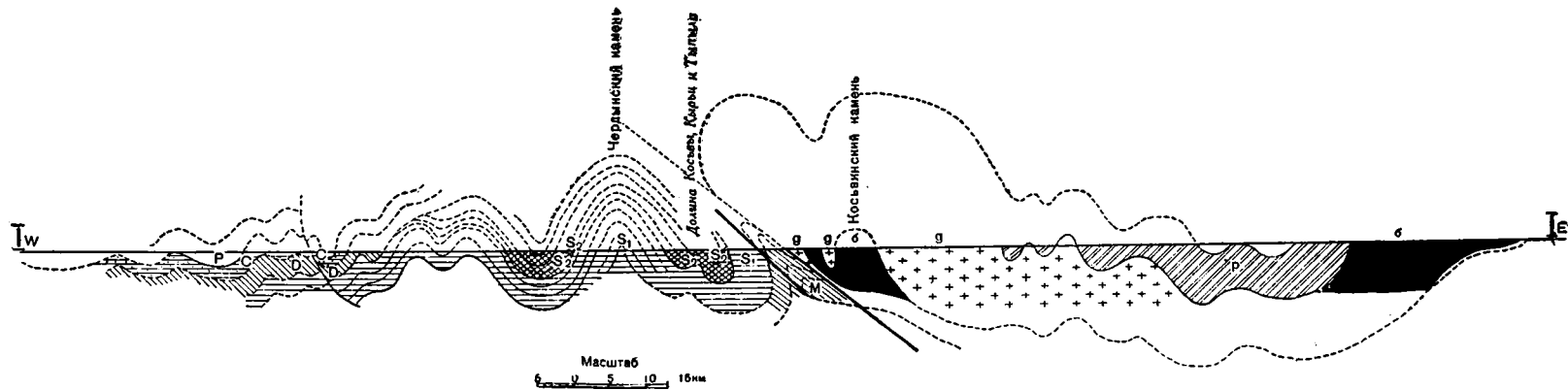
Такая же огромная интрузия располагается между кристаллическими сланцами Салдинского района и синклинорием Алапаевского района. Здесь также интрузии начались с габбро и перидотитов и закончились интрузией массива гранитов Мурзинки. Причину приуроченности этой интрузии к межформационному контакту мы объясняем разнородностью механических свойств этих формаций разного возраста. Раз возникший разрыв, по которому вторглись основные магмы, служил после их застывания благоприятным местом для последующих движений и для проникновения более кислых дифференциатов.

Другой профиль по линии Бисерть — Богданович приведен на фиг. 54. Этот профиль проведен в месте, где толщи западного и части восточного склона достигают наименьшего развития. Сильная чешуйчатая складчатость западного склона сопровождается резкими крутыми надвигами. Наиболее значительные надвиги произошли между палеозоем и свитой М. Последняя также редуцирована до тонкой полоски между зеленокаменной полосой и палеозоем западного склона.

Зеленокаменная полоса, благодаря наличию северо-западного сдвига, сужена до ничтожных размеров. Восточный склон на остальном протяжении сохраняет те же основные принципы структуры. Между зеленокаменной полосой и Свердловском находится большой Верх-Исетский массив. Здесь первыми интрузиями были основные породы. По их следам шли плагиограниты и граниты нормального состава.

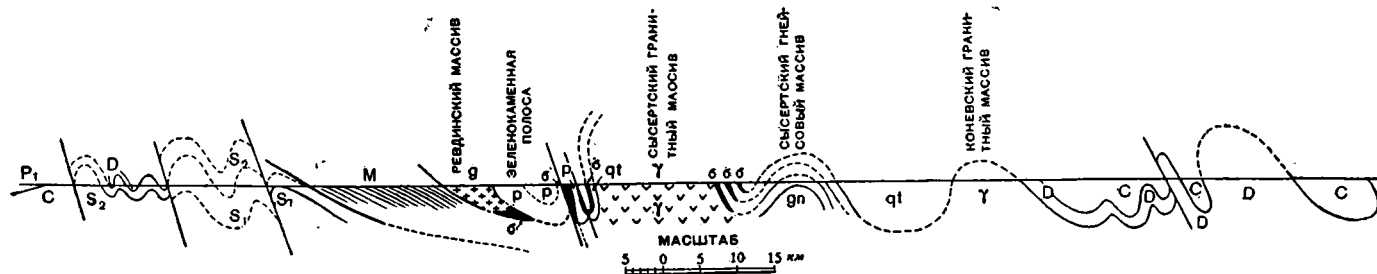
Аналогично интрузивному массиву Мурзинки дискордантный характер имеют интрузии района сс. Грязновского и Ряпосова на р. Пышме. Здесь также вначале произошла интрузия габбровой магмы, за которой по контактам с массивом следовали диоритовые и гранитовые магмы. Процесс их интрузии, смешения и образования полосатых разностей заслуживает детального изучения в прекрасных обнажениях р. Пышмы.

Кроме профилей по пересечениям в настоящее время можно построить ряд других. Степень изученности позволяет дать профиль через Северный Урал. Восточный склон его освещен работами в зеленокаменной полосе, произведенными Е. П. Молдаванцевым (1936, 1937) и его сотрудниками. Западный склон достаточно освещен работами в угленосной полосе. На приложенном профиле фиг. 55, проведенном по широте Косьвинского Камня, западный склон представляет картину спокойной складчатости. Сильные нарушения произошли около свиты метаморфических сланцев. Габбровый массив выходит на восток под спокойную складчатость зеленокаменной толщи, выступая местами на поверхность. Складчатость зеленокаменной полосы показана нами без разрывов. На самом деле последние присутствуют в более северных широтах. Вероятно, они имеются и здесь. Как сказано выше, основные породы, вероятно, лежат в основании зеленокаменной полосы и образовались путем внедрения между нею и лежащими глубже породами (стр. 100). Антиклинорий филлитов нижнего палеозоя имеется в виде простой антиклинали.



Фиг. 55. Схематический профиль Урала по широте 59°30'.

Р — пермские отложения; С — карбон; D — девон; S<sub>2</sub> — верхний силур; S<sub>1</sub> — нижний палеозой; М — донебряй, свита М Центрального Урала; р — порфириды (S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>); g — габбро; — σ — перидотиты и серпентиниты.



Фиг. 56. Схематический профиль через Урал на широте Нязепетровска—Боевки.

P<sub>1</sub> — артинские песчаники и сланцы; С — карбон; D — девон; S<sub>2</sub> — верхний силур; S<sub>1</sub> — нижний палеозой; qt — кварциты неопределенного возраста; М — свита донебряй; g — габбро; р — порфирировая толща (S<sub>2</sub>—D<sub>1</sub>); σ — змеевики; γ — граниты, gn — гнейсы.

На профиле на широте Нязепетровска (фиг. 56) видна складчатость палеозоя западного склона с рядом крупных взбросов. Свита М, наоборот, полого наклонена и надвинута на запад. Пологий наклон дан ей согласно наблюдениям в Нязепетровском и Верхне-Уфалейском районах. Восточнее расположена синклиналь зеленокаменной полосы и антиклинали сысертских массивов. Наконец, профиль восточной части Урала построен согласно данным Б. И. Борсука (1936).

## 2. ФАЗЫ СКЛАДЧАТОСТИ УРАЛА И ИХ ПРОЯВЛЕНИЕ

На основании наблюдений на Среднем Урале можно отметить ряд фаз складкообразования. Об одной из них можно заключить на основании наличия в докембрийских отложениях кварцитовых конгломератов с кварцевыми гальками. Они отмечены были П. И. Кротовым (1888) и Л. Дюпарком (1905) на Северном Урале. Они же наблюдались нами на Среднем Урале в районе ст. Дружино и А. А. Штукенбергом в районе Нижне-Сергинского завода.

Признаки второй фазы отмечены в нижнем палеозое. О ней можно судить по конгломератам в верхних частях толщи нижнего палеозоя с гальками пород последнего. Эти конгломераты, с одной стороны, имеют внутриформационный характер и являются скорее следствием регрессии моря. С другой стороны, с ними связаны излияния диабазов и кератофиров, вслед за которыми следовали интрузии микрогранитов и гранитов (район Билимбая, Троицк на р. Косьве), гальки которых попали в вышележащие толщи конгломератов. Такое сочетание свидетельствует о наличии тектонических процессов перед отложением конгломератов. Эта фаза чрезвычайно резко выражена на границе между кембрием и нижним силуром на Пай-хое, где слои тремадока и филлитовые толщи лежат с угловым несогласием (Кузнецов и Асташенко, 1938). На остальном протяжении Северного и Среднего Урала признаки несогласия отсутствуют, вероятно, вследствие сложности позднейших дислокаций.

О перерыве в толще отложений нижнего палеозоя свидетельствуют и разрезы по р. Межевой Утке, описанные на стр. 37—41. Несогласное прилегание глинистых сланцев к скалистым выступам песчаников красноречиво свидетельствует об этом. О том же говорят и гальки этих песчаников в вышеописанных конгломератах (р. Межевая Утка, р. Серебряная). О наличии перерывов и складкообразовании свидетельствует и залегание песчаников с несогласием на филлитах, описанных на р. Койве у Федотовского кордона (стр. 27—28).

Третья фаза констатируется на западном склоне Урала в отношении среднедевонских известняков и нижнепалеозойских отложений. Развитые по границе песчаники, относимые к нижнему девону, образовались при размыве нижнепалеозойских толщ. Это обусловило и отсутствие на западе Урала нижнего девона в известняковой фации. Это положение аналогично наблюдаемому в Южном Урале и свидетельствует о наличии каледонских фаз диастрофизма.

Третья фаза на восточном склоне в толще зеленокаменной полосы констатирована в конце верхнего силура и начале нижнего девона. Она сказывается в несогласном перекрытии складчатых отложений верхнего силура ортофировыми излияниями и особенно резко видна на р. Туре у ст. Маломальская. Для разъяснения взаимоотношений среднего девона и ортофиров в этом районе необходимы более детальные исследования (стр. 80—82).

На восточном склоне Урала движения намечаются перед отложением верхнего девона, который представлен во многих районах зилаирской граувакковой фацией, нередко с прослоями конгломератов. Точно так же наблюдается размыв при отложении среднего карбона восточного склона.

Верхний карбон на восточном склоне неизвестен. Движения закончились поднятиями.

На западном склоне небольшие движения с разрывом констатируются при отложении жернового песчаника и угленосной толщи. Эти движения не дают признаков сильных процессов горообразования, а свидетельствуют скорее о медленных колебаниях дна моря.

Большие движения наблюдаются на границе с артинскими песчано-глинистыми отложениями, в гальке и песке которых мы находим все породы западного склона от среднекарбонных известняков до нижнепалеозойских эффузивных пород. При их отложении шел глубокий разрыв Урала, что свидетельствует о сильных процессах складкообразования. Последние фазы герцинских складчатых движений имели место после отложения перми (пфальцская фаза).

Следы киммерийских движений мы находим на восточном склоне Урала. Нижнеюрские толщи Богословского завода сложены в пологие складки. То же наблюдается для этих отложений в других местах восточного склона (у дер. Елкиной, р. Пышма, Челябинск). Меловые и третичные отложения лежат горизонтально. Постепенно палеозойские отложения Урала уходят под мезо- и кайнозойские отложения восточного склона, обнажаясь вдоль рек, в то время как на водоразделах они перекрыты этими отложениями.

Многочисленные фазы горообразующих движений Урала сказались в различной степени метаморфизма осадков и других пород разного возраста. Нижнепалеозойские и другие немые толщи западного склона сложены в чрезвычайно напряженные складки, в то время как среднепалеозойские отложения лежат относительно спокойно. Большая часть отложений немого палеозоя западного склона Урала превращена в филлиты.

Надо иметь, однако, в виду и то, что различный характер движений мог возникнуть вследствие различного положения по отношению к Уфимскому горсту, на широте которого мы имеем прекрасный пример скупивания складок под влиянием сопротивления скрытой твердой массы. К северу и югу от скупивания восстают огромные антиклинории филлитовых комплексов нижнего палеозоя, тогда как на его широте мы имеем выдвинутыми другие фации нижнего палеозоя — кремнистые и песчаниковые породы вместе с эффузивами. До разгадки структур этого сложного узла еще далеко, так как отсутствуют детальные стратиграфические и фациальные исследования отложений нижнего палеозоя переходных частей от Уфимского плато к северу и югу. Эти антиклинории нижнего палеозоя как бы дополняют массу уфимской глыбы и являются первыми крупными валами надвигавшейся складчатости, в основном относящейся к герцинскому времени. За этими валами следует на севере синклиальная структура с верхним силуром р. Кырья — р. Койва — г. Билимбаев, на юге — синклиальная структура р. Белой. Далее следует второй вал, выдвинувший более глубокие отложения докембрия свиты М. Около Уфимского горста все эти свиты сильно сжаты и отчасти перекрыты более восточными комплексами. Первые движения, создавшие эту структуру, имели характер меридиональных складок. Об этом мы можем судить по господствующему меридиональному простиранию отдельных комплексов. Мы видели, что на восточном склоне Урала уже в начале среднего карбона начался разрыв выдвинувшихся из-под уровня моря складок, а в верхнем карбоне моря уже не было. На западном склоне этот процесс наступил позднее и в артинское время мы видим обширное море, в которое сносится материал размываемых складок более древних пород. Можно говорить о постепенном продвижении горообразования во время отдельных фаз с востока на запад. Точно так же верхнедевонское обмеление моря, сопровождавшееся разрывом на восточном склоне, сменилось накоплением угленосных отложений, в то время как на западном склоне еще долго господствовали морские



условия с отложениями известняков верхнего девона и турне и только в низах виле отложились угленосные толщи — эквиваленты угленосных отложений восточного склона.

Меридиональное простирание складок западного склона нарушено только около уфимской глыбы, на протяжении от ст. Кузино до Чусовского района. Постепенно нарастающие валы перед препятствием выдвинули древнейшие его толщи. За ними к востоку следовали складки с обратным наклоном к востоку, возникшие в том же движении, но, вероятно, вследствие постепенного ослабления сжатия в верхних горизонтах складчатости.

Офиолитовая зона геосинклинали Урала проходит на восточном склоне и представлена в главной части зеленокаменной полосой с огромными интрузиями габброидных и перидотитовых пород, являющейся грандиозным накоплением разнообразных эффузивных пород и отражающей последовательные фазы развития магматического очага на глубине. Однако зона в действительности шире, так как и все другие полосы зеленокаменных пород восточного склона имеют аналогичное строение. Только полоса, проходящая от Салды к району восточнее Свердловска и отсюда в гнейсы Ильменского комплекса, отлична от других. Причина этого отличия еще не ясна, и изучение этого вопроса встречает затруднения в глубоком метаморфизме пород данного комплекса. Эта полоса в то же время разделяет Урал на две части. К востоку отсюда складки наклонены к востоку, к западу же опрокинуты на запад.

Складки меридионального простирания, заложенные в первые моменты около Уфимского плато, были сильно сжаты. В результате этого здесь, вероятно, еще в более древние фазы складчатости возникли крупные нарушения. Следы размыва мы видели в районе развезда Чеботаева (стр. 49) в виде галек кремней и песчаников в верхнедевонских известняках. То же можно видеть и из данных В. И. Меллера (1876), описавшего в районе восточнее Новоуткинского завода несогласное прилегание глинистых сланцев к известнякам верхнего силура с *Leperditia barbotana* Sch m. Характерно, что в районе, примыкающем к Уфимскому плато, в свите М, развилась огромная интрузия гранитов Центрального Урала, обусловившая сильный метаморфизм вмещающих ее сланцев. Сланцеватость всей толщи пород здесь, начиная от Верхнего Уфалея и до района Нязепетровска, падает полого к востоку в среднем 20—30°. Вероятно, и интрузия гранитов следовала этим структурным элементам. Д. С. Белянкин и Г. А. Соколов (1933) констатируют близ западной границы свиты М передвижение масс по почти горизонтальной поверхности.

Весь комплекс нижнего палеозоя района от Нязепетровска до ст. Шаня является, вероятно, древними горными структурами, погребенными под пермскими отложениями и осложненными более поздними герцинскими движениями. Под влиянием последних на контактах с древними структурами произошли крутые надвиги. Только по границе со свитой М возможен надвиг под пологим углом. Этот возможный вариант нужно иметь в виду при будущих исследованиях, наряду с возможностью шарьированного покрова. Последняя точка зрения развита нами ранее (Кузнецов, 1937; Сибирская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937). Фактическая документация приведена на стр. 10—22, 47—52, 56—58 настоящей работы.

Проникновение гранитной магмы в свиту М, судя по сланцеватости комплекса, вероятно, произошло с востока. Этим объясняется сходство гранитов Центрального Урала с гранитами Сыертского и Аракульского массивов. Питающий очаг для всех их был один.

Сильным сжатием с выжиманием отдельных толщ вверх объясняется и сужение различных комплексов около Уфимского плато. Обращает внимание сначала выклинивание Ревдинского массива. Интрузивные породы этой полосы южнее появляются только в Галовских горах и Соймоновской долине (фиг. 58). В самом выдвинутом углу горста, около поворота

складок Урала к юго-западу, прервана также и западная часть зеленокаменной полосы (между Уфалеем и Кыштымом). Породы последней в северной половине, начиная от Верхнего Уфалея, обтекают неровности горста, следуя простиранию пород свиты М. Породы обтекают какое-то препятствие и как пластичная масса обволакивают его, падая на восток под теми же пологими углами, как и породы свиты М. Движение масс сопровождалось одновременным метаморфизмом, и потому явления надвигов не сказываются в брекчиях трения, а представлены сильно рассланцованными породами. Только наиболее массивные интрузии змеевиков имеют брекчиевидное строение. Западная часть зеленокаменной полосы возобновляется южнее горы Егоза на севере Кыштымской дачи (фиг. 46).

Разрыв между комплексами свиты М и зеленокаменной полосой, намеченный вначале возникновением интрузии габбровой магмы, при ее застывании продолжал функционировать. Застывшие краевые части интрузии превращались в амфиболиты. Из глубоких частей очага по сланцеватости вторгались новые порции основной магмы, которые иногда после застывания в свою очередь подвергались амфиболитизации. Западный контакт интрузии представлен амфиболитами вследствие этих процессов. Повторные интрузии имеют вид полос, согласных с простиранием (стр. 69—80).

То же можно сказать и о вмещающих зеленокаменных породах, которые претерпели рассланцевание на севере локально около контактов с габбровыми интрузивными массами. Южнее, в местах наиболее сжатых, сланцеватость делается всеобщей. Таких мест имеется два — в области от Первоуральска до Полевского завода и в Кыштымской даче от горы Егоза до Соймоновской долины. Локализация сланцеватости в других местах около интрузивных массивов говорит об их механическом влиянии, как твердых устоев, и подчеркивает тектонический характер этих зон. Вот почему, независимо от генезиса колчеданов, зоны рассланцованности, с которыми они связаны, мы считаем тектоническими зонами. Крутые углы наклона их сланцеватости являются свидетелями крутого контакта близлежащей поверхности массивов основных интрузивных пород. Проявление гидротермальных процессов, независимо от того, было оно до или после образования сланцеватости, свидетельствует о расколах по этим зонам.

М. М. Тетяев (1939) считает, что в области Уфимского плато меридиональные складки как бы расплываются с ослаблением складчатости в спокойных структурах. Нами отмечено, что это предположение не подтверждается, так как, начиная от Чусовского района и до ст. Кузино, складки меняют меридиональное простирание на юго-восточное, обтекая препятствие. Они делаются напряженнее, и их осевые плоскости приобретают больший наклон на запад. Их окончание наподобие бахромы является, как мы видели, следствием несогласного налегания пермских пород на размытые структуры карбона и позднейшей складчатости всех этих толщ. Расплывание складок на территории Уфимского плато может быть объяснено тем, что молодые толщи его покоятся на древнем твердом фундаменте, предохраняющем их от смятия. Только спокойные складки распространяются на его территории. Первый их вал, представленный существенно иными фациями, чем на остальной территории западного склона, расположен на краю плато, между Нязепетровском и ст. Шаня, где он погружается под пермские отложения. Второй вал представлен пологой антиклинальной структурой Красноуфимска, также затухающей к северу (Круглов, 1933; Сибирская экскурсия XVII Международного геологического конгресса; Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937).

Первые складки салаирской и каледонской фаз дислокаций примкнули к Русской платформе и создали дополнительное сопротивление

двигавшимся с востока массам. Это привело к скольжению вдоль поверхностей разграничения разнородных комплексов, несколько компенсировавших возможность движения. Выступающая в районе Кыштыма на восток уфимская глыба действовала подобно клину, вызывая растекание масс по обе его стороны. Сильное сжатие обусловило в районе Кыштыма меньшее проникновение габбровой магмы. Ничтожные выступы габбро и змеевиков по границе свиты М с зеленокаменной полосой в Кыштымской даче сильно рассланцованы. На севере относительно спокойные условия обусловили интрузию огромных масс.

Карбон долины р. Чусовой с его складками намечает контуры подземной глыбы Русской платформы. Диагональное положение этих контуров вызвало своеобразное расположение напряжений, аналогичное действию клина. При продолжавшемся стремлении к движению в направлении равнодействующей между сопротивлением платформы и напором с востока возникла диагональная складчатая структура в виде двух валов с синклиналью между ними. Синклиналь эта намечена зоной рр. Кырьи—Койвы, Межевой Утки и Шишима и продолжается далее через Дегтярку и по долине р. Чусовой в Каслинскую дачу. Эта складка пересекает неоднородные по составу толщи. Она проходила через породы западного склона, свиту М, габбро и зеленокаменную полосу. Благодаря тому, что эта структура возникла в уже твердой среде, первоначальная складчатая природа ее сменилась в дальнейшем разрывом. Лежащие восточнее разрыва массы медленно скользили вдоль разрыва. Этот разрыв развился в дислокации главного северо-западного сдвига, характеристика которого неоднократно приводилась нами.

Доказательства наличия сдвига следующие:

1. Не случайно вдоль него происходит изменение простирания комплексов и отдельных пород. Примеры:

Свита М из меридионального простирания на севере от Висимо-Шайтанска и на юге от Билимбае на протяжении сдвига меняет простираение в северо-западное. То же справедливо и для габбровой интрузии между Висимо-Шайтанском и Ревдой; для зеленокаменной полосы между Первоуральском и Полевским заводом; для змеевиков, составляющих центральную ось зеленокаменной полосы на протяжении от р. Чусовой до Уфалейского массива; для зеленокаменной полосы района дер. Кунгурки от Северского завода до Каслинской дачи. Наконец, это справедливо и для кварцитов от дер. Косой Брод до района оз. Иткуль.

2. Начиная от вступления в зону сдвига, все вышеупомянутые комплексы, кроме изменения простирания, сильно уменьшаются в ширине выходов, что обусловлено растяжением по простираанию при движении и сжатием в поперечном направлении: а) свита М вместо 10—15 км на протяжении сдвига обладает шириной 0.5—0.2 км, а может быть местами и прерывается; б) габбровый массив вместо 20—25 км — 0.5 км до нуля; в) зеленокаменная полоса вместе с полосой змеевиков вместо 20 км — 0.5—1 км; г) полоса Кунгурки, повидимому, прерывается совершенно или же очень ничтожна; д) полоса кварцитов Косого Брода лежит восточнее сдвига, не прерывается им, а только отклоняется.

3. Все породы приобретают в зоне сдвига сильную сланцеватость: а) габбро превращены в волокнистые габбро и габбровые сланцы, пироксениты — в уралитовые сланцы; и те, и другие содержат реликты раздробленных и сильно смятых пород (стр. 80, 84 и др.); б) зеленокаменные породы приобретают всеобщее рассланцевание. Змеевики осевой полосы превращены в змеевиковые сланцы (стр. 84); в) массивные порфириды района Кунгурки с приближением к сдвигу нацело превращаются в зеленокаменные сланцы (стр. 89).

Величина смещения вдоль сдвига, если судить по геологической карте, по расстоянию смещенных комплексов, равна около 75 км.

На северном продолжении сдвиг входит в область горных пород западного склона и его продолжение видно на границе свиты М с палеозоем. Оно сказывается в развитии гидротермальных проявлений с образованием серицитовых сланцев с признаками пиритизации (стр. 53—55 и след.). Прослеженные нами на протяжении 15 км, они были продолжены работами Красноуральского комбината далеко в долину р. Койвы к северу и р. Серебряной к югу, что указывает на региональное значение этой термальной линии. На всем этом протяжении и далее к северу, по литературным данным и по картографическим материалам, располагаются многочисленные коренные и россыпные месторождения золота, подтверждающие термальный характер изучаемой линии сдвига. На севере она замирает, повидимому, отступая к востоку вдоль границы свиты М и палеозоя.

Вопрос о наклоне поверхности скольжения может быть решен только косвенным путем. На огромном протяжении эта дислокация является в общем прямолинейной, что свидетельствует о почти вертикальном падении сбрасывателя. С другой стороны, об этом могут свидетельствовать и углы падения сланцев на линии сдвига. Последние хорошо датируются на Дегтярском месторождении колчеданов, где падение рудного тела и вмещающих сланцев равно  $75\text{--}80^\circ$  на восток. То же наблюдалось и в серицитовых сланцах по р. Прогарочной около ст. Европейская. Они были вскрыты шурфами и канавами. Падение их было здесь  $80^\circ$  на восток. Сланцы этой зоны около Первоуральска, вскрытые канавами, падают столь же круто. Если мы обратимся к далекому северу, то в районе верховьев р. Косьвы мы находим сланцы свиты М и прилегающего палеозоя падающими полого на восток под углом  $15\text{--}30^\circ$  (Краснопольский, 1891; П. И. Кротов, 1888).

Необходимы детальные наблюдения на всей территории сдвига при тех региональных работах, которыми будет охвачен Урал в недалеком будущем. Лично автор мог наблюдать признаки сдвига на расстоянии не более четверти всего его протяжения, вследствие чего нет полной уверенности в его поведении на остальной территории.

Возражения против наличия сдвига сводятся к следующим соображениям: нельзя представить себе быстрое перемещение на расстояние до 75 км (Ушаков. Тезисы докладов XVII Международного геологического конгресса, 1937). Но можно ли говорить о быстром перемещении? Вероятно, тектоническая зона была заложена не в последние фазы дислокаций Урала. Мало-помалу усложняясь, она развивалась постепенно, усиливаясь с каждой новой фазой пароксизмов тектогенеза. Постепенное движение вдоль северной стороны клина сказалось в ряде мелких по масштабу подвижек путем накопления напряжений и разрешения их вдоль уже наметившейся поверхности. Это смещение закончилось в последние фазы горообразования, возможно даже в юрское время (Архангельский, 1932). Данные в пользу этого мы находим в материалах по Черемшанскому никелевому месторождению. Здесь, по Д. Г. Ульянову,<sup>1</sup> в глубокой карстовой впадине смещены большим сбросом мезозойские толщи, выполняющие впадину. Эта последняя хотя и не лежит на линии сдвига, но находится близко к ней.

Второе возражение относится к району Дегтярки (А. Н. Заварицкий).<sup>2</sup> Оно сводится к тому, что в районе Дегтярки прослеживаются непрерывные полосы пород. Если бы был сброс или сдвиг, то были бы и разрывы в сплошности пород.

Это возражение справедливо только для ограниченного района Дегтярки. Если проследить комплекс его пород к северу и югу, мы найдем, что полосы отдельных пород то исчезают, то появляются вновь, тогда

<sup>1</sup> Рукописные данные.

<sup>2</sup> Устные сообщения.

как вне сдвига они развиты мощными толщами. Известняки Дегтярки развиты длинной узкой лентой. Большая часть зеленокаменных пород представлена сланцами с резко выраженным гидротермальным метаморфизмом. Змеевики превращены в змеевиковые сланцы. В. В. Никитин (1907), исследовавший с шурфовой эту зону севернее Дегтярки, пришел к выводу, что здесь имеется какая-то грандиозная дислокация, в которой «известняки сланцы и змеевики весьма разнообразно переплетаются друг с другом». Исходя отсюда, он построил гидротермальную теорию образования никелевых залежей. По данным зарисовок Дегтярского геологоразведочного бюро, в мраморах встречаются включения линз змеевика, а в змеевиках в районе никелевых месторождений встречаются линзы мраморов. Змеевиковые сланцы обладают многочисленными поверхностями скольжения. Сами колчеданы, повидимому, претерпели сильный динамометаморфизм, будучи вместе с зеленокаменной толщей вовлечены в зону сдвига. Эти движения в главной их части совершались совместно с метаморфизмом, благодаря которому вместо брекчий трения образовались сланцы, а брекчиевидность имеет лишь характер мегаскопический и сказывается в макроструктурах. Сюда мы относим залегание пород в виде линз и линзовидные неамфиболитизированные участки габбро среди волокнистых разностей и др. К числу механических признаков мы относим и изгиб простираения отдельных толщ при вступлении в зону сдвига, ясно видный на геологической карте.

Интересная структура обнажена в выработках к западу от Северского завода. Здесь толщи рассланцованных порфиритов и их туфов с кремнистыми сланцами к западу от сдвига изогнуты в антиклиналь, причем сланцеватость пород следует форме складки. Это подтверждает взгляд на сдвиг как на дислокацию, развившуюся из складчатой структуры. Мы видели, что по обе стороны дислокации, особенно по западную, расположены антиклинальные валы, параллельные сдвигу (Кузнецов, 1937<sub>1</sub>, 1939). В выемках к западу от Северского завода вскрыт замок антиклинали с почти горизонтальным залеганием толщ.

Наличие сдвига с огромным перемещением, как это следует из геологической карты и предыдущего изложения, подвергается критике геологами, работавшими в последнее время в районе сдвига при съемках 1 : 50 000. По их данным, вместо сдвига имеется ряд небольших крутых надвигов с востока на запад. Линзовидные включения известняков в мраморах и обратно объясняются интрузивными отношениями (инъекции и ксенолиты). Возможность такого толкования очевидна, и необходимо продолжать эти исследования, имея в виду оба варианта.

Примером столь же грандиозных перемещений является смещение на западном берегу Северной Америки (Мушкетов, 1937; Willis, 1938). Здесь вдоль ряда сбросов происходит перемещение континента к северу, причем это перемещение за послетретичное время достигло 20 км. Таким образом, сбросовые линии, по которым оно происходит, являются сдвиговыми линиями, аналогичными нашей.

Кроме меридиональной складчатости, на Урале имеются и широтные поперечные изгибы слоев. Местные изгибы возникли вследствие приспособления складок к краям Русской платформы. Мы видим это в районе Уфалей и в районе угленосной полосы по р. Чусовой.

Поперечная складчатость сказывается на появлении и исчезновении различных пород зеленокаменной полосы. Так, появление известняков у Нижне-Туринского завода связано с антиклинальными структурами. В то же время на широте этих антиклинальных структур наблюдается наиболее обширное развитие интрузивных пород Кытлымо-Тагильского массива с выходом дунитовых пород. Наоборот, выходы нижне- и среднедевонских известняков у Верхней Туры и дер. Имянной сопровождаются уменьшением ширины интрузивного массива, что говорит о погружении

всего комплекса зеленокаменной полосы. Эта поперечная волнистость или ундуляция складок обуславливает, повидимому, и уход в глубину габбровых пород к северу от Кытлыма.

Возможно, поперечная складчатость сказывается также в очертаниях песчаниковой плиты у Федотовского кордона и ст. Вижай (стр. 27). Ее края обнаруживают фестончатые формы, независимые от рельефа, что свидетельствует о более мелких складках в песчаниках. При этом ясно видно, что выступы и впадины в западном краю песчаниковой плиты соответствуют таковым в восточном, что говорит о складчатости почти поперек к общему простиранию. Оси этих складок имеют северо-восточное направление (фиг. 13). Они отражают, повидимому, деформации, возникшие под влиянием приспособления песчаников к северо-западному направлению складок среди филлитов, существенно отличающихся по механическим свойствам (стр. 27).

Влияние Уфимского горста сказалось и на внутренних частях хребта. Оно видно в простирании восточных комплексов горных пород. Северо-западное простирание для северной части Урала к югу от Кыштыма сменяется на юго-западное. В месте смены, в Каслинской даче, возникает дополнительная антиклиналь с щелочными породами Вишневых и Ильменских гор. Она постепенно меняет наклон и на юге опрокидывается к западу, налегая под крутым углом на зеленокаменную полосу (стр. 94). Этот кыштымский надвиг продолжается в долину Миасса и, по данным Г. А. Мирлина,<sup>1</sup> южное его направление характеризуется большим количеством золоторудных месторождений. Юго-западное простирание наблюдается далеко к востоку вплоть до Каменского района. Там, повидимому, теряются видимые последствия влияния Уфимской глыбы. Это простирание является результатом влияния юго-восточного края глыбы, которое сказывается энергичнее и прослеживается дальше в восточном направлении сравнительно с северо-восточным краем. Влияние последнего затухает около Аракульского массива Каслинской дачи, где простирания приобретают северо-западное направление.

Для истории развития описываемых форм необходимо учесть, что Урал в палеозое не все время был под уровнем моря. Он периодически поднимался и вновь погружался. Следы поднятий мы видели в размыве верхнесилурийских складок зеленокаменной полосы с несогласным их перекрытием ортофировыми излияниями и туфами. Моменты поднятия и частичного размыва отражены в накоплениях верхехедонских граувакк и угленосных слоев, а также в среднекарбоновых конгломератах восточного склона. Один момент является наиболее важным в этих колебаниях. Это — развитие морских условий в визейский век, захвативших весь Урал. Общность фаций и органических форм восточного и западного склонов свидетельствует о свободном сообщении, вероятно без наличия островов. Эти отложения на большей части хребта смыты и остались лишь на западном и восточном склонах и в глубоких синклиналях в промежутке. Примером последнего является наличие визейских известняков у Миасского завода и в западном контакте зеленокаменной полосы со свитой М в Миасской даче. Это погружение, вероятно, сопровождалось несогласным наложением карбона на более древние отложения.

### 3. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ УРАЛА

Начало известной нам истории развития Уральской геосинклинали лежит в докембрии. Тогда отлагались мощные терригенные осадки песчано-глинистого характера. На дне моря их отложение чередовалось в верхних горизонтах с излияниями базальтового материала офиолитового типа. Имеются следы перерыва в виде кварцитовых конгломератов с кварцевитовой галькой.

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

Позднее происходило отложение мощных осадков нижнего палеозоя. В конце кембрийского времени или в начале силура имеются новые следы эффузивной деятельности в виде диабазовых и кератофировых излияний, сопровождаемые колебаниями морского дна и отложением конгломератов. Это свидетельствует о том, что происходившие движения вызвали расколы, по которым на западном склоне совершались излияния магмы. Повидимому в районе Уфимского плато эти движения были более интенсивными, вследствие чего здесь пользуются обширным распространением диабазы и тесно связанные с ними кремнистые осадки.

Поднятие нижнепалеозойского комплекса вызвало впоследствии интрузивную деятельность на западном склоне. В это время появились интрузии гранитов, щелочных сиенитов и, повидимому, также щелочных пород (Троицк на Косье, район Билимбая, Бердяуш). Эти массивы после их образования размывались, и на р. Косье их галька попала в конгломераты нижнего силура (?). Обширное распространение галек гранитоидов в конгломератах западной части области развития нижнепалеозойских образований требует объяснения. Среди нижнего палеозоя и докембрия интрузивные породы встречаются очень редко, тогда как галька гранитов и кварцевых диоритов в конгломератах часто. В восточных окраинах площади, занятой нижним палеозоем, гальки гранитоидов редки, причём они сходны с жильными гранитами свиты М, встреченными нами у ст. Хребет Уральский. Они найдены в конгломератах у Бисера вместе с кварцитами свиты М. Такое распространение гранитоидов в конгломератах свидетельствует в пользу того взгляда, что они приносились с запада, с территории Русской платформы, которая в то время еще не была покрыта мощным плащом более молодых отложений.

В нижнем силуре условия, господствующие на западном склоне Урала, характеризуются морскими отложениями известняков, развитых вдоль центральной оси хребта. Сведения о них, однако, незначительны. Их мы находим в виде доломитов и известняков рр. Тыпыла и Косьвы, а также р. Усьвы. Они же указываются О. Ф. Нейман у Нижне-Сергинска (1937). Западнее их нет. Точного распределения фаций и точной стратиграфии до сих пор не установлено. Западнее нижний силур представлен в филлитово-глинистой фации, описанной в виде нижнего палеозоя. Что было на восточном склоне Урала в течение нижнего палеозоя, мы не знаем. Лишь в последнее время появились указания на находки на Южном Урале зеленовато-серых песчанистых сланцев с нижнесилурийскими трилобитами. Быть может, эти отложения более распространены, но благодаря литологическому сходству с верхнедевонскими граувакками смешиваются с ними. Эти отложения сходны также с филлитово-глинистой фацией нижнего палеозоя западного склона.

Более ясна история Урала, начиная с верхнего силура. Этот период времени характеризуется на восточном склоне обширными излияниями диабазов и кератофиров, чередующихся с местными отложениями известняков и кремнистых сланцев. Наиболее характерно эти толщи развиты в зеленокаменной полосе, но признаки их распространены во многих местах даже крайнего востока Урала. Это — период энергичного опускания геосинклинали. На западном склоне Урала, примыкая к кристаллическим сланцам Центрального Урала, тянулся морской бассейн, в котором большую часть времени отлагались известняковые и доломитовые осадки. Не ясно, соединялся ли этот бассейн с восточным склоном или между ними был барьер из кристаллических сланцев свиты М. Последние спорадически попадаются в виде галек уже в нижнепалеозойских конгломератах. Вероятнее, однако, что барьер отсутствовал. К западу верхнесилурийские известняковые осадки сменяются песчано-глинистыми, что свидетельствует о том, что море в западном направлении было более мелко.

Нижний девон в герцинской известняковой фации на западном склоне известен на рассматриваемой территории только в районе Уфимского

амфитеатра. На восточном склоне он развит широко. На всей территории восточного склона продолжались вулканические, преимущественно андезито-базальтовые и кератофировые, излияния.

Отсутствие герцинской известняковой фации на западном склоне Среднего Урала свидетельствует о том, что в это время произошли движения орогенического характера. По данным геологов, работавших в угленосной полосе западного склона, нижний девон его представлен зеленовато-серыми песчаниками, под которыми лежат мощные толщи пестрых зеленых и фиолетовых песчано-глинистых отложений, возраст которых неясен. Он может быть как верхне-, так и нижнесилурийским. В пользу последнего говорит сходство их с ашинской свитой Южного Урала, залегающей обычно также в близком соседстве с среднедевонскими отложениями. Повидимому, между нижним девоном и более древними слоями был перерыв в отложении осадков, сопровождавшийся складчатыми процессами. Об этом может свидетельствовать более интенсивная дислоцированность филлитово-глинисто-сланцевых толщ нижнего палеозоя сравнительно с среднедевонскими песчаниками и известняками.

Средний девон начинается на западном склоне отложениями эйфельских песчаников. По данным геологов, изучавших угленосную полосу, эти песчаники постепенно уменьшаются в мощности по направлению к Уфимскому плато. После их отложения наступил режим моря, и отлагались известняки живетского яруса. На восточном склоне в течение среднего девона продолжались эффузивные процессы, чередовавшиеся с отложением известняков живетского яруса. Для западного склона необходимо отметить короткую фазу отложения жерновых песчаников, сопровождающуюся размывом нижележащих толщ.

Верхний девон характеризуется различными условиями отложения осадков для восточного и западного склонов. На первом продолжались интенсивные магматические излияния. На втором осадочные процессы шли с образованием большей частью известняков. На восточном склоне между верхним и средним девоном отмечается фаза тектонических нарушений. В. С. Коптев-Дворников констатировал ее на Южном Урале. При этом в основании верхнедевонских граувакк встречаются гальки и песчинки ряда интрузивных пород от ультраосновных до плагиогранитов. Этот факт свидетельствует о том, что во время предшествовавших движений произошли интрузии этих пород, которые последовавшим размывом были частично эродированы. На Северном Урале эти данные отсутствуют.

На восточном склоне Урала граувакковые отложения фаменского яруса постепенно переходят в отложения угленосной свиты карбона. Местность постепенно поднималась, и началось накопление угля. В то же время на западном склоне весь верхний девон морской. Совершенно тот же характер сохраняют и турнейские отложения, и только после этого море мелеет. В терригенных отложениях наступает период угленакопления, и условия восточного и западного склонов выравниваются. Новое углубление моря в визейский век происходит в общем одновременно для обоих склонов. На крайнем востоке, наряду с отложением известняков, продолжают до конца визе излияния базальтоидных лав. С окончанием визе на восточном склоне начались тектонические движения, и в отложениях среднего карбона накапливаются значительные толщи песчаников и конгломератов. На западном склоне еще отлагаются известняки.

Более сильные горообразующие движения произошли между отложением артинских слоев и средним карбоном. К этому времени значительная часть образовавшихся ранее толщ была сложена в интенсивные складки. На их размытой поверхности с новой трансгрессией пермского моря отложились артинские песчано-глинистые толщи. При этом на севере Урала диапазон перерыва мало заметен, в области же Уфимского плато он



выражен резко. Здесь происходит разрыв всех толщ вплоть до нижнего палеозоя. Этот пояс молассов Урала отлагался в глубокой впадине перед выросшими на востоке горами. Были, повидимому, и рiasовые заливы, если не прибегать при объяснении некоторых тектонических форм к шарьированным покровам (около Уфимского плато) (см. стр. 10—15). После отложения пермских слоев новые дислокации смяли вместе и пермские и более древние толщи.

Время интрузий гранитных масс восточного склона является более поздним, чем средний карбон, но точно установить его невозможно. Интрузии гранитов следовали отчасти по следам предшествовавших им интрузий более основных пород, отчасти же, например Сысертский массив, вторглись в антиклинальные зоны. То же характерно и для миаскиотов Ильменского комплекса. Возраст последнего, полученный по радиологическому методу, является более древним (320—380 миллионов лет), чем это следует из геологических соотношений. Задачей дальнейшого является проверить его правильность (Лукашук, 1928).

Более поздние дислокации на Урале относятся к юрскому времени. Нижнеюрские угленосные толщи восточного склона дислоцированы в пологие складки. Их отложение начиналось местами сильным разрывом с образованием конгломератов (Елкино, р. Пышма). Позднейшие образования лежат горизонтально.

#### 4. ОБЩИЙ ПЛАН ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ УРАЛА

Общий план тектонической структуры Урала заключается в образовании крупных веерообразных антиклинорий, крылья которых опрокинуты в противоположные стороны.

Обращает внимание опрокинутость складок на обоих склонах Урала также в противоположные стороны. Разделом между ними служат гранитные массивы к востоку от Свердловска. Центральная синклиналь зеленокаменной полосы поднята выше других. В ней на юге нет отложений моложе нижнего девона, тогда как на севере имеется и средний девон, а на Северном Урале по р. Сосьве появляются верхний девон и известняки турне, что говорит о постепенном погружении толщ, слагающих зеленокаменную полосу, к северу. В более восточных частях имеется карбон, а к югу от дер. Синары известны даже пермские отложения.

Опрокинутость складок к востоку сопровождается, таким образом, появлением более молодых образований. Возможно, что мы имеем на востоке другое крыло горного сооружения, на котором сказывается наличие жесткой Западно-Сибирской платформы. Возможно, однако, что опрокинутость к востоку является следствием более сильного сжатия глубоких частей хребта под уровнем современной поверхности восточного склона. При этом условии опрокинутость складок к востоку будет следствием движения масс с востока на запад, а не в обратную сторону. Появление более молодых толщ на востоке является следствием погружения всей системы складок, напряженность которых больше сравнительно со складками западного склона.

В движениях участвовали и магматические очаги, подстилающие осадочные толщи. Первые интрузии имели основной и ультраосновной состав. Позднее они сменились более кислыми и, наконец, гранитными. Эта смена идет рука об руку с дифференциацией очагов. Однако еще, повидимому, после  $S_2$  происходили интрузии отдельных перидотитовых масс (Б. П. Кротов, 1929).

В общем плане структуры большую роль сыграла форма Русской платформы. Выступ ее на востоке, известный под названием Уфимского горста, действовал подобно клину, расщеплявшему надвигающиеся на него пластичные складки. Он же регулировал возможность интрузий. Первые габбровые платиноносные интрузии были узкими в сфере его влияния

и позднейшими движениями редуцированы почти полностью. В Кыштымской части Урала они проходят узкой прерывистой каймой между свитой М и зеленокаменными породами, а в Каслинской даче прерваны (фиг. 46). В области горста шло усложнение складок с перекрыванием комплексов пород друг другом. По обе стороны его шло приспособление складок к его форме и движение масс по поверхностям скольжения.

Большие интрузии габбро по обе стороны зеленокаменной полосы фиксировали место глубоких расколов вдоль граничных поверхностей. По ним и после продолжались движения, создавшие амфиболитовые каймы в западном контакте габбро. Массивы последнего были в то же время препятствиями, около которых возникли зоны смятия. К последним приурочены колчеданные месторождения восточного склона Урала. Возможно, что происшедшие вначале расколы создали благоприятные условия для циркуляции термальных вод и отложения руд, и только потом метаморфизованные породы были движениями превращены в сланцы. Таким образом создались зоны смятия меридионального простирания, окаймляющие интрузивные массивы в зеленокаменной полосе. Они существуют в других местах, но менее сильно выражены. Примером их может служить зона смятия по восточную сторону Алапаевского змеевикового массива, к которой приурочен Ключевской медный рудник около дер. Ключи.

Как следствие скольжения масс по северную сторону Уфимского плато развился главный северо-западный сдвиг Урала. Движение масс вдоль него началось, вероятно, в позднекаледонское время. Возможно, что первые интрузии габбрового платиноносного пояса произошли перед этим процессом.

На запад в пределы Уфимского плато складчатость продолжалась в виде пологих, часто куполовидных структур. Одна из таких структур в виде пологой антиклинали связывает по прямой линии складки по обе стороны Уфимского плато. Другая, более значительная, примыкает к складкам Центрального Урала от Нязепетровска до дер. Шани, где она погружается под пермские отложения. Возможно, однако, что в последнем случае мы имеем структуру шарьированного покрова. Необходимо при дальнейших детальных работах обратить внимание на выяснение этого вопроса.

## 5. ТЕКТОНИКА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Многие категории полезных ископаемых имеют теснейшую связь с тектоникой. Непосредственная связь характерна для жильных месторождений, развивающихся в трещинах и в зонах смятия. Но, кроме того, значительная категория руд косвенно связана с тектоникой, поскольку от нее зависят интрузивные и эффузивные проявления. Интрузии перидотитов и габбро принесли различные магматические руды. Гранитные интрузии принесли другую ассоциацию руд (Захаров, 1938). Мы не будем их рассматривать здесь, а коснемся лишь месторождений, тесно стоящих в связи с крупными нарушениями тектонического порядка в породах кровли. Сюда относятся прежде всего месторождения колчеданов. Они возникли в больших зонах смятия, обрамляющих интрузивные массивы зеленокаменной полосы. Время их возникновения относится, повидимому, еще к поздним проявлениям каледонского диастрофизма. Необходимо обратить внимание дальнейших исследователей на район ст. Маломальская по р. Туре, где можно уяснить время возникновения этих зон по отношению к эффузиям ортофиоров.

Первыми проявлениями процесса возникновения колчеданных зон были расколы. Один из них намечается на продолжении Красноуральской колчеданоносной зоны. Далеко к северу, за р. Туру, продолжают следы этой зоны гидротермальных проявлений. В северной части зеленокаменной полосы они сказались в развитии массивных кремнистых, кремнисто-серпичитовых и кремнисто-каолиновых пород. Южнее Туры, в более сжатых

участках полосы, они сначала с краев, а потом и целиком превращаются в кварцево-серицитовые сланцы. Замирание раскола на севере есть следствие ослабления сжатия. Гидротермы действовали не на всей территории раскола. Кремнистые породы располагаются на севере, повидимому, отдельными очагами.<sup>1</sup>

Главнейшие месторождения представлены группой Красноуральских, Третьего Интернационала и Кабанских месторождений. Ряд от Карпушинского рудника до Юрьевского дает третью группу. Далее выделяются Калатинские рудники. На их продолжении находятся рудники Первоуральской дачи — Березовский, Колчеданный и др. К этому ряду относится и огромное месторождение Дегтярки. В районе Полевского завода находится Зюзельское месторождение. Южнее крупнейшими объектами являются Карабашские рудники. Все они приурочены к зонам гидротермальных изменений. Вопрос о глубине месторождений стоит в связи с вопросом о глубине этих зон. Последняя может быть оценена как очень значительная и решается в зависимости от вопроса о глубине зеленокаменной серии и интрузивных массивов. Вопрос о влиянии глубины и геотермического градиента во время образования руд не может быть решен с уверенностью, так как в рудниках нет закономерного изменения состава руд с глубиной, нет смены минералов высокотемпературными ассоциациями, следовательно, и общие заключения теряют твердую почву. К вопросу о глубине колчеданных залежей надо подходить путем детального изучения тектоники рудных полей. За возможность продолжения колчеданных зон на глубину нескольких километров говорит региональный масштаб проявления зон смятия.

На западном склоне Урала в зоне главного северо-западного сдвига имеются небольшие колчеданные тела у ст. Европейская (месторождение ст. Европейская, Лягушенский рудник, Горевский рудник). Они расположены в кварцево-серицитовых и серицитовых зонах, продолжающихся к северу и югу и представляющих, повидимому, также следствие региональной тектоники.

Вторым объектом, тесно связанным с тектоникой, является золото. В районе Миасса Г. А. Мирлин<sup>2</sup> открыл для промышленности путь поисков новых золоторудных месторождений по линии разлома к югу от Ильменских гор, являющейся продолжением описанного нами Кыштымского надвига.

Зоны рассланцованности являются в то же время излюбленным местом циркуляции гидротермальных, в частности золотоносных растворов. Отсюда золото попадает в россыпи из кварцевых жил и непосредственно из смятых пород. Колчеданные зоны являются в то же время и золотоносными. Их районы издавна богаты золотыми россыпями. Последние проникают далеко на западный склон Урала по линии главного северо-западного сдвига. Непрерывный ряд россыпей и рудников золота следует по верховьям рр. Межевой Утки, Серебряной, верховьям Койвы и по р. Кырье. Часть из них работалась раньше, значительная часть действует и теперь. Они не отходят в сторону от верхнесилурийской синклинали зоны, идущей вдоль главного северо-западного сдвига. Движения, происходившие здесь, создали условия, благоприятствовавшие циркуляции гидротермальных растворов.

Большинство золоторудных месторождений и россыпей Урала приурочены к зеленокаменной полосе, которая золотоносна на всем ее протяжении. Но наибольшие золотоносные очаги приурочены к наиболее деформи-

<sup>1</sup> Последние данные В. М. Сергиевского, Н. А. Штрейса и Е. Е. Захарова свидетельствуют в пользу определенного стратиграфического положения колчеданозонных зон Урала, что не противоречит вышеизложенному, а лишь ставит генезис зон смятия и колчеданов в обратном историческом порядке, сравнительно с прежними представлениями.

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

рованными участкам Урала. В качестве примеров могут быть приведены следующие. Большие месторождения золота находятся в районе Невьянска и Кировграда. Здесь в долине р. Нейвы и других речек были накоплены большие запасы, которые разрабатывались драгами и другими способами. Главная масса россыпного золота была приурочена к Шигирскому озеру, куда впадают речки, текущие с колчеданоносной полосы. Большое количество кварцевых жил прорезает зеленокаменные породы к югу от Шигирского озера в районе Рудянки. Порфириты и их туфы, так же как и прорезающие их белые гранит-порфиры, сильно изменены гидротермами и превращены в различные кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и хлорито-карбонатные сланцы. Общая сильная рассланцованность и обилие кварцевых жил объясняются сильной сдавленностью района в тисках между гранитным массивом, с одной стороны, и основными интрузивными массивами, с другой.

В качестве другого района может быть приведен Перво-Уральский. Он дал много золота и продолжает давать его и теперь. Здесь условия были благоприятны потому, что район прилегает к северо-западному сдвигу. Породы здесь сплошь рассланцованы, и условия для циркуляции гидротермальных растворов были также очень благоприятны. В таких же условиях находится и район к югу от дер. Кунгурки, где имеются следы больших старых работ на россыпи и золоторудные кварцевые жилы. Район Кыштыма, Соймоновки и Миасса характеризуется наибольшей деформированностью его горных пород. Здесь, как известно, находится богатейший золоторудный район.

Более восточные районы, в сфере влияния огромных гранитных очагов восточного склона Урала, также богаты золотом. Сюда относятся район Березовска, Челябинск, Кочкарь и другие. Золоторудные жилы Кочкаря и Челябинска вместе с арсенопиритом приурочены к жилам в системе трещин среди гранитных массивов. Их анализ с точки зрения структуры массивов и связи с общими геологическими структурами Урала был бы очень полезен для уяснения как генезиса руд, так и направления дальнейших поисков.

## 6. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В результате сводки по тектонике Среднего Урала, произведенной нами, можно дать следующие краткие выводы.

1. Тектоника пермских отложений западного склона Урала характеризуется спокойными складчатыми формами, часто куполовидными структурами. В районе Уфимского плато на продолжении главных складок Северного и Южного Урала проходит пологий вал. В антиклинальной структуре его выведены на поверхность отложения верхнего карбона.<sup>1</sup> Восточное крыло этой структуры имеет характер флексуры, оборванной сбросом, что прекрасно показано работами М. В. Круглова и других авторов (Круглов, 1933; Емельянцеv, 1932).

Пермские слои сжаты в более крутые складки только около краев Уфимского горста, где они соприкасаются со складками карбона. На севере Урала до Кизеловского района пермские отложения лежат согласно с верхнекаменноугольными слоями и вместе с ними согнуты в правильные или слегка опрокинутые к западу складки. Начиная с Чусовского района это согласное залегание нарушается, и чем дальше к югу, тем нарушение сильнее. Артинские породы начинают ложиться на различные горизонты карбона. Последующее складкообразование обусловило своеобразные отношения перми и карбона, когда в антиклинальных структурах по краям пермских отложений выступают различные горизонты каменноугольных отложений. Около ст. Кузино артинские толщи ложатся на средний

<sup>1</sup> В настоящее время они считаются нижнепермскими отложениями.

карбон, а западнее, начиная от дер. Шани и к югу до Бисерти, они входят в контакт с верхним девонem и с более древними отложениями палеозоя. У Нижне-Сергинского и Михайловского заводов мы их видим в контакте с верхним силуром, а у Нязепетровска они вступают в контакт с нижним силуром (Кириченко, 1930, 1934; Нейман, 1937; Пермская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937).

Это постепенное прилегание перми к более древним толщам может быть обусловлено двумя причинами. Одной из них может быть несогласное налегание перми на все более древние отложения с последующей деформацией их. Другой возможный вариант состоит в перекрытии в области Уфимского амфитеатра пермских отложений большими надвигами типа шарьяжа.

Нам кажется более вероятным первое предположение. Основанием к этому служат признаки размыва окружающих пород при отложении артинских толщ. Здесь мы находим и песок из каменноугольных известняков, и кремни, и порфириды нижнего палеозоя. В артинский век эти древние породы возвышались над окружающим морем. Мы указывали, что уже в известняках верхнего девона верховьев рч. Крутихи около разъезда Чеботаево Ленинской железной дороги наблюдаются гальки и песок кремней и песчаников, слагающих соседние холмы. На основании всего этого можно заключить, что горообразующие движения начались в области Уфимского плато раньше, и несогласие залегания артинских отложений с более древними здесь резче, чем в более северных районах, где оно постепенно ослабевает. Но и в Кизеловском районе указываются еще небольшие следы несогласия с карбоном (угленосные отложения западного склона Урала, 1932).

2. Тектоника среднего палеозоя ( $S_2-C_1$ ) западного склона Урала, на севере его, до Кизеловского района характеризуется спокойными складками, слегка наклоненными к западу. Небольшие надвиговые нарушения наблюдаются часто. Наклон складок к западу увеличивается южнее Чусовского района. В то же время изменяется и простираение складок. Оно делается юго-восточным и сохраняется таким до района ст. Кузино. Здесь складки резко меняют юго-восточное простираение на южное. Они суживаются. Соотношения с более древними девонскими отложениями принимают характер резко чешуйчатых изоклинальных складок с надвиганием восточных частей комплекса на западные. Вопрос об окончании половы среднего палеозоя у ст. Дружинино еще нельзя считать выясненным. Здесь выступают те же два варианта, что и для пермских отложений. Один заключается в том, что карбоновая полоса может быть поднята вверх, другой предполагает перекрытие ее вместе с пермскими отложениями большим надвиговым покровом, простирающимся на пространстве между дер. Киргишаны и Шаня. Полевые наблюдения более благоприятны в пользу второго варианта. Однако они не настолько убедительны, чтобы принять его окончательно. При наличии в области Уфимского амфитеатра более ранних складчатых структур, сложные формы соотношений, наблюдаемых в районе ст. Дружинино, могут быть объяснены несогласным налеганием как перми, так карбона и девона на более древних отложениях. Герцинская складчатость, наложенная на древние формы, привела к сильно запутанным отношениям. В пользу этого говорят не только приведенные выше факты, но и наблюдавшееся В. И. Меллером (1876) несогласное прилегание каменноугольных глинистых отложений к скалистому выступу верхнесилурийских известняков, с *Leperditia barbotana* Schmidt, на территории между Новоуткинским заводом и дер. Коноваловой. Так как это было обнаружено им в подземных выработках, оконтуривших скалу известняков со всех сторон, не доверять этому факту нет оснований. Весьма вероятно, таким образом, что и в пермское время в этом районе были острова с заливами, обусловившие прихотливость соотношений пермских отложений с более древними.

Для выяснения этого вопроса поверхностной съемки недостаточно. Необходимо исследование с производством шурфовочных горных работ, что теперь ставится в правило при детальной геологической съемке. Эти работы надо направить следующим образом: а) необходимо вскрыть контакт известняков виле и нижнего палеозоя в верховьях р. Утки, близ уткинских печей; изучить этот контакт с точки зрения залегания как этих отложений, так и могущих быть промежуточных толщ; б) вскрыть контакт по террасе правого берега р. Утки между пермскими и каменноугольными отложениями и проследить этот контакт к западу; в) изучить контакт между средним и верхним палеозоем левого берега р. Утки. Эта работа сложнее, так как левый берег, несмотря на его крутизну, покрыт толстым плащом делювия. Необходимо также уточнить залегание остальных свит района, что также можно сделать только шурфовочными работами.

Разбираемый вопрос, имеющий первостепенное значение для понимания всей структуры Среднего Урала, без исследования этого района решить нельзя.

3. Тектоника нижнего палеозоя ( $S_m-S_1$ ) Среднего Урала, объединяя под этим названием все немые толщи его между угленосной полосой с запада и полосой верхнего силура с востока, характеризуется как антиклинорий. Среди него в виде большого веерообразного антиклинория выстраиваются складки, идущие от вершины р. Косвы (Чердынский Камень) до Билимбаевского района. На севере Среднего Урала в районе Кизела и южнее немые толщи лежат под живетскими отложениями среднего девона и эйфельскими песчаниками. Еще в верхних их горизонтах, представленных песчаниками, по устному сообщению И. И. Горского, встречаются следы нижнедевонской фауны. Нижележащие толщи глинистых сланцев могут быть верхнесилурийскими или же более древними. В районе Горнозаводской железной дороги нет полного согласия в залегании этих толщ с живетскими известняками (фиг. 13). Южнее девонские отложения, по А. Н. Иванову (1939) и О. Л. Эйнару<sup>1</sup> приходят в соприкосновение с кварцитовидными песчаниками нижнего палеозоя, относимыми к нижнему силуру. Эти песчаники залегают обычно в верхних горизонтах филлитовых толщ нижнего палеозоя. Промежуточные толщи, развитые на севере, уходят из разреза земной поверхности вблизи дер. Трека на р. Чусовой. Характер их исчезновения неясен, но он связан, по видимому, с общим сжатием южной части Среднего Урала. Структура антиклинория к югу упрощается, и кажется, что он постепенно погружается, так же как и к северу от р. Косвы. У Билимбая мы видим выступающие из-под верхнего силура антиклинальные структуры и изоклинальные складки. Последние сильно нарушены общим сжатием района. Отдельные фации и горизонты нижнего палеозоя развиты линзами, несогласно прилегающими к границам верхнесилурийских слоев (фиг. 30). Этот процесс погружения складок соответствует предположению, высказанному М. М. Тетяевым о затухании складок к югу в области Уфимского плато (1938). Однако здесь может речь идти не о затухании, а о погружении складок.

Нижний палеозой в районе Уфимского амфитеатра между Нижне-Сергинским и Нязепетровским заводами представлен существенно иными фациями с преобладанием отложения кремней и песчаников, а также эффузивных и туфовых отложений нижнего силура. Эта фация, по видимому, погружается под пермские отложения около дер. Шани. Возможно, что она лежит в покрове на перми, что может быть выяснено детальными исследованиями в окрестностях дер. Шани с применением горных работ. Необходимо изучить контакты перми и песчаников. Возраст последних не может считаться в северных частях точно установленным, и возможно, что, кроме древних толщ, здесь имеются и среднедевонские песчаники, так как

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

они чрезвычайно часто выступают в ассоциации с живецкими известняками, с одной стороны, и с верхнесилурийскими — с другой.

Иная фация нижнесилурийских отложений Уфимского амфитеатра свидетельствует, повидимому, об иных условиях отложения осадков. Обилие эффузивных пород и туфов, наличие сопровождающих их кремней (радиоляритов) свидетельствуют об энергичной работе вулканических очагов, подобно условиям, бывшим при отложении верхних горизонтов филлитовых толщ северной части Среднего Урала. Эта особая фация слагает отдельную структуру, тогда как глинисто-песчаная фация развита восточнее, около свиты метаморфических сланцев Центрального хребта. Она здесь сильно редуцирована и падает полого к востоку под отложения свиты М (см. профиль по р. Нязе, стр. 46). Южнее она снова выступает в виде древних свит Южного Урала, начиная от ашинской и ниже. Возможно, что этот вал Нязепетровска в виде хребта возвышался в пермское время и пермские осадки прилегают к нему. На контакте с пермскими отложениями во время последующих дислокаций образовались надвиги.

4. Между свитой метаморфических сланцев Центрального хребта и нижним палеозоем на севере Среднего Урала, в районе рр. Тыпыла и Кыры, находится синклиналичная зона с развитием известняков нижнего и верхнего силура. Эти последние прослеживаются по всему протяжению Урала в виде отдельных обрывков, зажатых среди филлитовых и глинистых толщ. Они выступают в верховьях рр. Усьвы, Койвы, Серебряной и Межевой Утки. Здесь они снова расширяются в большое поле и, прерываясь южнее, получают большое развитие у Билимбая. К югу в верховьях р. Черемши, к северо-востоку от ст. Дружинино, они кончаются, причем они окружены здесь со всех сторон отложениями нижнего палеозоя. Филлиты последнего в восточном крыле синклинали к северу от южного ее конца перекрыты надвигом свиты М, и в районе Билимбая известняки верхнего силура приходят в непосредственный контакт со свитой М. Разделяющая их полоска филлитов имеется снова к северу от Билимбая. Она же появляется и на Северном Урале. Мощная толща их выступает в Северном Урале между силурийскими породами и метаморфическими сланцами и представлена там верхней частью свиты метаморфических сланцев, выделяемой В. А. Варсонофьевой (1933), Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935). Уже это обстоятельство свидетельствует, что на протяжении между верховьями р. Косьвы и Билимбаевским районом, по границе между верхнесилурийской синклиналичной зоной и свитой М, находится большое нарушение с крутым углом падения поверхности разрыва. Около Горнозаводской железной дороги им. Л. М. Кагановича падение сланцев в контакте свиты М и палеозоя кругое: 80—85° к востоку. Оно вскрыто шурфами при поисках колчеданов в районе ст. Европейская и р. Прогарочной (см. стр. 53). Гидротермальные проявления в этом контакте сказались в серицитизации глинистых сланцев, песчаников и доломитов верхнего силура. Известняки Билимбаевского типа развиты и южнее, между нижним силуром Нязепетровского района и свитой М.

5. Тектоника свиты М характеризуется на севере как антиклиналь, на западном конце оборванная северо-западным сдвигом; восточное крыло уходит под свиту зеленокаменных пород восточного склона.

Начиная от района Висимо-Шайтанска свита М низводится до ничтожной ширины в 0.2—0.5 км с восточным падением под углом около 50°. Возможно, что между дер. Воробы и дер. Елани она прерывается.

Свита М снова расширяется по выходе из влияния северо-западного сдвига, к югу от Билимбая, причем здесь западный край ее образует широкую дугу, выпуклую к востоку, с падением на восток в глубине дуги под углом 35—40° и на краях 50°, а вне дуги к востоку до 80°. Эта структура привела к мысли о надвиге свиты М на верхний силур, причем в районе Билимбая крыло нижнепалеозойской синклинали перекрыто свитой М, тогда как южнее, в верховьях р. Черемши, оно появляется вновь.

Форму границы ее у Билимбая можно объяснить двояким путем: 1) возможно, что у Билимбая в антиклинальной структуре, вызванной соседством северо-западного сдвига, обнажен автохтон из-под аллохтонной пластины свиты М; 2) возможно, что резкий выгиб ее зависит от наличия выступа препятствия, обтекаемого свитой М. Изменение ширины происходит за счет нижнего палеозоя в южном направлении и за счет свиты М в северном. Последнее прекрасно объясняется северо-западным сдвигом. Уменьшение ширины нижнего палеозоя в южном направлении объясняется погружением его складок, верхи которых мы видим выступающими около Билимбая.

6. Тектоника зеленокаменной полосы на севере Среднего Урала характеризуется антиклинальными и синклинальными структурами с разрывами, имеющими местный характер (Машковцев, 1933; Молдаванцев и Ходалевич, 1936). Около Нижне-Туринского завода антиклинальная структура верхнесилурийских известняков после размыва несогласно перекрыта эффузиями ортофигов. В антиклинальной структуре залегают интрузивные породы г. Кушвы.

По всему западному контакту зеленокаменной полосы проходит разрыв. О его наличии свидетельствует, во-первых, огромный интрузивный массив. Проникновение его между свитой М и зеленокаменной полосой могло произойти вследствие разрыва между ними. Время этого разрыва точно не установлено, но, возможно, относится к завершающему периоду после излияния ортофигов, т. е. к концу верхнего силура или началу нижнего девона. Особенно много данных в пользу этого имеется для аналогичных пород Южного Урала (Коптев-Дворников, рукопись), где гальки всего комплекса, начиная от хромитов и пироксенитов и кончая плагиогранитами, встречаются уже в граувакках верхнего девона. Этот разрыв продолжал функционировать и позднее. Вдоль него по западной стороне интрузивного массива происходило скольжение. Внутренние части очага в это время еще частично жили и из них происходили повторные интрузии габбрового материала и других продуктов дифференциации, сохранивших массивную структуру среди смятых разностей. Они описаны нами в предыдущем изложении. Глубина интрузии основных пород не может быть непосредственно оценена. К ней можно подойти только косвенным путем. Для этого может служить мощность зеленокаменных пород, достигающая по подсчетам Е. П. Молдаванцева,<sup>1</sup> Н. Г. Марковой и Н. А. Штрейса (1937) 3000—3500 м. Зеленокаменные породы подстилались на всем их протяжении габбровым очагом, о чем свидетельствуют многочисленные интрузии пород габбрового комплекса среди зеленокаменной полосы и то, что тот же комплекс обрамляет ее с востока. Весь он в целом представляет грандиозный факолит, вторгшийся в складчатую зону в качестве межформационной дифференцированной интрузии. Возникновение очага относится к верхнему силуру, когда начались мощные излияния диабазов. Его дифференциация закончилась ко времени излияния ортофигов и альбитофигов сиенитовой магмы и кварцевых альбитофигов. Вслед за ними шли интрузии сиенитов и плагиогранитов. Они являются последними повторными интрузиями, пришедшими с частью габбро и других дифференциатов в толщу уже существовавших габбровых пород. Повторность интрузивных процессов обусловила различную степень сохранности пород.

Первоначальные складчатые формы зеленокаменной полосы при дальнейшем их развитии перешли в формы разрывов. Последние приурочены были к твердым устоям, около которых произошли разломы. Циркуляция гидротермальных агентов вдоль этих зон разломов несомненна. Она выразилась в форме процессов окварцевания, серицитизации, каолинизации и в отложении сульфидов, то в виде вкрапленности, то в виде колчеданных руд. Независимо от времени их возникновения эти зоны минерали-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.



зации ясно свидетельствуют о тектонических нарушениях. Одно из них может быть прослежено по простираению от Красноуральского района до Павдинской дачи. В северной части он сказывается в развитии горных пород, получивших от Е. С. Федорова (1901) название вторичных кварцитов. Кварцитами их называл и Л. Дюпарк (Duparc et Grosset, 1916). Эти породы, массивные на севере, к югу постепенно сменяются сначала с краев кварцево-серицитовыми и другими сланцами. Ближе к Красноуральску, южнее р. Туры, постепенно вся толща их превращается в сланцы. Вместе с тем возникают новые полосы сланцев около интрузивных тел.

Вопрос о времени возникновения этих зон смятия и минерализации не может быть в настоящее время с точностью разрешен. Для его решения необходимо выяснить отношение их к ортофировым излияниям на р. Туре. Окварцевание ортофиров и их серицитизация, однако, также наблюдаются около рудника Сапальского у г. Тагила (Кузнецов, 1939, Кузнецов и Лучицкий, 1936) и в Черноисточенской даче к югу от рч. Владимировки. Вероятно, эти зоны создавались в течение долгого периода времени. Переход их в сланцы в области южных частей Среднего Урала естественен вследствие общего смятия пород района. Вероятно, смятие сопутствовало процессу развития этих зон в сильно сжатых районах и шло совместно с развитием метаморфизма и оруденения. Оно обусловлено процессами дифференциального скольжения вдоль зон смятия. О величине смещения без соответственного исследования судить нельзя. Для точного выяснения этих факторов необходимо, кроме детальной и структурной съемки рудных полей, специальные исследования в рудоносных зонах с применением структурного петротектонического анализа.<sup>1</sup>

Зеленокаменная полоса южнее Полевской дачи резко суживается. Это сужение связано с изгибом к востоку, как следствием влияния Уфимского горста. Свита М сначала вступает в непосредственный контакт с эффузивными породами, так как исчезает габбровый массив, переходя перед этим в перидотитово-дунитовую фацию. Габбровые участки массива чрезвычайно сильно рассланцованы. Этот изгиб сопровождался резким надвиганием на свиту М под пологим углом, характеризующим сланцеватость как пород свиты М, так и прилегающих частей зеленокаменной полосы (падение северо-восток 15—35°). Наблюдения Е. А. Кузнецова были подтверждены летом 1938 г. Н. А. Спасским.<sup>2</sup> Более детальный разрез по р. Крутобереге показал чрезвычайно сильную опрокинутую складчатость прилегающих филлитов свиты М и рассланцованность габбро. То же подтвердил и В. С. Красулин для более южных частей (устные сообщения).

Если эта надвиговая дислокация подтверждена, то продолжение ее выступает еще интенсивнее. К юго-востоку от Верхнего Уфалея зеленокаменная полоса выпадает из разреза, и свита М приходит в контакт с змеевиками Уфалейского массива, лежащими восточнее главной зеленокаменной полосы. Вопрос о том, куда делась зеленокаменная полоса, остается неясным, так как она, может быть, вытеснена кверху или перекрыта надвинувшимися с востока толщами. Вероятно, справедливо частично то и другое положение. О надвигании Уфалейского массива на зеленокаменную полосу свидетельствуют большие брекчии трения в серпентинитах массива. Возникновение их никак нельзя представить без влияния процессов скольжения, тем более, что трение приводит местами к образованию

<sup>1</sup> Как выяснилось при посещении рудника Левиха, по данным рудничных и детальных геологических планов месторождения, в нем наблюдаются смещения секущих сланцы порфиритовых дайк, достигающие 75 м, обычно менее. Смещения произошли по сланцеватости вмещающих пород и расположены сериально, причем господствует смещение восточных частей в северном направлении, но встречаются и обратные. Сдвиги на Дегтярском месторождении в рудном теле достигают, по данным Е. Е. Захарова, 100 м. То же и на руднике Третьего Интернационала. (Годичн. отчет Инст. геологии Ак. Наук СССР за 1939 г.).

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

сланцеватых серпентинитовых конгломератов трения и закономерно ориентированных поверхностей скольжения и сланцеватости.

Западная часть зеленокаменной полосы возобновляется на севере Кыштымской дачи, к югу от горы Горанина и Сугомак, а в Соймоновской долине появляется и габбровый комплекс, соответствующий Тагилу, слагающий гору Каменную и далее к югу Таловские горы. Значит ли это, что массивы механически разьединены с Тагильско-Ревдинской зоной надвига? Между ними имеются в Кыштымской даче мелкие пограничные между свитой М и зеленокаменной полосой инъекции серпентинитов. Вероятнее, что интрузии в этой области были малы и легко были смяты. Их незначительная величина обусловлена была сильным сжатием района, но все же по этой границе двух комплексов имели место интрузии. Они представлены рядом линзовидных залежей внутри узкой зеленокаменной полосы, многочисленных в этом районе.

В восточной части Кыштымского района зеленокаменная полоса ограничена надвигом, названным Е. А. Кузнецовым (1926) кыштымским. Этот надвиг некоторые читатели представляли как горизонтальный надвиг типа шарьяжа. В работе 1933 г. автор изложил подробнее характер явления и не отказывается от своих взглядов и в настоящее время. Надвиг представляет результат опрокидывания гнейсовой антиклинали Ильменского комплекса на запад под углом около  $70^\circ$  с разрывами в лежащем крыле антиклинали. Смещения в области гнейсов выражены зонами милонитов, из которых главная прослежена из района оз. Киреты до оз. Сугомак. Вторая прослежена от оз. Увильды (Увильдинский Садок) до западного конца оз. Малый Агардыш. Она захватывает как гранито-гнейсы, так и сиениты с миаскитами (Кузнецов, 1930).

7. Гранитные массивы отчасти залегают в антиклинальных структурах, отчасти же являются межформационными телами. К первым относятся Сысертский массив и щелочной комплекс Ильменских гор. Ко вторым относятся Салдинский, Мурзинско-Алабашский и более восточные массивы. Большая часть последних шла по следам более древних габбровых и передотитовых интрузий, отчасти, быть может, одновременно с диоритами. В этих интрузиях имеется богатейший материал для изучения вопросов гибридности, особенно по рр. Тагилу и Пышме. Интересны мелкие купола типа лакколитов Шарташовского массива и других мелких гранитных тел окрестностей г. Свердловска. Не изучен огромный массив, вскрытый на севере Салдою, Турою и другими реками. В сланцах, слагающих кровлю массивов гранита, находятся многочисленные пластовые залежи серпентинитов, смятые вместе с вмещающими породами в складки. Эти серпентиниты встречаются преимущественно в кварцитовых сланцах. Салдинский район на севере представляет большую антиклиналь гнейсов с подобными же интрузиями серпентинитов. Вероятно, эти гнейсы составляют древние протерозойские толщи (?). Литологически они чрезвычайно сходны с таковыми свиты М Центрального Урала и отличны от залегающих южнее пород в полосе Салда—Свердловск. Дальнейшие исследователи в этой полосе должны обратить внимание на соотношение гнейсов и других пород. К северу от р. Тагила гнейсовая антиклиналь погружается, но гнейсы продолжают и далее, слагая в районе р. Салды другую большую антиклиналь (данные наблюдений автора в 1939 г.).

8. Структура карбоновой полосы восточного склона Урала характеризуется опрокинутостью складок к востоку с изоклинальной, часто чешуйчатой складчатостью. Западное падение характерно для полосы Алапаевск—Богданович—Каменск. Южнее падение становится восточным (Борсук, 1936).

9. Структура Урала характеризуется как огромный антиклинорий. В северном пересечении по линии Пашия—Алапаевск развито несколько структур.

а) Район средне- и верхнепалеозойских отложений сложен складками, слегка опрокинутыми к западу.

б) От ст. Вижай до верховьев р. Койвы находится большой антиклинорий нижнего палеозоя, имеющий вид веерообразной складки.

в) Между этим антиклинорием и свитой М узкая синклиналильная зона с известняками верхнего силура в ядрах второстепенных синклиналей и с нижнепалеозойскими отложениями в ядрах антиклиналей.

г) Свита М представляет западное крыло второй веерообразной структуры, являясь сложной антиклиналью, опрокинутой на запад и ограниченной от верхнесилурийской синклинали разрывом. Восточное крыло веерообразной структуры представляет Салдинский район, складка которого опрокинута к востоку. В середине веера находится синклиналильная структура зеленокаменной полосы. По обе стороны последней, между ней и гнейсами, выступают огромные интрузивные массы дифференцированного ряда горных пород от перидотитов до гранитов. Эти же породы местами прорвались из глубины в антиклинальных складках и в середине зеленокаменной полосы (Красноуральск, Турьинские рудники и др.). Вся зеленокаменная полоса подстилалась магматическим очагом, которым были созданы эффузивные породы и интрузии.

д) Район Алапаевска представляет некоторую аналогию зеленокаменной полосе и является западной частью следующего к востоку синклинория. Подобно зеленокаменной полосе, между гнейсами Салды и палеозоем Алапаевска находится сложный интрузивный комплекс, древним членом которого являются габбро и перидотиты, более же молодым — граниты северной части Алапаевско-Мурзинского массива.

10. Южный профиль по линии Красноуфимск — Богданович характеризуется следующими чертами:

а) На западе находится пологая антиклиналь Уфимского плато, за которой к востоку лежит пологий прогиб, заполненный большой толщей пермских отложений.

б) За ними к востоку, между ст. Бисерть и Дружинино, лежит область антиклинального строения, сложенная отложениями, начиная от кремнистых пород и эффузий нижнего силура(?), известняков и доломитов верхнего силура и кончая визейскими известняками. Этот сложный комплекс вдаётся выступом в область пермских отложений. Он надвинут на них на западе и покрывается ими на востоке. Это — или шарьированная толща палеозоя или же древний хребет, омывавшийся и разрушавшийся пермским морем.

в) За этой толщей следует чешуйчатая зона изоклинальных складок среднего палеозоя.

г) Вместо огромного антиклинория нижнего палеозоя мы имеем узкую его полоску.

д) За нею следует такая же чешуя свиты М. На широте Ленинской железной дороги она имеет строение, аналогичное северному разрезу.

е) Контакт свиты М с габбровым массивом зеленокаменной полосы аналогичен северному разрезу.

ж) Зеленокаменная полоса пересечена профилем в месте, где она захвачена северо-западным сдвигом и сильно сужена.

з) Верх-Исетский гранитный массив находится, по данным Б. М. Романова,<sup>1</sup> в антиклинальной структуре кровли зеленокаменных пород. Ему предшествовали интрузии габбро, ультрабазитов, диоритов и плагиогранитов.

и) Район г. Свердловска представляет синклиналиль. Во второстепенных антиклиналях, имеющих характер куполов, находятся мелкие лакколиты Шарташского и других массивов гранита.

к) Неясен возраст следующих к востоку кварцитовых и других слан-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

цев. Они прорваны в районе Баженова гранитным массивом. Вторая интрузия находится между этими сланцами и среднепалеозойскими отложениями района Богдановича, начинающимися от с. Грязновского. Это сложное интрузивное тело состоит из различных пород, начиная от пироксенитов и перидотитов и кончая гранитами и гранит-порфирами. Оно представляет большой интерес для изучения как с теоретической, так и с практической стороны. В теоретическом отношении следует детально исследовать состав и связь различных его дифференциатов. В промышленном отношении интересна связь с этим массивом, к северу от р. Пышмы, месторождений рудного золота в кровле массива, сложенной зеленокаменными породами. Этот массив до сих пор не был изучен. По р. Пышме и южнее ясно видна последовательность интрузий от основных пород к кислым с явлениями захвата ксенолитов древних пород, с жильными фациями и с сильно развитыми процессами гибридации.

л) Район Богдановича, Сухого Лога и Каменска сходен по структуре с Алапаевским, представляя пример изоклинальной складчатости, опрокинутой на восток.

11. В общем южный профиль в схеме повторяет северный, с той разницей, что сокращена синклиналиальная структура зеленокаменной полосы и антиклиналь Салды. Профиль является вследствие этого менее симметричным в западной части и только восточная повторяется в сходной форме.

12. Характерным для Урала является, таким образом, веерообразное строение. Осложнение, внесенное в него Уфимским горстом, сказывается: а) в наличии огибания его складками, б) в наличии разрывов, происшедших при накоплении напряжений по линии контакта с горстом и по направлениям, параллельным его краям, по диагонали к надвинувшимся на него складкам. Сюда относится северо-западный сдвиг.

13. Район наибольшего выступа горста характеризуется борьбой влияний его северо-западного и юго-западного краев.

Северо-западные влияния затухают у Кыштыма, сменяясь юго-западным, идущим под углом к первым. Это сказывается на западном склоне гнейсовой антиклинали Вишневых гор со щелочными породами. Здесь антиклиналь поднимает различные породы, приходящие к ней с северо-запада. Вследствие этого на запад от этой антиклинали возникает синклинали, идущая под углом к простиранию прилегающих к щелочному комплексу пород (Коптев-Дворников и Кузнецов, 1931).<sup>1</sup> Возникновение антиклинали Вишневых гор является следствием сжатия между более восточным комплексом с юго-западным простиранием и западным, имеющим северо-западное простирание.

14. Юго-западное влияние сказывается до района Богдановича. Оно видно в простирании складок и в наличии разрывов, констатированных Б. И. Борсуком в районе Боевки (1936). Наши милонитовые зоны в гнейсах Кыштымской и Каслинской дач являются также следствием этого движения к юго-западу параллельно южной стороне твердой глыбы горста. Дислокации района Течи, описанные автором и подтвержденные Д. С. Белянкиным и Г. А. Соколовым (1933), обусловлены таким же движением к юго-западу. Эти движения были до интрузии гранитов восточной части Кыштымской дачи и в них теряются.

15. Наибольшее сжатие в зоне Уфимского амфитеатра, обусловленное сопротивлением Уфимского горста, вызвало явления скольжения и кристаллобластической перекристаллизации горных пород. Локальные на севере, зоны сланцев здесь приняли региональное значение. Не захвачены ими только новейшие граниты. Д. С. Белянкин и Г. А. Соколов указывают на явления перемещений по горизонтальным плоскостям в Козьих Горках в Нижне-Уфалейском районе (1933). Мы констатировали, что, начиная от Уфалейского района и до Нязепетровска, вся толща свиты М

<sup>1</sup> Подтверждено В. С. Красулиным в 1939 г.

обнаруживает сильную сланцеватость с пологим падением к востоку под углом от 15 до 40°. Ею захвачены и древние граниты и все гнейсы и сланцы. Только молодые граниты лишены сланцеватости или слегка гнейсовидны вследствие застывания под давлением. Эта сланцеватость свидетельствует о движении, пластическом скольжении материала в направлении к западу.

16. Свита М обладает постоянной шириной. Сужение ее между Билимбаем и Висимо-Шайтанском обусловлено влиянием северо-западного сдвига. Расширение в районе Уфимского плато является следствием интрузии больших гранитных масс при пологом залегании толщи в целом.

17. На крайнем востоке Урала имеются также все толщи, начиная от пермских, известных к югу от Синары (Горский, 1937), и кончая нижнесилурийскими. Распространенность последних, вероятно, шире, чем известно. Сильно метаморфизованные зеленые филлитовидные сланцы и песчаники с прослоями конгломератов р. Кунары около дер. Кашиной и такие же породы, прилегающие к гнейсам Нижне-Салдинского района по нижнему течению р. Салды, отличны от нормальных верхнедевонских толщ и относятся, возможно, к древним свитам, представители которых открыты в Брединском районе. Гнейсы Салдинского района являются, повидимому, протерозойскими. Известняки верхнего силура известны на востоке во многих местах — у Пышмы, Каменска (Т. Зенченко, 1930), в Челябинском и Полтаво-Брединском районах и др. Отсутствие их на больших пространствах свидетельствует о том, что они не вскрыты эрозией и находятся на глубине. На глубине же местами должны быть и нижнепалеозойские толщи с протерозоем. Вероятно, отсутствует лишь древнеархейский фундамент.

18. В пермское время на западной окраине Уральского хребта в области Уфимского амфитеатра был горный хребет с лежавшей перед ним глубокой передовой впадиной, в которой отложились мощные толщи песчано-глинистых артинских пород. Их мощность к западу уменьшается. Условия рельефа были резко различны. С прилегающих вершин сносился материал, служивший для формирования артинских толщ. Эти последние играют роль молассов кайнозойских горных областей. Море частично было и на востоке Урала (пермские слои Синары). Позднейшие движения смяли в складки как артинские, так и более древние толщи. Движения закончились в верхней перми или в начале триаса.

19. Начало образования Уральских гор относится к протерозою.<sup>1</sup> В нижнем палеозое происходили движения, вероятно, салаирской или таконской фазы дислокаций. Горный хребет, вероятно, существовал на западе, откуда гранитоидные породы могли попасть в гальки нижнепалеозойских конгломератов. В верхнем силуре морские условия характеризовали восточный склон Урала и западный склон в восточной его части. К западу они сменялись терригенными осадками — черными битуминозными глинистыми песчаниками и сланцами с прослоями конгломератов. Антиклинорий нижнепалеозойских пород является на западе границей известняковой фации.

В нижнем девоне восточный склон продолжал сохранять значение центральной зоны геосинклинали. Морская известняковая фация нижнего девона известна на западном склоне только в районе Уфимского амфитеатра в виде слоев с *Karpinskya conjugula* T s c h e r n. и др. (Нейман, 1937; Пермская экскурсия XVII Международного геологического конгресса, 1937). Она неизвестна в Кизеловском районе вследствие того же влияния поднятия нижнепалеозойской антиклинальной структуры.

С нижнего палеозоя геосинклиналь, повидимому, сместилась к востоку, и эффузивные процессы на западном склоне прекратились.

В среднем девоне на восточном склоне сохранились условия центральной зоны геосинклинали. Здесь отлагались известняки и происходили излияния лав и накопление туфовых образований и яшм. В конце верхнего

<sup>1</sup> Если возраст свит М протерозойский.

силура произошли процессы складкообразования в зеленокаменной полосе. Эта дата должна быть уточнена исследованиями в районе между городом Кушвой и Нижне-Туринским заводом.

В среднем девоне намечаются спокойные колебания с размывом нижележащих толщ при отложении жерновых песчаников и рудоносной толщи западного склона. Верхний девон характеризуется поднятиями на восточном склоне, послужившими материалом для образования зеленых граувакк. Отложение последних сменилось постепенно образованием угленосных толщ нижнего карбона. На западном склоне верхний девон характеризуется постепенным углублением моря. Известняковая фация его переходит постепенно в такие же турнейские слои, и только после них наблюдается смена их терригенными осадками угленосной свиты. Визейский век характеризуется равномерным глубоким погружением всего Урала. На восточном склоне его еще продолжали действовать вулканические очаги. После этого в среднем карбоне там начались поднятия. Эти поднятия, сопровождаемые интрузиями кислых и основных пород, вывели в верхнем карбоне восточный склон из-под уровня моря. На западном склоне море продолжало отлагать осадки в известняковой фации. Сильные горообразующие процессы разыгрались перед отложением артинских слоев в районе Уфимского плато.<sup>1</sup> Глубокое погружение древних структур нижнего палеозоя впереди наиболее активной части хребта произошло еще до отложения карбона. В течение артинского времени оно сохранилось и после того, как восточнее стали подниматься новые складки Урала. На севере продолжалось прежнее спокойное отложение осадков, и только в конце перми (угленосные отложения западного склона Урала, 1932) были смяты все отложения, включая и пермские толщ.

20. С тектонической деятельностью связаны интрузивные и эффузивные процессы. Обычно основные эффузии сопровождают погружение геосинклинали и активный ее период. Интрузии сопровождают процессы преобразования геосинклинали в горный хребет. На Урале достоверно установлены: а) допалеозойский цикл эффузий и, вероятно, связанный с ними интрузивный период; б) нижнепалеозойские циклы эффузий и интрузий; в) среднепалеозойский цикл, почти непрерывный с верхнего силура до карбона включительно, приуроченный к восточному склону. Он может быть разделен на несколько фаз. Из последних необходимо отметить фазу в конце верхнего силура или в начале девона, к которой приурочиваются интрузии габбро-перидотитовой формации с подчиненными ей гранитами и сиенитами. Последняя повторялась вместе с гранитами и в более поздний, верхнекарбонный период на восточном склоне Урала. Данные Б. П. Кротова (1929) и новые работы А. А. Пронина<sup>2</sup> не могут быть иначе истолкованы, судя по карте, как интрузивными соотношениями змеевиков с отложениями среднего карбона (Алапаевский и Егоршинский районы). Факты эти заслуживают, однако, проверки; необходимо изучение состава гальки конгломератов среднего карбона. Повсюду наблюдается обычная смена интрузий от основных к кислым.

21. Интрузивными породами принесены огромные запасы полезных ископаемых, отложенных как в теле самих пород в виде сегрегационных и других руд, так и в кровле в виде контактовых и гидротермальных месторождений, связанных с интрузивными процессами и тектоническими движениями. К числу последних относятся большие нарушения главного северо-западного сдвига и колчеданные зоны, а также зона Кыштымско-Миасской дислокации, продолженной Г. А. Мирлиным южнее. Золотоносные растворы дали много месторождений как в этих дислокациях, так и в трещинах около интрузивных гранитных тел.

<sup>1</sup> В последнее время появилось мнение о возможном среднекарбонном возрасте отложений восточной части Уфимского плато, считавшихся артинскими. В этом случае противопоставление восточного и западного склонов отпадает.

<sup>2</sup> Устные сообщения.

22. Тектонические движения и спокойные колебания в течение длинного орогенического периода Урала принесли также много полезных ископаемых. Сюда относятся залежи угля восточного и западного склонов Урала. Возникшие в нижнем карбоне многочисленные острова с их пышной растительностью послужили материалом для накопления углей. С колебаниями уровня моря и с осушением многих участков связаны месторождения оолитовых железных руд среднего девона и бокситов Урала.

23. С гранитными интрузиями связаны многочисленные неметаллические полезные ископаемые — асбест, тальк, слюды, абразивы, драгоценные камни и др. Горные породы как изверженные, так и осадочные дают много ценных строительных материалов. Все это вместе взятое послужило основанием для расцвета разнообразной промышленности и, главным образом, горнометаллургического дела. С наиболее молодыми гранитными массивами Урала связаны месторождения вольфрама. В связи с ними находят в шлихах также и оловянный камень. Изучение этих интрузий с точки зрения распределения связанных с ними редких металлов и других полезных ископаемых заслуживает большего внимания. До сих пор на Урале хорошо изучены основные интрузии платиноносного комплекса и хромитоносные массивы, гранитам же, носителям редкометалльного, полиметаллического и золотого оруденения, отводилось мало внимания и они, за малыми исключениями, являются неизученными. Их исследование должно производиться с учетом их геологического положения и связи с общей структурой Урала. Только это сопоставление при точном знании законов распределения отдельных дифференциатов и связи их с рудными проявлениями позволит правильно ставить вопросы дальнейшего направления поисковых работ.

В настоящее время можно отметить наличие более кислых и богатых калием гранитов в восточных частях Урала. К ним приурочена и большая часть находок редких металлов. Необходимо обратить внимание на древние интрузии гранитов Центрального Урала и западного склона. Небольшие по массе, они представлены богатыми ортоклазом разностями и нередко развиты в гранит-порфировой гипабиссальной фации. Литература по металлогенетическому районированию Урала приведена нами в списке (Захаров, 1938; Романов, 1926, 1927, 1928).

24. В послепалеозойское время триасовый период характеризуется интенсивным разрушением Урала. В ретическое время или несколько раньше (Карпинский, 1880, 1913) наблюдается отложение конгломератов и песчано-глинистых слоев на восточном склоне Урала, продолжавшееся в нижней юре, когда образовались залежи угля (Карпинский, 1880, 1913). Эти отложения слабо дислоцированы во время киммерийской фазы. Затем последовал континентальный период, сопровождавшийся отложением бокситов и железных руд. В верхнемеловое время трансгрессия моря покрыла большие пространства восточного склона Урала, отложив опокочные песчаники. Они сменились потом третичными отложениями. Последовавшая регрессия моря вызвала новый разрыв Среднего Урала. К этому времени высоты последнего успели нивелироваться до состояния пенеплена. Погружение Урала вызвало отложение морских слоев верхнемелового возраста, лежащих на высоте до 225 м (дер. Прянишникова, район Салды, район Брусяны к востоку от Свердловска). Новое поднятие вызвало образование речных террас, главных из которых на восточном и западном склонах намечается три. Разница в рельефе восточного и западного склонов обусловлена древней мезозойской эрозией. Будучи сложен более легко разрушаемыми гранитными породами, восточный склон был скорее нивелирован, и эта нивелировка произошла до трансгрессии верхнемелового моря, которое усилило равнинность рельефа. Древний Урал постепенно уходит к востоку под уровень молодых отложений Западно-Сибирской низменности. Гравитационные измерения показывают, что он продолжается и под ними и вызываемые его породами колебания силы тяжести

чувствуются до района г. Петропавловска (Нумеров, 1932). Пониженность рельефа в области южной части Среднего Урала объясняется слабым развитием здесь наиболее устойчивых пород Центрального хребта и габбровой зоны. Поэтому эрозия подготовила основные формы современного рельефа здесь еще в мезозойское время. В современной геоморфологии обращает внимание приуроченность р. Чусовой к полосе карбона западного склона и приуроченность долин верховьев рр. Кырьи, Усьвы, Койвы, Серебряной и верховьев р. Чусовой к дислокационной зоне северо-западного сдвига. Эта современная черта геоморфологии, вероятно также древнего происхождения, подчеркивает наличие дислокации и прекрасно выражена в рельефе.

25. Приведенное описание тектонических форм не дает оснований для принятия или критики какой-либо гипотезы горообразования в отношении принципиальных вопросов их причины. Описанные формы хорошо иллюстрируют роль твердых платформ в образовании гор. Если следовать Коберу, то восточнее Тургайского пролива можно было бы ожидать опрокинутости складок в обратную сторону, т. е. к востоку на Сибирскую платформу. Опрокинутость складок к востоку в районе Алапаевска — Каменска нельзя считать признаком приближения к этой платформе или к какому-либо промежуточному массиву. Веер складок вряд ли замыкается вблизи. Скорее мы имеем к востоку общее погружение складок, причем главная ось их воздымания находится на территории свиты М Центрального Урала. Другими словами, орографическая ось хребта совпадает в общем с максимальным поднятием в области опрокидывания складок на форланд Восточно-Европейской платформы. Опрокинутость же складок к востоку на восточном склоне свидетельствует скорее о подсекании их в корнях благодаря сильному поднятию веерообразной формы уральской структуры. Благодаря этому здесь наблюдается колоссальное развитие интрузивных массивов.

26. В заключение можно отметить некоторую аналогию в строении северной и южной частей горной системы Урала. Эта аналогия видна в характере развития нижнего палеозоя западного склона Северного и Южного Урала. Типичные филлитовые толщи его отделены от свиты М также глубокой синклинальной структурой долины р. Белой, в которой принимают участие известняки верхнего силура. Вероятно, дальнейшие исследования соединят их с верхнесилурийской синклиналью Среднего Урала.

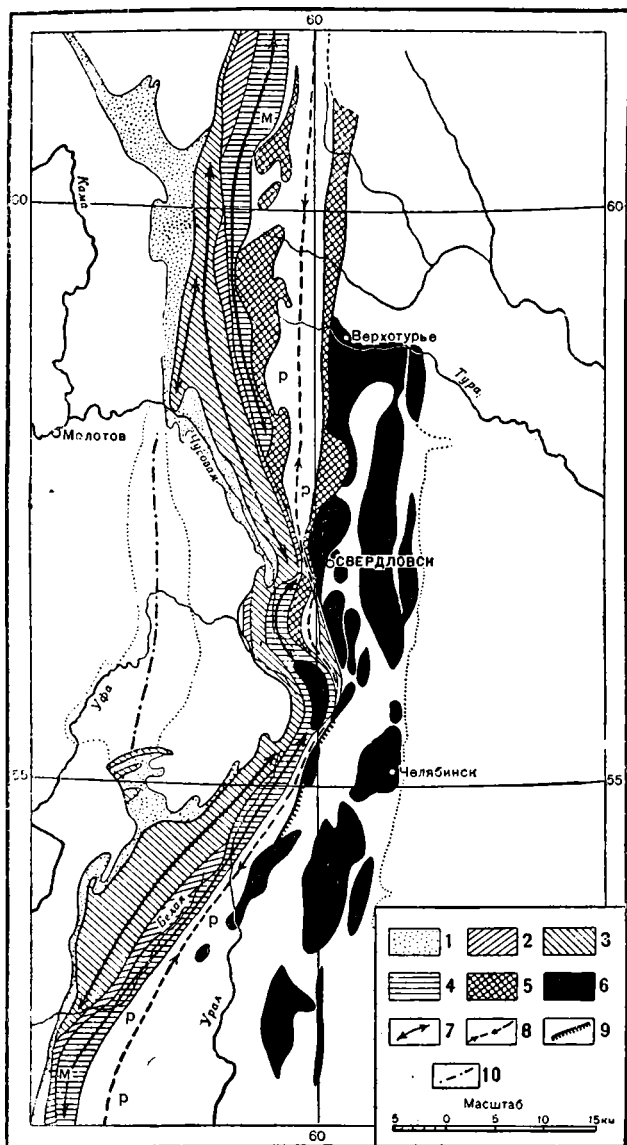
Обращает внимание распределение простираний в отдельных комплексах Урала. Меридиональное, несколько северо-восточное простирание характерно для габбро тагильской интрузии, для зеленокаменной полосы в целом и для ограничивающего ее с востока основного массива. Это простирание нарушено только в области, захваченной северо-западным сдвигом, южнее же в Полевском районе восстанавливается. Ревдинский массив и зеленокаменная полоса принимают положение, параллельное северным участкам тех же комплексов. То же касается гранитных массивов, среди которых намечается несколько рядов: а) ряд Верх-Исетского массива имеет то же простирание, слегка уклоняющееся от меридиана к северо-северо-востоку; он обнимает Верх-Исетский массив, промежуточные мелкие интрузии, прорывающие кровлю севернее его, и Салдинский; б) Сысертский ряд начинается Сысертским массивом; отпрыски того же очага выступают из-под кровли в районе Свердловска и севернее (Шарташ), постепенно погружаясь к северу; его простирание параллельно предыдущему; в) ряд Боевско-Мурзинский, имеющий точно меридиональное положение; г) ряд Кочкарско-Челябинский, лежащий восточнее и вне нашей карты.

Всматриваясь в уменьшенную схему Урала (фиг. 57), мы можем заметить, как в массивах Верх-Исетском и Сысертском южные концы суживаются и слегка изгибаются к юго-востоку. Это сужение происхо-



дит около линии северо-западного сдвига. Оно свидетельствует о том, что сдвиг оказывал влияние на форму гранитных массивов. Это сказалось и на структуре пород. Мы указывали, что южная часть Сысертского массива к юго-западу от оз. Иткуль подверглась деформациям. Это, однако, явление местное. Описанная форма свидетельствует скорее о растекании гранитной магмы, отжиме ее из более стесненных южных участков в более свободные северные. В этом отношении интересны данные В. С. Коптева-Дворникова, установившие аналогичное движение гранитной магмы при вторжении Тургоякского массива в Южном Урале, где течение магмы шло с севера на юг. Огромные массы гранитов северных частей верх-исетской и сысертской интрузий, погружаясь в северном направлении, местами дают внедрения из глубины, примером которых является Шарташ. Интересна связь с последними внедрениями, как отголосок магматического очага обширной жильной серии и богатых золотых месторождений Березовска.

В заключение мы попытаемся провести сравнение тектоники и истории развития Среднего Урала с другими частями системы палеозойских хребтов Евразии. На Северном Урале восточный склон почти полностью закрыт третичными и четвертичными отложениями. Под ними скрыты весь гранитный пояс и зеленокаменная полоса. Незначительная часть последней выходит вдоль края кайнозойских образований. К западу от них находится габбро-перидотитовая зона, соответствующая габбровому комплексу Тагила и Кытлыма. По данным Н. А. Сирина<sup>1</sup> этот комплекс отделен от нижнепалеозойских образований



Фиг. 57. Схематическая геологическая карта Урала.  
 1 — девон и карбон западного склона; 2 — верхний силур; 3 — нижний палеозой; 4 — свита М Центрального Урала; р — зеленокаменная полоса; 5 — основные интрузии зеленокаменной полосы; 6 — граниты; 7 — антиклинории; 8 — синклинории; 9 — миасско-кыштымский надвиг; 10 — ось плато Уфимского вала.

отложениями. Под ними скрыты весь гранитный пояс и зеленокаменная полоса. Незначительная часть последней выходит вдоль края кайнозойских образований. К западу от них находится габбро-перидотитовая зона, соответствующая габбровому комплексу Тагила и Кытлыма. По данным Н. А. Сирина<sup>1</sup> этот комплекс отделен от нижнепалеозойских образований

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

Западного и Центрального Урала надвиговой поверхностью, положение которой соответствует аналогичной дислокации между свитой М и зеленокаменным комплексом восточного склона на Среднем Урале.

Комплекс Центрального Урала в Приполярном Урале, по данным Н. А. Сирина,<sup>1</sup> представлен сланцами нижнего палеозоя и частью протерозоя, аналогичными (по К. А. Львову) соответственным отложениям Южного Урала с водорослями *Collenia* и другими, относимыми М. И. Гаранем также частично к протерозою (1937, 1938). У нас нет данных для идентификации этих отложений со свитой М Среднего Урала, поэтому возникает необходимость в точной увязке и в выяснении вопроса, куда уходят отложения, представленные метаморфическими сланцами свиты М.

Разрез среднего и верхнего палеозоя западного склона Северного Урала сходен с северными частями Среднего Урала, и мы приводить его не будем. Для нижнего палеозоя еще по данным А. Н. Заварицкого (1932), описавшего красные филлитовые сланцы, прилегающие к массиву Рай-Иза, можно было предположить отсутствие типичных отложений среднеуральского протерозоя, так как подобные филлиты интенсивно развиты в нижнепалеозойских толщах.

Переходя к Южному Уралу, можно отметить, что здесь разрез палеозоя также сходен со Средним Уралом. По данным В. С. Коптева-Дворникова,<sup>2</sup> по границе протерозойских и нижнепалеозойских толщ, как и в нашем районе, проходит линия надвигового разрыва, к которой приурочена интрузия гранитов. Другая линия надвига констатирована им по границе зеленокаменной полосы и свиты метаморфических сланцев Центрального Урала. В отношении отдельных моментов развития процессов горообразования на Южном Урале отмечаются те же стадии, как и в нашем районе. Так, В. С. Коптев-Дворников<sup>3</sup> отмечает наличие среди кристаллических сланцев свиты М в Уреньгинской зоне галек кварцитов. Далее им намечена разница в интенсивности тектонических нарушений между нижним комплексом, названным им карбонатной свитой, и верхним, так называемым Уральским комплексом.

Среди нижнепалеозойских толщ, часть которых М. И. Гарань (1937, 1938) относит к протерозою, наблюдается, по данным этого автора, несколько перерывов, сопровождавшихся отложением конгломератов. Самый низкий из них находится в основании айской свиты. Подобные же конгломераты развиты в толще бакальской свиты. Последние петрографически сходны с конгломератами нижнего палеозоя Среднего Урала. Прослой конгломератов местного значения встречаются и в наиболее молодой ашинской свите, относимой к нижнему силуру. Все эти толщи сходны с нижнепалеозойскими отложениями Среднего Урала. Как и в последнем, на них непосредственно налегают известняки и доломиты живецкого яруса среднего девона. Промежуточные толщи песчаников обладают небольшой мощностью, что свидетельствует о значительном перерыве в отложении осадков после образования ашинской свиты.

По мнению К. А. Львова и А. И. Олли (1935), образование нижнепалеозойских отложений сопровождалось разрывом древнего хребта, находившегося к западу от Урала. В согласии с этим находятся и наши наблюдения в Среднем Урале. Дальнейшая история развития Южного Урала оставила, по А. В. Хабакову (1936), следы каледонской складчатости. По данным авторов, изучавших Южный Урал, в последнем наблюдается отчетливый перерыв с разрывом в основании граувакк верхнего девона (Зилаирская свита). Эта фация осадков широко распростра-

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

<sup>2</sup> Рукописные материалы.

<sup>3</sup> Рукописные материалы.

нена на восточном склоне Урала вплоть до Алапаевска. Далее размыт происходил в нижнем карбоне перед артинским веком. Обращает на себя внимание развитие крупных надвиговых структур в хр. Каратау по южной окраине Уфимского плато.

К востоку от Урала находится обширная Казахстанская горная страна. По данным авторов, исследовавших ее строение, главной фазой процессов тектогенеза в ее западной части была каледонская складчатость. Но еще ранее, по данным Н. Г. Кассина (1931, 1934), намечается значительное несогласие в залегании нижнего силура на размытых докембрийских отложениях. Сильно дислоцированные нижнепалеозойские слои размыты и на их поверхности отложены несогласно более молодые образования. Каледонские фазы дислокаций были чрезвычайно интенсивными. Нижнедевонские толщи альбитофиров лежат уже с резким несогласием на нижнем палеозое. В Аргантинском и Улутавском районах, изученных Е. А. Кузнецовым и В. Н. Крестовниковым (1937),<sup>1</sup> они залегают непосредственно на докембрийских кристаллических сланцах.

Интрузии Улутавского района и р. Ишима являются также древними и образовались до верхнего девона. Основные конгломераты последнего залегают на размытой поверхности всех описанных толщ. Местами на древних отложениях залегают непосредственно турнейские слои. Эти толщи, отложившиеся с резким трансгрессивным несогласием, очень слабо дислоцированы (углы наклона от 0 до 30°) и большей частью лежат в спокойных пологих мульдах. Сильные нарушения наблюдаются в них только вблизи дизъюнктивных дислокаций, происшедших по контакту с твердым фундаментом, на котором они лежат, и внутри его. Все это свидетельствует о том, что к верхнему девону Казахстанская горная страна в значительной ее части, в особенности в северной половине, была уже твердой платформой; позднейшие складчатые процессы вызвали в ней большие расколы и пологую складчатость молодых отложений.

Простирание складок района р. Ишима северо-восточное и направлено под углом к простиранию уральских складок. Расстояние, разделяющее эту область от Урала, равно около 200 км. Вероятно, расстояние между этими различными структурами значительно меньше видимого. Во время варисцидской складчатости область Зап. Казахстана играла по отношению к Уралу роль платформы. Вероятно, вследствие этого складки восточной части Урала являются опрокинутыми к востоку, что, по схеме Кобера, свидетельствует о приближении к платформе. Это не противоречит, с другой стороны, и явлению подсекания складок в их нижних частях, более сильно сдавленных сравнительно с верхними.

Главнейшие этапы развития Казахстана резко разнятся от Урала, но в отношении отдельных фаз наблюдается сходство. Нужно отметить развитие диабазов, спилитов и кремнистых отложений в нижнем силуре, что является до некоторой степени сходным с нижнепалеозойскими отложениями западного склона Урала. Необходимо отметить также и более раннее время интрузий основных пород сравнительно с кислыми. Их периоды, однако, не совпадают. На Урале основные породы относятся к нескольким фазам развития. На западном склоне они не идут выше так называемой ашинской свиты и завершают, повидимому, период каледонской складчатости. Они представлены габбро-диабазами и перидотитами. То же мы имеем и в Казахстане. Основные породы восточного склона Урала являются более молодыми. Аналогичных образований в Казахстане мы не знаем.

Значительная часть кислых интрузий севера Казахстана относится к доверхнедевонскому времени и приурочена к конечным фазам развития каледонской складчатости. На Урале каледонские или даже салаирские граниты известны только на западном склоне. Громадное большинство

<sup>1</sup> Рукописные материалы.

гранитов восточного склона относят к варисцийскому орогенезу после среднего карбона. В Казахстане молодые граниты на ряду с древними играют большую роль только в южных частях и особенно в Прибалхашье, где, по данным Н. Г. Кассина (1931), магматическая деятельность продолжалась в течение всего карбона и захватила отчасти пермское время. В южном направлении к Прибалхашью и Джезказгану происходит увеличение мощности карбона, свидетельствующее, по мнению Н. В. Литвинович, о том, что геосинклиналь продолжала в этих районах сохранять свое значение, в то время как на севере она превратилась в твердую платформу. И все же в структуре южной части Центрального Казахстана сравнительно с Уралом наблюдается громадная разница, выраженная в отсутствии столь резко выраженной линейной направленности складок, какую мы имеем на Урале.

Среднеазиатские горные хребты отражают фазы геотектогенеза, аналогичные уральским. В системе Тянь-шаня наблюдается мощный орогенез в протерозое. Отсутствие верхнего кембрия указывает на наличие салаирской фазы дислокаций, характерной и для западного склона Урала. В северных цепях Средней Азии каледонский орогенез чрезвычайно точно выражен, что обнаруживает сходство с Казахстаном и резкое различие от Урала, где каледонские дислокации замаскированы гораздо более сильными герцинскими. Последние интенсивно развиты на территории южных цепей, обнаруживающих большое сходство с Уралом. И здесь, как и на Урале, отмечаются астурийская и судетская фазы дислокаций.

В Западной Сибири также главенствуют древние фазы орогенеза. Салаирские дислокации впервые были установлены в Салаире. Интересно отметить так называемую тельбесскую фазу дислокаций в среднем девоне, аналогичную описанным явлениям на Урале.

Подводя итоги, можно отметить, что геосинклиналь Урала претерпела углубление в период от верхнего силура до пермского времени. Начиная с салаирской фазы и каледонских дислокаций, древние платформы — Сибирская и Восточно-Европейская — обросли широкими ореолами складчатых зон, которые присоединились к ним, образовав вместе с платформами одно целое и создав обширные площади устойчивых масс. Позже между отдельными глыбами последних происходили явления погружения и последующего поднятия, создававшие второстепенные складчатые зоны во время герцинского орогенеза. К Восточно-Европейской платформе присоединились с востока складки нижнепалеозойских отложений и свиты М, представляющей антиклинальный выступ протерозойских толщ, опрокинутый на запад.

Ко времени варисцийского орогенеза геосинклиналь Урала представляла узкую зону между Восточно-Европейской платформой и казахстанскими каледонидами, игравшими в данном случае роль платформы. Будучи сжата между этими массами, она создала резко выраженный горный хребет, складки которого симметрично опрокинулись в обе стороны. Если принять схему Кобера, с которой структура Урала имеет некоторое сходство в опрокинутости складок в противоположные стороны, то необходимо отметить, что складки западного склона могли бы быть рассматриваемы как экстерниды. Ближайшая к ядру складчатой зоны область — метаморфиды — представляет зону филлитов и свиты М с наиболее глубокими зонами. Зеленокаменная зона Урала может соответствовать централидам, вслед за которыми к востоку следуют внутренние складки. Среди них происходит в восточном направлении поворот в наклоне складок, и мы имеем, повидимому, начало второй половины веера, который образует, по Коберу, каждое горное сооружение. Обилие гранитных масс в восточной части хребта дополняет сходство со схемой. Необходимо отметить, что сильное сжатие Урала вызвало глубокую дислоцированность внутренних частей системы, соответствующую интернидам, и проникновение в них

огромных количеств гранитов. Вторую ветвь веера можно ожидать под обширными пространствами Тургайского пролива.

Структура Урала отражает ряд веероподобных антиклинорий. В сущности каждый из них в отдельности несколько напоминает ту же схему и соответствует, повидимому, отдельным фазам развития складчатого процесса. Антиклинорий нижнего палеозоя был создан в основном в таконскую фазу каледонского орогенеза, судя по отсутствию типичных морских фаций нижнего девона на западном склоне Урала. Средний антиклинорий является в общем более поздним и создан, повидимому, после среднего девона. Наконец, восточная часть Урала в основном оформлена в верхнем карбоне и перми. Предшествующие формы в каждую из последующих фаз развития претерпели усложнения и новые нарушения, создавшие подчас сильно запутанные соотношения отдельных комплексов и толщ, описанные выше.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А. Карпушинское месторождение на Урале и его перспективы. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1936, № 99.
- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1932, отд. геол., 10.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Вып. 2, 1934.
- Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР. Сб. к 50-летию научн. деятельн. акад. В. И. Вернадского, т. 2, М., Изд. Акад. Наук, 1936, 868—875.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М., Изд. Акад. Наук, 1937.
- Афанасьев Л. М. и Исаенко М. П. Геология и медные месторождения Красноуральского района. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1936, 1, 91—174.
- Белюсов А. К. Бокситы и диаспор-шамозитовые руды западного склона Южного Урала. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1937, № 112.
- Белянкин Д. С. и Соколов Г. А. Геологическая карта Урала. Описание листа № 41-1-NW. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 297-а.
- Блохин А. А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1932, отд. геол., 10.
- Борсук Б. И. Геологическая карта Багарякско-Сысертского района. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 50.
- Варсонофьева В. А. Предварительный отчет о работах 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124 листа. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 289.
- Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком., 1913, вып. 62.
- Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Сб. Ком. по изуч. ест. произв. сил России, 1925, 4, вып. 11.
- Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связанные с ними полезные ископаемые. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 247.
- Гарань М. И. Геологический очерк Бакало-Саткинского района. Тр. Урал. научно-иссл. инст. геол., 1938, № 1, 141.
- Геологическая карта Урала 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Изд. Гл. геол.-разв. упр., 1931.
- Герасимов Н. П. О циклах осадкообразования в верхнем палеозое пермского Приуралья и о границе карбона и перми. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр. 1937, 87.
- Главнейшие железорудные месторождения СССР. Т. 2, 1934.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей села Сухоложского. Тр. Геол. ком., 1929, вып. 182.
- Горский И. И. Детальная геологическая съемка окрестностей Каменского завода. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 47.
- Горский И. И. Общая сводка перми Урала. Тезисы докл. XVIII Междунар. геол. конгр., 1937, 86.
- Горянова О. П. и Фалькова Э. А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рр. Б. Инзер и Зилим. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 272.
- Дингельштедт Н. Н. К вопросу о геологическом строении Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 243.
- Дингельштедт Н. Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 277.
- Добролюбова Т. А. Заметка о взаимоотношениях карбона и перми в пределах 123 листа (Северный Урал). Изв. Гл. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 21.

- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал, 123 лист). Тр. Ленингр. геол.-разв. упр., 1935, № 8.
- Домарев В. С. Месторождения медных руд Лайской дачи. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, № 6.
- Домарев В. С. Месторождение Рябининская разведка на Урале. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, № 44, 707—721.
- Домарев В. С. и Станкевич В. И. Колчеданные месторождения Нижне-Тагильского округа на Урале. Горн. журн., 1926, № 10.
- Домгерт Р. Результаты геологических исследований вдоль линии железных дорог, строившихся в России в период времени с 1845 по 1848 г. Горн. журн., 1879, 1, № 1—2, 147.
- Дорофеев Н. В. и Рябинин В. Н. 1. Геологическая карта Урала. Аша-Миньярский район. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 134.
- Дорофеев Н. В. и Рябинин В. Н. 2. Геологическая карта Урала. 1 : 200 000; лист № 40-III-NW. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 204.
- Дюпарк и Мразек. Троицкое месторождение железных руд в Кизеловской даче на Урале. Тр. Геол. ком., 1904, вып. 15.
- Дюпарк и Сигг. Медные месторождения в Сысертской даче на Урале. Тр. Геол. ком., 1914, вып. 101.
- Ефремов А. В. и Каминская Е. М. Колчеданные месторождения западной полосы Калатинского района на Урале. Ленингр. научно-техн. изд., 1931.
- Житомиров Г. Я. Поисково-разведочные работы на каменный уголь в Кыновской даче на Урале. Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 1, 27—53.
- Житомиров Г. Я. Пашийский угленосный район. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 77.
- Заварицкий А. Н. Петрографические наблюдения в окрестностях Миасского завода. Зап. Горн. инст., 1910, 3.
- Заварицкий А. Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., 1922, № 122.
- Заварицкий А. Н. К тектонике Урала. Изв. Геол. ком., 1923, 42, № 2.
- Заварицкий А. Н. 1. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. ком., 1924, 43, 361—397.
- Заварицкий А. Н. 2. Задачи гравиметрических исследований в Нижне-Тагильском районе на Урале. Горн. журн., 1924, № 9—10, 656—661.
- Заварицкий А. Н. Геологический очерк месторождений медных руд на Урале. Тр. Геол. ком., 1927, № 173.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат. по общ. и прикл. геол., 1928, № 108.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Тр. ВГРО. 1932.
- Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. инстит. Акад. Наук СССР. V; 1936.
- Замятин П. М. Колчеданные месторождения района Богомоловских рудников на Урале. Мин. сырье, 1927, № 5—6.
- Замятин П. М. Богомоловская группа колчеданных месторождений на Урале. Мин. сырье, 1929, № 5—6, 512—574.
- Захаров Е. Е. 1. Колчеданные месторождения восточного склона Урала. Мин. сырье, 1927, № 2.
- Захаров Е. Е. 2. Карпушинская группа медно-цинковых месторождений. Тр. 2 Всесоюзн. совещ. по цветн. мет., 1927, 2.
- Захаров Е. Е. Металлогенетический очерк Урала. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1938, 8, 108—150.
- Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Очерки по геохимии Урала. Тр. Инст. мин. сырья, 1935, № 75.
- Захаров Е. Е. и Юшко С. А. Карпушинское медно-цинковое месторождение на Среднем Урале. М. Изд. Акад. Наук, 1936.
- Зенченко Н. А. Геологический очерк долины р. Чусовой от дер. Койвы до Камня Гладкого. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 9, 1047—1066.
- Зенченко Т. Силурийские отложения восточного склона Урала в районе Каменской дачи. Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 1, 127—130.
- Зимин И. А. К вопросу о тектонике Сарановского хромитового месторождения. Сов. геол., 1939, № 1, 65—77.
- Иванов А. А. Геологические исследования в Соликамском и Чердынском районах Уральской области, произведенные летом 1927 г. Мат. по общ. и прикл. геол., 1929, № 124.
- Иванов А. А. Геологические исследования в Соликамском и Чердынском районах Уральской области, произведенные летом 1928 г. Мат. по общ. и прикл. геол., 1930, № 148.

- Иванов А. А. Локализация золотого оруденения на Среднем и Северном Урале в связи с геологическими структурами. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 128.
- Иванов А. Н. Турнейский ярус на западном склоне Среднего Урала. Тр. Урал. научно-иссл. инст. геол., разв. и иссл. мин. сырья, 1938, № 1.
- Иванов А. Н. Геологическая карта Урала; 1 : 50 000. Бассейн р. Чусовой. Тр. Уральск. гос. геолог. упр., Свердловск, 1939.
- Иорданский Н. Н. Новые данные о распространении нижнесилурийских отложений в бассейне р. Печоры. Изв. Ассос. научно-иссл. инст. при физ.-мат. фак. I Моск. гос. унив., 1928, 1, вып. 1—2.
- Иорданский Н. Н. О силурийских отложениях Северного Урала (рр. Вишеры и Косьва). Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 1, 137—139.
- Иорданский Н. Н. Геологические исследования в верховьях р. Вишеры на Северном Урале. Изв. Гл. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 14.
- Исаенко М. П. Генезис комплексного Волковского месторождения. Труды МГРИ. т. 5; 1937.
- Карпинский А. П. Геологические исследования и каменноугольные разведки на восточном склоне Урала. Горн. журн., 1880.
- Карпинский А. П. Очерки физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Зап. Акад. Наук, 1887, 55, прил. 8.
- Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Акад. Наук, 1894, № 1.
- Карпинский А. П. Месторождения каменного угля на восточном склоне Урала. Очерк месторождений ископаемых углей России. 1913.
- Карпинский А. П. 1. Очерки геологического прошлого Европейской России. Классики естествознания. Изд. Природа, 1919.
- Карпинский А. П. 2. К тектонике Европейской России. Изв. Акад. Наук, 1919.
- Касин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Тр. ВГРО, вып. 165; 1931.
- Касин Н. Г. Очерки тектоники Казахстана. Пробл. Сов. геол. т. II; № 6; 1934.
- Касин Н. Г. Проявления вулканизма в северном Казахстане. Изв. ВГРО; 1931; Л; вып. 83; 1225—1242.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Белорецкого района Южного Урала. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 297.
- Кириченко Г. И. Верхнесилурийские отложения на западном склоне Урала в районе Михайловского завода. Изв. Геол. ком., 1930, 49, № 1, 130—135.
- Кириченко Г. И. Геологический очерк района Михайловского завода на Урале. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1934, вып. 339.
- Конткевич С. Отчет о геологических исследованиях вдоль линии Уральской жел. дор., Горн. журн., 1880, 2.
- Коптев-Дворников В. С. и Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда. Тр. Инст. прикл. мин., 1931, № 47.
- Краснопольский А. Общая геологическая карта России. Лист 126. Тр. Геол. ком., 1891, 11, № 2.
- Краснопольский А. Геологический очерк окрестностей Верхне- и Нижне-Туринского завода и горы Качканар. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1909, № 82.
- Кротов Б. П. Геологические исследования в Нязепетровской даче в области 138 листа. Тр. Общ. ест. Казан. унив., 1909, 41, № 6.
- Кротов Б. П. Геологические исследования в Алапаевском округе на Урале. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 2.
- Кротов П. И. Артинский ярус. Тр. Общ. ест. Казан. унив., 1885, 13, № 5.
- Кротов П. И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала. Тр. Геол. ком., 1888, 6, № 1—2.
- Круглов М. В. 1. Геологическая карта района Суксунского завода Западного склона Среднего Урала. Лист 0—40—XI—SW. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 279.
- Круглов М. В. 2. Отложения Артинского типа между ст. Кишертъ и Кузино. Тр. Геол. инст. Акад. Наук, 1933, 3.
- Кузнецов Е. А. Щелочные породы южной части Кыштымской дачи. Тр. Инст. прикл. мин. и цвет. мет., 1930, № 48.
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1933, 11, № 2, 111—137.
- Кузнецов Е. А. 1. Развитие взглядов на тектонику Урала от А. П. Карпинского до наших дней. Изв. Акад. Наук, 1937, 637—653.
- Кузнецов Е. А. 2. Докембрий Урала. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 75.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы Урала. Тр. Инст. геол. наук (печатается).



- Кузнецов Е. А. и Асташенко К. И. Геологическое строение северо-западной части хребта Пай-Хой. Изв. Акад. Наук, 1938, 517.
- Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1926, 4, № 1.
- Кузнецов Е. А., Литвинович Н. В. и Маркова Н. Г. Геологическое пересечение Урала. Пашия-Алапаевск. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1939, 13.
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. 1936.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Опыт над перекристаллизацией горных пород в твердом состоянии. Изв. СПб. Политехн. инст., 1911, 16.
- Либрович Л. С. Геологическое строение Алапаевского района. Изв. Геол. ком., 1925.
- Либрович Л. С. К геологии южной части башкирского Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 144.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие. Тр. ЦНИГРИ. 1935, № 38.
- Лукашук А. И. Гелий в некоторых из ториевых минералов СССР. Докл. АН (А). 1928; № 24; 499.
- Львов К. А. и Олли А. И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Мин. общ., 1935, № 2.
- Маркова Н. Г. и Штрейс Н. А. Исследование палеозойских бокситов восточного склона Урала и стратиграфия вмещающих их толщ. Тр. Всесоюз. научно-иссл. инст. мин. сырья, 1937, № 112.
- Мархилевич И. И. Геологические исследования в окрестностях Сергинско-Уфалейских заводов на Урале. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 162.
- Машковцев С. Ф. Материалы к геологии восточного склона Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 254.
- Меллер В. И. Геологическое описание Илимской и Уткинской казенных дач на Урале. Зап. Мин. общ., 1876, 11.
- Меркулов М. И. и Иванов С. Н. Дегтярское медное месторождение. Цвет. мет., 1935, № 8.
- Мирлин Г. А. О так называемом «Ближе не определенном палеозое восточного склона Урала». Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1937, № 3, 405—431.
- Молдаванцев Е. П. и Сергиевский В. М. О связи оруденения с тектоническими и магматическими процессами по Северному и частью Среднему Уралу. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 126.
- Молдаванцев Е. П. и Ходалевиц А. Н. Материалы к стратиграфии и общей геологии Восточного склона Северного Урала. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 85.
- Мурчинсон, Вернейль и Кейзерлинг. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Горн. журн., 1846—47.
- Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. 1937.
- Наливкин Д. В. О геологическом строении Южного Урала. Зап. Горн. инст., 1926, 7, 71—95.
- Наливкин Д. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 70, 110.
- Нейман О. Ф. Геология Нижне-Сергинского района. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 258.
- Нейман-Пермякова О. Ф. Некоторые данные к стратиграфии и тектонике нижнекаменноугольных отложений Алапаевского района. Тр. [Гл. геол.-разв. упр., 1931, № 70.
- Никитин В. В. Геологическое исследование центральной группы дач Верх-Исетских заводов. Тр. Геол. ком., 1907, № 22.
- Никифоров П. М. и Гирин С. К. Краткий отчет о результатах гравиметрической разведки на месторождении коренной платины в Нижне-Тагильском округе. Тр. Инст. прикл. геофиз., 1930, № 6.
- Нумеров В. В. Результаты определения силы тяжести на восточных склонах Урала в 1930 г. Изв. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, 51, № 81.
- Осипов С. С. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. Пробл. сов. геол., 1933, № 4.
- Павлинов В. Н. Тектоника Сакмаро-Икского района на западном склоне Южного Урала. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1936, 2, 164—187.
- Пермская экскурсия XVII Международного геологического конгресса. Северный маршрут. Статьи Б. В. Наливкина, М. М. Толстихиной, И. И. Горского, А. А. Иванова и Е. И. Тихвинской. 1937.
- Рогов А. Геологическое описание дачи Билимбаевского завода. Зап. Урал. общ. любит. ест., 1874, 1.
- Романов В. М. Опыт геологического районирования Урала. Зап. Урал. общ. любит. ест., 1926, II, № 1.

- Романов Б. М. К проблеме металлогенической характеристики магматического Урала. Поверхн. и недра, 1927, № 5—6.
- Романов Б. М. О некоторых вопросах геологии Урала. Вестн. Геол. ком., 1928, № 9—10.
- Саакьян П. С. Тектоническое строение Ново-Левинского колчеданного месторождения на Урале. Мин. сырье, 1935, № 6.
- Сергиевский В. М. Описание 37-го планшета геологической съемки Урала масштаба 1 : 200 000. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 75.
- Сергиевский В. М. Вулканизм и тектогенез Урала. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 127.
- Сибирская экскурсия XVII Международного геологического конгресса. Урал, статья М. М. Толстихиной и др. 1937.
- Сошкина Е. Д. Геологические исследования в районе подчеремского Северного Урала в пределах 123 листа летом 1929 г. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, 51, № 87.
- Суслов Д. К. и Меркулов М. И. Колчеданные месторождения Карабашского района на Урале. 1932.
- Тебеняков В. П. Новые данные по стратиграфии турнейских отложений Кизеловского района. Сов. геол., 1939, № 1.
- Тезисы докладов XVII Международного геологического конгресса. 1937, 149.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР. 1938.
- Тихвинская Е. И. Уфимская свита Европейской части СССР. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 97.
- Толстихина М. М. Некоторые данные о новейшей геологической истории Уфимского плато. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, № 86.
- Толстихина М. М. Верхнекаменноугольные отложения центральной части Уфимского плато и их фации. Тр. ЦНИГРИ, 1935, № 65.
- Толстихина М. М. 1. Каменноугольные отложения центральной части Уфимского плато и их фации. Тр. ЦНИГРИ, 1936, № 65.
- Толстихина М. М. 2. Материалы по стратиграфии верхнего палеозоя в Кизеловском районе на западном склоне Урала. Зап. Мин. общ., 1936, 65, № 1.
- Толстихина М. М. Верхнепалеозойские отложения Уфимского плато. Тезисы докл. XVII Междунар. геол. конгр., 1937, 88.
- Угленосные отложения западного склона Урала. Сб. статей. М. Л., Изд. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932.
- Успенский Н. А. Геологическая карта Урала. Нейво-Шайтанский завод, с. Мурзинское, Тр. ВГРО, № 209; 1932.
- Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса. Северный маршрут. 1937.
- Уральская экскурсия XVII Международного геологического конгресса. Южный маршрут. 1937.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ. 1901.
- Фредерикс Г. Н. 1. О возрасте современного Урала. Вестн. Геол. ком. 1927, № 10.
- Фредерикс Г. Н. 2. Вопросы тектоники Урала. Вестн. Геол. ком., 1927, № 4.
- Фредерикс Г. Н. Тектоника Урала. Тр. III Всесоюзн. съезда геогр., 1930, 2, 215—221.
- Фредерикс Г. Геологическая карта Урала. 1 : 200 000, лист 0-40-XV-NW. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, № 69.
- Фредерикс Г. Эволюция и революция в геологической истории Урала. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, вып. 75.
- Фредерикс Г. Н. и Емельянцева Т. М. Тектоника Уфимского плато. Зап. Мин. общ., 1932, 61, № 1.
- Фредерикс Г. Н., Зенченко Н., Лыткин В. Геологическая карта Урала 1 : 200 000. Лист 0-40-VII-SE. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1931, № 149.
- Фредерикс Г. Н. и Круглов М. В. Геологический очерк Вашкурского района на р. Чусовой. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 7.
- Фредерикс Г. Н., Кузнецов Е. А., Круглов М. В. Геологическая карта Урала 1 : 200 000. Лист 0-40-XII. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1933, вып. 208.
- Хабаров А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. Зап. Всерос. мин. о-ва; 64; № 1; 1936.
- Чернов А. Об отсутствии перерыва между верхнекаменноугольными и нижнепермскими осадками Приуралья. Изв. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1932, 51, вып. 21.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России, лист 139. Тр. Геол. ком., 1889, 3, № 4.
- Штукенберг А. Общая геологическая карта России, лист 138. Тр. Геол. ком., 1890, 4, № 2.

- Эйноор О. Л. О взаимоотношениях артинских осадков с подстилающими их отложениями в Кыновской даче на Среднем Урале. Зап. Мин. общ., 1938, 67, № 1, 184—191.
- Яковлев Н. Н. Геологический очерк рудоносной области сиенитов в Нижне-Тагильском округе на Урале. Изв. геол. ком., 1906, 25.
- Duparc L. et Grosset A. Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minière de Nicolai-Pawda. Genève. 1916.
- Duparc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques dans l'Oural du Nord. p. I. Mém. Soc. Phys. et d'hist. nat. Genève, 1902.
- Duparc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin de la haute Wichera. v. 2, 1905; v. 3, 1909.
- Duparc L. et Tikanowich M. Recherches géologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord. Le bassin des rivières Wagan et Kakwa. Mém. Soc. etc., 1914, 38, f. 2.
- Duparc L. et Tikanowich M. Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du Monde. 1920.
- Grubenmann U. und Niggli P. Die Gesteinsmetamorphose. 1924.
- Karpinsky A. Versant Oriental de l'Oural d'Ourjourn à Ecaterinebourg. Guide del'excur. du VII congr. géol., 1897.
- Möller V. Carte géologique du versant occidental de l'Oural. Neues Jb. Min., Geol. und Palaeont., 1870.
- Schmidt W. Die Gesteinsumformung. Denkschr. des Nat. Mus. in Wien; B. 3.; Geol.-Palaeont. Reihe; № 9; 1925.
- Willis B. San Andreas rift, California. Journ. of Geol, 1938; № 6; 793—827.

## S u m m a r y

A long period of development of the Middle Urals is a factor contributing to the understanding of the tectonics of this ridge. The original movements that brought about the upheaval, erosion, metamorphism and volcanic phenomena may be traced back to the Pre-Cambrian. Later on the movements occurred in the early Paleozoic, during the Salairian phase, then during the Caledonian phases of the geotectogenesis, and at the Hercynian time. There are, likewise, indications of Cimmerian movements, though these were quite faint.

A transverse cross-section through the Urals characterizes the latter as a mountain ridge made up of a number of flabelliform anticlinoria. A most complete section is found in the northern portion of the North Urals where the occurrence of three such anticlinoria has been recorded, viz.: (1) The Paleozoic of the western slope. (2) A series of slates-greenstone belt-Saldin gneiss belt. (3) The Paleozoic of the eastern slope of the Urals that represents a portion of the same structure.

In the region of the Ufa horst its western section shows to contain the two former highly deformed anticlinoria. The author maintains that the horst is responsible for strong deformations in the southern portion of the Middle Urals.

The folds of the Middle Urals are generally westwardly reversed, while the folds of the eastern side of the ridge, in those parts that are accessible for observation, are reversed eastwards. The author finds that this phenomenon is in conformity with Kober's theory on the reversal of folds in two opposite directions onto the contiguous platforms. The western part of the North Kazakhstan mountain structure served as a platform for Hercynian movements, since the region had been transformed by Caledonian orogenic processes into a stable plate, and at the time of Hercynian movements the plate underwent only disruptions and local foldings in weakened zones near the marginal parts of the block areas.

In longitudinal direction varying degrees of intensity of movements at different stages of orogenic processes may be observed. Thus, during intensive dislocations, prior to the deposition of Artinskian strata in the north of the Middle Urals, the movements on the western slope were quite faint, and Artinskian strata overlie conformably and without a hiatus Upper Carboniferous ones. In approaching the Ufa horst a strong erosion of the underlying strata is recorded, first of Upper Carboniferous strata, and then, in the region of the Ufa circus, even of Silurian ones. The movements in the region were strong, and brought about the formation of a mountain-ridge washed by the Permian sea. There is an evidence of an intensive erosion and unconformable occurrence of still older deposits. In this connection doubt is thrown upon the occurrence of dislocations of a cover type, and the contact of deposits of distinctly different ages are accounted for by the stratigraphic unconformity complicated by the subsequent movements which took place when the westwardly reversed folds and upthrusts were being formed.

The intrusions of basic rocks form two large bodies on either side of the greenstone belt of the Urals. The small sized bodies embedded in the greenstone stratum afford evidence of the fact that the magmatic bulk underlay the entire greenstone belt, and that this magma was intruded in the shape of an enormous phacolith.

The granitic intrusions penetrated firstly into anticlinal zones forming great blocks, the latter being accompanied by the phenomena of injection (Sysert and, partly Upper Iset blocks, alkaline rocks of the Ilmen mountains). Secondly, granites intruded into the contact zones of earlier intrusions where the basic rocks are contiguous with roof rocks. Here the injection phenomena in basic rocks brought about different forms of hybridism. The third type of intrusions are small offshoots that gave rise to dikes, laccoliths and shoots.

The occurrence of ore mineralisation is associated with various tectonic phenomena. This association is particularly well pronounced in hydrothermal deposits which are confined to the lines of disjunctive dislocations. Such are the pyritaceous zones of the Urals, and gold ores.

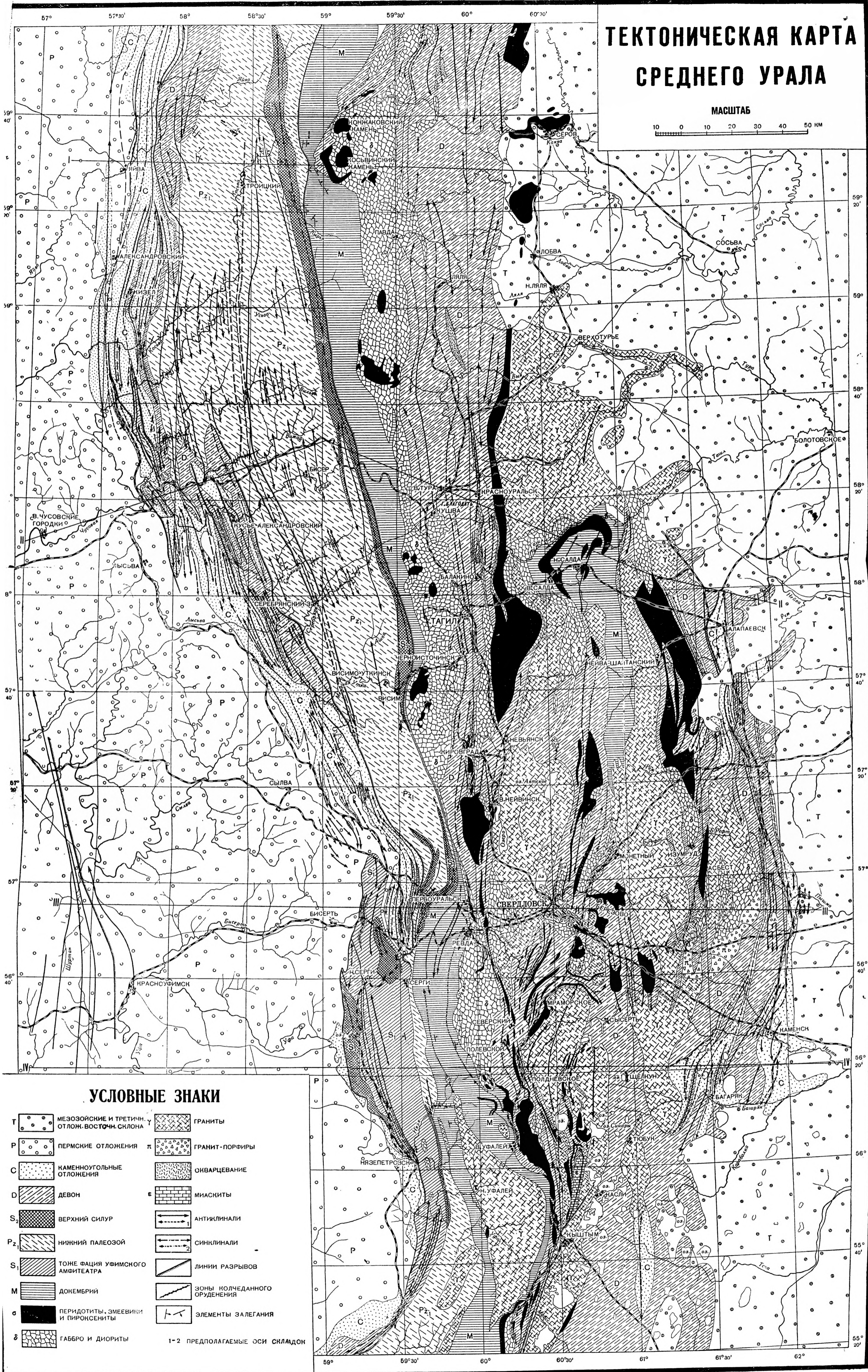
## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Краткий очерк стратиграфии Среднего Урала . . . . .	4
Тектоника . . . . .	9
1. Тектонические зоны Среднего Урала . . . . .	—
2. Тектоника пермских отложений . . . . .	10
3. Контакт пермских отложений с средним палеозоем . . . . .	10
4. Структура среднего палеозоя угленосной полосы . . . . .	16
5. Нижнепалеозойский антиклинорий Среднего Урала . . . . .	22
6. Верхнесилурийская синклиналильная зона Среднего Урала . . . . .	52
7. Структура свиты метаморфических сланцев Центрального Урала . . . . .	59
Профиль свиты М по железной дороге имени Л. М. Кагановича (Горнозаводская ветка) . . . . .	60
Профиль свиты М по р. Чусовой и по жел. дор. имени Л. М. Кагановича (пермское направление) . . . . .	62
Профиль свиты М по Ленинской железной дороге . . . . .	63
8. Тектоника платиноносного интрузивного массива . . . . .	69
9. Тектоника зеленокаменной полосы . . . . .	80
10. Перидотитовый массив восточной границы зеленокаменной полосы . . . . .	83
11. Зеленокаменная полоса долины р. Нейвы . . . . .	86
12. Салдинский и Верх-Исетский гранитные массивы . . . . .	87
13. Зеленокаменная полоса дер. Кунгурки . . . . .	88
14. Сысертский гранитный массив . . . . .	91
15. Антиклиналь Ильменского комплекса . . . . .	94
16. Гранитный массив Мурзинки и Алабашки . . . . .	97
17. Структура кровли больших гранитных массивов восточного склона Урала . . . . .	97
Заключение . . . . .	100
1. Общий характер складчатости Урала по данным пересечений . . . . .	100
2. Фазы складчатости Урала и их проявление . . . . .	103
3. История геологического развития Урала . . . . .	111
4. Общий план тектонической структуры Урала . . . . .	114
5. Тектоника и полезные ископаемые . . . . .	115
6. Общие выводы . . . . .	117
Литература . . . . .	135
Резюме . . . . .	141

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕГО УРАЛА

МАСШТАБ

0 10 20 30 40 50 км



## УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ

T	МЕЗОЗОЙСКИЕ И ТРЕТИЧН. ОТЛОЖ. ВОСТОЧН. СКЛОНА	Г	ГРАНИТЫ
P	ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ	П	ГРАНИТ-ПОРФИРЫ
C	КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ	О	ОКВАРЦЕВАНИЕ
D	ДЕВОН	М	МИАСКИТЫ
S <sub>2</sub>	ВЕРХНИЙ СИЛУР	— —	АНТИКЛИНАЛИ
P <sub>2</sub>	НИЖНИЙ ПАЛЕЗОЙ	— —	СИНКЛИНАЛИ
S <sub>1</sub>	ТОНЕ ФАЦИЯ УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА	— —	ЛИНИИ РАЗРЫВОВ
M	ДОНЕМБРИЙ	— —	ЗОНЫ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
а	ПЕРИДОТИТЫ, ЗМЕЕВИКИ И ПИРОКСЕНИТЫ	— —	ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ
б	ГАББРО И ДИОРИТЫ	1-2	ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ ОСИ СЛАНЦОВ

Цена 12 руб. 20 коп.

**ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**Геология и полезные ископаемые Средней Азии. Итоги Средне-Азиатской экспедиции за 1937 г. Совет по изучению производительных сил Академии Наук СССР. 1940. Стр. 264. Ц. в пер. 25 р.**

**Материалы по геологии рудного Алтая. Совет по изучению производительных сил. Институт геологических наук. Всесоюзный геологический институт. Комитет по делам геологии при СНК СССР. Стр. 194. Ц. в пер. 11 р.**

**Материалы по геологии Центрального Казахстана. Итоги работ Центрально-казахстанской комплексной экспедиции. 1936—1937 гг. 1940. Стр. 148. Ц. 7 р.**

**Почвенные исследования в Центральном Казахстане. Совет по изучению производительных сил. Почвенный институт. 1940. Стр. 176. Ц. 9 р.**

**Природные ресурсы Кара-Кумов. (Физико-географическое описание). Ч. 1. Северные (Заунгузские) Кара-Кумы. Совет по изучению производительных сил. Институт географии и Ботанический институт. 1940. Стр. 148. Ц. 11 р. 50 к.**

**То же — Ч. II. Низменные- Кара-Кумы. Совет по изучению производительных сил и Институт географии. 1940. Стр. 168. Ц. 13 р. 50 к.**

**То же — Ч. IV. Рельеф и почвы Юго-восточных Кара-Кумов. Совет по изучению производительных сил и Почвенный институт им. В. В. Докучаева. 1940. Стр. 80. Ц. 5 р. 50 к.**

**Соболев, Н. Д. Материалы по геологии и петрографии Тункинских и Китайских Альп. (Восточный Саян). Часть первая. 1940. Стр. 144. Ц. 11 р. 50 к.**

**Чернов, А. А. и Чернов, Г. А. Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае. (Отчет Геологического отряда Печорской комплексной экспедиции Совета по изучению производительных сил Академии Наук СССР). 1940. Стр. 102. Ц. 8 р. 50 к.**

Книги высылаются наложенным платежом

Адрес: Москва, 12, Б. Черкасский пер., д. 2,  
Контора „Академкнига“.