

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Советский комитет по Международной программе геологической  
корреляции

Soviet comitee Internatinnal geological correlation program

Проект 39 "Офиолиты  
континентов и сравни-  
мые с ними породы  
океанов



Project 39 "Ophiolites  
of continents and compa-  
rable oceanic rocks "

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ

"ОФИОЛИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА"

Четвёртая полевая офиолитовая конференция

I-15 августа 1978 г.

GUIDEBOOK FOR EXCURSION

"OPHIOLITES OF POLAR URALS"

Fourth field ophiolite conference

1-15 August 1978

Москва 1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

Советский комитет по Международной программе геологической  
корреляции

Soviet comitee Internatinnal geological correlation program

Проект 39 "Офиолиты  
континентов и сравни-  
мые с ними породы  
океанов



Project 39 "Ophiolites  
of continents and compa-  
rable oceanic rocks "

551.24/026

ПУТЕВОДИТЕЛЬ ЭКСКУРСИИ

"ОФИОЛИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА"

Четвёртая полевая офиолитовая конференция

I-15 августа 1978 г.

GUIDEBOOK FOR EXCURSION

"OPHIOLITES OF POLAR URALS"

Fourth field ophiolite conference

1-15 August 1978



Москва 1978



3065

Экскурсии проводили:

Геологический институт АН СССР (Москва), Институт геологии и геохимии УНЦ АН СССР (Свердловск), Ильменский Государственный заповедник им. В. И. Ленина (Миасс).

Excursion prepared by

Geological Institute (Moscow), Institute of geology and geochemistry (Sverdlovsk), Ilmen State Reservation (Miass)

Academy of sciences of the USSR

Путеводитель составили:

А. А. Ефимов, В. И. Ленных, В. Н. Пучков, А. А. Савельев, Г. Н. Савельева,  
Р. Г. Язева

Guidebook Authors

A. A. Efimov, V. I. Lennykh, V. N. Puchkov, A. A. Savelyev,  
G. N. Savelyeva, R. G. Jaseva

Отвественный редактор

Н. А. Богданов

Editor-in-Chief

N. A. Bogdanof

## О Г Л А В Л Е Н И Е

Геологическое строение района .....	5
Раннепалеозойская океаническая кора .....	6
Западный тип разрезов .....	6
Центральный тип разрезов .....	9
Восточный тип разрезов .....	12
Метаморфизм офиолитов .....	18
Описание маршрутов	
День 1. Общий разрез офиолитовой ассоциации .....	25
День 2. Метаморфизм гипербазитов и габбро в запад- ных разрезах .....	30
День 3. Гарцбургиты и их преобразования на реке Лагортаегарт .....	37
День 4. Породы полосчатой серии и габбро в восточ- ных разрезах .....	41
День 5. Метаморфизм пород полосчатой серии, габбро и диабазов на реке Лагортаю .....	46
День 6. Ранние преобразования гарцбургитов .....	51
День 7. Метаморфизм гипербазитов на р.Левая Пайера 55	
День 8. Соотношения магматических и метасоматичес- ких процессов при формировании пород полос- чатой серии на р.Левая Пайера .....	61
День 9. Фации лемвинского типа в разрезе палеозой- ских отложений на р.Большая Хойла .....	63
День 10. Соотношения зеленосланцевого, глаукофанслан- цевого и амфиболитового метаморфизма пород на р.Средний Кечьпель .....	67
Литература по району .....	74

## C O N T E N T S

Geology of the area . . . . .	95
Early Paleozoic oceanic crust . . . . .	96
Western type of cross sections . . . . .	96
Central type of cross sections . . . . .	99
Eastern type of cross sections . . . . .	102
Ophiolite metamorphism . . . . .	108
Routes	
Day 1. General cross section of ophiolite assemblage . . . . .	II5
Day 2. Metamorphism of ultrabasic rocks and gab- bro in western cross sections . . . . .	I20
Day 3. Harzburgites and their transformations in the Lagortaeagart river . . . . .	I27
Day 4. Rocks of the banded series and gabbro in eastern cross sections . . . . .	I31
Day 5. Metamorphism of rocks of the banded series, gabbro and diabase in the Lagortayu river.	I36
Day 6. Early transformations of harzburgites in the Khoila river . . . . .	I42
Day 7. Metamorphism of ultrabasic rocks in the Payera river . . . . .	I46
Day 8. Relationship between magmatic and metaso- matic processes in the formation of the banded series rocks in the Levaya Payera river . . . . .	I52
Day 9. Lemvian facies in the section of Paleo- zoic rocks in the Bolshaya Khoila river . .	I55
Day 10. Relationship between greenschist, glaucophane schist and amphibolite metamorphism of rocks in the Sredny Ketchpel river . . . .	I59

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Войкаро-Сыньинский горный массив (рис. 1) объединяет систему водораздельных хребтов в Полярном секторе Урала. В пределах массива офиолиты и палеозойские толщи Уральского складчатого пояса обнажаются на территории протяженностью около 200 км и шириной 50–80 км.

В современной геологической структуре района (рис. 2) породы докембрийского и палеозойского возраста слагают сложный пакет пластин, который структурно перекрывает автохтон окраины Восточно-Европейской платформы.

В автохтонных разрезах платформенной окраины (зона А, рис. 1) рифейские и вендские карбонатно-терригенно-вулканогенные толщи фундамента погружены на глубину до 10 км, но в ряде поднятий выведены на дневную поверхность. Фундамент перекрыт мощным (до 7 км) разрезом шельфовых терригенно-кремнисто-карбонатных фаций ( $O-C_1$ ), который венчается терригенно-флишевым комплексом ( $C_2-P$ ) отложений (Войновский-Кригер, 1945, 1967; Херасков, 1967, Перфильев, 1968, Пучков, 1975).

Западная группа пластин, находящихся в аллохтонном залегании (зоны В–Д) сложена конденсированными разрезами карбонатно-кремнисто-темносланцевых толщ ( $O-C_1$ ), которые относятся (Пучков, 1975, Ленных и др., 1976) к фациям континентального склона и его подножия. По другим представлениям (Савельев, Самыгин, 1978) в составе этого пакета пластин фациям континентального склона и его подножия отвечают ордовикские пёстрые и тёмные сланцы. Силурийско-нижекаменноугольные карбонатно-сланцевые отложения отвечают пелагическим фациям краевого моря (зона В). Островная дуга, развивавшаяся на утоненном континентальном крае и ограничивавшая краевое море с востока, реставрируется по карбонатно-терригенно-вулканогенным образованиям среднего палеозоя, которые сохранились в восточных пластинах пакета (зона Д).

Восточнее располагается пакет пластин (зоны Е, Г), структурно перекрывающих аллохтоны сланцевых разрезов. Они сложены породами офиолитовой ассоциации, которая представляет разрезы раннепалеозойской океанической коры (Пейве и др., 1977;

Савельев, Савельева, 1977) и включает гипербазиты, габбро, диабазы, габбро-амфиболиты и плагииграниты, а также глаукофановые и зелёные сланцы.

Крайнее восточное положение в структуре района занимает пластина, сложенная толщами островодужной ассоциации (зона С). В её основании залегает комплекс кварцевых габбро-амфиболитов и амфиболитов - кварцевых диоритов - тоналитов - плагиигранитов, которые включают различно переработанные блоки офиолитов. В поясе выходов пород, принадлежащих разрезам палеоокеанической области, их состав и современная геологическая структура обнаруживают сложную и многоэтапную историю формирования.

### Раннепалеозойская океаническая кора

Разрезы раннепалеозойской океанической коры представлены несколькими типами, каждый из которых занимает в составе пояса соответственно западное, центральное и восточное положение.

В западном типе разрезов основной объём пород представлен различными амфиболитами и габбро-амфиболитами (гранатовые, цоизитовые, альбит-актинолитовые). В подчиненном количестве встречаются глаукофановые сланцы, а также блоки метагаббро и метагипербазитов (рис.2).

Вдоль западного контакта толща габбро-амфиболитов структурно перекрывает осадочно-вулканогенные породы зон С и D через маломощную пачку (первые десятки метров) зеленосланцевых бластомилонитов, границы которой наклонены к юго-востоку ( $5-60^{\circ}$ ). В основании габбро-амфиболитов, выше зеленосланцевых бластомилонитов, располагается толща (до 500 м) глаукофановых сланцев, в которых глаукофан ассоциирует с хлормеланитом, гранатом, парагонитом и кварцем. В северной части района (день 10), выше глаукофановых сланцев располагаются (апоэффузивные) мелкозернистые цоизитовые амфиболиты и плагиигнейсы, в которых амфибол окаймлен и замещается с периферии глаукофаном, а в подстилающих глаукофановых сланцах часто сохраняются реликтовые структуры мелкозернистых цоизитовых амфиболитов.

На этом участке, структурно ниже глаукофановых сланцев и подстилающих зеленосланцевых бластомилонитов располагается пластина, сложенная осадочно-вулканогенными породами зоны D.

В её основании располагаются слабо изменённые породы. В восточной и структурно верхней части пластины рассланцованные эффузивы содержат новообразованный лавсонит, а в ее кровле они превращены в эпидот-глаукофановые (кросситовые) сланцы.

Западная (нижняя) часть разреза габбро-амфиболитов (зона Е) характеризуется присутствием крупных тел двупироксен-плаггиоклазовых бластомилонитов по габбро-норитам. В районе экскурсий (день 2) крупное тело этих пород имеет автономную структуру, резко дискордантную к структуре вмещающих габбро-амфиболитов. Последние вблизи контакта содержат небольшие тела горблендитов, образованных по породам ультраосновного состава. В южной части Войкаро-Сыньинского массива среди габбро-амфиболитов, непрерывно протягивающихся туда от района экскурсий, аналогичный блок массивных порфиroidных габбро-норитов содержит небольшие ксенолиты дунитов и троктолитов. Участками габбро-нориты преобразованы в двупироксен-плаггиоклазовые роговиковые бластомилониты, а в троктолитах вокруг плаггиоклаза образуется кайма тонкозернистой келифитовой шпинели (герцинит-плеонаст). Непосредственно вблизи габбро-норитов там встречено тело кальцифиров, представляющих известняки, которые испытали скарнирование и метаморфизм амфиболитовой фации (Савельев, Савельева, 1977). Наиболее древний возраст известняков в палеозойских эвгеосинклинальных разрезах Полярного сектора Урала не опускается ниже венлокского, в связи с чем возраст габбро-амфиболитов, вмещающих кальцифиры, возможно является нижнепалеозойским.

Восточная (верхняя) часть толщи габбро-амфиболитов содержит различные по размеру блоки гарцбургитов, дунитов, пироксенитов и верлитов, подвергшихся разным стадиям преобразования в габбро-амфиболиты (Морковкина, 1968). Количество и размеры этих включений возрастает к востоку, вверх по разрезу толщи. Восточная граница габбро-амфиболитов обычно резкая. В районе (день 2) можно видеть, как эти породы через маломощную зону серпентинитовых милонитов (до 200 м) резко сменяются гипербазитами. Обычно в соприкосновении с габбро-амфиболитами приведены дуниты или гарцбургиты, однако в ряде разрезов района экскурсий (дни 2, 10) можно видеть, что между габбро-амфиболи-

тами и дунитами сохраняются участки, сложенные клинопироксенами, верлитами, троктолитами и шпинелевыми лерцолитами. Гипербазиты и троктолиты восточнее серпентинитовых милонитов обычно содержат оливин, прошедший стадию массовой петельчатой серпентинизации, а в зонах серпентинитовых милонитов — наложенную стадию образования гамма-хризотила с магнетитом. Вместе с этим в ряде разрезов (дни 2, 10) можно видеть, что гипербазиты и троктолиты после стадии ранней массовой серпентинизации и до поздней стадии образования гамма-хризотила с магнетитом испытали амфиболизацию (Морковкина, 1968; Савельева, 1973). Во многих разрезах гипербазитов, примыкающих с востока к зоне серпентинитовых милонитов, можно видеть замещение этих пород гранатовыми, цоизитовыми габбро-амфиболитами и горнблендитами и присутствие жил или даек плагиогранитов, сопровождаемых в экзоконтакте черными серпентинитами (внешняя часть) и альбит-хлорит-актинолитовыми породами (внутренняя часть).

Севернее района экскурсий гипербазиты (зоны F) через зону серпентинитовых милонитов приведены в соприкосновение с осадочно-вулканогенными породами C и D, а также с флишевым комплексом (C<sub>3</sub> — P). В этом же направлении серпентинитовые милониты переходят в серпентинитовый меланж, содержащий обломки габбро-амфиболитов и глаукофановых сланцев (Дергунов и др., 1974). Перечисленные данные поддерживают представление о том, что образованию серпентинитовых милонитов и меланжа предшествовала стадия, в ходе которой формировавшиеся габбро-амфиболиты "спаяли" блоки бластомилонитизированных габбро-норитов, известняков и серпентинизированных гипербазитов в единый монолит.

В толще габбро-амфиболитов план-параллельные ориентировки минералов и полосчатость габбро-амфиболитов разных генераций имеет северо-восточные простирания и юго-восточные падения (40–60°). Часто можно видеть, что полосчатость габбро-амфиболитов очерчивает складки течения нескольких генераций, наклоненные или опрокинутые к северо-западу. Общий стиль деформаций полосчатости, наблюдаемых в этой полосе, отвечает перемещению фрагментов разрезов раннепалеозойской океанической коры в северо-западном направлении, в сторону континентальной области.

Центральный тип разрезов сложен гипербазитами и их метаморфизованными аналогами (дни 3, 6).

Преобладающая часть пород здесь представлена гарцбургитами, мощность которых по геофизическим данным нарастает к востоку до 4–6 км. Полосчатая текстура гарцбургитов, определяемая неравномерным распределением в породе энстатита, очерчивает эшелонированные линейные, многопорядковые складки, оси которых имеют субмеридиональные простирания, а осевые плоскости имеют крутые запад–северо–западные падения.

Вдоль присевых зон структур, очерченных полосчатостью, располагаются тела дунитов разного размера, границы которых секут полосчатость гарцбургитов. Часто дуниты окружены ореолом жил разной мощности.

Во внутренней части ореолов жилы имеют дунитовый состав. К периферии ореолов состав жил меняется в последовательности: ортопироксениты – вебстериты – нориты (день 6).

Ультраосновные метаморфиты (день 7), развитые по гарцбургитам и дунитам, слагают линейные зоны мощностью до 400 м северо–восточного простирания, которые пересекают внутреннюю структуру полей гарцбургитов и границу гарцбургит–дунит. Иногда метаморфиты разделяют дуниты и гарцбургиты.

Значительную часть метаморфитов представляют массивные оливин–антигоритовые породы, которые обычно сохраняются висячем боку зон. Вблизи границы с гарцбургитами в них наблюдается реликтовая полосчатость и тени структуры гарцбургитов. Породы состоят на 60–70% из деформированного оливина ( $Fo_{92-90}$ ) со спайностью, погруженного в листовато–чешуйчатый антигорит с редкими призмами новообразованного диопсида. Реликты акцессорного хромшпинелида сохраняются в ядрах среди магнетита и хлорита; по составу реликтовый хромшпинелид аналогичен акцессорию гарцбургитов. Характерно присутствие самородной меди, а также сульфидов железа и никеля.

Среди массивных оливин–антигоритовых пород и, как правило, в прикровлевой части зон метаморфитов встречаются тела, сложенные несерпентинизированными гарцбургитами. Размеры тел достигают сотен метров по протяженности и многих десятков метров мощности. От серпентинизированных гарцбургитов они отли-

чаются гранобластовыми однородными структурами, полным отсутствием серпентина, иногда — относительно высоким содержанием диоксида (3–5%) и повышенной глиноземистостью аксессуарного хромшпинелида (см. табл. II ). На контакте свежих гарцбургитов и оливин-антигоритовых пород развита зона тальк-оливиновых пород. В гарцбургитах появляются тальк-оливиновые и оливин-антигоритовые прожилки, вначале редкие, а затем сгущающиеся в решетку ромбоэдрического рисунка, в ячейках которой сохраняются овоидные и шарообразные включения свежих гарцбургитов.

В кровле зон метаморфитов, между серпентинизированными гарцбургитами и оливин-антигоритовыми породами местами наблюдаются постепенные переходы от гарцбургитов с хризотилом к оталькованным гарцбургитам (тальк в псевдоморфозах по энстатиту), далее к оливин-куммингтонитовым породам, где магнезио-куммингтонит замещает тальк и, в свою очередь, замещается оливином второй генерации. К внутренней части зон этот ряд метаморфитов сменяется массивными оливин-антигоритовыми породами. Таким образом, в прикровлевой части разреза зон сохраняются участки полного обезвоживания серпентинизированных гарцбургитов.

В подошве метаморфических зон массивные оливин-антигоритовые породы сменяются сланцами и бластомилонитами того же составе с порфирокластовыми, сланцевато-очковыми структурами. Сланцы содержат будинированные линзовидные блоки дунитов, протяженностью до километра и мощностью до первых сотен метров. Дуниты в будинах часто перекристаллизованы и десерпентинизированы с образованием пегматоидных гигантокристаллических структур; большие тела перекристаллизованы с периферии, мелкие — обычно полностью. Оливин перекристаллизованных дунитов имеет повышенную магнезиальность ( $FO_{94-92}$ ) и насыщен тонкими включениями хромшпинелида и магнетита. Оливин обладает четкой спайностью и деформирован с образованием тонкозернистого гранобластового агрегата оливина по периферии крупных зерен или вдоль сколовых трещин, пересекающих их. В результате возникают своеобразные порфиробластовые, овоидные структуры, где фрагменты крупных зерен оливина ранней генерации погружены в микро-

гранобластовый агрегат оливина второй генерации, свободного от включений. Акцессорный хромшпинелид перекристаллизованных дунитов заметно укрупнен и отличается повышенной хромистостью и железистостью от акцессорида дунитов, не испытавших перекристаллизации.

По периферии поле гарцбургитов окаймлено (с запада и востока) значительными по ширине полями дунитов (дни I, 2), граница которых по данным картирования также резко срезает простирающиеся полосчатости гарцбургитов. В южной части Войкар-Сыньинского массива картированием прослежен переход от поля дунитов, слагающих западную краевую зону, к крупному телу дунитов вскрывающегося в центральной части поля гарцбургитов.

Породы дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой (полосчатой) серии в ненарушенных разрезах центральной полосы окаймляют гарцбургиты с запада и востока (дни 2, 4). Непосредственно за примыкающей к гарцбургитам зоной дунитов, мощностью до сотен метров, следует зона частого и неритмичного чередования эшелонированных линз и пропластков клинопироксеновых дунитов, верлитов, клинопироксенитов и троктолитов, связанных постепенными переходами. Границы чередующихся пород согласные между собой, обнаруживают резкое структурное несогласие со структурой гарцбургитов. Общая мощность зоны, слагаемой породами полосчатой серии достигает местами километра, тогда как мощности тел разного состава меняются от долей метра до сотен метров.

Текстурам пород полосчатой серии присущи пятнистость, неравномерная зернистость, беспорядочная ориентировка и резкая изменчивость количественных соотношений породообразующих минералов. Химические составы пород полосчатой серии, располагающихся западнее и восточнее гарцбургитов, не имеют значимых отличий. Их общая железистость и железистость оливина нарастают в сторону от гарцбургитов через дуниты к верлитам и троктолитам (от  $Fe_{92-90}$  до  $Fe_{85-80}$ ). Клинопироксены в породах полосчатой серии имеют более железистый состав и содержат больше титана и меньше кальция и хрома, чем клинопироксены гарцбургитов и пироксенитовых жил из внутренней части гарцбургитового поля (Морковкина, 1968; Савельев, Савельева, 1977).

В целом породы полосчатой серии слагают оболочку гарцбургитов. Апофизы пород оболочки местами проникают глубоко внутрь тела гарцбургитов. Эти структурные особенности положения пород полосчатой серии являются одной из черт резкого отличия Войкаро-Сыннинского массива от близких по составу массивов Ньюфаундленда, Омана, Новой Гвинеи и ряда других.

В о с т о ч н ы й тип разрезов располагается к востоку от гарцбургитов, непосредственно за породами полосчатой серии, где обнажаются битовнитовые габбро-нориты, диабазы и их метаморфизованные аналоги. Габбро-нориты имеют, как правило, ритмично-полосчатую текстуру и характеризуются пониженной кремнекислотностью и устойчивыми повышенными содержаниями магния, кальция и алюминия, при низком содержании титана.

Характерной чертой восточных габбро-норитов является присутствие среди них тел, сложенных гарцбургитами, дунитами или породами полосчатой серии (день 4). Ксенолиты имеют обычно форму пластин или линз, мощность и протяженность которых меняется от первых метров до сотен метров, а границы ориентированы в целом согласно с границами пород полосчатой серии. Тела этих пород имеют симметричное строение: гарцбургиты и (или) дуниты центральной части окружены оболочкой верлитов и клинопироксенитов, сменяющихся к контакту с габбро троктолитами. Размеры и количество ксенолитов в целом убывает к востоку от гарцбургитов.

Среди габбро восточной полосы значительные площади занимают своеобразные актинолит-анортитовые ( $An_{90-99}$ ) породы (день 4) с полосчатой, или однородной текстурой, среди которых неизменные габбро-нориты, верлиты и клинопироксениты сохраняются в виде тел неправильной формы. Контакты этих пород выражены резкой сменой массивного габбро осветленной актинолит-анортитовой породой, в которой пироксены замещены актинолитом, а анортит сохраняется свежим. Подобные изменения габброидов были описаны на Срединно-Атлантическом хребте (Coombes, 1961) как метаморфизм погребения и, позднее, рассматривались как метаморфизм океанического дна, проходивший в условиях зеленосланцевой фации (Миасиро и др., 1973). По химическому составу эти породы, как и их аналоги на Срединно-Атлантическом

хребте, обеднены, в сравнении с исходными габбро, железом, кремнием и обогащены магнием, кальцием и алюминием (см. табл. 7).

Комплекс диабазов, габбро-диабазов и альбитофиров занимает восточное положение в офиолитовых разрезах, в которых наблюдается сложное и многократное их чередование с габбро-норитами (день I). Как правило диабазы слагают частично или полностью разобщенные рой параллельных даек с симметричными или односторонними зонами закалывания.

Реже встречаются диабазовые разрезы (день I), в которых нижнюю часть слагают средне- и крупнозернистые субофиотные габбро-диабазы (до 600 м) с ксенолитами гипербазитов и габбро-норитов. Они состоят из плагиоклаза ( $A_{pl}$  30-60), авгита, замещаемого буро-зеленой роговой обманкой, и ильменита. Часто эти породы преобразованы в пятнистые, пегматоидные габбро-амфиболиты или амфиболовые габбро. Иногда место крупнозернистых габбро-диабазов занимают массивные диабазовые порфириты или микродиабазы. Верхнюю часть таких разрезов слагают диабазы с хорошо выраженной структурой параллельных даек. В ряде разрезов наблюдались ксенолиты габбро-диабазов в микродиабазе и ксенолиты микродиабазов среди крупнозернистых габбро-диабазов.

Диабазовые дайки ранних поколений имеют субпараллельные простирания и крутые падения. Поздние поколения даек обычно представлены, помимо диабазов, плагиоклазовыми порфиритами, дацитами и альбитофирами. Эти дайки часто ориентированы беспорядочно и имеют пологие падения. Важной чертой строения комплекса диабазов на Войкаро-Сыншинском массиве является нахождение среди пород междайковых пространств гипербазитов, пород полосчатой серии и габбро-норитов (свежих, бластомилонитизированных и зеленокаменно измененных) и отсутствие подушечных лав.

Восточная граница зоны F маркируется толщей плагиоклаз-роговообманковых бластомилонитов и плагиомигматитов с жилами и линзами плагиогранитов. Мощность толщи меняется по простиранию от десятков до сотен метров, а её границы наклонены к юго-востоку ( $40-60^{\circ}$ ). Бластомилониты содержат тектонические блоки гипербазитов, габбро (в том числе актинолит-анорититовые) и

диабазов, претерпевших разные стадии амфиболитизации и плагиогранитизации. Количество и размеры этих включений убывает на восток. С этой зоной сопряжены многочисленные оперяющие зоны бластомилонитов того же состава, которые проникают в разрез офиолитов, расчленяют его на блоки и включают обломки их пород.

Ориентировка план-параллельных и линейных текстур, а также форма очерчиваемых полосчатостью складок течения, наклоненных или опрокинутых к северо-западу, характеризуют пластические деформации при перемещении пород разреза раннепалеозойской океанической коры в северо-западном направлении, в сторону континентальной области.

Отделенные от офиолитов толщей бластомилонитов разрез островодужной ассоциации (зона G) содержит в основании комплексы кварцевых габбро-амфиболитов и амфиболитов - кварцевых диоритов - тоналитов - плагиогранитов с многочисленными включениями пород офиолитовой ассоциации, а также подстилающих бластомилонитов и плагиогнейсов. Входящие в его состав крупные массивы тоналитов, гранодиоритов и адамеллитов сопровождаются мощными ореолами роговиков (день I), проявлениями двуполюсов шпатовой (олигоклаз-микроклиновой) гранитизации и скарнообразования. Мощность этой части разреза по геофизическим данным не превышает 2 км.

Выше располагается разрез островодужной ассоциации. Он начинается с толщи вулканитов недифференцированной диабазовой и контрастной спилит-кварц-альбитофировой формации ( $S_2$ ). Выше располагаются толщи ( $\Phi_1$ ) известково-щелочных вулканитов андезито-базальтовой порфиритовой и непрерывно дифференцированной андезито-дацитовой формаций (лавы, туфобрекчии и ксенотуфы с обломками пород подстилающего разреза). Толщи включают банки биогермных известняков, линзы тефроидов, вулканокластических кремнистых осадков. Вверху ( $D_{2-3}$ ) преобладают продукты размыва вулканитов с телами субвулканов, туфов ортофиоров и линзами биогермных известняков. Восточнее в этих разрезах сокращается количество вулканитов и резко преобладают вулканомиктовые туфы, туфобидиты, кремнистые туффиты и глинистые сланцы.

Взаимоотношения между породами офиолитовой ассоциации.

Наиболее древними породами ассоциации являются гарцбургиты, слагающие тела с автономной внутренней структурой, дискордантной к структуре других пород ассоциации. Природа гарцбургитов остается в значительной мере неясной: представляют ли они реститовый продукт при фракционном выплавлении базальтов или являются продуктами кристаллизационной дифференциации в составе крупных расслоенных интрузий — эта проблема еще ждет своего разрешения и, как представляется, имеющиеся данные по Войкаро-Сынъинскому и другим массивам мира не позволяют пока прийти к её окончательному решению.

Формирование жил дунитов и пироксенитов секущих гарцбургиты, как показывают последние исследования, обнаруживает тесную связь с наблюдаемыми зонами высокотемпературного динамометаморфизма гарцбургитов, выраженного деформацией полосчатости и новообразованием линейных ориентировок пироксенов. Агрегаты пироксенов располагаются в плоскости осевого кливажа и вытянуты по направлению её падения.

Габброиды офиолитовой ассоциации Войкаро-Сынъинского массива отчетливо группируются в два типа, формировавшиеся в разное время. Ранние габброиды представлены габбро-норитами, которые тесно ассоциируют с породами полосчатой серии. Границы пород этой группы, согласные между собой, срезают полосчатую структуру гарцбургитов и обнаруживают по отношению к ней резкое несогласие. В отношении пород полосчатой серии, ассоциирующихся с габбро этой группы, в последнее время утвердилось представление, что они являются нижними кумулятивными членами расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенит-гаобрового состава. Многочисленные данные по Уралу и факты, наблюдаемые на Войкаро-Сынъинском массиве позволяют разделить эту проблему на две части. На наш взгляд одна часть проблемы касается природы ранней группы габбро, в отношении которых, наряду с традиционным представлением о его магматическом происхождении, высказывается предположение, что эти породы являются метаморфическими (Ефимов, 1977). Относительно второй части проблемы — природа пород полосчатой серии — накопленные данные по Уралу и

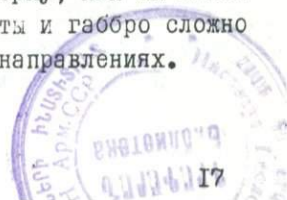
Войкаро-Сыньинскому массиву в частности, позволяют утверждать метасоматическое происхождение пород этой серии и отличать ее от ортопироксенитовых серий, слагающих критические зоны расчлененных интрузий.

Для второй группы габброидов, представленных диабазами и габбро-диабазами, магматическая природа и более молодой возраст, по отношению к габброидам ранней группы не вызывает сомнений. Оба этих положения однозначно доказываются на массиве прямыми наблюдениями. Вместе с этим, многократное чередование в ненарушенных разрезах габбро-норитов и диабазов со структурой параллельных даек ставит под сомнение традиционное представление о том, что эти диабазы слагают единую толщу только в верхней части офиолитовых разрезов. Структурное положение диабазов в разрезах массива показывает, что они слагают частично или полностью изолированные (шелонированные) рои даек, как правило среди габбро-норитов, что подчеркивает специфичность положения зон локальных растяжений океанической коры. Присутствие среди диабазовых разрезов таких, в которых нижняя часть сложена крупнозернистыми авгитовыми и амфиболовыми габбро-диабазами или диабазами с массивной текстурой, а верхняя - диабазами со структурами параллельных даек, приводит к предположению о наличии в основании некоторых дайковых роёв силловых залежей, служивших промежуточными питающими камерами. Допущение такого предположения позволяет рассматривать поздние поколения даек контрастного состава (диабазы - альбитофиры) в диабазовых разрезах района как отражение контрастной дифференциации в застойных условиях таких камер. Следует отметить однако, что разрезы силлов, в которых присутствуют кислые и основные расчлененные продукты контрастной дифференциации, на массиве не наблюдались.

В целом офиолитовые разрезы характеризуются сложной структурой, в которой офиолиты слагают группу расчлененных пластин с юго-восточными падениями границ. Вместе с этим, для Войкаро-Сыньинского массива остается нерешенным вопрос: являются ли эти пластины фрагментами разрезов нескольких или одной структурно-формационной зоны палеоокеанической области. Н.Л.Добрецов (1974)

относит метаморфические породы западной полосы к офиолитам высоких давлений докембрийского возраста, а гипербазиты и габброиды центральной — к палеозойским офиолитам умеренных и низких давлений. А.С.Перфильев, В.Н.Пучков и В.И.Ленных, основываясь на элементах симметрии строения габбро-гипербазитового комплекса, интерпретируют структуру офиолитового разреза как пережатую хвостовую складку с гарцбургитами в ядре и породами полосчатой серии и габбро на крыльях. По их представлениям, в момент формирования складки в её лобовой части породы претерпели динамометаморфизм повышенных давлений (образование гранатовых амфиболитов). На синметаморфическом этапе эта структура развивалась как лежачая складка, а на поздних этапах развития она переросла в тектонический покров. В противоречии с этими представлениями находятся: отсутствие прямых переходов пород, окаймляющих гарцбургиты на предполагаемых переклиньных замыканиях и резкое несоответствие мощностей пород на её крыльях.

Согласно другой интерпретации (Савельев, Савельева, 1977; Савельев, Самыгин, 1978) рассматриваемая структура представляет моноклиальный пакет пластин. В нём метаморфические породы западной и восточной полос формировались в зонах относительно проскальзывания, по границам крупных блоков раннепалеозойской океанической коры, на стадиях предшествовавших и подготавливавших формирование островной дуги. При этом предполагается, что габбро-амфиболиты западной полосы формировались несколько раньше чем восточные, но те и другие были сформированы в силурийское время (послевенлокское — донижнедевонское). Эта интерпретация не даёт удовлетворительного объяснения наблюдаемым элементам симметричного строения габбро-гипербазитового комплекса. Важность решения поставленного таким образом вопроса представляется очевидной потому, что в зависимости от него находится решение другого более важного и принципиального вопроса: является ли наблюдаемая симметричность строения следствием деформации первично горизонтально-слоистого разреза с гарцбургитами в основании и габброидами вверху, или мы имеем здесь дело с разрезом, в котором гипербазиты и габбро сложно чередовались в вертикальном и латеральном направлениях.



Среди метаморфических преобразований пород западного типа разрезов наиболее раннее проявление метаморфизма в районе экскурсий (день 2) фиксируется образованием двупироксеновых бластомилонитов по габбро-норитам, залегающим среди габбро-амфиболитов в виде изолированных блоков с автономной структурой. В южной части Войкаро-Сынбинского массива наблюдались стадии преобразования массивных габбро-норитов, предшествовавших образованию бластомилонитов (Савельев, Савельева, 1977). Они выражены линейными зонами тонкозернистых двупироксен-плагиклазовых роговиков с бластомилонитовой структурой, рассекающих массивные габбро-нориты, а также образованием в троктолитах, заключенных в габбро-нориты, келифитовых герцинит-плеонастовых кайм вокруг зерен плагиклаза или образованием по троктолитам шпинелевых лерцолитов.

Следующий этап метаморфизма проявлен образованием различных амфиболитов. Его ранние стадии выражены появлением в бластомилонитизированных габбро тонкозернистого келифитового граната и частичным исчезновением ортопироксена. Позднее образуется крупнозернистый порфиробластический гранат в ассоциации с роговой обманкой и кварцем. Поздние стадии фиксируются образованием (гранат) - цоизитовых амфиболитов. С амфиболитами этого этапа тесно ассоциируют плаггиомигматиты и тела плаггиогранитов. Большинство тел плаггиогранитов располагается среди габбро-амфиболитов, но часть образует жилы и дайки среди гипербазитов вдоль западного края центральной полосы.

Последующий этап метаморфизма представлен породами эпидот-гранат-амфиболового состава, которые слагают линейные зоны разной мощности, секущие бластомилонитизированные габбро-нориты и гранатопые габбро-амфиболиты. Тогда же по-видимому формировались гранат-глаукофановые сланцы в основании толщи габбро-амфиболитов и лавсонит-глаукофановые (кросситовые) - в подстилающих пластинах осадочно-вулканогенных пород (день 10). Допускается однако, что образование лавсонит-глаукофановых сланцев могло происходить позднее гранат-глаукофановых.

Последний этап метаморфизма проявился образованием зелено-

сланцевых диафторитов, развивавшихся по всем породам западной полосы.

Изучение состава метаморфических пород западных разрезов в связи с присутствием среди них плагиогранитов сталкивается с решением вопроса источников плагиогранитного вещества и более обширной проблемы — изохимичности метаморфизма пород этой полосы.

В последовательности стадий метаморфизма, который претерпели габбро-нориты в западных разрезах, отчетливо проявлен регрессивный ход метаморфических преобразований. Вместе с этим, в западных разрезах офиолитовой ассоциации встречаются осадочно-вулканогенные породы, испытавшие метаморфизм амфиболитового уровня. Здесь же можно видеть (день 2), что в гипербазитах с ранней массовой петельчатой серпентинизацией развиты порфиробласты и прожилки бледно-зеленого амфибола, секущие петельчатые прожилки серпентина без магнетита. Наблюдаемые явления дают основание предполагать в ряде случаев прогрессивный метаморфизм амфиболитового уровня.

В центральном типе разрезов ранний метаморфизм гарцбургитов выразился в образовании складок течения и линейных агрегатов пироксенов и хромшпинелидов. Этот этап метаморфизма заканчивался формированием жил дунитов и пироксенитов вдоль системы трещин, наследующих план деформаций, в котором образовались линейные агрегаты пироксенов. Эволюция составов ортопироксенов с последовательным уменьшением в них содержания алюминия, кальция и хрома показывает, что эти процессы протекали с понижением температуры в субсолидусной области гарцбургита (1100–800°C). Процесс преобразования гарцбургитов на этом этапе прослеживается и при образовании метасоматических жил дунитов, пироксенитов и хромитов. Наблюдаемая дискордантность структуры гарцбургитов к границам пород полосчатой серии, показывают, что деформации гарцбургитов на раннем этапе предшествовали формированию пород полосчатой серии и габбро-норитов.

Последующий этап метаморфизма зафиксирован в гипербазитах ранней массовой петельчатой серпентинизации (без магнетита),

проходившей, как показывает структура пород, в статической по давлению обстановке. В ходе последовавшего этапа, серпентинизированные гарцбургиты вдоль линейных зон испытали на ранних стадиях полную десерпентинизацию или преобразования в породы тальк-амфибол-оливинового состава. Поздние стадии зафиксированы образованием вдоль тех же направлений пород оливин-антигоритового состава массивной и сланцеватой текстуры. В зоне сопряжения гипербазитов с габбро-амфиболитами западной полосы с этим этапом увязываются новообразования бесцветного амфибола, часто в ассоциации с герпинит-плеонастом. Дуниты, в ходе этого этапа, на ранних стадиях также испытывают полную десерпентинизацию, а на поздних - будинирование и рассланцевание вместе с оливин-антигоритовыми породами.

Оливин-антигоритовые, тальк-антигоритовые и куммингтонит-оливиновые породы наследуют химический состав серпентинизированных гарцбургитов, сохраняя отношение  $RO / SiO_2 = 1,7$  и железистость  $F = 10$ , что свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма. Преобладание закисного железа над окисным и относительно пониженное содержание воды в оливин-антигоритовых породах отражают их образование при более высоких температурах нежели ранняя серпентинизация гарцбургитов, т.е. метаморфизм был прогрессивным по отношению к ней. Образование устойчивой ассоциации оливин + антигорит + магнетит (+клинопироксен), близкой к равновесной, отвечает условиям метаморфизма хлоритойдной субфации зеленых сланцев (Evans, Tromsdorf, 1970). Десерпентинизация и перекристаллизация дунитов происходила, по-видимому, в тех же условиях, при температуре ( $500^{\circ}C$ ), превышавшей поле устойчивости хризотила и брусита серпентинизированных дунитов.

Минерально-химический состав и гранобластовые структуры свежих гарцбургитов позволяют рассматривать их как наиболее высокотемпературные образования ( $750^{\circ}C$ ) прогрессивного метаморфизма, протекавшего на ранних стадиях формирования линейных зон ультраосновных метаморфитов. Поздняя стадия метаморфизма гипербазитов проявилась вдоль зон разрывных нарушений образованием черных серпентинитов с магнетитом.

В габбро-норитах и породах полосчатой серии, расположенных

в восточном типе разреза, ранний этап преобразований представлен высокотемпературными blastsmilonitami. Они локализованы вдоль относительно маломощных зон (первые десятки метров) с юго-восточными падениями границ ( $40-60^{\circ}$ ). Здесь габброиды преобразованы в (клинопироксен) - плагиоклаз-роговообманковые blastsmilonиты и плагиомигматиты с голубым кварцем. С blastsmilonитами тесно ассоциируют пегматоидные жилы (клинопироксен) - плагиоклаз-роговообманкового состава, жилы плагиогранитов (день 4) и ореолы неравномерной вкрапленности голубого кварца.

Образование пород актинолит-анортитового состава характеризует следующий этап метаморфизма, охватившего значительные объемы габбро-норитов, а также образовавшиеся до этого blastsmilonиты (день 4). Своеобразный минеральный состав новообразованных пород, мозаичный рисунок их размещения и псевдоморфный характер замещения пироксенов актинолитом, не сопровождающийся на значительных площадях динамическими преобразованиями поддерживают представление (Миасиро и др., 1973) с зеленосланцевом уровне метаморфизма этого типа, осуществляющегося в приповерхностной части разреза океанической коры и, вместе с тем, позволяют предполагать участие в этом процессе низкотемпературного метасоматоза в тектонически спокойной (статической) обстановке.

Поздние этапы метаморфических преобразований габброидов представлены маломощными зонами цоизит-актинолитовых и зеленосланцевых blastsmilonитов с северо-восточными простираниями и юго-восточными падениями.

Метаморфизм диабазов офиолитовой ассоциации наиболее полно проявлен вдоль восточного края зоны F. Ранний этап их преобразований фиксируется амфиболизацией, образованием blastsmilonитов и плагиомигматизацией. Новообразованные минеральные ассоциации blastsmilonитов и плагиомигматитов (плагиоклаз  $Ap_{40-50} \pm$  роговая обманка  $\pm$  кварц  $\pm$  биотит) характеризуют достигнутый амфиболитовый уровень прогрессивного роста температур в ходе динамометаморфизма этого этапа.

На следующем этапе плагиогранитизированные диабазы испытали в контакте с тоналитами ороговикование, после которого по метадиабазам и тоналитам происходило образование линейных зон зеленосланцевых бластомилонитов.

**К о р р е л я ц и я** вышеперечисленных событий истории формирования пород офиолитовой ассоциации и их метаморфизма встречает ряд трудностей, связанных в первую очередь с недостатком радиологических датировок и нерешенностью ряда очерченных выше структурных вопросов. На сегодняшний день объективная корреляция сама по себе представляет самостоятельную проблему, требующую дальнейших исследований. Вместе с этим, анализируя эти события, можно достаточно объективно выделить несколько крупных этапов формирования пород - офиолитовой ассоциации (табл. I).

Ранний этап охватывает время образования гарцбургитов, затем габбро-норитов и пород полосчатой серии, а также их высокотемпературные деформации. Последующий этап охватывает выведение габбро-гипербазитового комплекса в верхние части разреза океанической коры, массовую раннюю серпентинизацию гипербазитов и образование актинолит-анортитовых пород по габбро-норитам. Оформление этого разреза в раннепалеозойскую океаническую кору фиксируется внедрением даек и силлов диабазов.

Поздний этап, охватывает время скучивания раннепалеозойской океанической коры и характеризуется её дроблением, которое сопровождалось локальным динамометаморфизмом с прогрессивным ростом температур до амфиболитового уровня. Формировавшиеся позднее породы островодужных ассоциаций (зоны D и G) испытали на последних стадиях метаморфизм, не превышающий уровня зеленокаменного перерождения.

Таблица I

Последовательность формирования и метаморфизма  
пород офиолитовой ассоциации

Т и п ы р а з р е з о в		
западный	центральный	восточный
зеленые сланцы и бластомилониты	черные серпентиниты, серпентинитовые милониты и меланж	зеленые сланцы и бластомилониты
эпидот-кросситовые, фенгит-амфиболовые, лавсонитовые сланцы		
глаукофановые сланцы с гранатом, хлормеланитом и кварцем, эпидот-цоизитовые амфиболиты	плаггиограниты, жадеититы, альбититы оливин-антигоритовые, амфибол-оливиновые породы, десерпентинизированные дуниты и гарцбургиты	жилы тоналитов, эподиабазовые роговики в контакте с тоналитами
гранатовые, цоизитовые амфиболиты, горнblendиты, плаггиомигматиты, плаггиограниты, кальцифиры по известнякам		плаггиоклаз-рогообманковые бластомилониты, плаггиомигматиты
		диабазы, габбро-диабазы, альбитофиры
	ранняя массовая петельчатая серпентинизация без магнетита	актинолит-анортитовые породы

бластомилониты двупироксен-плаггиоклазовые по габбро-норитам, шпинелевые лерцолиты по троктолитам	деформация жил дунитов, пироксенитов, хромитов на западе образование шпинелевых лерцолитов по троктолитам	плаггиограниты, плаггиоклаз-рогообманковые жилы бластомилониты (плаггиоклаз)-пироксеновые по габбро-норитам и породам полосчатой серии
габбро-нориты, метадуныты, троктолиты	жилы дунитов, пироксенитов деформация полосчатости гарцбургитов	габбро-нориты, пироксениты, троктолиты, верлиты, дуниты, ксенолиты гарцбургитов
	гарцбургиты	

Цель. Ознакомление с общим разрезом офиолитовой ассоциации Пайерского покрова.

Остановка I-1. Гипербазиты и габбро на руч.Кэршор (В.И. Ленных).

С начальной точки маршрута открывается панорама долины р.Малая Лагорта. К западу видны борта долины, сложенные гипербазитами с желто-бурой коркой выветривания. В конце долины видны восточные отроги хребта Хордьюсс, сложенные метаморфизованными габбро и габбро-амфиболитами, где будет проходить второй день экскурсий. Тогда же участники экскурсии познакомятся с западными разрезами полосчатой серии.

Маршрут начинается с осмотра восточных разрезов пород полосчатой серии, вскрытых в скальных выходах и береговых обрывах возле устья ручья Кэршор(рис. 3). Здесь можно видеть дуниты с пойкилобластическим диопсидом, верлиты, троктолиты, клинопироксениты, габбро-нориты и габбро, испытавшие многостадийную серпентинизацию и зеленокаменные изменения. Переход от пород полосчатой серии к главному полю гипербазитов здесь осложнен системой малоамплитудных надвигов с юго-восточными падениями, сопровождаемых маломощными зонами серпентинитовых и зеленых сланцев.

Остановка I-2. Габбро-нориты и диабазы на ручье Кэршор (А.А.Савельев).

Маршрут будет продолжен осмотром разреза (около 1 км), где среди габбро-норитов обнажаются дайки диабазов с габбро-норитами в междайковых пространствах. Простираение закаленных зон даек ориентировано согласно с границей гипербазиты-габбро в этом районе; падения закаленных зон - субвертикальные. Ранние поколения даек сложены диабазами и габбро-диабазами. В середине разреза обнажаются дайки плагиоклазовых порфиритов и альбитофиров, представляющие поздние поколения. Метаморфизм диабазов выражен образованием артеритовых плагиосмigmatитов плагиоклаз-роговообманкового состава.

Остановка I-3. Восточный тип разрезов офиолитов на р. Малая Лагорта (А.А. Савельев).

Маршрут продолжается по р. Малая Лагорта, пересекая район сложного чередования габбро-норитов, актинолит-анортитовых пород, включающих блоки гипербазитов, с габбро-диабазитами и диабазитами (рис. 3).

Общая панорама размещения этих пород видна с вершины холма на правом берегу реки Малая Лагорта. Отсюда в юго-западном направлении открывается вид на гору, вершина и восточные склоны которой сложены гипербазитами и габбро. Западный ее склон сложен метаморфизованными диабазитами, структурно подстилающими породы вершины. Та же полоса диабазитов вскрывается в обрывах левого берега реки, хорошо видимых с точки осмотра. Над ними, в северном направлении открывается вид на группу вершин, сложенных двупироксеновыми габбро и их метаморфизованными аналогами, среди которых встречаются небольшие тела метадунитов, верлитов и (или) клинопироксенитов. На обращенном к нам южном склоне восточной вершины хорошо видна граница светло-серых метаморфизованных габбро-норитов и темных амфиболизированных габбро-диабазитов, на простирании которых и находится точка осмотра. Габбро-диабазиты слагают нижнюю часть разреза крупного силла (?). Верхней части его разреза, обнажающейся восточнее, соответствуют выходы диабазитов со структурой параллельных двоек (остановка I-4). Непосредственно ниже точки осмотра, среди амфиболизированных и, позднее, зеленокаменно измененных габбро-диабазитов располагается ксенолит серпентинизированных дунитов. В его центральной части сохранилась ранняя массовая петельчатая серпентинизация. По периферии тело дунитов окаймлено черными серпентинитами, проникающими вглубь его вдоль трещин. Поздняя серпентинизация дунитов (образование черных серпентинитов) увязывается с зеленосланцевым диафторезом амфиболизированных габбро-диабазитов.

Остановка I-4. Дайки диабазитов на р. Малая Лагорта (Р.Г. Язева). Восточнее обнажается разрез параллельных двоек диабазитов с редкими останками пород междайковых пространств (апопироксенитовых горнблендитов, габбро-амфиболитов).

Дайковый комплекс сложен афировыми диабазитами, плагиоклаз-

пироксеновыми и мегафировыми плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами и альбитофирами. Мощность даек не превышает 2 м. Многократные внедрения по одной системе трещин (аз.простира-ния 355<sup>0</sup>) образуют афировые диабазы, наиболее древние и мно-гочисленные в разрезе. Более молодые диабазовые порфириты приурочены к нескольким системам трещин (0<sup>0</sup>, 20<sup>0</sup>). Самые поздние и редкие дайки в пакете представлены афировыми альби-тофирами. Все дайки пакета имеют вертикальные, закаленные контакты. Процессы метаморфизма амфиболитовой фации, плагио-гранитизации последующего ороговикования и локального динамо-метаморфизма на значительных интервалах затушевывают первич-ное залегание и структуру жильных тел.

Базальтовые дайки сложены плагиоклазом (Ап<sub>45-48</sub>), роговой обманкой и сохранили редкие реликты диабазовой и спилитовой микроструктур и первичного парагенезиса: плагиоклаз (Ап<sub>65-40</sub>) + клинопироксен. В связи с процессами плагиогранитизации появля-ются метасоматический бурый биотит и кварц. В зонах рассланце-вания все эти минералы замещаются ассоциацией кварца, альбита, пренита, эпидота и хлорита.

По химизму базитовые дайки неоднородны (табл. 2, рис.4). Их нормативный состав меняется от кварцевых до оливиновых толеитов. Состав афиритов близок к котектическому (рис.4, 5), а плагиоклаз-пироксеновые порфириты отличаются от них присут-ствием до 40% нормативного оливина и несколько повышенными содержаниями TiO<sub>2</sub> (до 1,6%), что позволяет предполагать их кумулятивную природу. Альбитофиры по составу близки к плагио-липаритам и дацитовым порфиритам.

Остановка I-5. Контакт диабазов и тоналитов (Р.Г.Язева).

Контакт диабазов и тоналитов располагается на правом бе-регу реки Малая Лагорта. Осмотр начинается 600 - метровым обнажением краевой зоны тоналитов, залегающих в основании остродужной ассоциации. На широте разреза полоса тоналитов имеет ширину около 9 км, но разрез позволяет углубиться в них на расстояние 100-150 метров. Непосредственно с аподиабазовыми роговиками контактируют массивные контаминированные породы с составом меланократового кварцевого диорита (таблица 3, анализ I). Вглубь от контакта (на восток) они сменяются через катакла-

Таблица 2

Химический состав даяк из разрезов рек Лагортау  
и Малая Лагорта

	Вс-53	Вс-55	Вс-823	Вс-56	Вс-76	Вс-790	Вс-802	Вс-810
SiO <sub>2</sub>	47,1	53,0	47,3	49,0	52,9	49,7	47,6	74,1
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,63	0,52	0,50	1,22	0,9	1,64	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	13,8	17,2	20,65	15,3	15,7	14,7	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3	0,72	0,91	3,1	3,5	2,37	2,2	1,44
FeO	9,02	7,37	6,46	8,62	9,68	10,3	12,6	4,06
MnO	0,09	0,05	0,09	0,2	0,09	0,2	0,18	0,05
MgO	7,78	8,26	11,2	4,0	4,48	9,36	6,23	0,35
CaO	10,7	9,29	11,6	9,55	5,73	10,1	8,2	1,04
Na <sub>2</sub> O	2,24	4,26	1,5	2,42	5,94	2,17	3,24	5,28
K <sub>2</sub> O	0,11	<0,1	<0,1	0,15	0,22	0,49	0,27	<0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,1	<0,05	0,2	0,13	0,16	0,53	0,02
п.п.п.	2,76	1,83	2,39	1,42	1,02	2,13	1,66	0,44
CO <sub>2</sub>	0,56	0,39	<0,1	<0,1	0,28	<0,1	<0,1	0,11
S общ.	-	-	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05
Элементы - примеси (р.р.м.)								
V	250	211	210	280				
Cr	32	232	410	10				
Ni	35	196	200	9				
Co	44	47	47	32				
Pb	0,2	0,4	0,5	0,7				
Sc	37	36	40	36				
Li	-	-	-	4				
Be	0,7	0,6	0,4	0,6				
Rb	сл.	сл.	7	сл.				
Zr	67	58	363	180				
Y	20	17	18	25				
Nb	3	3	3	2,3				
La	11	7	6	8				
Ba	50	36	35	29				

Примечание к образцам р. Лагортау: Вс-53 - диабазы ранней, Вс-55 - промежуточной, Вс-823 - поздней генераций даяк; Вс-56 - мегафирный плагиоклазовый диабазовый порфирит. Р. Мал. Лагорта: Вс-76 - бороговикованный диабаз у контакта с тоналитами, Вс-790 - афирный диабаз; Вс-802 - диабаз с пироксеновыми фенокристаллами; Вс-810 - альбитофир афирный.

зированные мелкозернистые тоналиты крупнозернистыми гипидиоморфными разностями с линейно ориентированными кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. Крупнозернистые тоналиты здесь имеют состав: кварц (15-20%), плагиоклаз с прямой зональностью (А: 70-48-20, 40 - 50%), роговая обманка + биотит (15-20%), ортоклаз (4-5%), магнетит, апатит, иногда - гранат (таблица 3, анализ 2). Тоналиты содержат редкие округлые ксенолиты андезит-роговообманковых роговиков и автолиты (гомеогенные включения) микродиоритового и габбрового состава; видны немногочисленные и маломощные (1-2 см) бескорневые дайки аплитов (олигоклаз-ортоклазовых, с мирмекитом). Химизм пород этого участка иллюстрирует таблица 3.

Таблица 3

Химический состав пород диоритов и тоналитов  
(вес.%)

№п/п	Порода	Компоненты										
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1.	Кварцевый диорит	57,7	0,16	17,3	1,16	7,84	0,12	3,29	6,84	3,70	0,95	0,17
2.	Тоналит	60,5	0,4	16,2	2,0	5,05	0,09	3,21	5,99	3,26	1,93	0,19

Контакт тоналитового батолита с диабазами - вертикальный, резкий, припаянный, интрузивный (азимут простирания 30°). На протяжении 500 м от контакта во вмещающих породах обнажается несколько дайкообразных апофиз мощностью 1-2 м, сложенных роговообманковыми кварцевыми диоритами и их магматогенными брекчиями с обломками ороговикованных диабазов. Вмещающие породы у контакта превращены в андезит-роговообманковые роговики. Орел орговикования прослеживается на несколько сотен метров.

## ДЕНЬ 2.

Цель. Метаморфизм габбро и гипербазитов в разрезах западного типа.

При подъезде к началу маршрута будут пересечены полоса выходов гарцбургитов, окаймляющие их с запада породы полосчатой серии и крупный блок гипербазитов, заключенный в габбро-амфиболиты. По периферии этого блока местами располагаются породы полосчатой серии, а его центральная часть сложена гарцбургитами и дунитами. Осмотр разреза начинается на западном контакте блока гарцбургитов с габбро-амфиболитами, пересекает выходы амфиболитов и далее пройдет по ручью, который вскрывает разрез метабазитов хребта Хордьюсс (рис. 6).

Остановка 2-1. Контакт гарцбургитов и габбро-амфиболитов (А.А.Савельев).

В обнажении гарцбургиты пересечены жилами верлитов, вебстеритов и клинопироксенитов, сопровождаемых ореолами крупных пойкилобласт клинопироксена. Пироксениты (табл. 4) имеют относительно низкую железистость (обр. 18-3, 18-9) в сравнении с их аналогами в полосчатой серии из внешней оторочки главного поля гарцбургитов, пограничной с габбро (обр. 79-а).

Все породы пересечены субширотными жилами плагиоклазитов (Ап<sub>24-26</sub> табл. 4) с маломощными каймами амфибола в экзоконтакте. Гарцбургиты содержат тонкую неравномерную вкрапленность, прожилки и цепочки бледнозеленого амфибола, образование которого происходило очевидно одновременно с образованием габбро-амфиболитов.

Остановка 2-2. Габбро-амфиболиты (А.А.Савельев)

Выше по ручью, в его бортах обнажены габбро-амфиболиты с гранобластовыми, порфиробластовыми и пойкилобластовыми структурами и представлены парагенезисом роговая обманка (f = 50%) + гранат (f = 64-83%) ± цоизит ± кварц + рутил. Реже встречаются разновидности с плагиоклазом (Ап<sub>29-35</sub>) и породы гранат-пироксенового или существенно гранатового состава. Главная масса габбро-амфиболитов близка по химизму к дупироксеновым габбро (табл. 5), которые обнажаются выше по течению ручья.

Таблица 4.

Химические составы пород и минералов полосчатой серии (западный тип разрезов)

	70			79-Б	79-А	18-3	18-9	18-12	
	дунит	ОI	снг	верлит	клинопирокс.	вебстерит	КЛИНО- пир.	плаггиоклазит	
SiO <sub>2</sub>	34,74	42,60	1,64	44,00	50,76	51,60	49,84	50,16	62,80
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	н.а.	0,07	0,11	0,11	0,16	0,26	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	сл.	13,42	1,75	2,88	2,69	1,41	3,62	21,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,19	45,88	0,31	0,24	0,32	н.а.	н.а.	н.а.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13	1,76	10,36	4,43	3,62	3,56	1,82	2,65	0,66
FeO	3,89	7,20	21,16	7,49	4,82	2,99	6,46	3,31	0,64
MnO	0,12	0,12	н.а.	0,16	0,15	0,16	0,20	0,15	сл.
MgO	40,50	45,46	7,24	29,02	19,75	16,80	24,99	22,36	1,04
NiO	0,05	0,22	н.а.	0,01	0,02	0,04	н.а.	н.а.	н.а.
CaO	0,40	0,44	н.а.	7,95	14,34	20,10	14,02	15,47	4,59
Na <sub>2</sub> O	0,08	н.а.	н.а.	0,14	0,29	0,23	0,24	0,80	7,77
K <sub>2</sub> O	сл.	н.а.	н.а.	0,05	0,05	0,10	сл.	0,08	0,32
nnn	11,49	1,62	-	4,65	2,91	1,43	0,02	0,99	0,23
сумма	99,73	99,62	99,70	100,03	99,94	100,13	99,16	99,85	99,90
f	11,5	9,8	73	18	18	17,4	15,4	12,6	24,6% Ап
(Ca/Ca+Mg) x 100						46,2			

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ГАББРО, АМФИБОЛИТОВ И ИХ МИНЕРАЛОВ  
(м.Хордъюсс)

	8714		115-1			8713				
	областм. габбро	габбро- норит	орх	срх ядро	срх кэйма	Pl	амфи- болит	Hb	Gr	Cs
SiO <sub>2</sub>	49,03	41,06	51,40	51,42	49,53	45,39	45,14	41,86	38,98	38,67
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,80	0,05	0,22	0,45	-	0,58	1,06	0,59	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,91	16,83	2,70	3,89	7,97	33,88	20,28	16,02	20,52	27,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,008	-	0,044	0,012	0,023	-	0,01	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	7,86	-	-	-	-	3,73	3,59	13,17	8,23
FeO	6,82	8,55	21,04 <sup>x)</sup>	8,48 <sup>x)</sup>	9,34 <sup>x)</sup>	0,15	6,96	11,49	12,21	0,90
MnO	0,26	0,23	0,65	0,29	0,28	0,006	0,21	0,17	2,23	0,14
MgO	5,81	10,73	22,91	13,06	10,93	0,005	5,75	10,03	5,12	0,43
CaO	8,02	12,44	0,46	21,85	21,40	17,45	12,00	10,24	7,82	21,88
Na <sub>2</sub> O	3,20	0,97	-	0,81	0,81	1,44	3,13	2,48	-	-
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	-	-	-	0,01	0,12	0,19	-	-
nnn	0,43	1,08	-	-	-	-	1,74	1,97	-	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,01	-	-	-	-	0,09	-	-	-
сумма	100,00	100,65	99,25	100,03	100,73	98,33	99,74	99,09	100,64	99,53
f	51,8	44,7	34,0	26,7	32,7	-	50,3	45,4	74,2	-
(Ca/Ca+Mg) x 100	-	-	1,4	54,6	58,5	-	-	-	-	-
An, %	-	-	-	-	-	87	-	-	-	-

8714 - срх, орх, An<sub>43-26</sub>, Hb, Mt, ap; 115-1- орх, срх, An<sub>87</sub>, Mt, ap; 8713-Hb, Gr, Cs, An<sub>29</sub>,<sup>0</sup>

Остановка 2-3. Метаморфизованные габбро хребта Хордьюсс  
(А.А.Савельев)

В каньоне верховьев руч.Шершор обнажены бластомилонитизированные дупироксен-плаггиоклазовые габбро, отвечающие по химическому составу битовнит-лабрадоровому габбро-нориту (см. табл.5). Они состоят из гиперстена ( $f = 34\%$ ), зонального диопсида ( $f = 27-30\%$ ), плаггиоклаза и содержат титаномагнетит и апатит. Полосчатость, планпараллельные и линейные ориентировки наклонены к северо-северо-востоку и имеют субширотные простирания. Эти структурные элементы пересекаются границами хаотически ориентированных пегматоидных жил дупироксен-плаггиоклазового состава.

В начальных стадиях преобразования породы дупироксен-плаггиоклазового состава замещаются плаггиоклаз-пироксен-роговообманковыми породами с сохранением текстуры. Здесь же участками развиты плаггиоклаз-пироксен-роговообманковые артеритовые мигматиты и шпировидные скопления пироксен-роговообманкового состава, которые пересекают раннюю полосчатость. Такие преобразования наблюдаются чаще по периферии тела дупироксен-плаггиоклазовых пород.

Гранат-роговообманковые габбро-амфиболиты (остановка 2-2) окаймляют блок пироксен-плаггиоклазовых пород и представляют продукты следующей стадии их преобразований. Ранние генерации амфиболитов представлены породами с келифитовыми каймами граната вокруг плаггиоклаза и роговой обманки (зелено-бурой) вокруг пироксенов. В поздних генерациях гранат образует порфиробласты, пироксены замещаются роговой обманкой и появляется реакционный кварц. Четкая полосчатость габбро-амфиболитов повсеместно имеет северо-восточные простирания и юго-восточные падения ( $40-80^\circ$ ). В разрезе, расположенном 3 км юго-западнее, где открыт непосредственный контакт дупироксен-плаггиоклазовых пород с габбро-амфиболитами, видно резкое несогласие ориентировок их полосчатости.

В разрезе ручья Шершор развиты также зоны эпидот-амфиболитовых бластомилонитов с жилами клиноцоизита, пересекающие пироксен-плаггиоклазовые и гранат-роговообманковые породы. В свою очередь они вместе с другими породами пересечены поздними мало-

мощными линейными зонами зеленых сланцев. Зоны эпидот-амфиболитовых и зеленосланцевых бластомилонитов имеют постоянные северо-восточные простирания и юго-восточные падения, согласные с полосчатостью габбро-амфиболитов.

Остановка 2-4. Метаморфизованные породы полосчатой серии в верховьях р. Мал. Лагорта (Г.Н. Савельева)

Во второй половине дня маршрут будет продолжен на левом берегу долины р. Малая Лагорта, где вскрываются метаморфизованные породы полосчатой серии, залегающие западнее гарцбургитов Пайерской пластины. Отсутствие пород полосчатой серии вдоль западной границы главного поля гарцбургитов является характерной чертой строения офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива. Повсеместно наблюдаемые падения границ пород этой серии к юго-востоку, под гарцбургиты, приводят к выводу, что они структурно подстилают гарцбургиты с запада.

Маршрут протяженностью около 0,7 км поднимается вверх по склону от скального останца цоизит-гранатовых амфиболитов, расположенного в основании борта долины. Полосчатость амфиболитов имеет северо-восточные простирания ( $20^{\circ}$ ) и крутые юго-восточные падения. Выше по склону, через 120 м закрытого интервала, обнажаются оливиновые клинопироксениты с пропластками верлитов. Границы пород ориентированы согласно с полосчатостью в амфиболитах.

Непосредственный контакт пироксенитов и амфиболитов вскрывается 0,7 км севернее маршрута, где они приведены в соприкосновение через маломощную зону серпентинитовых и зеленых сланцев. Выше контакта верлиты и клинопироксениты на протяжении 70 м разбиты многочисленными зонами дробления и серпентинизации, параллельными контакту.

Далее по маршруту выходы массивных средне- и крупнозернистых клинопироксенитов с линзовидными участками верлитов сменяются чередованием оливиновых вебстеритов и шпинелевых лерполитов с грубой линзовидно-полосчатой текстурой. Пироксениты в них сгруппированы в субпараллельно ориентированные линзовидные агрегаты, расположенные среди оливина. Шпинель (герцинит-плеонаст) образует в породе цепочки зёрен, вытянутых согласно с общим простиранием границ пород.

Начиная примерно с 300 метра от контакта с амфиболитами, среди пироксенитов появляется всё большее количество эшелонированных линзовидных тел дунитов, испытавших различную степень серпентинизации. Здесь можно видеть, что по периферии дунитовых тел, вблизи с пироксенитами, прослеживаются зональные оторочки верлитов и клинопироксеновых дунитов. В них количество порфи́ро- и пойкилобласт клинопироксена убывает от контакта с клинопироксенитами вглубь дунитовых тел. Аналогичное распределение клинопироксена наблюдается и вокруг жил пироксенитов, секущих дуниты. Видимая мощность этой части разреза составляет около 150 м. Полосчатость пород и ориентировка границ сохраняет те же северо-восточные простирания ( $40-60^{\circ}$ ) и крутые юго-восточные падения.

Далее, постепенно, пироксениты с линзами дунитов сменяются чередованием тех же пород (видимая мощность пачки около 200 м), в котором быстро нарастает преобладание дунитов. Тела клинопироксенитов, присутствующие в начале интервала, часто содержат в экзоконтакте оторочку верлитов и клинопироксеновых дунитов. В целом для пройденной части разреза в направлении к гарцбургитам, устанавливается генеральная последовательность смены пород: клинопироксениты - верлиты - дуниты, которая повторяется вокруг мелких дунитовых тел среди клинопироксенитов и вокруг пироксенитовых жил, секущих дуниты. Эта последовательность закономерно повторяется в западных и восточных разрезах полосчатой серии.

Выше по склону, в глыбах делювиального свала можно видеть бластомилонитизированные гарцбургиты и лерцолиты с вертенчато-полосчатой текстурой и тонкими (0,5-2 см) жилами клинопироксенитов. Эти жилы ориентированы субпараллельно или под острым углом к линейности гарцбургитов. Здесь же можно видеть все стадии переориентировки прожилков клинопироксенитов - от сетчатых, круто секущих полосчатость гарцбургитов, до субсогласных с новообразованной линейностью. Деформации со структурной перестройкой полосчатости гарцбургитов и жил пироксенитов происходили в основном, на уровне безводных парагенезов. Условия этих деформаций по-видимому отражены переходом меланократовых троктолитов в шпинелевые лерцолиты согласно реакции:

$Ol + Pl \rightarrow cPx + oPx + Sp.$  и отвечают амфиболитовой фации высоких давлений или гранулитовой фации. Шпинелевые лерцолиты, присутствующие только в западных разрезах полосчатой серии, представляют здесь, таким образом, не реликты неистощенной мантии, а метаморфические породы, которые формировались в основании Пайерского блока на ранних стадиях глубинного шарьирования. В ультраосновных породах западных разрезов развит бледнозеленый призматически-зернистый амфибол. Его появление в системе полосчатости, согласной с полосчатостью габбро-амфиболитов связано, очевидно, с этапом метаморфизма амфиболитовой фации.

Позднее зеленосланцевые преобразования метаморфизованных пород полосчатой серии (актинолитизация и хлоритизация пироксенов и амфибола, серпентинизация оливина с выделением магнетита) сопровождаются в разрезе образованием серпентинитовых и зеленосланцевых бластомилонитов. Простираение зон этих бластомилонитов, согласное с ориентировкой полосчатости габбро-амфиболитов, повидимому отражает поздние этапы деформаций, наследовавших древнее направление.

### ДЕНЬ 3.

Цель. Ознакомление с гарцбургитами и их преобразованиями на р. Лагортаегарт.

Остановка 3-1. Состав и структуры гарцбургитов (Г.Н.Савельева).

Маршрут проходит в центральной части поля гарцбургитов, непрерывно вскрытых ручьём на протяжении около 1,5 км.

По всему разрезу гарцбургиты имеют полосчатую текстуру, которая обусловлена неравномерным распределением энстатита в породе (5-80%). В то же время, среднее содержание энстатита в породе устойчиво и составляет 15-20%, количество оливина 80-85%, диоксида - 0,5%, хромшпинелида - 1,5%. Местами полосчатость подчёркивается чередованием крупно- и среднезернистых разновидностей. В системе полос энстатит группируется в линейные агрегаты, которые от места к месту выражены с различной чёткостью. В гарцбургитах химические составы сосуществующих оливина  $Fe_{8,4-9,5}$  и энстатита  $Fe_{8,5-9,2} Wo_{0,8-2,2}$  относительно стабильны, тогда как состав диоксида меняется от  $En_{60,1} Fe_{4,8} Wo_{35,1}$  до  $En_{50,1} Fe_{3,2} Wo_{46,9}$ . Состав акцессорного хромшпинелида, представленного рядом  $(Mg_{4,1} Fe_{3,9})_8 (Cr_{5,4} Al_{10,5} FeO_1)_{16} O_{32}$  -  $(Mg_{4,1} Fe_{3,9})_8 (Cr_{8,7} Al_{6,8} FeO_5)_{16} O_{32}$  испытывает наиболее широкие вариации среди минералов гарцбургитов. Валовый химический состав гарцбургитов массива и состав слагающих их минералов тождественны гарцбургитам многих офиолитовых поясов (табл. 6).

В тех участках, где полосчатость гарцбургитов деформирована с образованием текстуры параллельно-волнистого рисунка, ее характер меняется. Это выражается усилением контрастности распределения энстатита: чётко обособляются полосы дунитового состава, которые окаймлены сгустками, группами зёрен пегматоидного энстатита или отдельными, неравномерно распределёнными крупными таблитчатыми порфиробластами энстатита. Минеральный состав породы и количественные соотношения минералов, в целом, на этих участках сохраняются близкими к составу гарцбургитов. Образование дунит-энстатитовых сегрегаций этого типа рассматривается нами как следствие метаморфической дифференциации гарцбургита при его пластической деформации.

Таблица 6

## Химические составы гарцбургитов и их минералов

	3I	I228	3340	I	III8			3I	I228
	гарц.	гарц.	гарц.		гарц.	Ol	En	Di	Chr
SiO <sub>2</sub>	39,10	41,06	39,58	43,36	41,21	56,97	53,18	2,20 <sup>xx</sup>	2,68 <sup>xx</sup>
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,07	0,13	0,19	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,95	0,48	0,94	0,21	2,26	2,25	20,64	35,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,40	0,31	0,41	0,15	0,67	0,72	42,01	28,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	3,86	4,99	2,18	-	-	-	3,31	4,39
FeO	3,45	4,46	3,74	6,26	8,28 <sup>x</sup>	5,43 <sup>x</sup>	1,79 <sup>x</sup>	19,70	12,05
MnO	0,10	0,11	0,11	0,13	н.а.	0,21	0,06	н.а.	н.а.
MgO	40,86	42,19	41,26	41,67	48,36	33,46	17,40	10,87	16,57
NiO	0,12	0,10	0,11	0,15	0,22	0,06	0,07 <sup>n</sup>	н.а.	н.а.
CaO	0,57	0,51	0,57	0,67	0,08	0,51	24,02	0,11	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,10	0,04	н.а.	0,03	0,19	н.а.	н.а.
K <sub>2</sub> O	сл.	0,05	сл.	0,02	н.а.	-	-	н.а.	н.а.
nnn	9,84	5,99	8,64	4,11	0,36	-	-	-	-
сумма	99,88	99,80	99,90	99,96	98,88	99,67	99,81	99,03	99,37
f	9,5	9	9	10,0	9,1	8,4	5,5	56	38
(Ca/Ca+Mg)х100							50,2		

x) все железо как FeO ; xx) примесь силикатов

В том же разрезе можно видеть, как согласные с полосчатостью гарцбургитов новообразованные обособления дунитов с оторочкой энстатита местами ветвятся, пересекают полосчатость гарцбургитов и, наконец, образуют жилы дунитового и энстатитового состава с четкими резкими контактами. В верховьях ручья, среди гарцбургитов встречаются редкие жилы вебстеритов и диопсидититов.

Морфология жил многообразна. Помимо прямолинейных жил, часто пересекающихся, со ступенчатыми смещениями, мы увидим плейчатые, смятые в складки и будинированные жилы. Метаморфическая дифференциация гарцбургита с образованием энстатитита и дунита вначале в системе полосчатости, а затем с обособлением этих пород в виде жил, возможно, представляет единый и относительно продолжительный процесс, на протяжении которого деформации менялись от пластичных до хрупких. Возможно также, что пластическое течение вещества происходило в локальных зонах.

Остановка 3-2. Метаморфизованные гипербазиты р. Лагорта-егарт (Г.Н.Савельева).

В левом борту долины реки будет осмотрен разрез, в котором вскрыт контакт гарцбургитов, испытавших раннюю массовую серпентинизацию, и оливин-антигоритовых пород, образующихся по этим гарцбургитам. Гарцбургиты, серпентинизированные на 60-70%, обнажены в правом берегу ручья. Их полосчатость наклонена к юго-востоку ( $120^{\circ}$ ) и осложнена малоамплитудными складками (0,5-1,5 м), падение крыльев которых наклонено к востоку и юго-востоку ( $90^{\circ}$ - $120^{\circ}$ ). Серпентин в гарцбургите представлен бледнозеленым тонковолокнистым альфа-хризотилом, выполняющим петельчатые прожилки без магнетита.

Контакт гарцбургитов с оливин-антигоритовыми породами проходит вдоль ручья. Он имеет субмеридиональное простирание и восточное падение (около  $60^{\circ}$ ). Непосредственный переход хром-шпинелид-энстатит-оливиновой ассоциации в оливин-антигоритовую происходит на расстоянии 3-5 метров. На корке выветривания оливин-антигоритовых пород отчетливо сохраняется тень гарцбургитовой полосчатости, однако, структура породы становится перекрещенно-листоватой за счет новообразованной спайности в оливине и пластинок антигорита.

Новообразованная линейность в оливин-антигоритовых породах, выраженная цепочками псевдоморфных магнетит-хлоритовых агрегатов по хромшпинелиду, ориентирована согласно с контактом.

Структура жильных дунитов, попавших в зону метаморфизма, также меняется — появляются участки негматоидного оливина со спайностью, чешуйки антигорита. Четко видны трещины кливажа, секущие жилы.

В верхнем течении ручья гарцбургиты по резкой границе сменяются оливин-антигоритовыми сланцами, слагающими зону надвига с падением к ЮВ  $50^{\circ}$  под углом  $30^{\circ}$ . Фрагменты массивных оливин-антигоритовых пород среди сланцев того же состава приводят к выводу, что рассланцевание оливин-антигоритовых пород было наиболее поздним процессом преобразования гипербазитов на этом участке. Рассмотрение этого метаморфизма (Савельева, 1977; Штейнберг, Чашухин, 1977) приводит к выводу, что он являлся прогрессивным по отношению к ранней массовой серпентинизации и отвечает условиям верхней границы зеленосланцевой или нижней границе эпидот-амфиболитовой фации (Evans, Trommsdorff, 1970).

Цель. Изучение пород полосчатой серии и габброидов в восточных разрезах офиолитовой ассоциации.

Маршрут начнется на правом борту долины р.Трубаю, откуда, в западном направлении открывается вид на главное поле гарцбургитов, прорезаемое долиной реки. В северном направлении, на противоположном борту долины хорошо виден контакт гарцбургитов и дунитов (породы с желто-бурой коркой выветривания) и пород полосчатой серии (тёмные породы). Падение контакта - крутое юго-восточное. В пределах участка, где проходят маршруты, картированием устанавливается (рис. 7), что в юго-восточном направлении гарцбургиты сменяются дунитами, затем полосой выходов пород полосчатой серии и затем габброидами. Среди пород полосчатой серии и габброидов располагается крупное тело дунитов.

Дуниты занимают положение, гипсометрически более высокое, чем окружающие габброиды и отделены от них оболочкой пород полосчатой серии. У северного и южного окончаний тела дунитов хорошо видно, что полосчатость габбро-норитов и границы пород полосчатой серии, залегающих гипсометрически ниже дунитов, падают под них.

Остановка 4-1. Породы полосчатой серии на р.Трубаю (А.А.Ефимов).

В пределах 300-метрового участка правого борта долины р.Трубаю участники экскурсии ознакомятся со сложной серией дунитов, верлитов, клинопироксенитов и присутствующих среди этих пород габброидов.

Серии пород такого состава характерны для зон перехода от гарцбургитов к габброидам. Правильная полосчатая текстура в породах комплекса отсутствует: наблюдается неправильное чередование преобладающих здесь верлитов с линзовидными слоями клинопироксенитов и редкими габбровыми слоями. Столь же часто наблюдаются хаотические соотношения, зачастую брекчиевидные, в которых угловатые или округлые блоки пироксенита сцементированы массой верлитового состава с бластомилонитовой структурой и плохо заметной полосчатостью, **огИБающей** блоки. Многие линзы и пласты габбро также обнаруживают признаки обтекания их

вмещающей верлитовой массой. Все это свидетельствует о довольно сильных, но нерегулярных совместных деформациях горных пород. Деформации имели место при высоких температурах, в области устойчивости оливин-пироксеновых и оливин-пироксен-плагиоклазовых парагенезисов.

Соотношения иного типа наблюдаются, как правило, между дунитами и пироксенитами: здесь обычны прямолинейные жилы пироксенитов, иногда образующие сеть, переходящие по простиранию или в сторону от зальбандов в цепочки скелетных кристаллов клинопироксена или в беспорядочно рассеянную вкрапленность этого минерала.

Дуниты состоят из оливина и акцессорного хромита, иногда содержат примесь ксеноморфного клинопироксена. Верлиты и пироксениты сложены оливинном и клинопироксеном в переменных количествах. Среди габброидов преобладают двупироксеновые и оливинные (троктолитовые) разновидности. Железистость фемических минералов повышается от 8-10 мол.% в дунитах до 13-15%, в верлитах, пироксенитах и габбро. Состав плагиоклаза в последних устойчив - в среднем  $Ap_{90}$ , незональный. Габброиды, как правило, не содержат магнетита.

Соотношения дунитов и клинопироксеносодержащих пород можно считать типично метасоматическими. На это указывают: порфир-областический характер вкрапленности пироксена в оливинной массе, развитие клинопироксена в виде цепочек изолированных кристаллов вдоль линейных зон проницаемости, градиенты железистости оливина в экзоконтактных зонах мощных пироксенитовых жил. Подобные же соотношения наблюдаются при постепенных переходах от существенно оливинных пород к анортитсодержащим.

Предполагается, что верлиты, клинопироксениты и часть габброидов образовались метасоматическим путем на месте дунитов. Однако, первичные соотношения пород (возможно, хаотически-штокверковые), в значительной мере нарушены и замаскированы явлениями "горячей" деформации (Ефимов, 1977).

Остановка 4-2. Габброиды восточных разрезов офиолитовой ассоциации (А.А.Савельев).

Маршрут будет продолжен в верховьях небольшого каньона от коренных выходов дупироксенового габбро. Здесь породы имеют чёткую ритмично-полосчатую текстуру, обусловленную чередованием мелано- и мезократовых разновидностей с маломощными полосами анортозитового состава в верхней части многих ритмов. Меланократовые члены ритмов имеют в основании резкую неровную границу и крупнозернистую структуру. К кровле ритмов зернистость уменьшается и нарастает количество плагиоклаза. Минералы габбро представлены гиперстенном, диопсидом, плагиоклазом  $Ap_{97-94}$  (табл. 7), изредки роговой обманкой, титаномagnetитом, и апатитом. Полосчатость в этой части разреза наклонена на запад-северо-запад ( $40-60^{\circ}$ ).

Ниже по каньону обнажены метаморфизованные габбро, в которых пироксены псевдоморфно замещены актинолитом, а плагиоклаз сохраняется свежим (см. табл. 7). В этих породах, согласно с полосчатостью, ориентированной в северо-восточном направлении (падения ЮВ  $60^{\circ}$ ), залегает маломощное тело плагиогранитов гнейсовидной текстуры с очковыми выделениями деформированного голубого кварца. В контакте с плагиогранитами габброиды окварцованы. Далее в каньоне, у развилка ручья обнажаются бластомилониты плагиоклаз-роговообманкового состава, полосчатость которых ориентирована субсогласно с простираниями полосчатости актинолит-анортитовых пород и контактов плагиогранитов. В пределах зоны бластомилонитизации, в пироксеновых габбро с реликтовой полосчатостью развиваются цепочки призм роговой обманки, вытянутые зёрна голубого кварца, шлировидные обособления кварц-плагиоклаз-роговообманковых и кварц-плагиоклазовых пород. Эти наиболее ранние проявления плагиогранитизации увязываются с образованием пегматоидных плагиоклаз-роговообманковых жил, секущих полосчатость дупироксеновых габбро.

За зоной бластомилонитов, ниже по ручью продолжают непрерывные скальные выходы актинолит-анортитовых пород, чередующихся с участками неправильной формы и разного размера, сложенными слабо метаморфизованными дупироксеновыми габбро.

Таблица 7

## Химические составы габбро и их минералов

	20-7				I3I-7				I3I-4			
	габбро				габбро				габбро			
SiO <sub>2</sub>	45,62	51,78	52,27	46,42	46,16	52,50	53,27	42,90	43,80	52,53	51,82	44,43
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,11	0,23	0,02	0,17	0,09	0,29	-	0,51	0,23	0,20	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,03	1,12	2,41	34,67	22,50	1,75	3,29	34,29	18,08	3,20	5,30	34,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.а.	0,06	0,04	-	н.а.	0,08	0,08	-	н.а.	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	-	-	-	1,07	-	-	-	3,79	-	-	-
FeO	7,04	22,22	9,45 <sup>x</sup>	0,38 <sup>x</sup>	5,44	18,06 <sup>x</sup>	7,83 <sup>x</sup>	0,25	8,38	12,19 <sup>x</sup>	13,90 <sup>x</sup>	0,13 <sup>x</sup>
MnO	0,23	0,52	0,25	0,01	0,10	0,33	0,17	-	0,13	0,21	0,22	-
MgO	9,15	22,23	13,60	0,01	8,37	25,24	14,42	0,002	9,03	16,01	14,94	0,01
NiO	-	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.
CaO	12,04	0,85	22,43	17,81	15,01	0,71	22,84	18,88	13,75	12,24	11,28	17,98
Na <sub>2</sub> O	0,66	-	0,20	0,81	0,59	-	0,21	0,68	0,75	0,30	0,38	1,01
K <sub>2</sub> O	0,04	-	0,02	0,01	0,06	-	-	0,03	0,12	-	-	0,01
nnn	0,16	-	-	-	0,65	-	-	-	1,78	2,00	2,00	-
сумма	99,45	98,89	100,90	91,14	100,12	98,76	102,40	97,03	100,12	98,91	100,04	97,89
f <sup>xx</sup>	40,1	35,9	28,0	-	30,2	28,7	23,3	-	42,4	30,3	34,7	-
(Ca/Ca+Mg)·100	100	1,3	54,2	-	-	2,0	53,2	-	-	35,5	35,2	-
An, %	-	-	-	92	-	-	-	94	-	-	-	91

x) Fe общее как FeO

xx) f железистость в молекулярных процентах для пород и атомных процентах для минералов

В ряде случаев можно видеть, что в актинолит-аноритовых породах согласно с полосчатостью развивается пирит-пирротиновая минерализация, маркируемая зонами обохривания.

В 600 м от развилка ручья, на его правом берегу хорошо видна картина псевдоморфного преобразования двупироксеновых габбро. Здесь, в одном из выходов этих пород хорошо видна полосчатость, обусловленная чередованием мелано- и мезократовых полос. В этом выходе, как и на прилегающих участках, полосчатость имеет юго-восточные падения и принадлежит восточному крылу складки, которая характеризует структуру габбро-норитов в районе экскурсий. В верхней части скального выхода видны плагиоклаз-роговообманковые прожилки пегматоидной текстуры, которые пересекают полосчатость габбро-норита. Несколькими метрами ниже обнажаются породы актинолит-аноритового состава. В обнажении хорошо видно как граница амфиболитизации пироксенов круто сечёт полосчатость габбро-норита и пересекает границы прожилков плагиоклаз-роговообманкового состава. В целом, как видно из разреза, двупироксеновые габбро участка претерпели не менее трех этапов преобразований: (а) деформация полосчатости, (б) формирование плагиоклаз-роговообманковых бластомилонитов и плагиогранитизация и (в) псевдоморфное замещение пироксенов актинолитом, близкое по характеру к метаморфизму океанического дна (Миширо и др., 1973), последовательно сменявших друг друга.

В конце разреза, на левом берегу ручья среди метаморфизованных габбро располагается блок, сложенный клинопироксенитами, верлитами и троктолитами. Распределение этих пород в обнажении подчинено грубой симметричной зональности: полосчатые троктолиты и верлиты слагают центральную часть обнажения, а клинопироксениты располагаются по краям, на границе с габбро. Наблюдаемые соотношения по-видимому отражают разрез частично переработанного тела гиперозитов в габбро.

## ДЕНЬ 5.

Цель. Ознакомление с метаморфическими преобразованиями пород полосчатой серии, габбро и диабазов на р.Лагортау.

Остановка 5 - I. Метаморфизм пород полосчатой серии и габбро по левому притоку р.Лагортау (В.И.Лельных).

Маршрут протяженностью около 1,5 км проходит по каньону, пересекающему под острым углом полосу метаморфизованных пород полосчатой серии.

В 700 м от начала маршрута по левому берегу ручья обнажаются уралитизированные и цоизитизированные габбро, содержащие реликты клинопироксена и плагиоклаза. Полосчатость габбро, обусловленная чередованием лейко- и меланократовых полос мощностью до нескольких сантиметров, имеет северо-восточные простирания ( $50-60^{\circ}$ ) и крутые юго-восточные падения. Среди габбро присутствуют жилы габбро-пегматитов и линзы, сложенные уралитизированными и хлоритизированными клинопироксенитами, карбонат-антигорит-тремолитовыми породами (верлитами). Контакты линз ориентированы согласно с полосчатостью в габбро.

Примерно в 1200 м от начала маршрута в скальных выходах правого борта ручья среди габбро обнажается тело ультраосновных пород: серпентинизированные верлиты, уралитизированные клинопироксениты с серпентинизированным оливином, вебстериты с небольшим количеством оливина и плагиоклаза. Среди метаультрабазитов залегают ветвящиеся жилы, на выклинивании и в зальбандах сложенные габбро-пегматитом, а в центральных частях плагиоклазитом. Возле жил в ультрабазитах присутствует плагиоклаз. Наблюдаемые взаимоотношения свидетельствуют о метасоматическом развитии жил и метасоматическом преобразовании гипербазитов. Напротив описанного обнажения в крупной глыбе также можно видеть развитие зон троктолитов в верлите возле жил оливинового габбро.

Выше по течению, в русле ручья, глыба пироксенитов сечется вдоль одного преимущественного направления пегматоидными диопсид-анортитовыми обособлениями. Они пересечены почти под прямым углом жилой плагиоклаз-роговообманкового состава. В центральных частях крупных кристаллов роговой обманки местами хорошо видны реликты частично замещенного диопсида.

В средней части разреза, на правом берегу ручья, полосча-

тые, уралитизированные габбро с диафторированными допсид-анортитовыми пегматоидами пересекаются зонами течения и рассланцевания на уровне фации зеленых сланцев с мощностью до 1,5 м и юго-восточными падениями. В одном из обнажений зоны бластомилонитов хорошо видны будины и "очки" двух генераций. Ранние и меньшие по размерам сохраняют следы бластомилонитизации на уровне фации эпидотовых амфиболитов. Поздние и большие по размерам образованы на зеленосланцевом уровне. Порфирокласты в бластомилоните представлены округлыми зернами цоизитизированного плагиоклаза; новообразования в основной ткани - цоизит и актинолит. В разной степени рассланцованные зеленосланцевые диафториты прослеживаются и далее вверх по ручью до впадения в него левого притока. Здесь, у развилка ручья хорошо видно как полосчатость этих габбро очерчивает флексурообразные изгибы, как правило, не переходящие в полные складки.

Далее вверх по ручью видно пересечение полосчатости диафторированного габбро зоной бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации, мощностью около 20 см. Зона образует незначительную складку, опрокинутую к северо-западу. В мелкозернистой основной ткани бластомилонита четко выделяются крупные (до 1 см) "очки" темной роговой обманки, различно ориентированной относительно сланцеватости, новообразования в основной ткани представлены клиноцоизитом и зеленовато-бурым амфиболом.

Разрез заканчивается у края фирнового снежника на коренном выходе гипербазитов, залегающих в виде блока, среди диафторированного габбро. Блок сложен (с востока на запад) серпентинизированными дунитами, содержащими полосчатые обособления верлитов и троктолитов. Внутренняя структура и внешние границы этого блока в целом согласны с полосчатостью вмещающих габброидов, которая имеет здесь субмеридиональное простирание и вертикальные падения. По близкому к этому направлению как в габбро, так и блоке гипербазитов ориентировано рассланцевание на уровне фации зеленых сланцев.

Остановка 5-2. Метаморфизм диабазов параллельных даек и гипербазитов междайковых пространств на р. Лагортау (Р. Г. Язева, А. А. Ефимов).

Во второй половине дня маршрут будет продолжен на р. Лагор-

таю, где в каньоне протяженностью около 3 км вскрываются диабазы параллельных даек, затронутых ранними стадиями амфиболитового метаморфизма и плагиигранитизации. В верхней и нижней частях каньона дайки слагают до 20% разреза, в средней части — до 100%.

Обзор начинается в верхней части каньона. Здесь на протяжении пегматитов 300–400 м метаморфизованные габбро прорваны одиночными диабазовыми дайками. Структура диабазов закономерно меняется от афировой, реликтовой пилотакситовой у контактов до крупнопорфировой габбро-диабазовой в центральных частях жильных тел (кристаллизация *in situ*).

Вещающие габбро-амфиболиты на этом отрезке маршрута — такситовые, полосчатые. Минеральный состав: частично соскритизированный плагноклаз с реликтами прямой (№ 60–44) и обратной (№ 60–75–80) зональности, светлозеленая роговая обманка ( $\text{Cng } 22^\circ$ ,  $\text{NgI.660}$ ), реликты диопсида, титаномагнетита, актинолит, лейкоксен. И вещающие породы и дайки пронизаны сетью пегматоидных плагиигранитных жил (кварц +  $\text{An } 50\text{--}28$  + роговая обманка +  $\text{sfen}$ ) и в целом представляют собой палеосоому агматитовых (артеритовых) мигматитов.

На следующих 1,5–2 км под косым углом к простиранию обнажается зона даек в дайках, сложенная преимущественно такими же диабазами, что и в начале маршрута. Местами наблюдаются породы междайковых пространств, представленные серпентинизированными гарцбургитами. Они окружены корочкой закалки в жильных диабазах. Мощность жил диабазов не превышает нескольких метров. Детальный обзор закаленных контактов (рис. 8) позволяет убедиться в том, что внедрение базальтовых расплавов происходило в условиях устойчивого растяжения вдоль одной системы трещин ( $20\text{--}30^\circ\text{СВ}$ ). На изображенном участке насчитывается 4–5 приоткрываний одной трещины. Мощность последовательно формирующихся даек примерно одинакова (равномерное расширение). Только самые поздние порции расплава в пакете внедрялись по диагональным трещинам или образуют ветвящиеся штокверки. Кроме диабазов, не содержащих фенокристов в момент внедрения, в обнажениях видны дайки мегапорфировых плагноклазовых диабазовых порфиритов (азимут простирания  $40^\circ$ ). Вкрапленники плагноклаза в них имеют размеры до 1–1,5 см и ориентированы согласно с флюидалностью в породе.

Жильные тела кислого состава представлены единичными дайками кварцевых альбитофиров. Мощность их 10–20 см. Некоторые из них внедрились вдоль контактов самой поздней генерации даек афировых диабазов. В минеральном составе базитовых даек частично сохраняются первичные минералы: зональные плагиоклазовые лейциты (№ 70–36), редко-моноклинный пироксен. В таблице 2 приведены химические и количественные спектральные анализы разных поколений диабазовых даек из данного разреза. Все они содержат нормативный оливин (рис. 4); по сравнению с более северными и южными сечениями дайковой зоны, в них более низкие содержания  $TiO_2$  и общего железа, которые еще более понижаются в самых молодых дайках диабазовых афиров. Для мегаафировых плагиоклазовых порфириров характерна высокая глиноземистость и низкое содержание окиси магния.

Таким образом, однородность диабазов в пакете лишь кажущаяся. Модальный и петрохимический состав даек, довольно закономерные вариации в содержаниях элементов-примесей (см. таблицу 2) свидетельствуют о нарастании процессов магматической дифференциации. Завершением ее, по-видимому, является образование небольших порций кремнекислых расплавов.

Среди даек присутствуют блоки массивного апогарцбургитового антигоритового серпентинита неправильно-округлой формы до 20 м в поперечнике. Они имеют вид будин с обдавленной, гладкой поверхностью и окружены по периферии каймами. Каймы состоят из двух параллельных зон: со стороны серпентинита это зона светлой, почти белой тальк-тремолитовой породы, имеющей облик сланца, со стороны диабаза с ней резко контактирует зона тонколистоватого темно-зеленого хлорит-тремолитового сланца (рис. 9). В одном из крупных блоков наблюдалась также обратная картина: диабазовая дайка, секущая серпентинит, будинированная и окруженная с обеих сторон такой же двойной сланцевой каймой. Смещенные части дайки обдавлены, а в разрывы между ними проникает хлорит-тремолитовый сланец (рис. 10).

Природа двойной каймы, окружающей блоки серпентинита, достаточно ясна. При деформации даек существовали отдельные участки, где напряжения разрешались в зонах небольшой мощности. Такими зонами были контакты жильных диабазов с блоками серпен-

тинита. Блоки испытывали движения вращательного типа, и по их периферии происходило образование концентрических сланцевых оторочек - тальк-тремолитовой по серпентиниту и хлорит-тремолитовой по диабазу. При этом имел место биметасоматический обмен: тальк-тремолитовый сланец обогащен Fe, Mn и Ca, привнесенными из диабаза, а возникший на месте диабаза хлорит-тремолитовый сланец - в первую очередь Mg, заимствованным из серпентинита (табл. 8).

Таблица 8

Химический состав субстрата и новообразованной биметасоматической каймы между диабазом и серпентинитом, вес %

Компоненты	Жильный диабаз	Хлорит-тремолитовый сланец по диабазу	Тальк-тремолитовый сланец по серпентиниту	Серпентинит
SiO <sub>2</sub>	49,17	41,25	40,62	41,01
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,52	0,37	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,80	11,94	1,35	1,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,71	1,67	15,49	5,12
Feo	6,62	7,18	4,19	2,01
MnO	0,14	0,42	0,45	0,05
MgO	9,88	23,00	27,34	37,53
CaO	10,35	6,72	7,10	0,42
K <sub>2</sub> O	0,18	0,045	не обн.	0,13
Na <sub>2</sub> O	3,17	0,40	0,20	0,13
п. п. п.	1,99	6,52	2,57	11,58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,07	0,40	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,11	0,04	0,06
Сумма	99,85	99,84	100,12	100,14

Выходы жильных диабазов, деформированных в гораздо большей степени, прослеживаются еще на несколько сотен метров ниже каньона. Диабазы здесь превращены в зеленые сланцы, среди которых встречаются линзы и будины тальк-тремолитовых сланцев - результат дальнейшей деформации и метаморфизма гипербазитовых блоков.

Цель. Ознакомление с преобразованиями гарцбургитов на ранних этапах формирования офиолитовой ассоциации.

Остановка 6-I. Соотношение дунит-пироксенитовой жильной серии с гарцбурггитами (Г.Н.Савельева)."

Место проведения экскурсий расположено в восточной части главного поля гарцбургитов Пайерского покрова, в 2,5 км к западу от контакта с габбро восточного обрамления (рис. II). Из прилагаемой карты прилегающей территории видно, что мы располагаемся в районе, где полосчатость гарцбургитов очерчивает южное замыкание синклиналиобразной структуры, шириной около 10 км.

В пределах обнажения, представляющего выходы скального основания троговой долины, обнажаются полосчатые гарцбургиты.

Полосчатость гарцбургитов выражена неравномерным распределением энстатита в системе неритмично чередующихся прослоев с мощностью от I до 40 см, наклоненных к северо-северо-востоку. Линейность представлена агрегатами энстатита, к которым тяготеет диопсид и хромшпинелид (табл. 6).

Среди гарцбургитов располагается небольшое тело дунитов (рис. I2), которое окружено ореолом дунитовых и пироксенитовых жил, секущих полосчатость гарцбургитов.

По мере сгущения и увеличения мощности жил дуниты разбивают гарцбургит на блоки неправильной формы с изъеденными границами, постепенно исчезающие к центру дунитового тела.

Можно видеть несколько типов контакта дунитов и гарцбургитов: а) - сравнительно резкие прямолинейные, б) - нерезкие, с раздувами и затёками дунитов при пересечении существенно энстатитовых полос гарцбургита и в) - с порфиробластами энстатита и диопсида в эндоконтактах дунитовых жил. Среди них встречаются зональные жилы дунитов с симметричными диопсид-энстатитовыми оторочками и жилы сложного состава, где дунит по простиранию сменяется пироксенитом.

Пироксениты слагают разнообразные жилы переменной мощности, структуры и состава; от мономинеральных энстатитов через

оливиновые вебстериты до диопсидитов. Крупные жилы часто имеют резкие прямолинейные границы, однако крупность зерна в их экзоконтактах не меняется или возрастает. Встречаются жилы пироксенитов с дунитовыми оторочками, а также пересекающиеся цепочки порфиробластов пироксенов в гарцбурггитовых и дунитовых. Местами на контакте с пироксенитами и на участках, насыщенных дунитовыми и пироксенитовыми жилами в гарцбурггитах появляется тонкая неравномерная крапчатость яркозеленого диопсида, приводящая к возникновению вторичных лерцолитов с переменным количеством диопсида. Наблюдаемые взаимоотношения пород, резкая смена состава жил по простиранию, их разнонаправленная зональность — всё это позволяет предполагать значительную роль высокотемпературных метасоматических процессов при формировании жильной серии. Эти процессы по-видимому сопровождались как перераспределением вещества гарцбурггитов, так и привнесением Ca, Al, Si.

Структурные взаимоотношения между гарцбурггитами, дунитами и пироксенитами отчетливо видны в скальных обнажениях. Полосчатость гарцбурггитов, наклоненная к северу и северо-востоку под углом  $50-70^\circ$  очерчивает пологие изгибы. Ориентировка линейности (агрегатов пироксена и хромшпинелида) почти вертикальна или круто наклонена к северу. Жилы дунитов, секущие полосчатость гарцбурггитов (см. рис. II) имеют, преимущественно, субмеридиональные и субширотные простирания и ориентированы в системе сколовых трещин. В ней направление наибольшего сжатия перпендикулярно простиранию полосчатости, а направление минимального сжатия отвечает ориентировке линейности.

Таким образом, полосчатость гарцбурггитов является наиболее ранним структурным элементом. Перестройка минеральных агрегатов гарцбурггитов с образованием линейности происходила одновременно (или несколько раньше) с формированием дунитовых жил, в одном поле напряжений. Скопления и рассеянные зерна пироксенов в зальбандах дунитовых жил массивны и не обнаруживают линейности даже в том случае, если дунит-энстатитовые жилы лежат в плоскости полосчатости гарцбурггитов. Пироксенитовые жилы, как правило, пересекают дуниты, имея, преимущественно, субмеридиональное простирание и западное падение. В жилах этого направления

Составы пород и минералов из дунитов и пироксенитов  
в гарцбургитах

	33			155-B	157			Л-5		1088	
	дунит	ол	chr	дунит	ол	chr	энстатит	chr	воустерит	дл	
SiO <sub>2</sub>	35,88	41,30	1,92	36,32	41,00	3,00	55,06	3,36	56,20	53,80	
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,35	0,04	0,01	н.а.	0,02	н.а.	0,03	0,04	
AlO <sub>3</sub>	0,53	0,05	17,09	0,53	0,08	12,84	0,93	11,79	1,11	1,07	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,06	45,57	0,37	0,07	48,58	0,62	45,89	0,44	0,70	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	2,25	3,67	4,53	1,13	5,12	1,77	11,30	1,13	0,88	
FeO	4,10	6,19	19,83	4,03	5,76	20,50	4,75	19,60	6,26	2,09	
MnO	0,11	0,10	н.а.	0,10	н.а.	н.а.	0,15	н.а.	0,19	0,14	
MgO	44,13	47,63	10,58	43,88	50,95	9,43	33,17	7,73	32,84	18,54	
NiO	0,13	0,18	н.а.	н.а.	0,28	н.а.	0,065	н.а.	0,08	0,04	
CaO	0,06	0,22	0,11	0,28	0,11	0,07	0,95	н.а.	0,50	21,50	
Na <sub>2</sub> O	0,10	н.а.	н.а.	0,02	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
K <sub>2</sub> O	0,10	н.а.	н.а.	0,03	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	
nnn	10,38	1,68	-	10,04	0,10	-	1,99	-	1,01	0,71	
сумма	100,09	99,67	98,68	100,17	99,49	100,33	99,48	99,67	99,79	99,51	
f	9,0	8,8	58	9	6,8	65	7,3	79	11,0	8,2	
φ	-	-	62	-	-	70	-	-	-	-	

ния иногда видны мелкие складки волочения, фиксирующие пластические деформации. Более редкие жилы пироксенитов северо-западного и северо-восточного простирания ступенчато смещаются по крутопадающим трещинам.

Состав дунитов и пироксенитов из жил в гарцбургитах (таблица 9) отличается от составов аналогичных петрографических типов пород полосчатой серии краевых зон гарцбургитового массива (см. табл.5) более высокой магниальностью. Хромшпинелид в жильных дунитах также имеет более низкую железистость и относительно низкую хромистость, повышенное содержание глинозема в сравнении с составом акцессориев в дунитах краевых зон. Жильные пироксениты в гарцбургитах отличаются от краевых, прежде всего, широким развитием энстатитов, которые отсутствуют в составе краевых серий. Диопсиды в жильных пироксенитах содержат более высокие количества хрома, нежели диопсиды в аналогичных породах краевых зон.

Поздний метаморфизм гипербазитов на этом участке выразился в образовании тальк-антигоритовых прожилков, развитых вдоль узких (0,5-2,0 м) крутопадающих зон северо-восточного простирания. Отчетливо видно, что эти прожилки накладываются на уже серпентинизированные гарцбургиты (на сетку петельчатого серпентина).

Цель. Ознакомление с метаморфическими преобразованиями ультраосновных пород. Долина р.Левая Пайёра вскрывает гипер-базиты, разбитые на серию чешуй. Верхнюю часть разреза каждой из них слагают серпентинизированные гарцбургиты. В основании чешуй, подошвы которых наклонены к юго-востоку, залегают метаморфические породы ультраосновного состава (рис. 13).

Остановка 7-1. Метаморфические породы ультраосновного состава (Г.Н.Савельева).

От начала маршрута, в противоположном (правом) борту долины реки видны гарцбургиты, слагающие одну из чешуй. Гарцбургиты этой же чешуи обнажаются и в верхней части левого борта долины, в основании которого начинается маршрут. На фоне оливково-желтого цвета выветрелой поверхности гарцбургитов хорошо видны линейные секущие зоны оливин-антигоритовых пород с красно-бурой поверхностью. Отчетливо видны юго-восточные падения их границ. Наиболее мощная зона оливин-антигоритовых пород, подстилающих гарцбургиты, вскрывается севернее их выходов, выше по течению реки. Висячий бок этой зоны сложен массивными амфибол-оливиновыми, амфибол-талк-оливиновыми и антигорит-оливиновыми породами, которые включают тела свежих гарцбургитов. Такие гарцбургиты встречаются на всем массиве исключительно среди антигорит-(амфибол)-(талк)-оливиновых пород в виде тел различного размера. Чаще они залегают в верхней части разреза зон и обычно вблизи контакта с серпентинизированными гарцбургитами. Нижняя часть разреза наблюдаемой зоны сложена оливин-антигоритовыми сланцами с юго-восточными падениями сланцеватости. Скальный выход этих сланцев располагается на правом берегу ручья, в его устье. Разрез висячего бока зоны метаморфических пород ультраосновного состава вскрывается в русле ручья, по которому пройдет маршрут.

В нижнем течении ручья, в его русле обнажаются антигорит-оливиновые и антигорит-амфибол-оливиновые породы массивной текстуры с линейной ориентировкой цепочек хромшпинелида, окаймленного магнетитом и хлоритом. Согласно с цепочками хромшпинелида ориентировано удлинение деформированных зерен оливина, которые окружены мелкозернистым агрегатом раздроблен-

ного и (или) гранулированного оливина, призмами амфибола и скоплениями антигорита. Эти особенности микроструктуры хорошо заметны на выветрелой поверхности породы, имеющей ориентированную ячейсто-прожилковую структуру. Прилагаемая таблица 10 наиболее типичных химических составов этих пород и их минералов показывает, что при полном отсутствии энстатита, породы по основным петрохимическим характеристикам аналогичны гарцбургитам. Состав оливина и реликтового акцессорного хромшпинелида также аналогичны составам этих минералов в гарцбургитах (см. табл. 10). Амфибол здесь представлен магнезиокуммингтонитом, реже - актинолит-тремолитом. В разновидностях с магнезиокуммингтонитом нередко наблюдается вторая генерация тонкозернистого оливина.

В среднем течении ручья, среди антигорит-(амфибол)-оливиновых пород обозначаются гарцбургиты, почти не содержащие серпентина. Структура их меняется от средне-до крупнозернистой. Наряду с преобладающими равномернозернистыми разновидностями, встречаются гарцбургиты с порфиризовидными зернами энстатита и реже оливина. Количественные соотношения оливина  $Fe_{9-10}$  и энстатита  $Fe_9$  в них примерно те же, что и в серпентинизированных гарцбургитах (75-80% Ol и 15-20% En). Содержание диоксида варьирует, поднимаясь до 7%. Акцессорный хромшпинелид представлен хромпикотитом (табл. II). Типичны полигональнозернистые структуры. Ориентированные агрегаты пироксена, а также полосчатые текстуры отсутствуют, что отличает эти породы от серпентинизированных гарцбургитов.

Гарцбургиты пересечены жилами яркозеленых диопсидитов, вебстеритов и энстатитов. Структура этих пород меняется от мелкозернистой до пегматоидной, порфиризовидной. Жилы имеют нередко зональное строение, выраженное изменением состава пород от их центра к краям. В поле антигорит-(амфибол)-оливиновых пород жилы пироксенитов по простиранию псевдоморфно замещены тальк-амфиболовым, амфиболовым (актинолит-тремолитовым) агрегатом тускло-серого цвета. На контакте с вмещающими породами свежие гарцбургиты пронизаны прожилками, которые развиваются вдоль трещин ромбоздрического рисунка. Прожилки представляют собой либо зоны тонкого дробления, по которым развиваются

Химические составы оливин-антигоритовых (2514-Ж, 1523, 2516), амфибол-антигорит-оливиновых пород (152-г, 95-А) и их минералов

	2514-И			1523			2516		152-Г	95-а
	порода	Ol	ant	порода	Ol	ant	Ol	ant	порода	порода
SiO <sub>2</sub>	40,60	41,02	43,30	40,87	40,64	41,92	40,12	42,12	40,60	39,69
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,07	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,58	1,49	1,16	0,58	0,76	0,36	0,80	0,61	1,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,08	0,31	н.а.	0,09	н.а.	0,06	0,21	0,41	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	1,62	-	2,81	1,63	2,73	-	-	4,10	4,28
FeO	6,40	8,06	4,02 <sup>X</sup>	4,32	8,48	3,60	8,50 <sup>X</sup>	5,12 <sup>X</sup>	4,60	4,17
MnO	0,13	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,12	0,09
MgO	41,28	47,20	39,30	41,65	47,60	42,40	47,80	41,31	41,63	39,45
NiO	0,15	0,20	н.а.	н.а.	0,25	н.а.	н.а.	н.а.	0,15	н.а.
CaO	1,23	0,09	0,20	0,89	0,07	0,09	0,07	0,28	1,05	1,05
Na <sub>2</sub> O	0,14	н.а.	н.а.	0,24	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0,08	0,15
K <sub>2</sub> O	0,04	н.а.	н.а.	0,07	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	сл.	0,03
nnn	6,05	0,24	9,60	7,33	0,84	8,72	0,90	9,80	6,80	9,64
сумма	99,66	99,11	98,23	99,75	100,21	100,24	97,82	99,65	100,17	100,02
f	10	9,9	5,4	8,3	10,3	7,1	9,1	5,8	10,0	10,3

антигорит, тальк или амфибол, либо сложены сформировавшейся антигорит-оливиновой или тальк-оливиновой породой. В этих породах крупные зерна оливина представлены структурно перестроенной модификацией с четкой спайностью по (001) и (010). Сгущение антигорит-(тальк)-оливиновых прожилков и увеличение их мощности сопровождается округлением и уменьшением блоков гарцбургитов, сохраняющихся в ячейках ромбоэдрической сетки по периферии крупных тел свежих гарцбургитов. Такие ядра гарцбургитов, залегающие в оливин-антигоритовых породах, обычно отделены от них оторочкой тальк-оливиновых пород.

Наблюдаемая в разрезе последовательная смена парагенезисов:  $O1+En+(Di) \rightarrow O1+Amf \rightarrow O1+Ta \rightarrow O1+Ant$  - представляет регрессивный метаморфический ряд. В то же время, при петрографическом изучении пород видно, что антигорит, амфибол и тальк всегда появляются в зонах дробления гарцбургитов с петельчатой хризотил-лизардитовой серпентинизацией ( $O1+En+Di+Sp$ ), секут и смещают прожилки петельчатого серпентина (без магнетита). Наряду с геологическими данными, эти наблюдения показывают, что образование оливин-антигоритовых пород происходило позже массовой петельчатой серпентинизации и таким образом, весь ряд ультраосновных метаморфитов отражает последующее прогрессивное нарастание метаморфизма.

Все метаморфические породы наследуют химический состав серпентинизированных гарцбургитов с сохранением отношения  $RO/SiO_2 = 1,7$ . Преобладание закисного железа над окисным и относительно низкое содержание воды в антигорит-оливиновых породах, в сравнении с серпентинизированными гарцбургитами (табл. 10, рис. 14), показывает, что образование антигорит-оливиновой ассоциации происходило в более высокотемпературных условиях, чем ранняя серпентинизация. Хромшпинелид в этих условиях оказывается неустойчивым и замещается магнетитом и хлоритом.

Дуниты, попадающие в зону метаморфизма, испытывают перекристаллизацию, нередко с образованием пегматоидных структур. Тело пегматоидных дунитов, залегающих среди антигорит-оливиновых пород, вскрывается в верхнем течении ручья. Крупные кристаллы оливина обрадуют четкой спайностью, по плоскостям которой развивается чешуйчатый антигорит. Хромшпинелид также перекристал-

Химические составы рекристаллизованных гарцбургитов (лерцолитов),  
дунитов и их минералов из метаморфических зон

	25I4				57			I785		
	гарцб.	ol	en	di	гарцб.	ol	en	дунит	ol	chr
SiO <sub>2</sub>	44,00	41,50	55,23	53,43	43,16	40,90	53,35	40,47	40,64	3,00
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,05	0,13	0,02	0,03	0,04	0,06	0,01	н.а.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,53	3,15	3,45	0,41	0,22	1,87	0,54	0,04	8,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,05	0,57	0,70	0,45	0,06	0,40	0,31	0,08	53,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,67	-	-	1,37	-	0,49	3,28	1,10	2,27
FeO	8,14	7,51	6,03 <sup>x</sup>	1,70 <sup>x</sup>	7,85	8,41	6,19	4,90	6,71	23,86
MnO	0,14	н.а.	0,06	0,06	0,16	0,11	0,14	0,11	0,12	н.а.
MgO	41,11	48,00	33,51	17,34	43,87	48,36	36,35	47,87	49,40	7,65
NiO	0,15	0,23	0,12	н.а.	0,24	0,29	0,12	0,17	0,23	н.а.
CaO	2,02	0,09	0,49	24,40	0,39	гл.	0,44	0,67	0,11	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,06	н.а.	0,03	0,14	0,05	н.а.	н.а.	0,05	н.а.	н.а.
K <sub>2</sub> O	0,03	н.а.	н.а.	н.а.	0,02	н.а.	н.а.	0,04	н.а.	н.а.
anh	1,58	0,70	-	-	1,54	0,93	0,68	1,88	0,75	-
сумма	100,34	100,31	99,24	101,35	99,53	100,21	100,07	100,35	99,09	99,30
f	11,2	9,4	9,2	5,3	10,5	9,2	9,2	8,0	8,2	68
(Ca/Ca+Mg):100				50,3				-		

лизован и образует неравномерную рассеянную вкрапленность, цепочки, скопления тонкозернистых (доли мм) и крупных (до 3 мм) идиоморфных кристаллов. Наряду с хромшпинелидом в дунитах присутствует тонкозернистый магнетит.

Физические свойства (плотность и магнитная восприимчивость) описанных выше метаморфических пород ультраосновного состава резко меняются в широком интервале значений, отличаясь этим от сравнительно узкого диапазона изменений тех же свойств гарцбургитов и дунитов с петельчатой серпентинизацией. Рассмотренная картина метаморфизма гипербазитов типична для Войкаро-Сыньинского массива. На рис. I 4 (р. Хойла) видно аналогичное структурное положение метаморфитов и такая же последовательность в смене минеральных парагенезисов.

Цель. Рассмотреть соотношение между магматическими и метасоматическими процессами при формировании пород полосчатой серии.

Остановка 8-1. Жилы пироксенитов и габбро в дунитах (Т.Н.Савельева). На левом берегу р.Лев.Паёра в скальном выходе обнажено тело дунитов, залегающее вблизи границы с гарцбургитами. На северном и южном выклинивании тела дуниты окаймлены верлитами, троктолитами и клинопироксенитами. В центральной части тела дуниты пересечены жилами габбро, мощностью от нескольких см до 2 м с преобладающими субширотными простираниями и крутыми северными падениями контактов, ориентированными согласно с контактом между габбро и основным массивом гарцбургитов. Некоторые жилы имеют северо-восточное и субмеридиональное простирания. Состав пород в жилах непостоянный. В пределах одной жилы можно видеть оливиновое, двупироксеновое, диопсидовое габбро и анортозит. Большинство жил имеет полосчатое строение, обусловленное чередованием перечисленных пород, с линейно-плоскостной ориентировкой минералов. Можно видеть жилы, центральные части которых выполнены мелкозернистым, а краевые - пегматоидным габбро; реже встречаются обратные соотношения структурных разновидностей. Присутствуют жилы с асимметричной зональностью, где от одного контакта к другому троктолиты сменяются габбро-норитами, затем - диопсидовыми габбро и далее - анортозитом. В этих жилах железистость габбро-норита резко возрастает в сравнении с железистостью троктолита. (табл. 12).

По простиранию жилы габбро иногда сменяются пироксенитами. В крупных жилах присутствуют угловатые обломки дунитов, границы которых огибаются полосчатостью габбро; однако, местами полосчатость резко дискордантна с включением или границей жилы.

Наблюдается несколько типов контактов жил с вмещающими дунитами. Наиболее простой представлен резкой сменой пород без изменения крупности зёрен к контактовой зоне. В других случаях в экзоконтакте жил габбро дуниты насыщены неравномерной рассеянной вкрапленностью диопсида. Диопсид образует мелкие ксеноморфные зёрна, выполняющие интерстиции среди оливина, крупные

скелетные кристаллы (пойкилобласты) или группируется в прерывистые цепочки, субпараллельные контактам жил. Вместе с диопсидом или отдельно развиваются зёрна плагиоклаза, занимающие такое же положение в структуре породы, как диопсид.

Нередко габбро по нерезкой границе сменяется пироксенитом, который постепенно через верлит с убывающим количеством пироксена переходит к дуниту. Иногда в экзоконтакте с габбро располагаются облачные скопления, сгустки неравномерной вкрапленности плагиоклаза, а между жилами появляются участки троктолита. В ряде случаев видно, что выклинивающиеся жилы габбро или пироксенитов продолжают по простиранию цепочками зёрен диопсида или плагиоклаза.

Рассмотренные соотношения между жильным габбро и вмещающим дунитом успешно объясняются рядом исследователей - В.Ф.Морковкиной, А.А.Ефимовым при помощи механизма высокотемпературных метасоматических процессов  $750^{\circ}\text{T}$   $1000^{\circ}$  - мощной диффузией Ca, Al и Si в существенно магниезильный субстрат (дуниты или гарцбургиты). Мнения по поводу источника Ca, Al и Si весьма разнообразны. С нашей точки зрения, таким источником может являться и магматическое габбро, внедряющееся в существенно магниезильные ультрабазиты. Температуры вмещающих ультрабазитов, очевидно, должна быть достаточно близкой к температуре самого процесса, о чем свидетельствует постоянное отсутствие закалочных зон в жилах габбро.

Таблица 12  
Составы троктолита (14-6) и габбро (14-4)

	14-6	14-4		14-6	14-4
SiO <sub>2</sub>	42,00	43,56	CaO	4,67	12,04
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	Na <sub>2</sub> O	0,44	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,58	20,88	K <sub>2</sub> O	0,08	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,88	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09
FeO	8,04	8,76	п.п.п.	2,54	0,16
MnO	0,18	0,13	сумма	99,48	99,20
MgO	34,32	11,19	f	12,0	34,4

Цель. Фации лемвинского типа в разрезе палеозойских отложений на р. Большая Хойла (рис. 15).

Остановка 9-1. Среднедевонская пагинская свита (В.Н. Пучков).

В верхнем по течению выходе обнажены ритмично переслаивающиеся кварцевые и известковистые песчаники, алевролиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы (рис. 15). Пёстрые кремнистые сланцы содержат конодонты эйфеля и радиолярии плохой сохранности.

Ниже по реке, в скальных выходах левого борта пагинская свита представлена кварцевыми и известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с различной слоистостью (градационной, параллельной, косой), флишевыми гьероглифами и знаками ряби. Ниже по течению, среди этих пород видны пропластки углисто-глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев с прослойками и конкрециями обогащенными баритом.

Остановка 9-2. Конденсированный разрез силурийско-нижедевонской харотской свиты (В.Н. Пучков).

В 200 метрах ниже по реке обнажаются углисто-глинисто-кремнистые сланцы, содержащие прослои и крупные конкреционные линзы темных известняков радиально-лучистой текстуры и пиритовые конкреции. Сланцы содержат граптолиты лландовери. Ниже по реке появляются прослои светлых желтовато-серых известняков, глинистых, комковатых (типа "griotte") и ленточно-слоистых. В сланцах найдены граптолиты нижнего лудлова.

Остановка 9-3. Тонкочешуйчатая структура палеозойского разреза (В.Н. Пучков).

В 1200 м ниже по реке, с правого берега хорошо видно строение разреза вскрытого в левом борту долины. В нем обнажены породы ниже-среднекаменноугольной воргашорской, верхнедевонской колокольненской, а также пагинской и харотской свит. Они слагают серию мелких чешуй шириною в 50-150 метров и интенсивно смяты в складки.

На левом берегу каньона осмотр начинается с выходов воргашорской свиты, представленной алевролитами, светлосерыми известняками, доломитизированными известняками и нижней пачкой

фтанитов с тонкими прослоями светлых алевролитов, содержащих остатки радиолярий и турнейских фораминифер, и конкреционными линзами известняка. Ниже по реке эти породы сменяются светлыми кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами (серыми, серо-зелеными, красноватыми), с прослоями фтанитов и мелкозернистых известняков. Местами кремни на поверхностях слоистости содержат обильные конодонты: в верхней части интервала — фаменские, в нижней — франские. Разрезы верхнего девона и карбона сильно сокращены за счёт надвигов и особенностей седиментации (разрезы конденсированные: общая мощность полного разреза не превышает 500 м, т.е. в 3-4 раза меньше мощностей одновозрастных отложений в смежной шельфовой зоне).

Ниже по реке верхнедевонские и силурийско-среднедевонские отложения соприкасаются по разрыву. Находящиеся в контакте с верхнедевонскими отложения харотской свиты сильно деформированы, но по литологическим особенностям аналогичны отложениям этой свиты на участке 9-2. Новым элементом является пласт комковатых тентакулитовых известняков пелагического облика (типа "griotte"). Этот пласт является маркирующим и прослеживается в фациях лемвинского типа на расстояние 1000 км от Пайхоя до реки Верхней Печоры и содержит конодонты верхов нижнего девона. Известняки перекрыты 0,5 метровым пластом глинистых сланцев с конодонтами. Выше с незначительным размывом залегают среднедевонские кварцитопесчаники низов пагинской свиты. Стратиграфический контакт харотской и пагинской свит виден 5 метрами выше уреза воды.

Нижний по реке конец выходов харотской и пагинской свит обрывается новой зоной дробления, по которой породы этих свит контактируют с доломитизированными известняками воргашорской свиты карбона.

Остановка 9-4. Соотношения воргашорской, колокольненской и ючпельской свит (В.Н.Пучков).

Проходим около 600 м по правому берегу реки, минуя длинные обнажения известняков и кремней воргашорской и колокольненской свит. Породы первой из свит смяты в синклиналиную складку с эффектно выглядящим ядром, сложенным известняками. Затем вновь переходим на левый берег, где виден тектонический контакт кремней колокольненской свиты и пачки переслаивания фтанитов,

известняков и алевролитов воргашорской свиты. Ниже, в интервале около 100 м, в сложно дислоцированной толще несколько раз повторяется согласный контакт воргашорской и кечьпельской свит. Верхи воргашорской свиты представлены глинисто-кремнистыми сланцами и фтанитами с горизонтом фосфатсодержащих конкреций; горизонт хорошо прослеживается во всей Лемвинской зоне. Выше залегает пачка стально-серых кремнисто-глинистых пород. Южнее района (р. Колокольня) в аналогичной пачке найдены конодонты среднего карбона.

Согласно перекрывающая их кечьпельская свита представлена переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов и углистых аргиллитов с растительным детритом. В низах отмечаются прослой кремнистых аргиллитов и песчано-известковистые конкреции. Нижний предел возраста кечьпельской свиты определяется согласным залеганием ее на фаунистически охарактеризованном среднем карбоне; верхний предел по общим палеогеографическим построениям отвечает низам артинского яруса нижней перми. Свита содержит нижнепермские миоспоры. Для граувакк кечьпельской свиты характерно постоянное присутствие обломков хромшпинелидов.

Непосредственно ниже по реке можно видеть согласный контакт воргашорской и колокольненской свит. Разрез начинается с известняков воргашорской свиты, сопоставимых по литологии и положению в разрезе с известняками р. Харуты, где в них найдены фораминиферы верхнего визе (Елисеев, 1973). Их подстилает маломощная (50-55 м) пачка фтанитов с характерными светлыми прослоями алевролитов. Эта пачка относится еще к воргашорской свите и по возрасту может отвечать среднему, нижнему визе, турне и, отчасти, верхнему фамену.

Ниже этой пачки начинаются выходы светлых (серых, зеленых и розовых) кремней, с прослоями известняков и конодонтами пограничных слоев нижнего и верхнего фамена колокольненской свиты в верхах.

Остановка 9-5. Терригенный флиш кечьпельской свиты (В.Н. Пучков).

В 600 м ниже по реке располагаются протяженные и почти непрерывные выходы граувакк кечьпельской свиты ( $C_3-P_1$ ), в которых можно ознакомиться с литологическими особенностями разреза свиты: полимиктовый состав, ритмичность, градационная слоистость, флишевые гиероглифы.

Рассмотрение разреза палеозойских отложений в каньоне р. Бол.Хойла даёт общее представление о лемвинском типе фаций, которые расположены в современной структуре в непосредственной близости с офиолитами. Доверхнекаменноугольная часть разреза (включая ордовикские отложения) представлена чередованием маломощных, конденсированных кремнисто-глинисто-известняковых пачек и более мощных терригенных флишоидных толщ. Последние представлены зрелыми, существенно кварцевыми осадками, что рассматривается как указание на западный, платформенный источник сноса. Особенности текстур отложений, пелагический характер фауны и палеогеографическое положение непосредственно к востоку от типично шельфовых фаций елецкого типа указывают на то, что лемвинские фации в течение ордовикско-каменноугольного времени отлагались в пределах склона и подножия пассивной континентальной окраины. В карбоне появляется незрелый, полимиктовый терригенный материал, источниками сноса которого были близкие внутригеосинклинальные поднятия. В их пределах обнажались и офиолиты, служившие источником хромшпинелидов, обильных в верхах разреза Лемвинской зоны. Офиолиты и эвгеосинклинальные отложения восточных тектонических блоков были приведены в непосредственное соприкосновение с лемвинскими отложениями только в послеканменноугольное время и амплитуда их тектонического сближения должна быть значительной. Тонкочешуйчатая структура рассмотренного разреза типична для Лемвинской зоны, где она наблюдается наряду с более крупными шарьяжными перекрытиями. Максимальная амплитуда одного из таких перекрытий в южной части зоны оценивается в 18-20 км.

Цель. Соотношения зеленосланцевого, глаукофансланцевого и амфиболитового метаморфизма пород в разрезе, подстилающем гипербазит-габбровый комплекс на р.Средний Кечьпель (рис.16).

Остановка 10-1. Зеленосланцевый и глаукофансланцевый метаморфизм силурийско-девонских осадочно-вулканогенных толщ (В.И.Ленных).

Маршрут начинается с осмотра разреза, в котором на протяжении около 500 метров вскрывается толща переслаивания чёрных углисто-кремнистых сланцев, слюдяно-кварцевых сланцев с эпидотом и карбонатом по песчаникам и алевролитам и зеленых сланцев по основным эффузивам. Химические составы последних приведены в табл. 13 (обр. 201 а, в, г).

Вверх от устья правого притока ручей вскрывает на протяжении 300 м толщу зеленых и эпидот-глаукофановых сланцев (основных метаэффузивов). Здесь можно видеть, что эпидот-глаукофановые породы сохраняются среди зеленых сланцев в виде крупных линзовидных участков. В их составе (табл. 13, обр. 202 а, б) помимо эпидота 20-30%, глаукофана 15-20% и альбита 20-30%, обычно присутствует карбонат, а диафорированные разности содержат до 20-30% хлорита. Акцессорные минералы представлены пиритом, магнетитом, апатитом, офеном. Глаукофан по оптическим свойствам обнаруживает значительные колебания состава и в периферии зёрен иногда представлен кросситом. Эпидот отвечает по составу пистациту.

В параллельном разрезе, в левом притоке реки переход от осадочно-вулканогенных пород испытавших зеленосланцевый метаморфизм к эпидот-кросситовым сланцам осуществляется через зону хлорит-актинолит-альбитовых пород, содержащих лавсонит и стильпномелан.

По маршруту выходы эпидот-глаукофановых сланцев сменяются зоной зеленосланцевых диафоритов (150 метров).

В её западной части, среди диафоритов сохраняются реликты эпидот-глаукофановых сланцев (метаэффузивов). Восточнее встречаются реликты гранат-глаукофановых сланцев и полосчатых амфиболитов, образованных по габбро. Зона диафоритов отделяет пластину, сложенную

Таблица 13

Химический состав метаморфических пород западного экзоконтакта  
Войкаро-Сыньинского массива (вес. %)

Компо- ненты	Зеленые сланцы			Эпидот-глауко- фановые сланцы		Глаукофановые сланцы с хлормеланитом			Плагиогнейсы	
	20Ia	20Iв	20Iг	202a	202б	203д	203ж	192е	203д-з	203ж-1
SiO <sub>2</sub>	40,51	50,43	47,05	44,17	47,69	60,37	56,50	49,40	71,75	73,16
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,68	1,76	2,16	2,00	0,89	0,77	1,68	0,49	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	16,15	17,03	15,09	14,28	14,82	15,19	13,50	12,74	13,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	2,53	6,10	8,40	7,80	3,51	3,19	6,30	1,60	1,80
FeO	3,03	5,68	4,98	5,48	5,56	4,44	5,73	6,56	2,52	1,49
MnO	0,08	0,13	0,13	0,40	0,16	0,14	0,17	0,14	0,06	0,04
MgO	5,56	6,95	5,52	4,93	6,00	3,27	5,13	5,42	1,31	1,08
CaO	13,80	8,68	8,60	10,53	9,10	5,26	8,68	10,24	2,36	0,85
Na <sub>2</sub> O	3,88	2,45	3,18	3,24	3,00	5,17	2,68	4,78	6,00	6,00
K <sub>2</sub> O	1,52	1,25	1,70	1,10	1,38	0,17	0,24	0,10	0,12	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,11	0,20	0,26	0,25	0,10	0,12	0,23	0,13	0,06
nnn	13,16	5,42	4,48	4,86	3,42	1,60	2,18	1,56	0,76	2,08
сумма	100,64	100,46	100,78	100,66	100,64	99,86	100,58	99,91	99,98	100,55
Объемн. вес г/см <sup>3</sup>	2,80	2,88	2,94	3,11	3,16	3,18	3,00	3,26	-	-

Табл.13 (продолжение)

	Гранат-глаукофановые сланцы			Цоизитовые амфиболиты			
	204б	206с	206с-1	204и	204ж	204ж-1	204з
SiO <sub>2</sub>	55,68	43,82	47,18	45,0	44,09	47,59	48,14
TiO <sub>2</sub>	1,64	0,74	0,56	0,17	0,13	0,30	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	18,61	19,52	20,30	27,14	18,82	20,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,79	5,82	4,68	1,62	1,63	2,28	2,25
FeO	6,83	6,34	5,47	3,44	1,99	3,67	3,17
MnO	0,21	0,17	0,13	0,12	0,05	0,08	0,09
MgO	2,85	7,34	5,29	9,67	4,01	8,48	7,00
CaO	6,84	12,37	12,10	15,67	16,73	13,80	14,07
Na <sub>2</sub> O	2,83	1,67	2,11	1,06	1,67	1,50	1,38
K <sub>2</sub> O	1,91	0,27	0,54	0,24	0,20	0,22	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,05	0,03	0,03	0,01	0,05	0,03
ППП	1,64	3,38	2,88	3,10	3,12	2,62	3,16
сумма	99,77	100,53	100,49	100,52	100,77	99,46	100,45

Таблица 14

Составы минералов из глаукофановых сланцев и амфиболитов по реке Средний  
Кечпель (вес. %)

Компоненты	I92		I92с			I92т		204б			204и	I4I/52 <sup>x</sup>
	Ga	Gl	Ga	Gl	Px	Gl	Ga	Gl	Mc	Hb	Cs	
SiO <sub>2</sub>	39,25	51,11	37,84	52,70	52,96	55,26	38,18	54,19	50,08	47,55	38,52	
TiO <sub>2</sub>	1,18	1,34	0,67	1,69	1,50	0,70	0,59	1,10	0,83	0,27	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,43	12,96	20,01	11,94	9,74	10,97	20,15	12,92	27,23	12,77	32,19	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	5,67	1,85	4,29	6,47	3,48	1,10	3,82	3,18	2,18	1,87	
FeO	24,16	11,06	23,70	9,55	4,26	7,58	24,78	10,34		5,39	0,28	
MnO	2,22	0,06	6,83	0,09	0,16	0,13	1,79	0,06	не опр.	0,16	0,03	
MgO	2,11	5,64	0,24	7,13	5,97	10,95	2,71	5,34	2,35	16,01	0,18	
CaO	8,61	4,90	9,58	4,79	13,07	3,71	10,22	4,53	0,81	11,40	24,08	
Na <sub>2</sub> O		4,16		4,50	6,00	4,84		3,75	1,10	1,50	0,10	
K <sub>2</sub> O		не опр.		не опр.	0,10	0,25		1,04	10,18	0,31	0,04	
H <sub>2</sub> O		не опр.		не опр.		2,15		не опр.		2,34	2,26	
ППП									4,50			
сумма	99,49	97,86	100,72	96,68	100,13	99,78	99,52	97,09	100,26	99,88	99,67	
F	88,5	57,6	98,6	51,5	49,3	35,7	85,1	59,2		21,0	3,1	

осадочно-вулканогенными породами от залегающих выше метагабброидов офиолитового разреза.

Остановка IO-2, Глаукофансланцевый метаморфизм габбро-амфиболитов (В.И.Ленных).

Выше по ручью, на расстоянии 400 метров вскрываются голубые гранат-глаукофановые сланцы, нередко с хлормеланитом. Среди гранат-глаукофановых сланцев в виде маломощных пропластков располагаются гранатовые амфиболиты и плагиогнейсы. В восточном конце обнажения среди мелкозернистых гранат-глаукофановых сланцев можно видеть линзовидные участки среднезернистых метагаббро.

В гранат-глаукофановых сланцах порфиробласты граната размером до 3 мм слагают 5-7% объема породы, основная ткань сложена глаукофаном (40-50%), эпидотом (30-35%), в небольших количествах присутствуют альбит, белая слюда (парагонит?), кварц. Акцессорные минералы представлены апатитом, рудным минералом, иногда встречается рутил. В хлормеланитовых разностях содержится до 25% пироксена. Химические составы гранат-глаукофановых сланцев с хлормеланитом приведены в табл. I3 (обр. 203 д, ж, I92e), составы минералов в табл. I4 (обр. I92 с, т).

Серые гранатовые амфиболиты данного обнажения отличаются от гранат-глаукофановых сланцев низким содержанием эпидота (10-15%). Плагиогнейсы (см. табл. I3, обр. 203 д, ж) кроме альбита и кварца содержат эпидот, глаукофан, гранат, парагонит.

После 1000 м закрытого интервала обнажаются гранат-глаукофановые сланцы, которые по химическому составу и составу минералов (обр. 204 б, табл. I3, I4) близки к породам предыдущего обнажения и отличаются только крупнозернистыми структурами. Эти гранат-глаукофановые сланцы вскоре сменяются выходами цоизитовых амфиболитов, тонкополосчатых эпидот-амфиболовых бластомилонитов и среднезернистых глаукофановых бластомилонитов. Цоизитовые амфиболиты (обр. 204 и, табл. I3, I4) состоят из роговой обманки близкой к паргаситу и цоизита. Среди цоизитовых амфиболитов встречаются линзы верлитов и клинопироксенитов размером до нескольких метров. Эти породы здесь сильно изменены и в их составе кроме реликтовых пироксенов участвуют хлорит,

Таблица 15

Химические составы метаморфизованных габбро-пегматитовых жил и слагающих их минералов  
(вес. %)

	Габбро-пегматит с роговой обманкой обр. 131д			Глаукофановый бластомилонит, обр. 204н		
	порода	Нв	Ер+Р1	порода	G1	Р1+Ер+Мс
SiO <sub>2</sub>	40,79	39,23	48,25	46,04	49,89	46,74
TiO <sub>2</sub>	1,58	2,25	0,04	0,81	1,37	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,93	15,37	26,50	20,90	14,39	24,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,70	6,45	} 5,41	5,69	4,69	4,22
FeO	7,82	11,10		3,69	8,63	1,28
MnO	0,16	0,18	0,10	0,11	0,10	0,15
MgO	5,38	10,26	0,05	4,01	10,86	0,08
CaO	12,38	10,34	12,43	12,10	3,61	15,52
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,00	4,00	3,24	4,16	2,88
K <sub>2</sub> O	0,24	0,41	<0,1	0,40	0,26	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	не опр.	0,42	0,48	не опр.	1,18
п. п. п.	3,04	2,14	2,23	2,94	не опр.	2,04
Сумма	100,02	99,73	99,59	100,41	97,66	99,22

антигорит, амфибол, близкий к куммингтониту и тальк. Среди тонкополосчатых эпидот-амфиболовых бластомилонитов, в 100 м от начала обнажения, обнажается линза массивных цоизитовых амфиболитов, имеющая очень резкие контакты с вмещающим бластомилонитом (табл. 13, обр. 204ж - амфиболит, 204ж - I - бластомилонит).

Далее вверх по ручью обнажаются специфические среднезернистые глаукофановые бластомилониты. Породы состоят в основном из линзовидных скоплений или полосок бледно-голубого глаукофана и клиноцоизита. Среди линзочек глаукофана иногда сохраняются реликты зерен паргасита. По химическому составу глаукофановые бластомилониты (табл. 13, обр. 206с, 206с-I) почти не отличаются от друзитов и двупироксеновых бластомилонитов массива Хорд-Юс. Встречающиеся здесь жилы глаукофанизированных

габбро-пегматитов состоят из слюдяно-эпидотовой основной массы (60%) и линз глаукофана (40%), сложенных несколькими крупными зернами низкожелезистого светлоглубого глаукофана (табл. 15, обр. 204н).

Из сравнения составов роговообманковых габбро-пегматитов (табл. 15, обр. 131д), глаукофановых бластомилонитов по ним и слагающих эти породы минералов следует вывод о перераспределении кальция и натрия между амфиболом и плагиоклазом при бластомилонитизации.

От линзы цоизитовых амфиболитов глаукофановые бластомилониты, чередующиеся с цоизитовыми амфиболитами, прослеживаются вверх по ручью примерно на 600 м и при входе в кар сменяются зеленосланцевыми диафторитами по амфиболитам. В стенках кара хорошо видно, как метагабброиды полого падают под рассланцованные, измененные гипербазиты.

ЛИТЕРАТУРА  
по району экскурсии

1. Алешков А.Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Матер. Комис. экспед. исследований. АН СССР, вып. 18, 1929.
2. Буртман В.С., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Шульц С.С. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня - Сов. геология № 3, 1974.
3. Виноградская Г.М. О генезисе некоторых оливиновых пород. Докл. АН СССР, т. 87, № 5, 1952.
4. Виноградская Г.М. Дунит-пегматиты ультраосновной формации на Урале. Докл. АН СССР, т. 97, № 5, 1954.
5. Водолазский А.И., Гессе В.Н. Материалы к вопросу о стратиграфии доордовикских отложений южной части Полярного Урала. Материалы по геологии и полезн. ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 6, 1970.
6. Водолазский А.И., Гессе В.Н., Маслов М.А. Материалы к стратиграфии доордовикских отложений западного склона Полярного Урала. Материалы по геологии и пол. ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 7, 1972.
7. Водолазский А.И., Петров В.Ф. Девонские отложения Лемвинской структурно-фациальной зоны Полярного Урала. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, сб. 8, 1976.
8. Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геология, 6, 1945.
9. Войновский-Кригер К.Г. Ордовик Лемвинской фацально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Бюлл. МОИП, отд. геологии, 35, вып. 3, 1960.
10. Войновский-Кригер К.Г. Особенности тектонического развития Лемвинской фацально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Сб. Докладов на 5-й Геологической конференции КОМИ АССР в Сыктывкаре в апреле 1959 г., 1960.
11. Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фацально-структурной зоны и прилежащих районов (западный склон Приполярного Урала). Бюллетень МОИП, отд. геологии, т. 37, вып. 2, 1962.

12. Волков С.Н. Средний палеозой северной окраины Нижнетагильского синклинория. Изд. АН СССР, 1960.

13. Волович Е.В., Дембовский Б.Я. Хароматалоусский разлом. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР, сб.7, 1972.

14. Гаврилова С.И. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер (Полярный Урал). М., "Наука", 1977.

15. Гессе В.Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны. Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 2, 1962.

16. Гессе В.Н., Маслов М.А. Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала. Сб. Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, вып. 7, 1972.

17. Дедеев В.А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала. -Труды ВНИГРИ, вып. 131, 1959.

18. Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е., Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал). Геотектоника № 1, 1975.

19. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Сравнительная характеристика Полярно-Уральских и Прибалхашский месторождений жадеита. Материалы по геологии и экспериментальной минералогии, № 2, Новосибирск, 1965.

20. Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. Докл. АН СССР, т.216, № 6, 1974.

21. Добрецов Н.Л. Глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, "Наука", 1974.

22. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. - Петрология и метаморфизм офиолитов рифейско--нижнепалеозойских складчатых областей (на примере Полярного Урала и Зап.Саян)", Новосибирск, "Наука", 1978.

23. Ефимов А.А. "Горячая тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. Геотектоника, 1977, № 1.

24. Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Райиз на Полярном Урале. ОНТИ, 1932.
25. Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Камалетдинов М.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. Новые аспекты тектоники Урала. Сб. "Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса". М., "Наука", 1974.
26. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.Б. Основные закономерности формирования ряда ультраосновных массивов Урала. Бюллетень МОИП, отделение геологии № 4, 1977.
27. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.Б. Некоторые аспекты генезиса ультрабазитов Урала (на примере массива Рай-Из). Тезисы докл. У научной конференции геологического факультета МГУ, 1970.
28. Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Рудник Г.Б. Пространственная ориентировка оливина в гипербазитовом массиве Райиз. Вестник МГУ, сер.геол. № 2, 1971.
29. Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеититы, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из. "Геология и геофизика", № 2, 1976.
30. Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Докл. АН СССР, 1976, т.228, № 5.
31. Лупанова Н.П., Маркин В.В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (Восточный склон Полярного Урала). Тр. геологического музея им.А.П.Карпинского АН СССР, в XII, "Наука" М.-Л., 1964. (1964).
32. Молдаванцев Ю.Е. Особенности проявления интрузивного магматизма на Полярном Урале (пример длительно существующей унаследованной глубинной зоны магматической активности). Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1960.
33. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма севера Урала в связи с тектоническими структурами. Петрографические провинции изверженные и метаморфические горные породы. (Международ.геол.конгр. 21 сессия. Докл.сов.геол.проблема 13). Госгеолтехиздат, 1960.

34. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. Изв. АН СССР, сер.геол. № 4, 1962.

35. Молдаванцев Ю.Е. Магматизм северной части Урала и некоторые черты связанной с ним металлогении. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, № 1, 1963.

36. Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Связь магматизма с тектоникой на Севере Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, 1, 1963.

37. Молдаванцев Ю.Е. Ассоциации изверженных и метаморфических гнрных пород варисцидской эвгеосинклинали севера Урала и проблемы ее тектоно-магматической эволюции. Сб. "Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя". Сыктывкар (1972).

38. Молдаванцев Ю.Е. Ассоциации плутонитов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. Труды института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, в.100 (1973).

39. Морковкина В.Ф. Об особенностях метаморфогенного габбро (на примере габбро-перидотитовой формации Полярного Урала). Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, 1960.

40. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала. Труды ИГНМ АН СССР, вып. 77, 1962.

41. Морковкина В.Ф. Некоторые особенности строения и генезиса габбро-перидотитовой формации Севера Урала. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, 1, 1963.

42. Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов в связи с зонами глубинных разломов. Петрографические формации и проблемы петрогенезиса, 1964.

43. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматалоусско-Войжарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. "Наука", 1965.

44. Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. "Наука", М., 1967.

45. Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Некоторые геохимические особенности пород гипербазитовых поясов Полярного Урала и Малого Кавказа. В кн. "Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород", "Наука", М., 1976.

46. Падалка Г.Д. Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Труды Арктич.инст., вып. 47, 1937.

47. Пейве А.В. Офиолиты и земная кора. Природа, № 2, 1974.

48. Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н., Тектоника Урала. М., "Наука", 1977 г.

50. Перфильев А.С. Особенности тектоники Северного Урала. Труды ГИН АН СССР, вып. 182, М., 1968.

51. Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Приполярного Урала. Геотектоника, № 6, 1973.

52. Пучков В.Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи. - Сб. "Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления", М., Наука, 1975.

53. Рудник Г.Б., Кашинец Г.Л., Кузнецов И.Е. Геологическое строение и хромитоносность массива Рай-Из. Сб. "Материалы совещания по составлению прогнозно-металлогенических карт на хромиты". М., 1971.

54. Савельева Г.Н. Жильные породы южной части Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале. Сб. материалов по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 5, 1965.

55. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Петрография и хромитоносность гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива. Сб. Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды второго Уральского петрографического совещания, т.П, 1969.

56. Савельева Г.Н., Савельев А.А. Гипербазиты южной части Войкаро-Сыньинского массива. Сборник материалов по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР, сб. 6, 1970.

57. Савельева Г.Н., Шляхова Х.Т. Плагииграниты Войкаро-Сыньинского массива. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР". Сб.6, Сыктывкар, 1970.

58. Савельева Г.Н., Кисенко Д.А., Кабанцев Ю.Г. О находке

аваруита на Полярном Урале. - "Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока Европейской части СССР". Сб.6., Сыктывкар, 1970.

59. Савельева Г.Н. Серпентинизация гипербазитов Войкар-Сыньинского массива. Сб. "Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов", Изд. "Наука", М., 1973.

60. Савельева Г.Н. Метаморфическая зона в ассоциации с гипербазитами Войкар-Сырьинского массива. Тезисы докл. Третьего Уральского петрографического совещания, т.2, Свердловск, 1974.

61. Савельева Г.Н. Альпинотипные гипербазиты Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал). Сб. "Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения". Труды ИГТ УНЦ АН СССР, вып. 127, Свердловск, 1977.

62. Херасков Н.П. Геосинклинальные формации уралит западного склона Урала. Тектоника и формации. Избранные труды, М., Наука, 1967.

63. Щербакова С.В. Рубинсодержащие метасоматиты массива Райиз (Полярный Урал). - "Метасоматизм и рудообразование". Тезисы докладов. Л., 1972.

64. Щербакова С.В. О метасоматической природе высокохромистых руд массива Рай-Из. - "Совершенствование методов прогноза месторождений полезных ископаемых на территории северо-запада РСФСР". Тезисы докладов, Л., 1974, с.58-60.

65. Язева Р.Г., Нечеухин В.М. О структурном соотношении и оценке потенциальной рудоносности комплексов эвгеосинклинального разреза на примере Войкарской зоны на Полярном Урале. Ежегодник института геологии и геохимии Уральского научного центра, Свердловск (1976).

66. Язева Р.Г. О проявлениях инициального вулканизма в основании эвгеосинклинального разреза (на примере Войкарского района на Полярном Урале). Труды Института геологии и геохимии Уральского научного центра АН СССР, в.134, 1978.

67. Савельев А.А. Хромиты Войкар-Сыньинского массива. Сборник "Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения". Труды ИГТ УНЦ АН СССР, вып. 127, Свердловск, 1977.

68. Соболев С.Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала (по материалам изучения акцессорных минералов и редких элементов). Издательство "Наука", М., 1965.

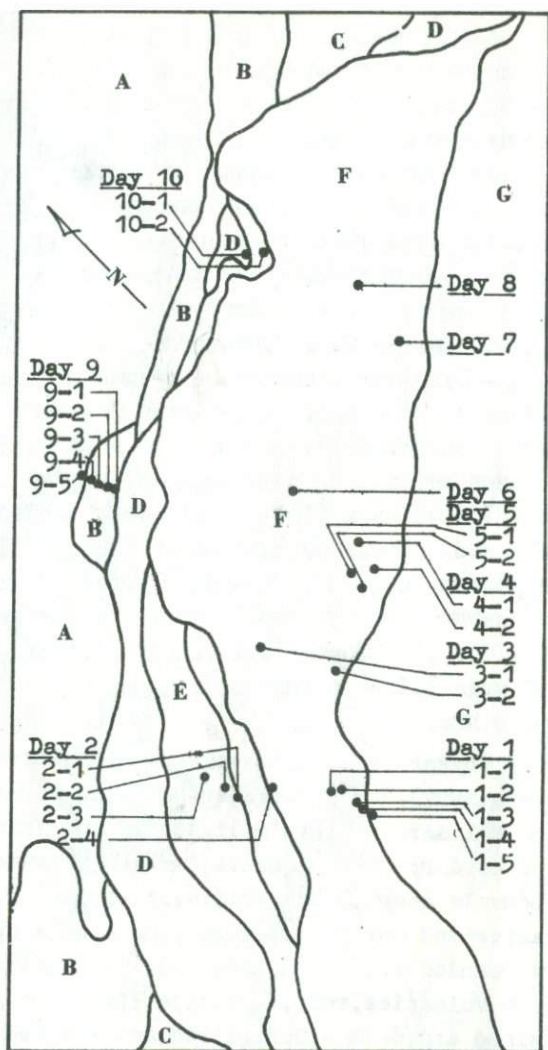


Рис. I Тектоно-стратиграфические подразделения северной части Войкаро-Сыннинского массива и схема экскурсии.

Tectono-stratigraphic divisions of north part of Voykar-Syninsky massiv and scheme of excursion.

Рис.2 Схематическая геологическая карта Войкаро-Сыньинского массива (по данным Савельева, Савельевой, 1977, с изменениями). I-4 - Ордовикско-девонские формации континентального края: Елецкие известняковая и известняково-доломитовая шельфа, перекрытые каменноугольно-пермскими граувакками и флишем (1), Лемвинская известняково-кремнисто-черносланцевая (2), Уралтаусские вулканогенная и карбонатно-терригенная краевого поднятия (3), Салатимские вулканогенная и турбидитовая (4); 5-Силурийско-девонские вулканогенные, туфогенно-турбидитовые и карбонатные островодужные формации; 6-16 - Офиолиты и связанные с ними породы: диориты (6), тоналиты (7), породы салатимских формаций, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации (8), цоизитовые и гранатовые амфиболиты, глаукофановые сланцы (9), плагиоклазовые амфиболиты (10), диабазы, габбро-диабазы (11), габбро-нориты и бластомилонитизированные габбро (12a), габбро-нориты, эвкриты (12б), верлиты, клинопироксениты, троктолиты (13), оливин-антигоритовые породы (14), дуниты (15), гарцбургиты (16); 17-полосчатость гарцбургитов; 18-серпентинитовый меланж; 19-границы пород нормальные; 20-разрывы в подошве пластин.

Fig.2 Sketch-map of Voykar-Syninsky massiv (modified from Savelyev, Savelyeva, 1977). 1-4-Ordovician-Devonian formations of a continental margin: Elets's limestone and dolomite of the shelf covered by Carboniferous-Permian graywacke and fliash (1), Lemva's chert, black shale, limestone (2), Uraltau's volcanics and calcareous-terrigenous of an uplift (3) Salatim's volcanics and turbidites (4); 5-Silurian-Devonian Voykar's volcanics, tuff, turbidite, limestone formations of an island arc; 6-16 - Ophiolites and related rocks: diorite (6), tonalite (7), rocks of Salatim's formations metamorphosed under epidote-amphibolite facies (8), zoisite and garnet amphibolites, glaucophane shists (9), plagioclase amphibolite (10), diabase, gabbro-diabase (11), gabbro-norite, flaser-gabbro (12a), gabbro-norite, eucrite (12b), wehr lite, clinopyroxenite, troctolite (13), olivine-antigorite rocks (14), dunite (15), harzburgite (16); 17-harzburgite's banding; 18-serpentinite melange; 19-boundary between units; 20-principal trusts (defined, approximate).

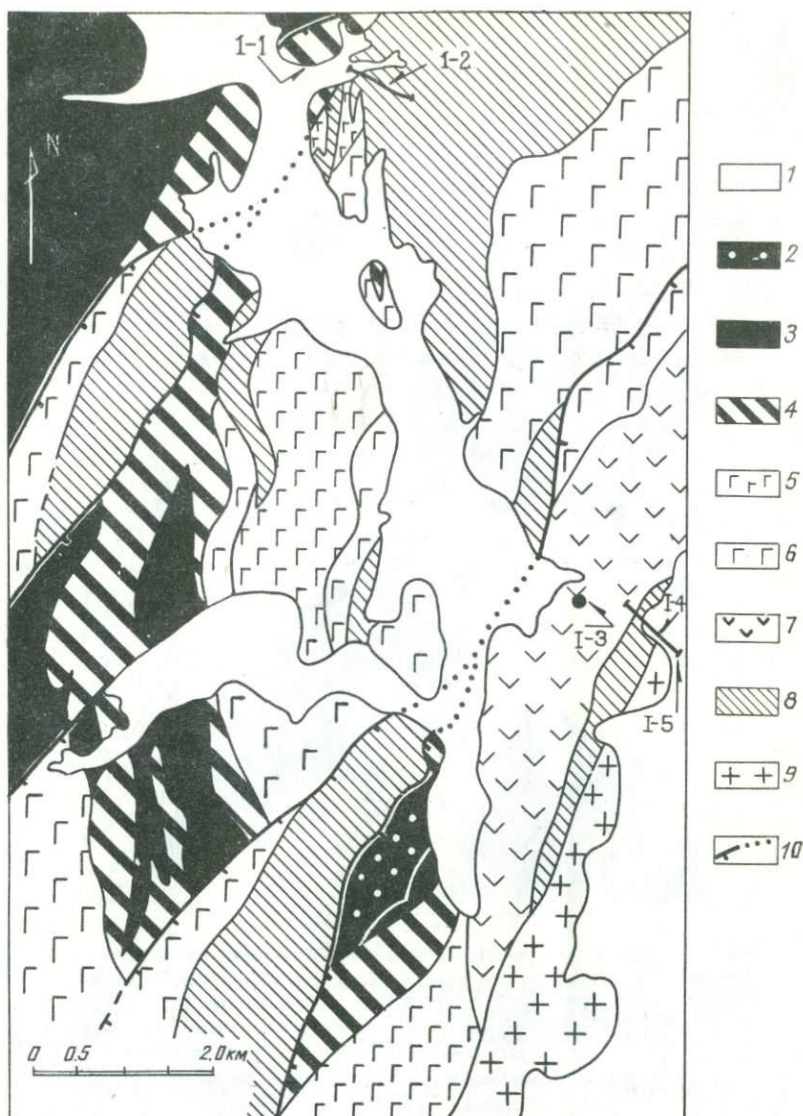


Рис.3 Схематическая карта р. Мал. Лагорта: I-четвертичные отложения, 2-гарцбургиты, 3-дуниты, 4-вердиты, клинопироксениты, дуниты, троктолиты; 5-двушироксеновое габбро; 6-актинолит-анортитовое габбро; 7-габбро-диабазы и амфиболовое габбро, 8-диабазы, 9-тоналиты, 10-разрывные нарушения прослеженные (а) и предполагаемые (б).

Fig.3 Sketch map of the Malaya Lagorta r. : 1-Quaternary deposits, 2-harzburgite, 3-dunite, 4-wehrilite, clinopyroxenite, dunite, troctolite, 5- gabbro- norite, 6-actinolite-anorthite gabbro, 7-gabbro-d diabase and hornblend gabbro, 8-diabase, 9-tonalite.

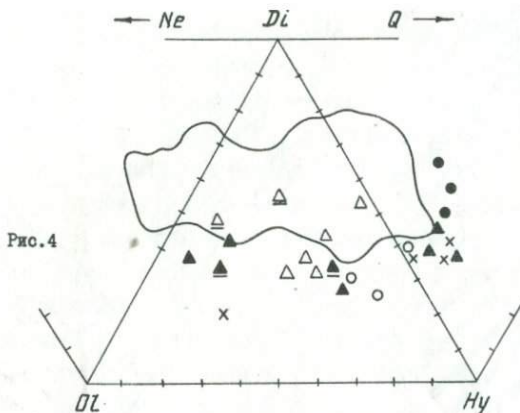


Рис. 4

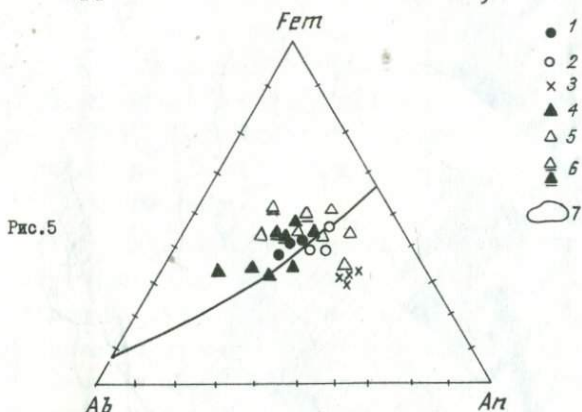


Рис. 5

Рис. 4 Нормативный состав диабазов: 1-5 афировые диабазы р. Мал. Ханмей (1), р. Макар-Рузь (2), р. Мал. Хараматалоу (3), р. Лагортау (4), р. Мал. Лагорта (5); 6-диабазовые пироксеновые порфиристы; 7-поле составов базальтов Срединно-Атлантического хребта (Аumento и др., 1973).

Fig. 4 Ordinary composition of diabasites: 1-5-aphiricdiabase of the Khanmey River (1), the Makar-Ruz River (2), the Kharamatalou River (3), the Lagorta River (4), the Malaya Lagorta River (5); 6-diabasic pyroxene porphyrite; 7-field of the Median-Atlantic ridge basalts compositions (Aumento et al., 1973):

Рис. 5 Котектическая диаграмма: фемические минералы (Fem) - альбит (Ab) - анортит (An) для восточного типа разрезов. Условные обозначения см. на рис. 4.

Fig. 5 Cotectic diagramme feric minerals (Fem) - albite (Ab) - anorthite (An) for diabasites of east type of the sequence ( Legend see Fig. 4 ).

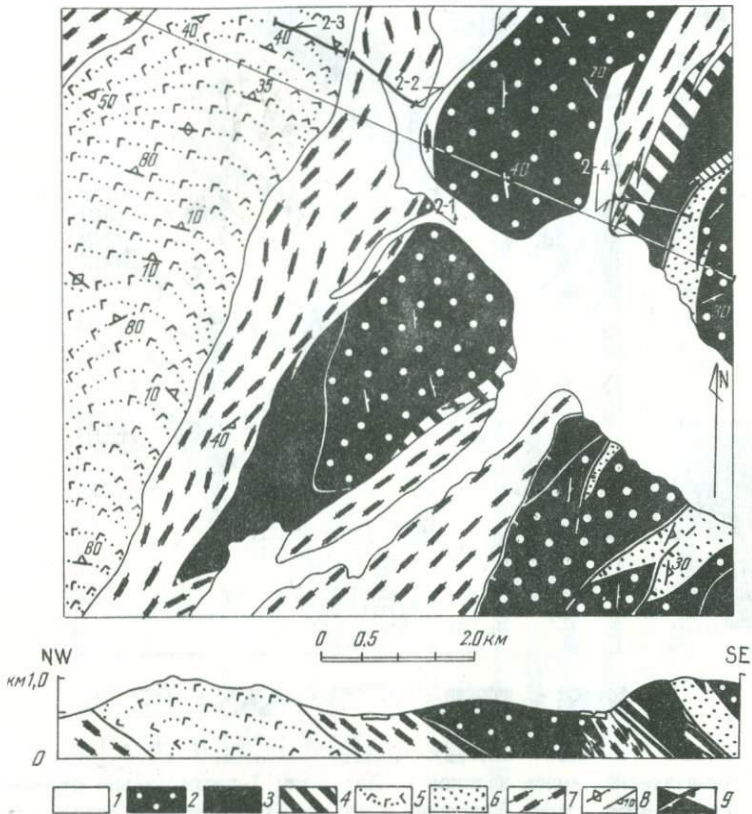


Рис.6 Схематическая карта истоков р. Мал.Лагорта: 1-четвертичные отложения, 2-гарцбургиты, 3-дуниты, 4-верлиты, клинопироксениты, троктолиты, дуниты, 5-бластомилонитизированные габбро-нориты, 6-оливин-антигоритовые породы, 7-амфиболиты, 8-ориентировка полосчатости, 9-разрывы.

Fig.6 Sketch map of the upper reaches of the Mal. Lagorta r. 1-Quaternary deposits, 2-harzburgite, 3-dunite, 4-wehrlite, clinopyroxenite, troctolite, dunite, 5-flaser gabbro-norite, 6-olivine-antigorite rocks, 7-amphibolite, 8-banding, 9-faults.

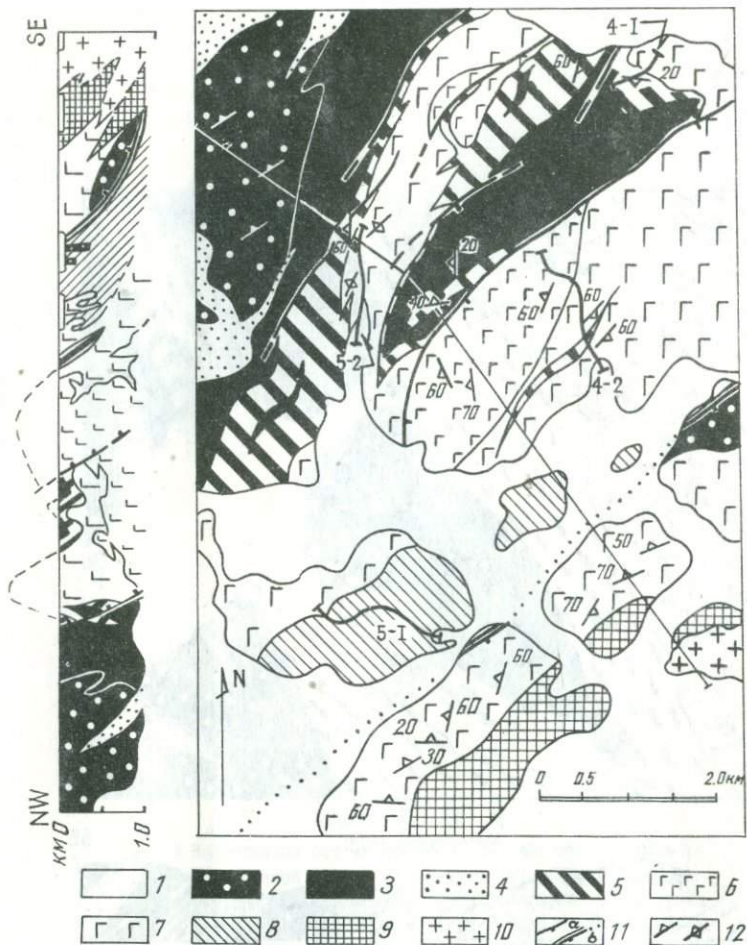


Рис.7 Схематическая карта истоков р. Лагорта: 1-четвертичные отложения, 2-гарцбургиты, 3-дуниты, 4-оливин-антигоритовые породы, 5-верлиты, клиношироксениты, троктолиты, дуниты, 6-двушироксеновое габбро, 7-актинолит-анортитовое габбро, 8-диабазы, 9-амфиболиты, 10-тоналиты, 11-тектонические границы чешуй (а), покровов (б), 12-ориентировка полосчатости.

Fig.7 Sketch map of the upper reaches of the Lagorta r.: 1-Quaternery deposits, 2-harzburgite, 3-dunite, 4-olivine-antigorite rocks, 5-wehrlite, clinopyroxenite, troctolite, dunite, 6-gabbro-norite, 7-actinolite-anorthite gabbro, 8-diabase, 9-amphibolite, 10-tonalite, 11-tectonic boundary of slices (a) and nappes (b), 12-banding.

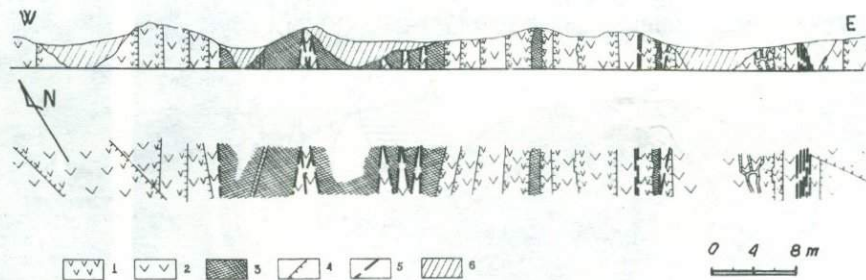


Рис. 8 Участок дайковой зоны на р.Лагортау в разрезе (вверху) и в плане (внизу):  
1-диабазы афировые, 2-порфировидные габбро-диабазы, 3-серпентиниты, 4-  
зоны закаливания, 5-разрывы, 6-четвертичные отложения.

Fig. 8 A portion of the dyke zone of the Lagorta River in the section (top)  
and in the plan (bottom): 1-aphiric diabase; 2-porphyrific gabbro-diaba  
se; 3-serpentinite; 4-chilled zone; 5-faults; 6-Quaternary deposits.

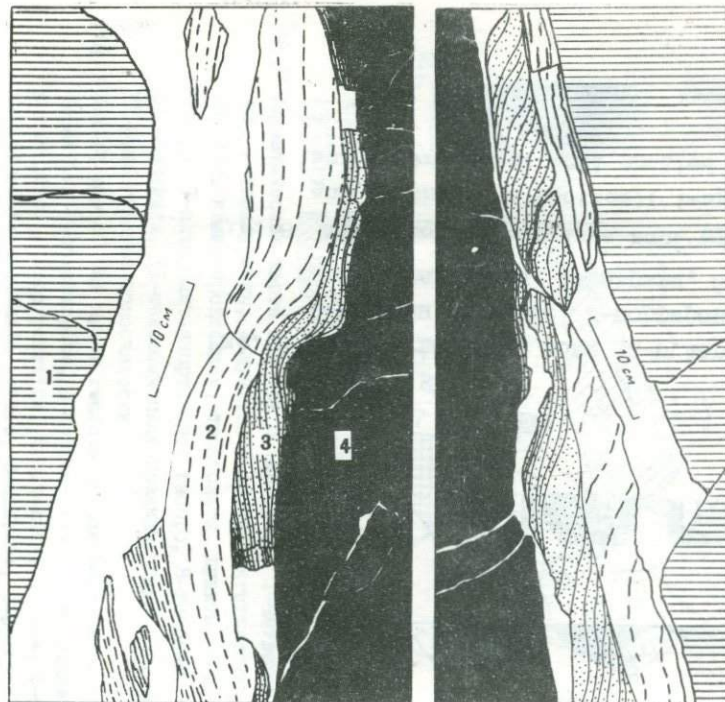


Рис.9 Реакционные каймы между антигоритовым серпентинитом (1) и диаба-

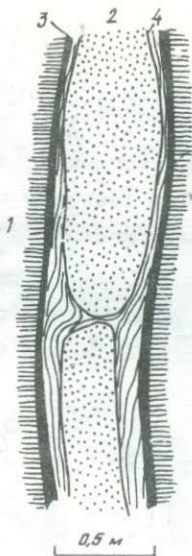


Рис.10 Серпентинит (1) вмещает будинированную дайку диабаза (2), окруженную каймами тальк-тремолитового (3) и хлорит-тремолитового сланца (4).

Fig.10 Serpentine (1) encloses diabase (2) with a boudin structure. Diabase is fringed by talk-tremolite (3) and chlorite-tremolite (4) shists.

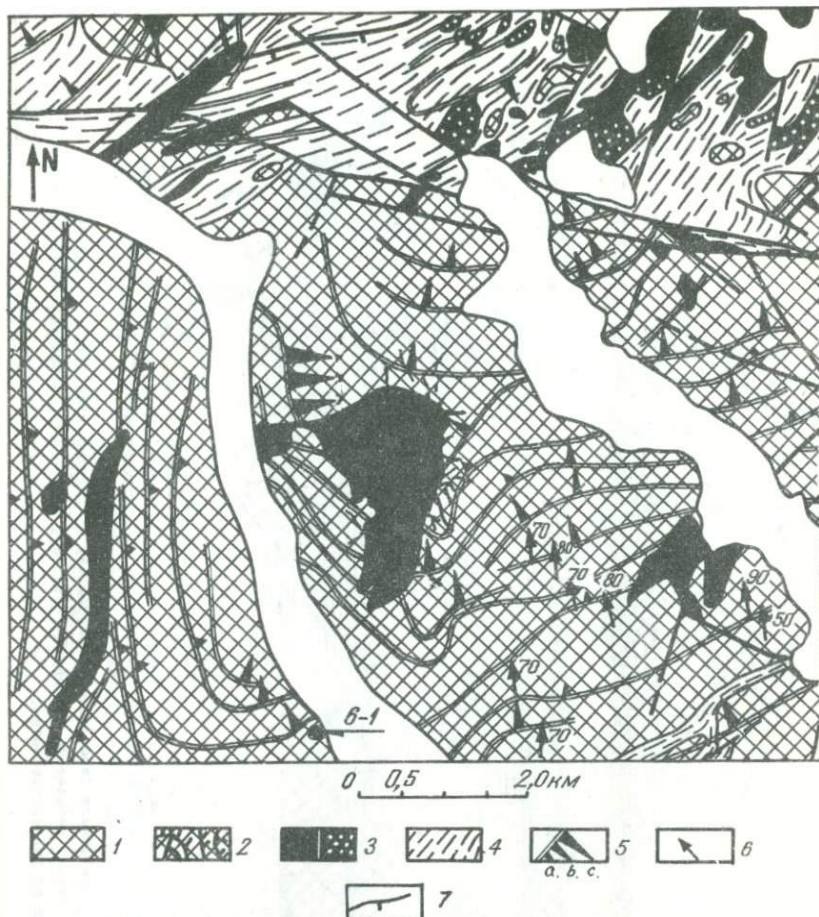


Рис. II Схематическая карта верховий р.Хойла: 1-гарцбургиты, 2-жилы дунитов, 3-дуниты серпентинизированные (а) и десерпентинизированные (б), 4-оливин-антигоритовые сланцы, 5-ориентировка и углы падения полосчатости: а-90-60°, б-60-30°, с-30-0°, 6-ориентировка линейности, 7-разрывы.

Fig.11 Sketch map of the upper reaches of the Khoila River: 1-harz burgite; 2-dunite veins; 3-serpentinized dunite (a), recrystallized dunite (b); 4-olivine-antigorite shists; 5-dip and strike of the banding: 90-60° (a); 60-30° (b), 30-0° (c); 6-lineations; 7-faults. An incision 6-1 see fig.12.

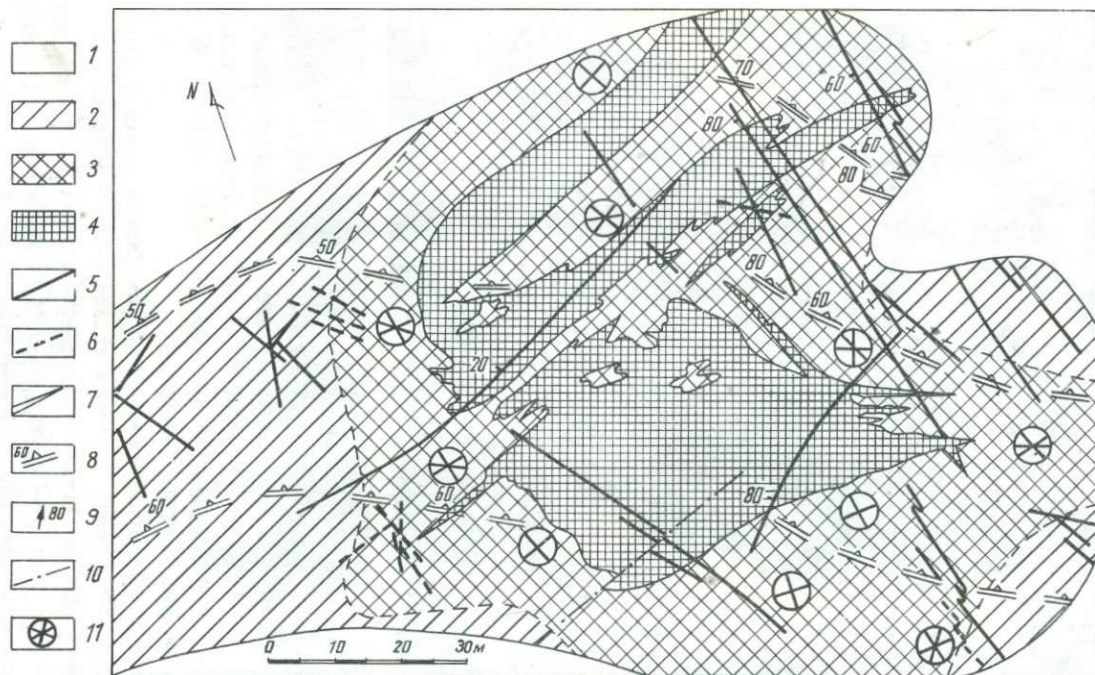


Рис.12 Схематическая карта участка 6-I (см.рис.II): 1-четвертичные отложения; 2-гарцбургиты; 3-гарцбургиты насыщенные дунитовыми жилами;4-дуниты;5-7-жилы: вебстеритов (5),энстатитов (6);дунитов (7); 8-полосчатость;9 - линейность;10 - разрывы; 11 - ориентировка жил дунитов.

Fig.12 The insition of fig.11: 1-Quaternary deposits; 2-harzburgite; 3- harzburgites with abundant dunite veins; 4 - dunite; 5-7 - veins: websterite (5), enstatite (6), dunite (7); 8-banding; 9-lineation; 10-faults; 11-orientation of the dunite veins.

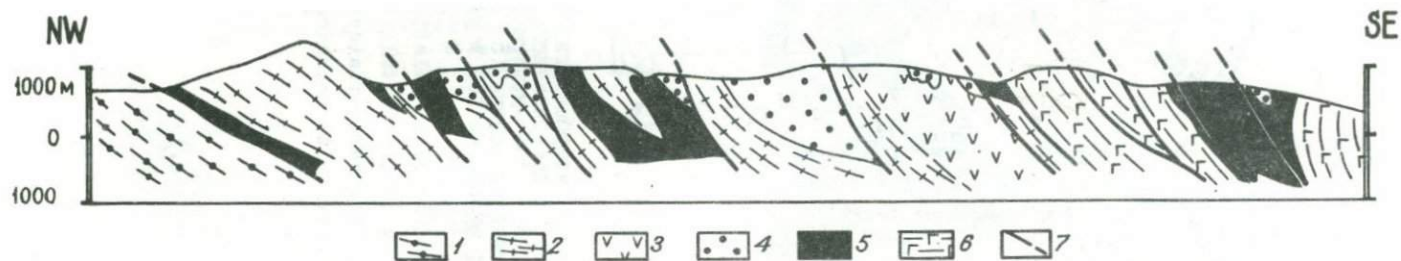


Рис.13 Строение габбро-гипербазитового разреза по линии р.Кечьпель-р.Левая Пайера: 1-амфиболиты, 2-3-оливин-антигоритовые породы рассланцованные (2) и массивные (3), 4-гарцбургиты, 5-дуниты, 6-габбро, пироксениты и верлиты, 7-разрывы.

Fig.13 Cross-section of the northern part of the gabbro-ultramafic massif: 1-amphibolite; 2-3 - olivine-antigorite rocks, foliated (2) and massive (3); 4-harzburgite; 5-dunite; 6- gabbro, pyroxenite, wehrlite, 7-faults.

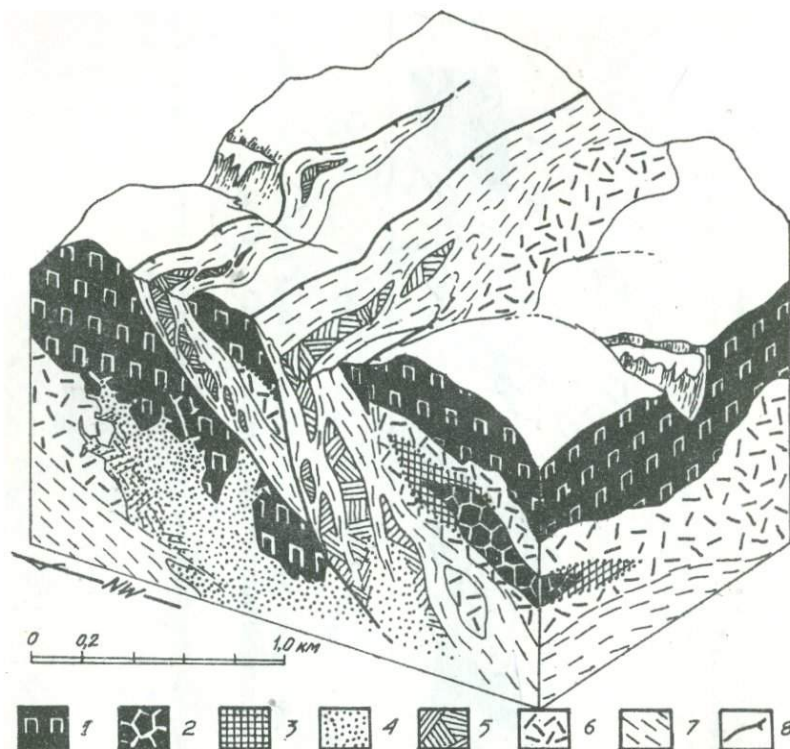


Рис.14 Блок-схема соотношения гипербазитов: 1-3 -гарцбургиты: серпентинизированные (1), десерпентинизированные (2), куммингтонизированные (3); 4-5 -дуниты: серпентинизированные (4) и десерпентинизированные (5); 6-7 -оливин-антгоритовые породы: массивные (6) и рассланцованные (7); 8 - разрывы.

Fig.14 Sketch of the ultramafic rocks relationship: 1-3 -harzburgite:serpentinized (1),recrystallized (2),kummingtonized (3); 4-5 - dunite: serpentinized (4),recrystallized; 6-7 - olivine-antigorite rocks:massive (6) and shattered (7); 8-faults.

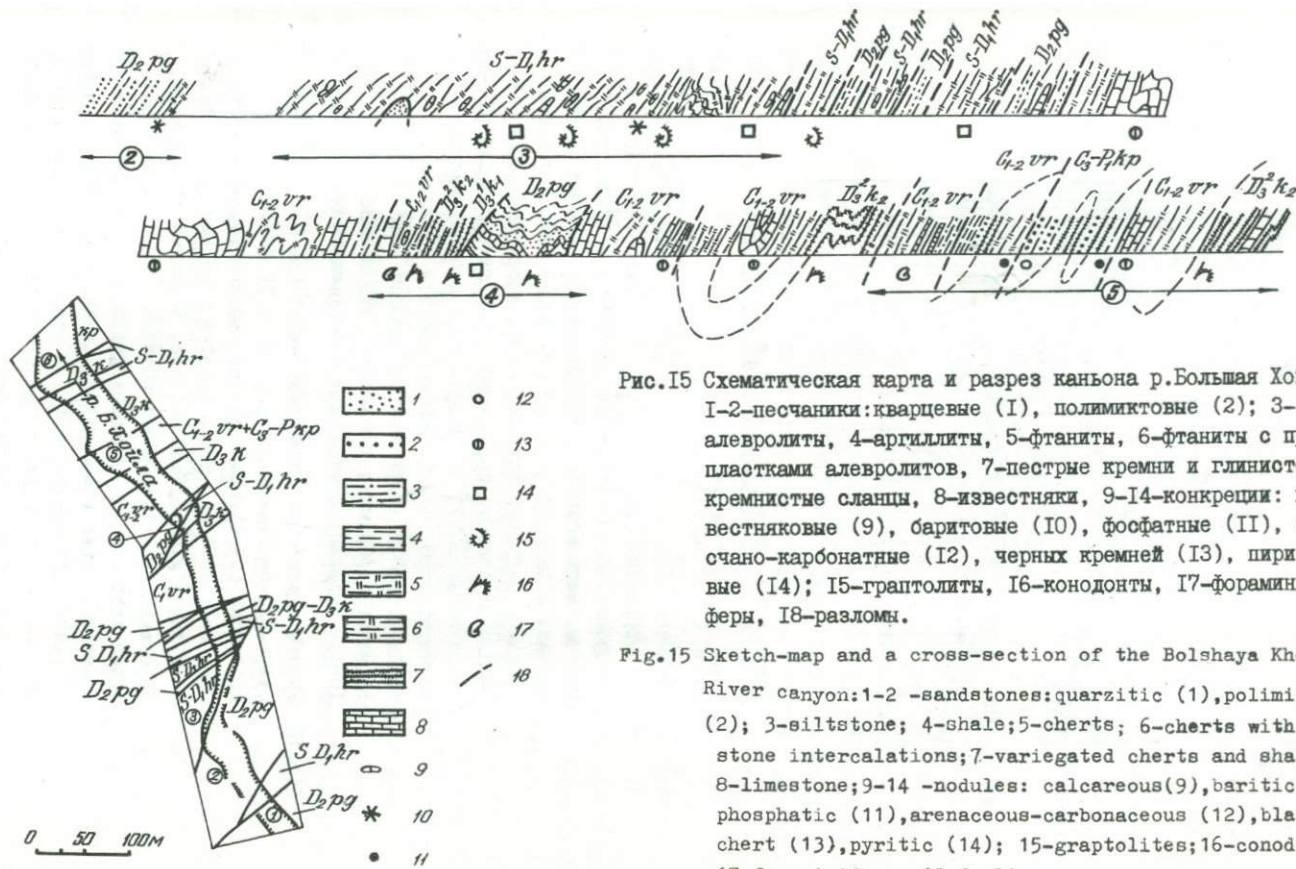


Рис.15 Схематическая карта и разрез каньона р.Большая Хойла. 1-2-песчаники: кварцевые (1), полимиктовые (2); 3-алевролиты, 4-аргиллиты, 5-фтаниты, 6-фтаниты с пропластками алевролитов, 7-пестрые кремни и глинисто-кремнистые сланцы, 8-известняки, 9-14-конкреции: известняковые (9), баритовые (10), фосфатные (11), песчано-карбонатные (12), черных кремней (13), пиритовые (14); 15-граптолиты, 16-конодонты, 17-фораминиферы, 18-разломы.

Fig.15 Sketch-map and a cross-section of the Bolshaya Khoyla River canyon: 1-2 -sandstones: quartzitic (1), polymictic (2); 3-siltstone; 4-shale; 5-cherts; 6-cherts with siltstone intercalations; 7-variegated cherts and shales; 8-limestone; 9-14 -nodules: calcareous (9), baritic (10), phosphatic (11), arenaceous-carbonaceous (12), black chert (13), pyritic (14); 15-graptolites; 16-conodonts; 17-foraminifera; 18-faults.

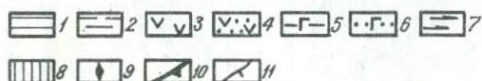
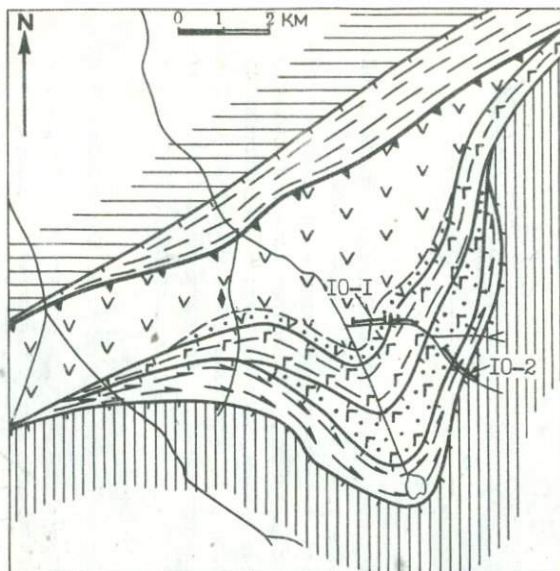


Рис. 16. Схематическая карта истоков реки Средний Кечепель: 1- терригенный флиш ( $C_3-P_1$ ); 2- глинистые сланцы и алевролиты (0); 3- черные глинистые и кремнистые сланцы, метапесчаники, метабазалты, зеленые сланцы местами с лавсонитом ( $Pz_1$ ); 4- эпидот-глаукофановые сланцы; 5-гранат-глаукофановые, хлормеланит-глаукофановые сланцы, гранатовые амфиболиты, плагиогнейсы по метагаббро; 6- глаукофановые blastomilonиты по метагаббро, цоизитовые амфиболиты с линзами гипербазитов; 7- амфиболиты с линзами метагаббро; 8- метагипербазиты; 9- место находки лавсонита; IO-II- надвижки:главный (IO) и второстепенные (II).

Fig.16 Sketch map of the upper reaches of the Sredny Ketchpel r.: 1-terrigenous flysh ( $C_3-P_1$ ), 2-shales and siltstone (0), 3-black shales and cherts, metasandstones, metabasalt, green shistes with lawsonite ( $Pz_1$ ), 4-epidote-glaucophane shistes, 5-garnet-glaucophane, chlormelanite-glaucophane shistes, garnet amphibolites after gabbro, plagiogranite gnaisses, 6-glaucophane blastomilonites after gabbro, zoisite amphibolite with lenses of ultramafic rocks, 7-amphibolites with lenses of meta-gabbro, 8-metaultramafic rocks, 9-the lawsonite location, 10-11 - thrust:major (10) and minor (11).

## GEOLOGY OF THE REGION

The Voikaro-Syninsky massif (Fig. I) comprises a system of watersheds in the Polar sector of the Urals. Ophiolites and Paleozoic sequence of the Urals folded belt outcrop within the massif over the area 200 km long and 50-80 km wide.

Geologically, the region is underlain by the Precambrian and Paleozoic rocks composing some complicated thrust slices which overlie autochthone of the periphery of the East-European platform.

Riphean and Vendian carbonate-terrigenous-volcanic sequences of the basement plunge in autochthonous sections of the platform periphery (zone A, Fig. I) down to 10 km. However, they outcrop onto the day surface within a number of uplifts. The basement is overlain by a thick (up to 7 km) section of shelf terrigenous siliceous carbonate ( $O-C_1$ ) facies, which is crowned by a terrigenous-flysch rock complex ( $C_2-P$ ) (Voinovskiy-Kruger, 1945, 1967, Kheraskov, 1967, Perfiliev, 1968, Puchkov, 1975).

The western allochthonous thrust slices (zones B-D) are composed of condensed sections of carbonate-siliceous-dark-coloured schist sequences ( $O-C_1$ ) which are attributed (Puchkov, 1975, Lennykh et al., 1976) to the facies of the continental slope and its base. According to other investigators (Saveliev, Samygin, 1978), the Ordovician variegated and dark-coloured schists account for the facies of the continental slope within those thrust slices. The Silurian-Lower-Carboniferous carbonate-schist rocks correspond to the pelagic facies of the marginal sea (zone B). An island arc formed in a thinned continental edge, which limits the marginal sea from the east, is restored through carbonate-terrigenous-volcanic rocks of the Middle Paleozoic which are still traceable in the eastern thrust slices (zone D).

To the east there are some thrust slices (zones E, F) overlying allochthones of schist sections. These are composed of ophiolite assemblage which represents sections of the Early Paleozoic oceanic crust (Peive et al., 1977; Saveliev, Savelieva, 1977) and includes ultrabasic rocks, gabbro, diabase,

gabbro-amphibolite and plagiogranite as well as glaucophane and green schists.

A thrust slice composed of island arc sequences (zone C) lies in the extreme eastern position of the area. In its base there occur quartz gabbro-amphibolite and amphibolite-quartz-diorite-tonalite-plagiogranite which include differently reworked ophiolite blocks. In the belt of outcropping rocks, attributed to the sections of the paleoceanic region, their composition and geology suggest a complicated and multistage history of formation.

#### Early Paleozoic oceanic crust

Cross-sections of the Early Paleozoic oceanic crust are represented by several types. Each of them occupies western, central and eastern position in the belt.

The western type of cross sections primarily consists of various amphibolites and gabbro-amphibolites ( garnet, zoisitic, albite-actinolite). Subordinate to these are glaucophane schists as well as blocks of metagabbro and metaultrabasic varieties (Fig.2).

A sequence of gabbro-amphibolites overlies sedimentary-volcanic rocks of zones C and D) along the western contact through a thin member ( first dozens of metres) of green-schist blastomylonites whose boundaries are inclined south-eastwards ( $5-60^{\circ}$ ). At the base of the gabbro-amphibolite rocks above greenschist blastomylonites there occur glaucophane schists ( up to 500 m) where glaucophane is associated with chloromelanite, garnet, paragonite and quartz. In the northern part of the area ( day 10) above glaucophane schists there are fine-grained zoisitic amphibolite and plagiogneiss with amphibolite rimmed and replaced in the periphery by glaucophane, whereas relict structures of fine-grained zoisitic amphibolite often remain in underlying glaucophane schists. Below glaucophane schists and underlying greenschist blastomylonites there is a slice composed of sedimentary - volcanic rocks of zone D. Slightly altered rocks occur at its base. Schistous effusives contain neogenic lawsonite in the eastern and upper-

most part of the slice, whereas in its roof these are altered into epidote-glaucophane (crossite) schists.

The western (lowermost) part of the gabbro-amphibolite section (zone E) is characterized by the occurrence of major bodies of bipyroxene-plagioclase blastomylonites in gabbro-norites. A major body of these rocks in the area of excursions (day 2) has an autonomous structure sharply discordant to that of enclosing gabbro-amphibolites. Close to the contact the latter were altered into hornblende giving rise to minor bodies. A similar block of massive porphyry gabbro-norites includes minor dunite and troctolite xenoliths in gabbro-amphibolites which are traceable from the area of excursions into the southern part of the Voikaro-Syninsky massif.

Locally, gabbro-norites are altered into bipyroxene-plagioclase horny blastomylonites, whereas troctolites develop a ring of fine-grained kelyphitic spinel (hercynite-pleonaste) around plagioclase. A body of calciphyre was traced in the vicinity of gabbro-norites. The calciphyres represent limestones which underwent skarning and metamorphism of the amphibolite facies (Saveliev, Savelieva, 1977). The oldest age of limestones in Paleozoic eugeosynclinal sections of the Polar sector of the Urals is somewhat above the Wenlock. Therefore, gabbro-amphibolites, enclosing the calciphyres, may apparently be assigned to the Lower Paleozoic.

The eastern (uppermost) part of the gabbro-amphibolite sequence includes blocks of harzburgite, dunite, pyroxenite and wehrlite which are different in size. These exhibit different stages of transformation into gabbro-amphibolites (Morkovkina, 1968). The number and size of the inclusions tend to increase eastwards, up along the sequence section. The eastern boundary of the gabbro-amphibolite rocks is usually well-pronounced. In the area (day 2) one may see the rocks abruptly replaced by ultrabasic varieties through a thin zone of serpentinite mylonites (up to 200 m). Dunites or harzburgites are commonly seen in contact with gabbro-amphibolites; however, in a number of sections in the area of excursions (days 2, 10) one may see some portions composed of clin-

pyroxenite, wehrnite, troctolite and spinel lherzolite between gabbro-amphibolites and dunites. To the east of serpentinite, mylonites, ultrabasics and troctolites commonly contain olivine subjected to a mass looped serpentinization, whereas in serpentinite mylonite zones it underwent a superimposed stage of gamma-chrysotile and magnetite formation. At the same time one may see in a number of sections (days 2 and 10) that ultrabasic varieties and troctolites underwent amphibolization following the stage of early mass serpentinization and up to the late stage of gamma-chrysotile and magnetite formation (Morkóvkina, 1968, Savelieva, 1973). In many sections of ultrabasic rocks adjoining the zone of serpentinite mylonites from the east, the rocks are replaced by garnet, zoisitic gabbro-amphibolite and hornblendite. There are also veins or dykes of plagiogranite associated with black serpentinite (external part) and albite-chlorite-actinolite (internal part) at the exocontact.

North of the area of excursions ultrabasic rocks (zone F) are brought into contact with sedimentary-volcanic varieties C and D as well as with a flysch complex (C<sub>3</sub>-P) through a serpentinite mylonite zone. In the same direction the serpentinite mylonite rocks grade into serpentinite melange containing fragments of gabbro-amphibolite and glaucophane schists (Dergunov et al., 1974). The aforesaid data prove that the formation of serpentinite mylonites and melange was preceded by a stage in the course of which gabbro-amphibolites<sup>were</sup> brought together with blocks of blastomylonitized gabbro-norites, limestones and serpentinized ultrabasic rocks to form a single monolith.

Plan-parallel orientations of minerals and banding of gabbro-amphibolites of different generations strike north-eastwards and dip south-eastwards (40-60°) in the gabbro-amphibolite sequence. The banding of gabbro-amphibolites follows along flow folds of several generations inclined or overturned north-westward. The general pattern of banding deformation observed in this zone well agrees with the displacement of the portions of the Early Paleozoic oceanic crust north-westwards, towards the continental region.

The central type of cross sections consists of ultrabasic rocks and their metamorphosed equivalents ( days 3,6).

There predominant are harzburgites whose thickness, as indicated by the geophysical data, increases eastwards up to 4-6 km. The banded structure of the harzburgites, controlled by enstatite unevenly distributed in the rock, marks echelon-like linear multiorder folds whose axes strike sublongitudinally and axial planes steeply dip west-north-westward.

Along the near-axis zones of the banding-outlined structures there are some dunite bodies of different size with the boundaries intersecting the banding of the harzburgites. The dunites are commonly surrounded by a halo of veins of different thickness.

The veins in the internal part of the haloes are of dunite composition. The composition of veins closer to the halo periphery varies as follows: orthopyroxenite -websterite-norite ( day 6).

Ultrabasic metamorphites ( day 7) extensively distributed in harzburgites and dunites compose north-easterly striking linear zones, up to 400 m thick, which intersect the internal structure of the harzburgite fields and harzburgite-dunite contact zone. Metamorphites, in places, separate dunites and harzburgites.

The metamorphites are essentially massive olivine-antigorites which generally occur in the hanging wall of the zone. Close to the contact with harzburgites they develop a relict banding and traces of the harzburgite structure. The rocks contain 60-70% of deformed olivine (  $Fo_{92-90}$ ) with cleavage which is plunged into foliated-flaky antigorite with scarce prisms of neogenic diopside. Relics of accessory chrome-spinellid are present in the cores in magnetite and chlorite; in composition relict chrome-spinellid is similar to accessory harzburgite. Typical. is the presence of native copper as well as of ferrum and nickel sulphides.

In the massive olivine-antigorites and, as a rule, in the near-roof part of metamorphite zones there occur bodies com-

posed of non-serpentinized harzburgites. Their sizes reach hundreds of meters in length and several tens of meters in thickness. They differ from serpentinized harzburgites in granoblastic uniform structures and the total lack of serpentine, or in a relatively high diopside content (3-5%) and a higher alumina content of accessory chrome-spinellid (see Table II). There is a zone of talc-olivine rocks at the contact between fresh harzburgites and olivine-antigorite rocks. Harzburgites develop talc-olivine and olivine-antigorite veinlets which are at first scarce, but gradually become more dense to form a rhombohedral lattice with ovoid and spherical inclusions of fresh harzburgites in the cells.

Harzburgites with chrysotile locally grade into talcose harzburgites (talc in pseudomorph along enstatite) in the roof of metamorphic zones between serpentinized harzburgites and olivine-antigorites. Further, these grade into olivine-cummingtonites where talc is replaced by magnesia-cummingtonite which is, in its turn, replaced by olivine of the second generation. Towards the internal part of the zones this metamorphic series grades into massive olivine-antigorite rocks. Thus, the near-roof part of the zone sections includes portions of complete dehydration of serpentinized harzburgites.

At the base of metamorphic zones massive olivine-antigorite rocks grade into schists and blastomylonites of the same composition with porphyroclastic schistose-augen structures. The schists contain lens-like dunite blocks with a boudine texture which are up to 1 km long and up to first dozens of meters thick. Dunites in boudines are frequently recrystallized and deserpentinized, thus giving rise to pegmatoid gigantocrystalline textures; major bodies are recrystallized from the periphery, minor bodies are usually fully recrystallized. Olivine of recrystallized dunites has a higher magnesia content ( $Fe_{94-92}$ ) and is saturated with thin inclusions of chrome-spinellid and magnetite. Olivine displays a distinct cleavage and is deformed with a fine-grained granoblastic olivine aggregate formed along the periphery of coarse grains or along the shear fractures cutting them. As a result, some peculiar porphyroblastic ovoid textures

are formed with the coarse grain portions of early generation olivine plunged into the microgranoblastic olivine aggregate of the second generation which is free from inclusions. Accessory chrome-spinellid of the recrystallized dunites is notably enlarged and differs from accessory chrome-spinellid in the dunites not subjected to recrystallization by a higher chrome and ferrum content.

The harzburgite field is rimmed along the periphery (from the west and east) by dunite fields which are rather wide (days 1,2). Their boundary, according to the mapping data, also sharply cuts off harzburgites banding trends. In the southern part of the Voikaro-Syninsky massif a transition has been traced, according to the mapping data, from the dunite field composing the western marginal zone to the major dunite body exposed in the central part of the harzburgite field.

Rocks of the dunite-wehrlite-clinopyroxenite-gabbro (banded) series rim harzburgite from the west to east (days 2, 4) in the non-disturbed sections of the central zone. The dunite zone, up to hundreds of meters thick, which adjoins the harzburgites, is followed by a zone of frequent and non-rhythmical alternation of echelone-like lenses and intercalations of clinopyroxene dunite, wehrlite, clinopyroxenite and troctolite, grading into each other. Contact zones of the alternating rocks, which are conformable with respect to each other, exhibit an evident structural unconformity with the harzburgite texture. The total thickness of the zone composed of the banded series rocks is, in places, up to 1 km, whereas bodies of different composition have thickness varying from some portions of a meter up to hundreds of meters.

Structures of the banded series rocks are noted for spotting, inequigranularity, random orientation and sharp variation of abundance ratios of rock-forming minerals. The banded series rocks to the west and east of the harzburgites are practically of the same chemical composition. Their total ferrum content and olivine ferrum content increase from harzburgite through dunite to wehrlite and troctolite (from  $Fo_{92-90}$  up to  $Fo_{85-80}$ ). Clinopyroxene in the banded series rocks has a

higher ferrum content and contains more titanium and less calcium and chrome than harzburgite and pyroxenite vein clinopyroxene from the internal part of the harzburgite field (Morokovkina, 1968; Saveliev, Savelieva, 1977). On the whole, the banded series rocks fringe the harzburgite body. Apophyses of these rocks locally penetrate deeply inside the harzburgite body. These structural features of the banded series rocks make the Voikaro-Syninsky massif greatly different from the Newfoundland, Oman, New Guinea and some other massifs with somewhat similar composition.

The eastern type of cross-sections is located to the east of harzburgites, directly following the banded series rocks where there are outcrops of bytownite gabbro-norite, diabase and their metamorphosed equivalents. Gabbro-norite has as a rule a rhythmic-banded structure and is characterized by a low silicic content and a stable high content of magnesium, calcium and aluminium with a low titanium content.

The eastern gabbro-norites are of interest inasmuch as there are bodies in them composed of harzburgite, dunite or banded series rocks (day 4). Xenolith is usually platy or lens-like. Its thickness and extension vary from the first meters up to the hundreds of meters. The boundaries are generally conformable to those of the banded series rocks. The bodies of these rocks have a symmetric structure: harzburgite and/or dunite of the central part are surrounded by a shell of wehrlite and clinopyroxenite grading into troctolite closer to the gabbro contact zone. Sizes and number of the xenoliths generally decrease to the east of harzburgite.

Within the gabbro eastern zone there is an abundance of peculiar actinolite-anorthites ( $An_{90-99}$ ) (day 4) with a banded or homogeneous structure with unaltered gabbro-norite, wehrlite and clinopyroxenite present as irregular shape bodies. The contacts of these rocks exhibit an abrupt replacement of massive gabbro by bleached actinolite-anorthites, in which pyroxene is replaced by actinolite, while anorthite is still fresh. Similar gabbroid alterations are known from the Mid-Atlantic ridge (Coombes, 1961) as a burial metamorphism but were later

considered as an ocean floor metamorphism taking place in the greenschist facies environment (Miasiro et al., 1973). Those rocks in terms of the chemical composition as well as their equivalents from the Mid-Atlantic ridge are ferrum and silicon impoverished and enriched with magnesium, calcium and aluminum as compared with original gabbro (see Table 7).

A sequence of diabase, gabbro-diabase and albitophyre occupies an eastern position in ophiolite sections with their composite and multiple alternation with gabbro-norite (day I). As a rule, diabase composes parallel dyke swarms which are partially or fully separated from symmetric or unilateral chilled zones.

Less common are diabase sections (day I), where the lowermost part is composed of medium - to coarse-grained subophitic gabbro-diabase (up to 600 m) with ultrabasic rock and gabbro-norite xenoliths. These consist of plagioclase ( $An_{30-60}$ ), augite replaced by brown-green hornblende and ilmenite. The rocks are frequently transformed into spotted, pegmatoid gabbro-amphibolites or amphibole gabbros. Coarse-grained gabbro-diabase is occasionally replaced by massive diabasic porphyrite or microdiabase. The upper part of such sections is composed of diabase with a distinct structure of parallel dykes. Gabbro-diabase xenoliths in microdiabase and microdiabase xenoliths in coarse-grained gabbro-diabase have been observed in a number of sections.

Diabase dykes of early generations trend sublatitudinally and dip at a high angle. Late generations of dykes are usually represented, in addition to diabase, by plagioclase porphyrite, dacite and albitophyre. The dykes have frequently a random orientation and gentle dip. The structure of the diabase sequence in the voikaro-Syninsky massif is noted for the presence of screens of ultrabasic rocks, banded series rocks and gabbro-norites (fresh, blastomylonitized and greenstone altered) as well as for the lack of pillow lavas.

The eastern boundary of zone F is marked by the strata of plagioclase hornblende blastomylonite and plagiomigmatite with plagiogranite veins and lenses. Their thickness varies along

the strike from dozens up to hundreds of meters and the boundary is inclined south-eastward ( $40-60^{\circ}$ ). Blastomylonite contains blocks of ultrabasic rocks, gabbro ( including actinolite-anorthite) and diabase subjected to amphibolitization and plagiogranitization to a various extent. The number and sizes of the inclusions tend to decrease eastward. Conjugate with this zone are numerous feathering zones of blastomylonite of the same composition which penetrate into the ophiolite section, break it into blocks and include fragments of their rocks.

Orientation of ~~plan~~-parallel and linear structures as well as configuration of banding-outlined flow folds, which are inclined or overturned north-westward, characterize plastic deformations in the displacement of the section rocks of the Early Paleozoic oceanic crust towards the north-west and the continental region.

The sections of the island arc association (zone G) separated from ophiolite with a blastomylonite unit contain at the base quartz gabbro-amphibolite and amphibolite-quartz diorite - tonalite-plagiogranite with numerous inclusions of ophiolite assemblage as well as underlying blastomylonite and plagiogneiss. Major tonalite, granodiorite and adamellite bodies, which compose it, are accompanied by thick hornfels haloes (day I), manifestations of bifelspathic ( oligoclase-microcline) granitization and skarn development. As indicated by the geophysical data, the thickness of this part of the section does not exceed 2 km.

A section of the island arc association is located above, It starts from a volcanite unit of the undifferentiated diabase and contrast spilite-quartz-albitophyre formations ( $S_2$ ). Still above are the strata ( $D_1$ ) of calc-alkali volcanite of the andesite-basalt porphyritic and continuously differentiated andesite-dacite formations (lava, tuff breccia, xenotuff with fragments of the underlying rocks). The strata include bioherm limestone banks as well as lenses of tephroide and volcanoclastic siliceous sediments. Washout products of volcanites with subvolcanic bodies, orthophyre tuff and bioherm limestone lenses predominate above ( $D_{2-3}$ ). To the east volcanites are less

abundant, whereas volcanomictic tuff, turbidite, silicious tuffite and shales become predominant.

#### Interrelations between the ophiolite assemblage rocks.

Harzburgites which compose bodies with an autonomous internal structure discordant to the structure of other rocks of the assemblage are the oldest therein. There is no assurance as yet whether they are a residual product in the fractional basalt melting or a crystallization differentiation product as a component of major layered intrusions. This is still to be ascertained and the information available on the Voikaro-Syninsky massif and some other massifs of the world is insufficient to answer this question.

Formation of dunite and pyroxenite veins intersecting the harzburgites shows, as was established by the recent investigations, a close relationship with the observed zones of harzburgite high-temperature dynamic metamorphism which manifests itself in banding deformation and neogenesis of pyroxene linear orientation. Pyroxene aggregates occur in the axial cleavage plane and are elongated along its dip.

Gabbroids of the ophiolite assemblage of the Voikaro-Syninsky massif fall under two different types depending upon their age. Early gabbroids occur as gabbro-norite which is closely associated with the banded series rocks. The boundaries of this group of rocks, conformable with respect to each other, cut off the banded harzburgite structure, thus, exhibiting an evident unconformity. As regards the banded series rocks associated with gabbro of this group, there are some speculations that these are the lowest cumulose members of layered intrusions of the dunite-wehrlite-pyroxenite-gabbro composition. Abundant information on the Urals as well as observations at the Voikaro-Syninsky massif suggest two approaches to the problem. The first approach concerns, in our opinion, the nature of the early gabbro group. As for this, a supposition has been made that those rocks are metamorphic (Efimov, 1977). This supposition, as we know, goes together with another one, which is fairly wide-spread, viz. the rocks are of a magmatic origin. As regards the second approach,

the information available on the Urals and the Voikaro-Syninsky massif, in particular, enables us to presume that the banded series rocks are of metasomatic origin and differ from orthopyroxenite series composing critical zones of layered intrusions.

As for the second group of gabbroids - diabase and gabbro-diabase - their magmatic nature and younger age is doubtless, which may be unambiguously proved by direct observations in the massif. However, the multiple alternation of gabbro-norite and diabase with a parallel dyke structure in the non-disturbed sections does not agree with a wide-spread speculation that this diabase composes the single rock unit only in the uppermost part of ophiolite sections. The diabase structural position in the massif sections shows that it composes dyke swarms, partially or fully isolated (echelon-like), in gabbro-norite which emphasizes the specific position of local extension zones of the oceanic crust. The fact that there are some sections in diabase where the lowermost part is composed of coarse-grained augite and amphibole gabbro-diabase or diabase with a massive texture and the uppermost part, of diabase with parallel dyke structures suggests the presence of sills at the base of some dyke swarms which served as intermediate feeding chambers. Based upon this assumption we may regard later generations of dykes of the contrast composition (diabase-albitophyre) in the diabase sections of the area as a reflection of contrast differentiation under the stagnant conditions of such chambers. It should, however, be noted that no sill sections with acid and basic stratiform products of the contrast differentiation have been observed in the massif.

The ophiolite sections are generally noted for a composite structure where ophiolite composes a group of thrust slices with the boundaries dipping south-eastward. However, a problem is still pending: whether those sheets are section portions of one or several structure-formation zones of the paleo-oceanic region. According to N.L. Dobretsov (1974), the metamorphic rocks of the western zone are attributed

to Precambrian high pressure ophiolite, whereas ultrabasic rocks and gabbroids of the central zone, to Paleozoic moderate and low-pressure ophiolite. A.S. Perfiliev, V.N. Putschkov and V.I. Lennykh, based upon the elements of the symmetrical structure of the gabbro-ultrabasic rock sequence, regard the structure of the ophiolite section as a squeezed tail fold with harzburgite in the core and banded series rocks and gabbro in the limbs. They believe that the rocks underwent a high-pressure dynamic metamorphism (formation of garnet amphibolite) in the crown in the process of folding. This structure developed as a lying fold in the synmetamorphic stage, while in later stages it has been transformed into nappe. The lack of direct transitions of the rocks rimming harzburgites on the presumed periclinal closures and a large discrepancy of rock thickness in the limbs do not agree with those suppositions.

According to others (Saveliev, Savelieva, 1977; Saveliev, Samygin, 1978), the structure under study is formed by monoclinical thrust slices. The metamorphic rocks of the western and eastern areas were formed in the zones of relative sliding, along the boundaries of major blocks of the early Paleozoic oceanic crust, in the stages preceding and setting up conditions for the island arc formation. This has been based upon the assumption that gabbro-amphibolite in the western zone was formed somewhat earlier than in the eastern zone, though both of them are attributed to the Silurian (Post-Wenlock - Lower Pre-Devonian). This interpretation fails to account for the observed elements of the symmetrical structure of the gabbro-ultrabasic rock unit. This problem is very important inasmuch as it gives us a key to the solution of another, even more important problem; whether the observed symmetrical pattern of the structure results from the deformation of the primary flat-banded section with harzburgites at the base and gabbroids upward or this is a section with a complex alternation of ultrabasic rocks and gabbro in vertical and lateral directions.

## Ophiolite metamorphism

Among the metamorphic transformations of western section rocks the earliest manifestation of metamorphism in the area of excursions ( day 2) accounts for the formation of bipyroxene blastomylonite along gabbro-norite occurring in gabbro-amphibolite as isolated blocks with an autonomous structure. In the southern part of the Voikaro-Syninsky massif some stages of massive gabbro-norite transformation were observed, which preceded the blastomylonite formation (Saveliev, Savelieva, 1977). Those give rise to linear zones of fine-grained bipyroxene-plagioclase hornfels with a blastomylonite texture cutting through massive gabbro-norite, as well as to the formation of kelyphitic Hercynite-pleonast fringes around the plagioclase grains in troctolites enclosed in gabbro-norite or to the formation of spinel lherzolite.

The second stage of metamorphism manifests itself in the formation of different amphibolites. Its early phases account for the formation of fine-grained kelyphitic garnet in flaser gabbro as well as the partial orthopyroxene disappearance. Later, coarse-grained porphyroblastic garnet is formed in association with hornblende and quartz. The later stages account for the formation of ( garnet) - zoisitic amphibolite. Plagiomigmatite and plagiogranite bodies are closely associated with amphibolite of this stage. Most of the plagiogranite bodies occur in gabbro-amphibolite; some of them, however, form veins and dykes in ultrabasic rocks along the western margin of the central zone.

The next stage of metamorphism is represented by epidote-garnet-amphibole rocks composing linear zones of different thickness which intersect blastomylonitized gabbro-norite and garnet gabbro-amphibolite. At that time garnet-glaucophane schists were apparently formed at the base of the gabbro-amphibolite sequence, whereas lawsonite-glaucophane (crossite) schists, in the underlying sedimentary-volcanic rocks ( day 10). Lawsonite-glaucophane schists may, however, be formed later than garnet-glaucophane schists.

The final stage of metamorphism manifests itself in the formation of green-schist diaphthorite occurring in all the rocks of the western zone.

Studies of the composition of the metamorphic rocks in western sections, in view of plagiogranite present among them, involve a problem of plagiogranite matter sources and a more general problem, i.e. metamorphism isochemistry of the rocks in the area.

Regression of metamorphic transformations is evident in a sequence of metamorphism stages involving gabbro-norite in western sections. At the same time the western sections of the ophiolite assemblage reveal sedimentary-volcanic rocks subjected to metamorphism of the amphibolite facies. It may also be observed (day 2) that porphyroblastic rocks and veinlets of light-green amphibole intersecting looped serpentine veinlets without magnetite are widely spread in ultrabasic rocks with an early mass looped serpentinization. All this occasionally suggests progressive metamorphism of the amphibolite facies.

The early harzburgite metamorphism in the central type sections resulted in the formation of flow folds and linear pyroxene and chrome-spinellid aggregates. This stage of metamorphism ended with the formation of dunite and pyroxenite veins along a system of fractures inheriting the deformation pattern with linear pyroxene aggregates formed. Evolution of the orthopyroxene composition with a gradual decrease in the Al, C and Cr content shows that those processes run with a lower temperature in the subsolidus harzburgite region ( $1.100-850^{\circ}\text{C}$ ). The harzburgite transformation process is also traced in this stage in the formation of metasomatic dunite, pyroxenite and chromite veins. The observed discordance of harzburgite structure with respect to the banded series rocks shows that the formation of the banded series rocks and gabbro-norite was preceded in the early stage by the harzburgite deformation.

The subsequent stage of metamorphism involves ultrabasic rocks of the early mass looped serpentinization (without magnetite), which occurred, as is evident from the rock

structure, in the static pressure environment. During this stage, serpentized harzburgites along the linear zones underwent in early phases full deserpentinization or transformation into talc-amphibole-olivine-antigorite. The later stages account for the formation of olivine-antigorite of the massive and schistose structure along the same direction. In the contacts of ultrabasic rocks and gabbro-amphibolite of the western zone this stage gives rise to the neogenesis of colourless amphibole, frequently associated with hercynite-pleonaste. In the course of this stage dunite also undergoes full deserpentinization in early phases, as well as boudinage and foliation along with olivine-antigorite rocks in later phases.

Olivine-antigorite, talc-antigorite and cummingtonite - olivine<sup>rocks</sup> inherit the chemical composition of serpentized harzburgite with a  $R_0/SiO_2$  ratio equal to 1.7 and ferrum content F equal to 10 which points to the isochemical nature of metamorphism. A higher ferrous iron content as compared with ferric iron and a relatively low aqueous content in olivine-antigorite result from their formation at higher temperatures rather than the early harzburgite serpentization, i.e. metamorphism was progressive with respect to it. The formation of olivine + antigorite + magnetite (+ clinopyroxene) stable association, which is close to equilibrium, well agrees with the metamorphism conditions of the greenschist chloritoid subfacies (Evans, Tromsdorff 1970). Dunite deserpentinization and recrystallization apparently occurred under the same conditions at a temperature of about 500°C exceeding the stability field of chrysotile and brucite of serpentized dunite. The mineral and chemical composition as well as granoblastic textures of fresh harzburgites assume that these are the highest temperature formations (750°C) of progressive metamorphism which took place in the early phases of the formation of ultrabasic metamorphic linear zones. The later phase of ultrabasic rock metamorphism accounted for the formation of black serpentinite with magnetite along the fault zones.

As regards gabbro-norite and the banded series rocks in the eastern type of the section, the early transformation stage is represented by high-temperature blastomylonite. This is localized along relatively thin zones (first dozens of meters) with the boundaries dipping south-eastward (40-60°). Gabbroid is transformed into (clinopyroxene) - plagioclase-hornblende blastomylonite and plagiomigmatite with blue quartz. Pegmatoid veins (clinopyroxene) - plagioclase - of the hornblende composition, plagiogranite veins (day 4) and haloes of blue quartz irregular impregnation are closely associated with blastomylonite.

The formation of actinolite-anorthite is typical of the following stage of metamorphism which involved large amounts of gabbro-norite as well as blastomylonite already formed (day 4). The specific mineral composition of the neogenic rocks, mosaic pattern of their arrangement and pseudomorphic nature of pyroxene replacement by actinolite, which is not accompanied by dynamic transformations over extensive areas, corroborate the supposition (Miasiro et al., 1973) on the greenschist facies of this type of metamorphism in the near-surface part of the oceanic crust section and at the same time make us believe that low-temperature metasomatism took part in this process under tectonically calm (static) conditions.

Later stages of gabbroid metamorphic transformations are represented by thin zones of zoisite-actinolite and greenschist blastomylonite striking north-eastwards and dipping south-eastwards.

Metamorphism of ophiolite assemblage diabase is most evident along the eastern margin of zone F. The early transformation stage accounts for amphibolization, blastomylonite formation and plagiomigmatization. The neogenic blastomylonite and plagiomigmatite mineral associations (plagioclase  $An_{40-50} \pm$  hornblende  $\pm$  quartz  $\pm$  biotite) characterize the amphibolite level of the progressive temperature growth achieved during the dynamic metamorphism of this stage.

In the following stage plagiogranitized diabase in contact with tonalite underwent hornfels development after which the linear zones of greenschist blastomylonite were formed in metadiabase and tonalite.

Correlation of the aforesaid events in the history of the formation of the ophiolite assemblage and its metamorphism poses some problems, primarily due to the insufficient radiological dating and a number of unresolved questions. At present the objective correlation is in itself a separate problem which warrants further studies. At the same time while analyzing all these events we may single out a number of major stages in the formation of the ophiolite assemblage (Table I).

The early stage covers the formation period of harzburgite, gabbro-norite and the banded series rocks, as well as their high-temperature deformations. The subsequent stage involves bringing a gabbro-ultrabasic rock unit upward the oceanic crust section, mass early serpentinization of ultrabasic rocks and formation of actinolite-anorthite in gabbro-norite. Accomplishment of this section as the oceanic crust in the Early Paleozoic is marked by dyke and diabase sill intrusions.

The later stage covers the period of tectonic piling up of the Early Paleozoic oceanic crust and is characterized by its shearing accompanied by the local dynamic metamorphism with the progressive temperature growth up to the amphibolite facies. The rocks of the island arc associations ( zones D and G), which were formed later, underwent in final phases metamorphism not exceeding the level of greenstone transformation.

Table I

Sequence of formation and metamorphism  
of the ophiolite assemblage

Types of cross-sections		
western	Central	eastern
green-schists and blastomylonites	black serpentinites, serpentinite mylonites and melange	green-schists and blastomylonites
epidote-crossite, phengite-amphibole, lawsonite schists		
glaucophane schists with garnet, chloromelanite and quartz, epidote-zoisitic amphibolites	plagiogranites, jadeitites, albitites, olivine-antigorite and amphibole-olivine rocks, deserpentinized dunites and harzburgites	tonalite veins, apodiabase hornfels in contact with tonalites
garnet, zoisitic amphibolites, hornblendites, plagiomigmatites, plagiogranites, calciphyre in limestones		plagioclase-hornblende blastomylonites, plagiomigmatites
		diabase, gabbro-diabase, albitophyre
	early mass looped serpentinization without magnetite	actinolite-anorthite rocks

bipyroxene-plagioclase blastomylonites in gabbro-norites, spinel lherzolites in troctolites	deformation of dunite, pyroxenite and chromite veins in the west; formation of spinel lherzolites in troctolite	plagiogranite, plagioclase-hornblende veins, (plagioclase)-pyroxene blastomylonites in gabbro-norites and the banded series rocks
gabbro-norites, meta-dunites, troctolites	dunite, pyroxenite veins: deformation of harzburgite banding	gabbro-norites, pyroxenites, troctolites, wehrliites and dunites
	harzburgites	

## DAY I

Purpose. Examination of a general cross-section of the ophiolite assemblage in the Payersky cover.

Stop I-1. Ultrabasic rocks and gabbro in the Kershör stream (V.I.Lennyk).

A general panorama of the Malaya Lagorta river valley opens up from the initial point of the route. The valley slopes composed of ultrabasic rocks with a yellow-brown weathering crust can be seen westward. At the end of the valley there are the eastern spurs of the Khordjuss ridge of metamorphosed gabbro and gabbro-amphibolite. The route passes there on the second day of the excursion and the participants will see the western cross-sections of the banded series.

The route starts with the examination of the eastern cross-sections of the banded series observed in rocky exposures and cliffs near the Kershör stream mouth (Fig.3). There are dunite with poikiloblastic diopside, wehrlite, troctolite, clinopyroxenite, gabbro-norite and gabbro subjected to a multi-stage serpentinization and greenstone alterations. Transition of the banded series rocks into the major field of ultrabasic rocks is complicated by a system of low-amplitude overthrusts dipping south-eastward and followed by thin zones of serpentinite and greenschist.

Stop I-2. Gabbro-norite and diabase in the Kershör stream (A.A.Saveliev).

Further along the route the participants will examine a cross-section (about 1 km). Diabase dykes with gabbro-norite in interdyke screens are exposed there in gabbro-norite. The dyke chilled zones strike in conformity with the ultrabasic rocks - gabbro contact zone in this area. The chilled zones dip subvertically. Older dykes consist of diabase and gabbro-diabase. Younger dykes composed of plagioclase porphyrite and albitophyre outcrop in the middle of the section. Diabase metamorphism is traced in the formation of arterite plagiomigmatite of plagioclase-hornblende composition.

Stop I-3. Eastern type of the ophiolite cross-section in the Malaya Lagorta river (A.A.Saveliev).

The route continues along the Malaya Lagorta river. The area is notable for a complex alternation of gabbro-norite, actinolite-anorthite comprising blocks of ultrabasic varieties with gabbro-diabase and diabase (Fig.3).

A general view of the rock distribution opens up from the top of a hill on the right side of the Malaya Lagorta river. The hill commands a good view of the mountain located in the south-west. The summit and eastern sides of the mountain are composed of ultrabasic rocks and gabbro. The western side consists of metamorphosed diabase underlying the summit rocks. The same band of diabase crops out in the cliffs of the left riverside clearly visible from the observation point. Above these one may see northward a group of peaks composed of bipyroxene gabbro and its metamorphosed equivalents including minor metadunite, wehrlite and/or clinopyroxenite bodies. A contact between light-grey metamorphosed gabbro-norite and mafic amphibolized gabbro-diabase is distinct on the side of the eastern peak facing us. Gabbro-diabase composes the lowermost part of the section of an extensive sill (?). Diabase exposures with a parallel dyke structure (Stop I-4) occur in the uppermost part of the sill section cropping out eastward. Directly below the observation point a xenolith of serpentized dunite occurs in gabbro-diabase which has undergone amphibole and greenstone alterations. Early mass looped serpentization is preserved in its central part. The dunite body is marginally flanked by black serpentinite which penetrates inside the body along joints. The younger dunite serpentization is associated with a greenschist diaphthoresis of amphibolized gabbro-diabase.

Stop I-4. Diabase dykes in the Malaya Lagorta river (R.G. Yezeva). A cross-section of diabase parallel dykes with occasional outliers of interdyke rocks (apopyroxenite horn-

blendite, gabbro-amphibolite) is exposed eastward.

The dyke complex consists of aphyric diabase, plagioclase-pyroxene and megaphyric plagioclase diabase porphyrite and albitophyre. The thickness of the dykes does not exceed 2 m. Aphyric diabase, the oldest and most common rock in the section, is formed by multiple intrusions along a system of joints (strike azimuth is  $355^{\circ}$ ). Younger diabase porphyrite is confined to several systems of joints ( $0^{\circ}, 20^{\circ}$ ). The contacts of the slice dykes are vertical and chilled. The primary occurrence and structure of veined bodies is largely obscured due to metamorphism of the amphibolite facies, plagiogranitization, of subsequent hornfels development and local dynamic metamorphism.

The basalt dykes are composed of plagioclase ( $An_{45-48}$ ) and hornblende, and preserve some relics of diabase and spilitic microstructure, as well as primary paragenesis: plagioclase ( $An_{65-40}$ ) + clinopyroxene. Plagiogranitization resulted in the formation of metasomatic brown biotite and quartz. All these minerals are replaced in the foliation zones by quartz, albite, prehnite, epidote and chlorite.

The basic dykes are heterogeneous in terms of chemism (Tab.2, Fig.4). Their ordinary composition varies from quartz to olivine tholeiite. The composition of aphyric rocks is similar to that of cotectic (Fig.4,5), whereas plagioclase-pyroxene porphyrite differs from the former in a content of ordinary olivine (up to 40%) and a somewhat increased content of  $TiO_2$  (up to 1.6%), which suggests a probable cumulo-se nature of the latter. In composition, albitophyre is similar to plagioliparite and dacite porphyrite.

Stop I-5. Diabase and tonalite contact (R.G.Yazeva).

Diabase and tonalite contact is traced on the right side of the Malaya Lagorta river. The route starts at a 600-metre exposure of the marginal zone of tonalite which occurs at the base of the island arc association. At the cross-section latitude the tonalite band is about 9 km wide, however, it is possible to penetrate it only for 100-150 m.

Table 2

Chemical composition of dykes from cross-sections of the Iagortayu and Malaya Iagorta river

	Bc-53	Bc-55	Bc-823	Bc-56	Bc-76	Bc-790	Bc-802	Bc-810
SiO <sub>2</sub>	47,1	53,0	47,3	49,0	52,9	49,7	47,6	74,1
TiO <sub>2</sub>	1,0	0,63	0,52	0,50	1,22	0,9	1,64	0,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,3	13,8	17,2	20,65	15,3	15,7	14,7	12,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3	0,72	0,91	3,1	3,5	2,37	2,2	1,44
FeO	9,02	7,37	6,46	8,62	9,68	10,3	12,6	4,06
MnO	0,09	0,05	0,09	0,2	0,09	0,2	0,18	0,05
MgO	7,78	8,26	11,2	4,0	4,48	9,36	6,23	0,35
CaO	10,7	9,29	11,6	9,55	5,73	10,1	8,2	1,04
Na <sub>2</sub> O	2,24	4,26	1,5	2,42	5,94	2,17	3,24	5,28
K <sub>2</sub> O	0,11	<0,1	<0,1	0,15	0,22	0,49	0,27	<0,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,1	<0,05	0,2	0,13	0,16	0,53	0,02
I.L.	2,76	1,83	2,39	1,42	1,02	2,13	1,66	0,44
CO <sub>2</sub>	0,56	0,39	<0,1	<0,1	0,28	<0,1	<0,1	0,11
S total	-	-	<0,05	<0,05	-	<0,05	<0,05	<0,05
	Trace elements (p.p.m.)							
V	250	211	210	280				
Cr	32	232	410	10				
Ni	35	196	200	9				
Co	44	47	47	32				
Pb	0,2	0,4	0,5	0,7				
Sc	37	36	40	36				
Id	-	-	-	4				
Be	0,7	0,6	0,4	0,6				
Rb	traces	traces	7	traces				
Zr	67	58	363	180				
Y	20	17	18	25				
Nb	3	3	3	2,3				
La	11	7	6	8				
Ba	50	36	35	29				

Note: 1) Samples from the Iagortayu river are Bc-53 diabase of early dyke generation, Bc-55 diabase of intermediate dyke generation, Bc-823-diabase of late dyke generation, Bc-56 megaphyric plagioclase diabase porphyrite.

2) Samples from the Malaya Iagorta river are Bc-76 diabase with indications of hornfels development at the contact with tonalite, Bc-790 aphyric diabase, Bc-802 diabase with pyroxene phenocrysts, Bc-810 aphyric albitophyre.

Massive contaminated melanocratic quartz diorite (Table 3, Analysis I) occurs in direct contact with apodiabase hornfels. Deeper inside from the contact (eastward), these rocks are replaced through cataclastic fine-grained tonalite by coarse-grained hypidiomorphic varieties with linear-oriented hornblende and plagioclase crystals. Coarse-grained tonalite is of the following composition: quartz (15-20%), plagioclase with a direct zoning (An<sub>70-48-20</sub>; 40-50%), hornblende + biotite (15-20%), orthoclase (4-5%), magnetite, apatite and occasional garnet (Table 3, Analysis 2). Tonalite locally contains rounded xenoliths of andesite-hornblende hornfels, as well as autoliths (cognate inclusions) of a microdiorite and gabbro composition. Unabundant, thin (1-2 cm) rootless aplite dykes (oligoclase-orthoclase, with myrmekite) are traced there. Table 3 illustrates chemism of the rocks of this area.

Table 3

Chemical composition of diorite and tonalite (weight %)

Ser. Rock No.	C o m p o n e n t s										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1. Quartz-diorite	57,7	0,16	17,3	1,16	7,84	0,12	3,29	6,84	3,70	0,95	0,17
2. Tonalite	60,5	0,4	16,2	2	5,05	0,09	3,21	5,99	3,26	1,93	0,19

The contact of tonalite batholith with diabase is vertical, sharp, intrusive (strike azimuth is 30°). Some 1-2 m thick dyke-like apophyses composed of hornblende quartz diorite and its magmatogene breccia with diabase fragments, exhibiting hornfels development, outcrop in the enclosing rocks within 500 metres away from the contact. At the contact the enclosing rocks are altered into andesite-hornblende hornfels. The hornfels development halo is traceable for several hundreds of metres.

Purpose. Metamorphism of gabbro and ultrabasic rocks in western-type cross-sections.

Approaching the initial point of the route the participants of the excursion will cross harzburgite outcrops, the banded series rocks flanking them from the west and a major block of ultrabasic rocks enclosed in gabbro-amphibolite. The rocks of the banded series occur locally along the block periphery, whereas its central part is composed of harzburgite and dunite. The examination starts at the western contact of the harzburgite block with gabbro-amphibolite. Then the route crosses amphibolite outcrops and continues along the stream which exposes the metabasites of the Khordjuss ridge (Fig.6).

Stop 2-1. Harzburgite and gabbro-amphibolite contact (A.A.Saveliev).

The harzburgite outcrops are intruded by wehrlite, websterite and clinopyroxenite veins followed by haloes of large clinopyroxene poikiloblasts. Pyroxenite (Tab.4) has a relatively low ferrum content (sample I8-3, I8-9) as compared with its equivalent in the banded series from the outer fringe of the major harzburgite field, the fringe being in contact with gabbro (sample 79-a).

All the rocks are intruded by sublatitudinal plagioclase veins (An<sub>24-26</sub>, Tab.4) with a thin amphibole fringe at the exocontact. Harzburgites contain thin irregular impregnations, veinlets and chains of light-green amphibole which is probably contemporaneous with gabbro-amphibolite.

Stop 2-2. Gabbro-amphibolite (A.A.Saveliev).

Outcrops of gabbro-amphibolite with granoblastic, porphyroblastic and poikiloblastic structures, and the paragenesis of hornblende (f=50%) + garnet (f=64-83%) ± zoisite ± quartz + rutile are observed up the stream in its slopes. Less common are plagioclase (An<sub>29-35</sub>) and garnet-pyroxene and essentially garnet rocks. With respect to chemism, the major gabbro amphibolite body is similar to that of bipyroxene gabbro (Tab.5) which outcrops further up the stream.

Table 4

Chemical composition of the banded series rocks and  
minerals (western type of cross-sections)

	70	79-5		79-A		18-3		18-9	18-12
Unit-	01	Chr	wehrlite	clinopyroxenite	Cpx	websterite	clinopyro-	plagio-	clasite
te							xenite		
SiO <sub>2</sub>	34,74	42,60	1,64	44,00	50,76	51,60	49,84	50,16	62,80
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,01	no anal.	0,07	0,11	0,11	0,16	0,26	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	traces	13,42	1,75	2,88	2,69	1,41	3,62	21,81
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,19	45,88	0,31	0,24	0,32	no anal.	no anal.	no anal.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,13	1,76	10,36	4,43	3,62	3,56	1,82	2,65	0,66
FeO	3,89	7,20	21,16	7,49	4,82	2,99	6,46	3,31	0,64
MnO	0,12	0,12	no anal.	0,16	0,15	0,16	0,20	0,15	traces
MgO	40,50	45,46	7,24	29,02	19,75	16,30	24,99	22,36	1,04
NiO	0,05	0,22	no anal.	0,01	0,02	0,04	no anal.	no anal.	no anal.
CaO	0,40	0,44	no anal.	7,95	14,34	20,10	14,02	15,47	4,59
Na <sub>2</sub> O	0,08	no anal.	no anal.	0,14	0,29	0,23	0,24	0,80	7,77
K <sub>2</sub> O	traces	no anal.	no anal.	0,05	0,05	0,10	traces	0,08	0,32
I.L.	11,49	1,62	-	4,65	2,91	1,43	0,02	0,99	0,23
total	99,73	99,62	99,70	100,03	99,94	100,13	99,16	99,85	99,90
f	11,5	9,8	73	18	18	17,4	15,4	12,6	24,6% An
(Ca/Ca+Mg) x 100						46.2			

Table 5

Chemical composition of gabbro, amphibolite and their minerals  
( Khordjuss)

	8714			115-1		8713				
	blastomylo- nite-gabbro	gabbro- norite	opx	cpx core	cpx fringe	Pl	amphi- bolite	Hb	Gr	Cs
SiO <sub>2</sub>	49,03	41,06	51,40	51,42	49,53	45,39	45,14	41,86	38,98	38,67
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,80	0,05	0,22	0,45	-	0,58	1,06	0,59	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,91	16,83	2,70	3,89	7,97	33,88	20,28	16,02	20,52	27,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,008	-	0,044	0,012	0,023	-	0,01	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,45	7,86	-	-	-	-	3,73	3,59	13,17	8,23
FeO	6,82	8,55	21,04 <sup>x</sup>	8,48 <sup>x</sup>	9,34 <sup>x</sup>	0,15	6,96	11,49	12,21	0,90
MnO	0,26	0,23	0,65	0,29	0,28	0,006	0,21	0,17	2,23	0,14
MgO	5,81	10,73	22,91	13,06	10,93	0,005	5,75	10,03	5,12	0,43
CaO	8,02	12,44	0,46	21,85	21,40	17,45	12,00	10,24	7,82	21,88
Na <sub>2</sub> O	3,20	0,97	-	0,81	0,81	1,44	3,13	2,48	-	-
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	-	-	-	0,01	0,12	0,19	-	-
IL	0,43	1,08	-	-	-	-	1,74	1,97	-	1,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,01	-	-	-	-	0,09	-	-	-

total	100,00	100,65	99,25	100,03	100,73	98,33	99,74	99,09	100,64	99,53
-------	--------	--------	-------	--------	--------	-------	-------	-------	--------	-------

f	51,8	44,7	34,0	26,7	32,7	-	50,3	45,4	74,2	-
---	------	------	------	------	------	---	------	------	------	---

(Ca/Ca+Mg)x100	-	-	1,4	54,6	58,5	-	-	-	-	-
----------------	---	---	-----	------	------	---	---	---	---	---

An, %	-	-	-	-	-	87	-	-	-	-
-------	---	---	---	---	---	----	---	---	---	---

8714 - cpx, opx, An<sub>43-26</sub>, Hb, Mt, ap; 115-1- opx, cps, An<sub>87</sub>, Mt, ap; 8713-Hb, Gr, Cs, An<sub>29</sub>, Q

Stop 2-3. Metamorphosed gabbro of the Khordjuss ridge (A.A.Saveliev).

In the canyon of the upper reaches of the Shershor stream there are outcropping faser bipyroxene-plagioclase gabbros corresponding in terms of chemical composition to bytownite-labradorite gabbro-norite (Tab.5). This consists of hypersthene ( $f=34\%$ ), zonal diopside ( $f=27-30\%$ ), plagioclase, titanomagnetite and apatite. Banding of the rocks as well as plan-parallel and linear orientations are inclined north-north-eastward with a sublatitudinal strike. These structural elements are intersected by the boundaries of random-oriented bipyroxene-plagioclase pegmatoid veins.

In the initial transformation stages bipyroxene-plagioclase rocks are replaced by plagioclase-pyroxene hornblende varieties while the structure remains unaffected. Locally traced are plagioclase-pyroxene hornblende arterite migmatite and schlieren pyroxene-hornblende aggregates which intersect the early banding. Such transformations are more common for the periphery of the bipyroxene-plagioclase rocks.

The block of pyroxene-plagioclase rocks is surrounded by garnet-hornblende gabbro-amphibolite which is a product of the subsequent stage of the rock transformation. The older amphibolite generations are represented by the rocks with kelyphitic rims of garnet around plagioclase and hornblende (green-brown) around pyroxene. In the younger generations garnet forms porphyroblasts, pyroxene is replaced by hornblende and reaction quartz appears. The distinct banding of gabbro-amphibolite is generally north-easterly trending and south-easterly dipping ( $40-80^\circ$ ). In the cross-section located 3 km south-westward, where a direct contact of bipyroxene-plagioclase rocks with gabbro-amphibolite is exposed, there is a sharp unconformity in the orientation of the rock banding.

In the cross-section of the Shershor stream the pyroxene-plagioclase and garnet-hornblende rocks are cut by the zones of epidote-amphibolite blastomylonite with clinozoisitic veins.

In its turn, these zones are cut along with the other rocks by younger thin linear greenschist zones. The zones of epidote-amphibolite and greenschist blastomylonite are of a constant north-easterly strike and south-easterly dip, concordant to the gabbro-amphibolite banding.

Stop 2-4. Metamorphosed rocks of the banded series in the upper reaches of the Malaya Lagorta river (G.N.Savelieva).

In the afternoon, the route will continue along the left side of the Malaya Lagorta river. There are some exposures of metamorphosed rocks of the banded series which occur west of the Payersky cover harzburgites. The occurrence of the banded series rocks along the western margin of the major harzburgite field is typical of the structure of the Voikaro-Syninsky massif ophiolite assemblage. The south-easterly plunge of the rock boundaries under the harzburgites, traced all over the area, suggests that these rocks underlie the harzburgites from the west.

The 0.7 km - long route runs upward the slope from the skerry of zoisitic-garnet amphibolite located at the base of the valley slope. Amphibolite banding is of north-easterly trend ( $20^{\circ}$ ) and steep south-easterly dip. Upward the slope, after 120 m of the unexposed area there outcrop olivine clinopyroxenite rocks with wehrlite intercalations. The rock boundaries are concordant to the amphibolite banding.

A direct contact of pyroxenite with amphibolite rock is exposed 0.7 km north of the route. The contact of the said rocks is traced through a thin zone of serpentinite and greenschist. Upward the contact wehrlite and clinopyroxenite are broken for 70 m by numerous shear and serpentization zones parallel to the contact.

Further along the route, the outcrops of massive, medium- to coarse-grained clinopyroxenite with lenticular wehrlite sections are replaced by olivine websterite and spinel hercynite with a lenticular-banded texture. Pyroxene is grouped into subparallel lenticular aggregates spread in olivine. Spinel (hercynite-pleonast) occurs in the rock as chains

of grains elongated along the general strike of the rock boundaries.

Lenticular dunite bodies subjected to different stages of serpentinization and arranged in an echelon pattern become abundant in pyroxenite 300 m from the contact with amphibolite. Zonal fringes of wehrlite and clinopyroxenite are traced along the periphery of dunite bodies in the vicinity of pyroxenite. The amount of porphyroblastic and poikiloblastic clinopyroxene in those decreases away from the contact with clinopyroxenite inside the dunite bodies. The similar distribution of clinopyroxene is observed around pyroxenite veins cutting dunite. The visible thickness of this part of the cross-section is 150 m. The rock banding and orientation of boundaries is of the same north-easterly trend ( $40-60^{\circ}$ ) and steep south-easterly dip.

Further along the route, pyroxenite with dunite lenses grades into the alternating varieties of the same rocks (visible thickness of the member is about 200 m) in which dunite becomes rapidly predominant. The clinopyroxenite bodies traced at the beginning of this area generally contain a fringe of wehrlite and clinopyroxene dunite at the exocontact. On the whole, the part of the section examined towards the harzburgites is characterized by a general sequence in the rock alternation (clinopyroxenite-wehrlite-dunite) repeated around minor dunite bodies in clinopyroxenite as well as around pyroxenite veins cutting dunite. This sequence is regularly repeated in western and eastern sections of the banded series.

Upward the slope, in the blocks of deluvial debris one may observe blastomylonitized harzburgite and lherzolite with a fusiform and banded structure and thin (0.5-2 cm) clinopyroxenite veins. The veins are either subparallel, or oriented at an acute angle with respect to the harzburgite lineation. All stages of clinopyroxenite veinlet reorientation - from reticulate, steeply intersecting the harzburgite banding to subconcordant with neogenic lineation may be observed there. The deformations involving structural rearrange-

ment of the harzburgite banding and pyroxenite veins primarily occurred in the stage of anhydrous paragenesis. The transition of melanocratic troctolite into spinel lherzolite | seems to be typical of such an environment with reaction  $OI + PL \rightarrow c Px + oPx + Sp$  - which would correspond to the amphibolite facies of high pressures or granulitic facies. Thus, spinel lherzolite spread only in the western cross-sections of the banded series is a metamorphic rock formed at the base of the Payersky block in early stages of deep overthrust, rather than a relic of undepleted mantle. Light-green prismatic-grained amphibole is common for the ultrabasic rocks of the western cross-sections. The occurrence of amphibole in the banding system concordant to the gabbro-amphibolite banding is apparently associated with metamorphism of amphibolite facies.

Younger greenschist transformations of metamorphosed rocks of the banded series (pyroxene and amphibole actinolization and chloritization, olivine serpentinization with magnetite released) are accompanied in the section by the formation of serpentinite and greenschist blastomylonite. The strike of the blastomylonite zones concordant to the gabbro-amphibolite banding is apparently accounted for by later stages of deformation which inherited the old trend.

Purpose. Examination of harzburgites and their transformations in the Jagortaegart river.

Stop 3-I. The composition and structure of harzburgites (G.N.Saveliev).

The route runs through the central part of the harzburgite field exposed by the stream for about 1.5 km.

In the cross-section the harzburgites display a banded structure caused by irregularly distributed enstatite (5-80%). At the same time, the average enstatite content in the rock is stable and makes up 15-20%, olivine 80-85%, diopside 0.5%, chrome-spinellid 1.5%. The banding is locally marked by alternating coarse - to medium-grained varieties. Within the bands the enstatite forms linear aggregates which are locally distinct. In the harzburgites the chemical composition of olivine  $Fe_{8.4-9.5}$  and enstatite  $Fe_{8.5-9.2}$   $Wo_{0.8-2.2}$  is relatively stable, whereas the diopside composition varies from  $En_{60.1}$   $Fe_{4.8}$   $Wo_{35.1}$  to  $En_{50.1}$   $Fe_{3.2}$   $Wo_{46.9}$ . The composition of accessory chrome-spinellid represented by  $(Mg_{4.1}Fe_{3.9})_8$   $(Cr_{5.4}Al_{10.5}Fe_{0.1})_{16}O_{32}$  -  $(Mg_{4.1}Fe_{3.9})_8$   $(Cr_{8.7}Al_{6.8}Fe_{0.5})_{16}O_{32}$  differs greatly as compared with the other harzburgite minerals. Total chemical composition of the harzburgite massif and its composing minerals is similar to that of harzburgites from other ophiolite assemblages (Tab.6) In the areas where the harzburgite banding is deformed to give rise to the parallel-undulatory pattern, its character is different. The distribution of enstatite becomes more contrast. Dunite bands, flanked by aggregates of pegmatoid enstatite grains or individual, irregularly distributed, large tabular enstatite porphyroblasts, are becoming distinctly isolated. The rock mineral composition and the abundance ratios of minerals in the area are, on the whole, close to these of harzburgites. The formation of such dunite-enstatite segregations is apparently a result of the metamorphic differentiation of harzburgite during its plastic deformation.

Table 6

## Chemical composition of harzburgite and its minerals

	31	1228	3540	:	1118			31	1228	
	harzbur.	harzbur.	harzbur.	:	harzbur.	Ol	En	Di	Chr	Chr
SiO <sub>2</sub>	39,10	41,06	39,58	:	43,36	41,21	56,97	53,18	2,20 <sup>xx</sup>	2,68 <sup>xx</sup>
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	:	0,02	0,01	0,07	0,13	0,19	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,95	0,48	:	0,94	0,21	2,26	2,25	20,64	35,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,40	0,31	:	0,41	0,15	0,67	0,72	42,01	28,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	3,86	4,99	:	2,18	-	-	-	3,31	4,39
FeO	3,45	4,46	3,74	:	6,26	8,28 <sup>x</sup>	5,43 <sup>x</sup>	1,79 <sup>x</sup>	19,70	12,05
MnO	0,10	0,11	0,11	:	0,13	no anal.	0,21	0,06	no anal.	no anal.
MgO	40,86	42,19	41,26	:	41,67	48,36	33,46	17,40	10,87	16,57
NiO	0,12	0,10	0,11	:	0,15	0,22	0,06	0,07	no anal.	no anal.
CaO	0,57	0,51	0,57	:	0,67	0,08	0,51	24,02	0,11	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,10	:	0,04	no anal.	0,03	0,19	no anal.	no anal.
K <sub>2</sub> O	traces	0,05	traces	:	0,02	no anal.	-	-	no anal.	no anal.
IL <sub>2</sub>	9,84	5,99	8,64	:	4,11	0,36	-	-	-	-
total	99,88	99,80	99,90	:	99,96	98,88	99,67	99,81	99,03	99,37
f	9,5	9	9	:	10,0	9,1	8,4	5,5	56	38
(Ca/Ca+Mg).100				:				50,2		

x) total ferrum as FeO; xx) silicate impurity

In the same cross-section there are neogenic dunite isolations with an enstatite fringe which are conformable to the harzburgite banding. Locally branching, these intersect the harzburgite banding and form dunite and enstatite veins with distinct contacts. In the upper reaches of the stream websterite and diopsidite veins are locally, traced in the harzburgites.

The morphology of the veins varies. Apart from rectilinear intersecting veins with the step-like displacement, there are plicated, folded veins. The metamorphic differentiation of the harzburgites, first resulting in the formation of enstatite and dunite in the banding system and subsequently in the isolation of those rocks as veins, is apparently a single, relatively continuous process in which the deformations varied from plastic to fragile. The ductile flow of the matter was, apparently, confined to local zones.

Stop 3-2. Metamorphosed ultrabasic rocks in the Iagortae-gart river (G.N.Savelieva).

In the left slope of the river valley a cross-section will be examined exhibiting a contact between harzburgites subjected to early serpentinization and olivine-antigorite rocks occurring in the former. 60-70% - serpentinized harzburgites are exposed in the right side of the stream. The rock banding is south-easterly inclined ( $120^{\circ}$ ) and complicated by low amplitude folds (0.5-1.5 m), the limbs of which dip eastward and south-eastward ( $90-120^{\circ}$ ). Serpentine in the harzburgites is represented by light-green thin-fibrous alpha-chrysotile filling in the looped veinlets without magnetite.

The contact between the harzburgites and olivine-antigorites runs along the stream. This contact is of a sublongitudinal trend and easterly dip (about  $60^{\circ}$ ). A direct transition of the chrome-spinellid-enstatite-olivine into olivine-antigorites occurs within 3-5 metres. The weathering crust of olivine-antigorites contains distinct traces of the harzburgite banding. Yet, the rock texture becomes criss-cross lame-

llar due to the neogenic cleavage in olivine and antigorite plates. The neogenic lineation of olivine-antigorites as chains of pseudomorphic magnetite-chlorite aggregates in chrome-spinellid is concordant to the contact.

The structure of veined dunite in the zone of metamorphism also varies. There appear sections of pegmatoid olivine with cleavage, as well as antigorite flakes. Cleavage joints and cutting veins are evident.

In the upper reaches of the stream the harzburgites are abruptly replaced by olivine-antigorite schists which compose an overthrust zone dipping south-eastward  $50^{\circ}$  at a  $30^{\circ}$  angle. Fragments of the massive olivine-antigorite rocks traced in the schists of the same composition, suggest that the schistosity of the olivine-antigorite represented the late process of ultrabasic rock transformation in the area. As is shown by the study of this metamorphism (Savelieva, 1977, Shteinberg, Chashukhin, 1977) the latter was progressive with respect to the early mass serpentinization, and corresponded to the environment of the upper boundary of the greenschist facies or the lower boundary of the epidote-amphibolite facies (Evans, Trommsdorff, 1970).

#### DAY 4

Purpose. Examination of the banded-series rocks as well as gabbroids in the eastern cross-sections of the ophiolite assemblage.

The route starts on the right bank of the Trubayu river. Westward from the observation point there is a major field of harzburgites cut by the river valley. Northward on the opposite slope of the bank there is a distinct contact between the harzburgites, dunites (rocks with a yellow-brown crust of weathering) and the banded-series rocks (dark). The dip of the contact is steep, south-easterly. As shown by mapping (Fig.7) performed in the area, the harzburgites are replaced south-eastward by dunites, the banded-series rocks and gabbroids respectively. A major dunite body occurs in the banded-series rocks and gabbroids.

The dunites are hypsometrically higher than the surrounding gabbroids and separated from the latter by the banded-series rocks. Close to the northern and southern edges of the dunite body the banding of gabbro-norites and the boundaries of the banded-series rocks occurring hypsometrically lower than the dunites, plunge under the latter.

Stop 4-I. The rocks of the banded-series in the Trubayu river (A.A.Efimov).

Within a 300-m area of the right bank of the Trubayu river the participants of the excursion will see a composite series of dunite, wehrlite, clinopyroxenite and some gabbroids.

The rock series of a similar composition are typical of the zones of transition from harzburgites to gabbroids. There is no regular banded structure in the rocks. Predominant wehrlite irregularly alternates with lens-like clinopyroxenite layers and some gabbro intercalations. Typical is a breccia-like texture in which angular and rounded pyroxenite blocks are cemented by a wehrlite mass with a blastomylonite structure and an obscure banding rimming the blocks. Many gabbro lenses and layers are also rimmed by the enclosing wehrlite mass. This is an evidence of relatively strong, but irregular deformations of the rocks. The

deformations occurred at high temperatures in the stability zone of olivine-pyroxene and olivine-plagioclase paragenesis.

A somewhat different relationship is as a rule observed between dunite and pyroxenite, which is typified by rectilinear pyroxenite veins grading along the strike, or aside from the selvage into the chains of skeleton clinopyroxene crystals or irregularly scattered impregnation of the minerals.

The dunites contain olivine and accessory chromite, and locally an addition of xenomorphic clinopyroxene. Wehrlite and pyroxenite are composed of olivine and clinopyroxene. Bipyroxene and olivine (troctolite) varieties predominate in the gabbroids. The ferrum content of feric minerals increases from 8 to 10 mol % in dunite and from 13 to 15% in wehrlite, pyroxenite and gabbro. Plagioclase composition in the latter is stable ( $A_{90}$  on the average, non-zonal). The gabbroids generally contain no magnetite.

The relationship between the dunites and clinopyroxene-bearing rocks can be considered typically metasomatic. This is proved by the porphyroblastic nature of pyroxene impregnation in the olivine mass, the occurrence of clinopyroxene as chains of isolated crystals along linear-permeability zones, the gradients of olivine ferrum content in the exocontact zones of thick pyroxenite veins. A similar relationship is observed in gradual transitions from essentially olivine rocks to anorthite-bearing varieties.

It is assumed that wehrlite, clinopyroxenite and a part of gabbroids were formed metasomatically in place of the dunites. Yet, the primary relationship between the rocks (apparently, chaotic-stockwork) are significantly disturbed and concealed by a "hot" deformation (Efimov, 1977).

Stop 4-2. Gabbroids of the eastern section of the ophiolite assemblage (A.A.Savelyev).

The route will continue along the upper reaches of a small canyon, starting from bipyroxene gabbro exposures. The rocks exhibit a distinct rhythmically banded structure controlled by melano- and mesocratic varieties intercalated with thin anorthositic bands in the upper portion of many a rhythm. Melanocratic parts of the rhythms display at the base a sharp irregular boundary and a coarse-grained texture. Grain size decreases and plagioclase is more abundant towards the roof of the rhythms. Gabbro minerals consist of hypersthene, diopside, plagioclase  $An_{91-94}$  (Table 7), locally, hornblende, titanomagnetite, and apatite. The banding of this part of the section has a WNW dip ( $40-60^\circ$ ).

Down the canyon there are some exposures of metamorphosed gabbro in which pyroxene is pseudomorphically replaced by actinolite, while plagioclase is still fresh (see Table 7). In these rocks in conformity with the banding oriented north-eastwards (dip SE  $60^\circ$ ) there occurs a thin body of plagiogranite with a gneissoid structure and augen segregations of deformed blue quartz. The gabbroid rocks are silicified at the contact with plagiogranite. Still down the canyon, where the stream branches, there occurs plagioclase-hornblende blastomylonite with the banding subconcordant to that of actinolite-anorthite and plagiogranite contacts. Chains of hornblende prisms, elongated blue quartz grains, schlieren-like segregations of quartz-plagioclase-hornblende and quartz-plagioclase are observed within zones of blastomylonitization in pyroxene gabbro with the relict banding. These early manifestations of plagiogranitization are associated with pegmatoid plagioclase-hornblende veins intersecting the bipyroxene banding.

Beyond the blastomylonite zone, down the stream, there are continuous rocky outcrops of actinolite-anorthite, alternating with slightly metamorphosed bipyroxene gabbro to form areas of an irregular shape and different size. Actinolite-anorthite-

Chemical composition of gabbro and their minerals.

	20-7				131-7				131-4			
	Gabbro	Opx.	Cpx.	Pl	Gabbro	Opx.	Cpx.	Pl	Gabbro	Act <sub>1</sub>	Act <sub>2</sub>	Pl
SiO <sub>2</sub>	45,62	51,78	52,27	46,48	46,16	52,50	53,27	42,90	43,80	52,53	51,82	44,43
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,11	0,23	0,02	0,17	0,09	0,29	-	0,51	0,23	0,20	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,03	1,12	2,41	34,67	22,50	1,75	3,29	34,29	18,08	3,20	5,30	34,30
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	no anal.	0,06	0,04	-	no anal.	0,08	0,08	-	no anal.	-	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,38	-	-	-	1,07	-	-	-	3,79	-	-	-
FeO	7,04	22,22	9,45 <sup>x</sup>	0,38 <sup>x</sup>	5,44	18,06 <sup>x</sup>	7,83 <sup>x</sup>	0,25	8,38	12,19 <sup>x</sup>	13,90 <sup>x</sup>	0,13 <sup>x</sup>
MnO	0,23	0,52	0,25	0,01	0,10	0,33	0,17	-	0,13	0,21	0,22	-
MgO	9,15	22,23	13,60	0,01	8,37	25,24	14,42	0,002	9,03	16,01	14,94	0,01
NiO	-	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.
CaO	12,04	0,85	22,43	17,81	15,01	0,71	22,84	18,88	13,75	12,24	11,28	17,98
Na <sub>2</sub> O	0,66	-	0,20	0,81	0,59	-	0,21	0,68	0,75	0,30	0,38	1,01
K <sub>2</sub> O	0,04	-	0,02	0,01	0,06	-	-	0,03	0,12	-	-	0,01
IL	0,16	-	-	-	0,65	-	-	-	1,78	2,00	2,00	-
total	99,45	98,89	100,90	91,14	100,12	98,76	102,40	97,03	100,12	98,91	100,04	97,89
f <sup>xx</sup>	40,1	35,9	28,0	-	30,2	28,7	23,3	-	42,4	30,3	34,7	-
(Ca/Ca+Mg).100	-	1,3	54,2	-	-	2,0	53,2	-	-	35,5	35,2	-
An, %	-	-	-	92	-	-	-	94	-	-	-	91

x) Fe total as FeO

xx) f ferrum content in molecular percentage for rocks and atomic percentage for minerals.

te, in places, displays pyrite-pyrrhotite mineralization which is concordant to the banding and marked by zones of ochre development.

Pseudomorphic alteration of biopyroxene gabbro is well observed 600 m away from the stream fork, on the right bank. One of the outcrops distinctly exhibits the banding caused by alternation of melano- and mesocratic bands. The banding in the outcrop as well as in the adjacent areas dips south-eastwards and rims the eastern limb of the fold composed of gabbro-norites. Plagioclase-hornblende veinlets of a pegmatoid structure intersecting the gabbro-norite banding are clearly observed in the upper portion of the rocky outcrop. Actinolite-anorthite outcrop several meters downward. The boundary of pyroxene amphibolization is seen to sharply cross the gabbro-norite banding and boundaries of plagioclase-hornblende veinlets. As is evident from the section biopyroxene gabbro in the area, on the whole, underwent at least 3 stages of successive alteration: (a) deformation of the banding; (b) formation of plagioclase-hornblende blastomylonite and plagiogranitization, and (c) pseudomorphic replacement of pyroxene by actinolite, similar in character to metamorphism of the oceanic floor (Miashiro et al., 1973).

At the end of the section on the left bank of the stream, there is a block composed of clinopyroxenite, wehrlite and troctolite in metamorphosed gabbro. In the outcrop the rocks are distributed almost symmetrically, viz. the banded troctolite and wehrlite make up the central part of the exposure, while the clinopyroxenite occurs along the periphery, at the contact with gabbro. This relationship suggests that the body of ultrabasic rocks was partially reworked into gabbro.

## DAY 5

Purpose. Observation of metamorphic transformation of the banded series rocks, gabbro and diabase in the Lagortayu river area.

Step 5-I. Metamorphism of the banded series rocks and gabbro along the left tributary of the Lagortayu river (V.I. Lennykh).

The 1.5 km - route runs along a canyon intersecting at an acute angle a strip of metamorphosed rocks of the banded series.

700 m away from the beginning of the route uralitized and zoisitized gabbro with relict clinopyroxene and plagioclase outcrop in the left bank of the stream. The banding of the gabbro, controlled by alternation of leuco- and melanocratic bands up to some centimeters in thickness, strikes north-eastward ( $50-60^{\circ}$ ) and dips steeply south-eastward. Some gabbro-pegmatite veins and lenses composed of uralitized and chloritized clinopyroxene, carbonate-antigorite-tremolite (wehrlite) occur in the gabbro. Contacts of the lenses are concordant to the gabbro banding.

About 1200 m away from the beginning of the route, in the right bank of the stream, there is an outcrop of an ultrabasic rock body viz., serpentized wehrlite, uralitized clinopyroxenite with serpentized olivine, websterite with subordinate olivine and plagioclase. In metaultrabasic rocks there occur some branched veins, composed of gabbro-pegmatite at the pinch and in the selvages, and of plagioclase in the centre. Plagioclase is observed in the vicinity of the veins in the ultrabasic rocks. The relationship suggests metasomatic development of the veins and metasomatic transformation of the ultrabasic rocks. Some troctolite zones in wehrlite near olivine gabbro veins are observed opposite the aforesaid outcrop.

Upward the stream, in its bed, a pyroxenite block is intersected mainly in one direction by some pegmatoid diopside-

anorthite isolations. The latter are cut almost at a right angle by a plagioclase-hornblende vein. Relics of partially replaced diopside occur in central parts of large hornblende crystallites. In the middle part of the section, in the right bank of the stream, the banded unaltered gabbro with diaphthoritized diopside-anorthite pegmatoid is intersected by flow and foliation zones of the greenschist facies up to 1.5 m in thickness and of a south-easterly dip. Boudinages and "augen" of two generations are clearly traced in one of the outcrops of a blastomylonite zone. The oldest and smallest of these bear traces of blastomylonitization in the epidote amphibolite facies. The youngest and largest were formed in the greenschist facies. Porphyroclasts in the blastomylonite occur as rounded grains of zoisitized plagioclase. Zoisite and actinolite are new formations in the groundmass. Greenschist diaphthorite with various degrees of foliation is traced still further up the stream up to its junction with the left tributary. At the fork of the stream the banding of the gabbro marks flexure-like bends, not forming, though complete folds.

A zone of blastomylonite of the epidote-amphibole facies about 20 cm thick crosses the diaphthoritized gabbro banding upward the stream. The zone gives rise to an incomplete fold overturned north-westward. The fine-grained groundmass of the blastomylonite displays large (up to 1 cm) "augen" of mafic hornblende oriented in different directions with respect to foliation. Clinzoisite and greenish-brown amphibole are new formations in the groundmass.

The section ends up at the edge of a firm within a primary outcrop of ultrabasic rocks to form a block in the diaphthoritized gabbro. The block is composed (east to west) of serpentized dunite enclosing banded isolations of wehr-lite and troctolite. The inner structure and outer boundaries of the block are, on the whole, concordant to the banding of enclosing gabbroids which is of a sublongitudi-

nal strike and vertical dip. The foliation of the greenschist facies, both in gabbro and in the block of ultrabasic rocks, has a similar orientation.

Stop 5-2. Metamorphism of diabase of sheeted dykes and ultrabasic rocks of interdyke spaces in the Lagortayu river (R.G.Yazeva, A.A.Efimov).

In the afternoon the trip will continue along the Lagortayu river. In a 3 km-long canyon there are some outcrops of sheeted dykes which display traces of early stages of amphibolite metamorphism and plagiogranitization. The dykes make up about 20% of the cross-section in the upper and lower parts of the canyon, and up to 100% in the central part.

Examination starts from the upper part of the canyon. Metamorphosed gabbro is intruded there by isolated diabase dykes, within some 300-400 m. The diabase texture varies from aphyric, relict pilotaxitic at the contacts to coarse-porphyrific gabbro-diabase in the centre of veined bodies (crystallization in situ).

Enclosing gabbro-amphibolite over that portion of the route is taxitic, banded. The mineral composition is as follows: partially saussuritized plagioclase with relics of direct (N60-44) and reverse (Nq60-75-80) zoning, light-green hornblende (CNg 22°, Ng I.660), relics of diopside, titanomagnetite, actinolite, leucoxene. Both the enclosing rocks and dykes are cut by a set of pegmatoid plagiogranite veins (quartz + An 50-28 + hornblende + sphene) and, on the whole, are paleosoma of agmatitic (arteritic) migmatite.

Within the next 1.5-2 km a zone of dykes essentially composed of diabase, similar to that observed at the beginning of the route, outcrops at an oblique angle to the strike. Interdyke rocks including serpentized harzburgites are locally observed. The latter are rimmed by a chilled crust in veined diabase. The thickness of the diabase veins does not exceed several meters.

Detailed examination of the chilled contact (Fig.8) indi-

cates that basalt flows intruded under the conditions of stable extension along one set of fractures (20-30°NE). Four or five openings in one fracture are recorded in the area. The thickness of the successive dykes is almost equal (regular expansion). Only some younger portions of the melt in thrust slices intruded along diagonal fractures or fan branched stockworks. Apart from diabase which contained no phenocrysts during the intrusion, some dykes of megaporphyry plagioclase diabase porphyrite are exposed (strike azimuth 40°). Plagioclase impregnations are in size of 1 to 1.5 cm and are concordant to the fluidity in the rock.

Acid veined bodies occur as 10 to 20 cm thick quartz albiteophyre dykes. Some of these intruded along contacts of the latest generation of aphyre diabase dykes. The mineral composition of the basic dykes partially preserves primary minerals: zonal plagioclase laths (No. 70-30), less commonly, monoclyne pyroxene. Table 2 gives chemical and quantitative spectral analysis data of diabase dykes of different generations. All of these contain ordinary olivine (Fig. 4). As compared with sections of the dyke zone located further to the north and south  $TiO_2$  and total ferrum content in the diabase dykes is lower; it is still lower in the youngest dykes of diabase aphyrite. High alumina and low manganese oxide content is typical of megaphyry plagioclase porphyrite.

Thus, the diabase in the thrust slices is only seemingly homogeneous. The modal and petrochemical composition of the dykes, regularity of variations of trace element content (Table 2) indicate the intensification of the process of magmatic differentiation. The latter apparently culminates in the formation of small portions of silicic melts.

Some irregular-rounded 20 m-across blocks of massive apoharzburgite antigorite serpentinite occur in the dykes. The blocks are boudin-like with a flattened smooth surface and

Table 8

Chemical composition of substratum and  
neogenic bimetasomatic fringe formed  
between diabase and serpentinite, weight %

Compo- nents	Veined diabase	Chlorite- tremolite schist in diabase	Talc-tremo- lite schist in serpent- inite	Serpentinite
SiO <sub>2</sub>	49.17	41.25	40.62	41.01
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.52	0.37	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.80	11.94	1.35	1.79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	1.67	15.49	5.12
FeO	6.62	7.18	4.19	2.01
MnO	0.14	0.42	0.45	0.05
MgO	9.88	23.00	27.34	37.53
CaO	10.35	6.72	7.10	0.42
K <sub>2</sub> O	0.18	0.045	no traces	0.13
Na <sub>2</sub> O	3.17	0.40	0.20	0.13
I.L.	1.99	6.52	2.57	11.58
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.07	0.40	0.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.11	0.04	0.06
Total	99.85	99.84	100.12	100.14

are marginally surrounded by fringes. The fringes consist of two parallel zones: from the serpentinite side the zone is composed of light talc-tremolite of schist appearance. From the diabase side it is in an abrupt contact with a zone of thin-foliated dark-green chlorite-tremolite schist (Fig.9). One of the major blocks is noted for a reverse arrangement: a diabase dyke with a boudinage texture, surrounded on both sides by a double schist fringe is found to intersect serpentinite. Displaced dyke portions are flattened and chlorite-tremolite schist fills in the fractures between them (Fig.10).

The nature of the double fringe bordering on the serpentinite blocks is clear enough. In the process of the dyke deformation there were some areas where tension was released in zones of small thickness.

Contacts of veined diabase with the serpentinite blocks may be attributed to such zones. The blocks were affected by rotation-like movements, and concentric schist fringes were formed along their margins: talc-tremolite in serpentinite and chlorite-tremolite in diabase. The event was accompanied by biotite exchange: talc-tremolite schist was enriched by Fe, Mn and Ca derived from diabase, while chlorite-tremolite schist, which replaced diabase, was essentially enriched by Mg, derived from serpentinite (Table 8).

Veined diabase exposures deformed to a greater extent are traceable for some hundreds of meters down the canyon. Diabase altered into greenschist with some lenses and boudines of talc-tremolite schist is attributed to further deformation and metamorphism of ultrabasic blocks.

## DAY 6

Purpose. Examination of harzburgite transformation in early stages of ophiolite assemblage.

Stop 6-I. Relationship between dunite-pyroxenite veined series and harzburgites (G.N.Savelieva).

The excursion will take place in the eastern part of the main field of harzburgites of the Payera cover, 2.5 km west of the contact with gabbro of the eastern margin (Fig.II). As is seen from the enclosed map of the adjacent area, this is, a locality where the harzburgite banding marks the southern closure of what seems to be a syncline, about 10 km wide.

Banded harzburgites are identified within a rocky base outcrop of a trough. Irregular enstatite distribution in 1-40 cm-thick non-rhythmic intercalations inclined NNE accounts for the harzburgite banding.

Enstatite aggregates with which diopside and chrome-spinellid are associated give rise to lineation (Table 6).

A minor dunite body (Fig.I2) surrounded by an aureole of dunite and pyroxenite veins intersecting the harzburgite banding is traced in the harzburgites.

As the veins become more dense and thick, dunite breaks the harzburgites into irregular shape blocks with corroded boundaries gradually pinching out towards the centre of the dunite body.

The contact between the dunite and harzburgite is of several types: (a) rather sharp, rectilinear, (b) obscure with bulges and tongues of dunites in places of intersection of essentially enstatite harzburgite bands, (c) with porphyroblasts of enstatite and diopside in endomorphic dunite veins. Among the latter there are some zonal dunite veins with symmetrical diopside - enstatite fringes as well as veins of a complex mineralogy in which dunite grades along the strike into pyroxenite.

Pyroxenite occurs as veins of variable thickness, structure and composition: from monomineral enstatite through olivine

websterite to diopsidite. Major veins commonly display sharp rectilinear boundaries, yet the grain size at their exocontacts does not vary or may increase. There are some pyroxenite veins with dunite fringes, as well as intersecting chains of pyroxene porphyroblasts in harzburgites and dunites. Locally, at the contact with pyroxenite and in zones with abundant dunite and pyroxenite veins, harzburgite displays irregular fine impregnation of bright green diopside. The relationship between the rocks, the sharp change in mineralogy of the veins along the strike, their different orientation of the zoning - all this suggests an important role of high temperature metasomatic processes in the formation of the veined series. The processes were probably associated with redistribution of harzburgite and supply of Ca, Al, Si.

Rocky outcrops clearly exhibit the structural relationship between harzburgite, dunite and pyroxenite. The harzburgite banding inclined north- and north-eastward at an angle of  $50-70^{\circ}$  marks gentle bends. The lineation of pyroxene and chrome-spinellid aggregates is oriented almost vertically, or is steeply inclined northward. Dunite veins crossing the harzburgite banding (see Fig. II) show mainly sublongitudinal and sublatitudinal strikes and are oriented in conformity with shear joints.

The trend of the maximum compression is perpendicular to the banding strike, while that of the minimum compression is concordant to the lineation.

Thus, the harzburgite banding is the earliest structural feature. Redistribution of harzburgite mineral aggregates and origination of the linearity were contemporaneous with ( or somewhat earlier ) the formation of dunite veins within one tension field.

Aggregates and disseminated pyroxene grains in selvages of the dunite veins are massive and show no lineation even where dunite-enstatite veins occur in the plane of the harzburgite banding. The pyroxenite veins of a sublongi-

Table 9

Rock and mineral composition of dunite and pyroxenite  
occurring in harzburgite

	33			155-B			157			11-3		1088	
	dunite	ol	chr	dunite	ol	chr	-enstatite		websterite				
							EN	Chr	En	di			
SiO <sub>2</sub>	35,88	41,30	1,92	36,32	41,00	3,00	55,06	3,36	56,20	53,80			
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,35	0,04	0,01	no anal.	0,02	no anal.	0,03	0,04			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	0,05	17,09	0,53	0,08	12,84	0,93	11,79	1,11	1,07			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,55	0,06	45,57	0,37	0,07	48,58	0,62	45,89	0,44	0,70			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	2,25	3,67	4,53	1,13	5,12	1,77	11,30	1,13	0,88			
FeO	4,10	6,19	19,83	4,03	5,76	20,50	4,75	19,60	6,26	2,09			
MnO	0,11	0,10	no anal.	0,10	no anal.	no anal.	0,15	no anal.	0,19	0,14			
MgO	44,13	47,63	10,58	43,88	50,95	9,43	33,17	7,73	32,84	18,54			
NiO	0,13	0,18	no anal.	no anal.	0,28	no anal.	0,065	no anal.	0,08	0,04			
CaO	0,06	0,22	0,11	0,28	0,11	0,07	0,95	no anal.	0,50	21,50			
Na <sub>2</sub> O	0,10	no anal.	no anal.	0,02	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.			
K <sub>2</sub> O	0,10	no anal.	no anal.	0,03	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.			
IL	10,38	1,68	-	10,00	0,10	-	1,99	-	1,01	0,71			
total	100,09	99,67	98,68	100,17	99,49	100,33	99,48	99,67	99,79	99,51			
f	9,0	8,8	58	9	6,8	65	7,3	79	11,0	8,2			
	-	-	62	-	-	70	-	-	-	-			

tudinal trend and westerly dip commonly intersect dunite. Veins of this trend locally display minor folds, marking plastic deformations. Some westerly and north-easterly trending pyroxenite veins are displaced in a step-like manner along steeply dipping fractures.

Dunite and pyroxenite of harzburgite veins (Table 9) differ from similar petrographic varieties of the banded series in the margins of the harzburgite massif (see Table 5) by a higher magnesia content. Chrome-spinellid in veined dunite also has a lower ferrum and relatively low chrome content, and a higher alumina content as compared with that of accessories in dunite of marginal zones. As opposed to marginal, veined pyroxenite in harzburgites extensively exhibits enstatite which is not traced in the marginal series. Diopside of veined pyroxenite has a higher chrome content than diopside in similar varieties of the marginal zones.

Later metamorphism of ultrabasic rocks within the area manifests itself in the formation of talc-antigorite veinlets traced along narrow (0.5-2.0 m), steeply dipping, north-easterly trending zones. The veinlets are clearly seen to be superimposed on serpentinized harzburgite (on the reticulate serpentine structure).

## DAY 7

Purpose. Examination of metamorphic transformation of ultrabasic rocks. The Levaya Payera r. displays ultrabasic rocks broken into a series of thrust slices. Serpentinized harzburgite makes up the uppermost part of the cross-section. Ultrabasic metamorphic rocks occur at the base of every thrust slice inclined south-eastwards (Fig. 13).

### Stop 7-I. Ultrabasic metamorphic rocks (G.N. Savelyeva).

One of the harzburgite thrust slices is traced not far from the beginning of the route, on the opposite (right) bank. Harzburgites of the same thrust slice outcrop in the upper part of the left bank of the river, at the base of which the route starts. Linear crossing zones of olivine-antigorite with red-brown surface are clearly seen against the background of olive-yellow weathered harzburgite surface. Their south-easterly dipping boundaries are quite distinct. The thickest zone of olivine-antigorite, underlying the harzburgites, outcrops north of their exposure, up the river. The hanging wall of the zone is composed of massive amphibole-olivine, amphibole-talc-olivine and antigorite-olivine rocks enclosing fresh harzburgite bodies. Such harzburgite varieties are traced over the whole massif, exclusively in antigorite-(amphibole) - (talc) - olivine rocks as bodies of various size. They commonly occur in the uppermost part of the section, or at the contact with serpentinized harzburgites. The lowermost part of the zone consists of olivine-antigorite schist with a south-easterly dipping schistosity. In the mouth of the stream there is a rocky outcrop of the schists. A cross-section of the hanging wall composed of ultrabasic metamorphic rocks can be observed in the bed of the stream along which the route will run.

In the lower course of the stream, in its bed, exposed are antigorite-olivine and antigorite-amphibole-olivine rocks of massif structure and linear orientation of chrome-spinel-lid chains rimmed by magnetite and chlorite. Concordant

to the chains are elongated, deformed olivine grains surrounded by a fine-grained aggregate of crushed and/or granular olivine, amphibole prisms and antigorite aggregates. This microstructure is distinctly observed on the weathered surface of the rock which displays a cellular-veined structure. Typical chemical composition of the rocks and their minerals (see Table 10) indicates that, in terms of petrochemical features, the rocks are similar to harzburgites in case there is no enstatite. The composition of olivine and relict accessory chrome-spinellid is also similar to that of the minerals in the harzburgites (see Table 10). Amphibole is represented there by magnesia-cummingtonite, rarely, by actinolite-tremolite. Some magnesia-cummingtonite varieties exhibit the second generation of fine-grained olivine.

In the middle course of the stream, in antigorite- (amphibole)-olivine rock, outcrop harzburgites almost without serpentine. Their texture varies from medium - to coarse - grained. Equigranular varieties being predominant, yet there is also harzburgite with porphyry grains of enstatite or, less commonly, olivine. Abundance ratio of olivine  $Fa_{9-10}$  and enstatite  $Fs_9$  is almost similar to that of serpentinized harzburgite ( $75-80\%_{Ol}$  and  $15-20\%_{En}$ ). Diopside content is variable, locally reaching as much as 7%. Accessory chrome-spinellid occurs as chrome-picotite (Table II). Typical are polygonal-granular textures. There are no oriented aggregates of pyroxene, nor banded structures, which makes the rocks different from serpentinized harzburgite.

The harzburgites are cut through by veins of bright green diopside, websterite and enstatite. The texture of the rocks varies from fine-grained to pegmatoid, porphyry. The veins commonly display a zonal structure which manifests itself in the change of the rock composition from the centre towards the periphery. Pyroxenite veins cutting antigorite - (amphibole) - olivine are pseudomorphy-

Table 10

Chemical composition of olivine-antigorite (2514-Ж, 1523, 2516),  
amphibole-antigorite olivine (152Г, 95-А) and their minerals

	2514-И			1523			2516		152-Г	95-А
	rock	ol	ant	rock	Ol	ant	Ol	ant	rock	rock
SiO <sub>2</sub>	40,60	41,02	43,30	40,87	40,64	41,92	40,12	42,12	40,60	39,69
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,01	0,07	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,90	0,58	1,49	1,16	0,58	0,76	0,36	0,80	0,61	1,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,39	0,08	0,31	no anal.	0,09	no anal.	0,06	0,21	0,41	0,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,34	1,62	-	2,81	1,63	2,73	-	-	4,10	4,28
FeO	6,40	8,06	4,02 <sup>x</sup>	4,32	8,48	3,60	8,50 <sup>x</sup>	5,12 <sup>x</sup>	4,60	4,17
MnO	0,13	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	0,12	0,09
MgO	41,28	47,20	39,30	41,65	47,60	42,40	47,80	41,31	41,63	39,45
NiO	0,15	0,20	no anal.	no anal.	0,25	no anal.	no anal.	no anal.	0,15	no anal.
CaO	1,23	0,09	0,20	0,89	0,07	0,09	0,07	0,28	1,05	1,05
Na <sub>2</sub> O	0,14	no anal.	no anal.	0,24	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	0,08	0,15
K <sub>2</sub> O	0,04	no anal.	no anal.	0,07	no anal.	no anal.	no anal.	no anal.	traces	0,03
IL <sub>1</sub>	6,05	0,24	9,60	7,33	0,84	8,72	0,90	9,80	6,80	9,64
total	99,66	99,11	98,23	99,75	100,21	100,24	97,82	99,65	100,17	100,02
f	10	9,9	5,4	8,3	10,3	7,1	9,1	5,8	10,0	10,3

cally replaced along the strike by a talc-amphibole, amphibole (actinolite-tremolite) aggregate, dim-grey in shade. At the contact with enclosing rocks, the fresh harzburgites are cut by veinlets which are observed along the rhombohedral fractures. The veinlets are either fine shear zones in which antigorite, talc or amphibole occur, or they are filled in by antigorite-olivine, or talc-olivine. Coarse olivine grains in these varieties exhibit structural modification with distinct cleavage along (OOI) and (OIO). In places where antigorite-(talc)-olivine veinlets become more dense and thick, the harzburgite blocks are smaller and round. The latter are preserved in the cells of the rhombohedral network in the periphery of major bodies of fresh harzburgites. Such harzburgite cores in olivine-antigorite are commonly separated from the latter by a fringe of talc-olivine.

The succession in paragenesis  $-OI + En + (Di) \rightarrow OI + Amf \rightarrow OI + Ta \rightarrow OI + Ant$  - is a regressive metamorphic series. At the same time petrographic studies show that antigorite, amphibole and talc always appear in harzburgite shear zones with a looped chrysotile-lizardite serpentinization ( $OI + En + Di + Sp$ ), cutting and displacing veinlets of looped serpentine (without magnetite). Alongside geological data, these observations indicate that olivine-antigorite was formed following the mass looped serpentinization and, thus, the whole series of ultrabasic metamorphites is attributed to the subsequent progressive stage of metamorphism.

All the metamorphic rocks inherit chemical composition of serpentinized harzburgites with the same ratio  $RO/SiO_2 = 1.7$ . The predominance of ferrous oxide over ferric oxide and a relatively low aqueous content in antigorite-olivine, as compared with that of serpentinized harzburgites (Table IO, Fig. I4), suggests that antigorite-olivine was formed at higher temperature than the early serpentinization. Under such conditions chrome-spinellid proves to be unstable and is replaced by magnetite and chlorite.

Table 11

Chemical composition of recrystallized harzburgite (herzolite),  
dunite and their minerals from metamorphic zones.

	2514			57			1785			
	harzbur.	Ol	en	di	harzbur.	Ol	en	dunite	Ol	
SiO <sub>2</sub>	44,00	41,50	55,23	53,43	43,16	40,90	53,35	40,47	40,64	3,00
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,05	0,13	0,02	0,03	0,02	0,06	0,01	no anal.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,42	0,53	3,15	3,45	0,41	0,22	1,87	0,54	0,04	8,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,32	0,05	0,57	0,70	0,45	0,06	0,40	0,31	0,08	53,44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,28	1,67	-	-	1,37	-	0,49	3,28	1,10	2,27
FeO	8,14	7,51	6,03 <sup>x</sup>	1,70 <sup>x</sup>	7,85	8,41	6,19	4,90	6,71	23,86
MnO	0,14	no anal.	0,06	0,06	0,16	0,11	0,14	0,11	0,12	no anal.
MgO	41,11	48,00	33,51	17,34	43,87	48,36	36,35	47,87	49,40	7,65
NiO	0,15	0,23	0,12	no anal.	0,24	0,29	0,12	0,17	0,23	no anal.
CaO	2,02	0,09	0,49	24,40	0,39	traces	0,44	0,67	0,11	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,06	no anal.	0,03	0,14	0,05	no anal.	no anal.	0,05	no anal.	no anal.
K <sub>2</sub> O	0,03	no anal.	no anal.	no anal.	0,02	no anal.	no anal.	0,04	no anal.	no anal.
IL <sub>1</sub>	1,58	0,70	-	-	1,54	0,93	0,68	1,88	0,75	-
total	100,34	100,31	99,24	101,35	99,53	100,21	100,27	100,65	100,85	99,30
f	11,2	9,4	9,2	5,3	10,5	9,2	9,2	8,0	8,2	68
(Ca/Ca+Mg).100				50,3				-		

Dunite, within the zone of metamorphism, underwent recrystallization to often give rise to pegmatoid textures. A body of the pegmatoid dunite in antigorite-olivine is exposed in the upper course of the stream. Coarse olivine crystals display distinct cleavage, along which flaky antigorite occurs. Chrome-spinellid is also recrystallized to form irregular disseminated impregnation, chains, aggregates of fine (fractions of mm) - to coarse (up to 3 mm) idiomorphic crystals. Along with chrome-spinellid, the dunite exhibits fine-grained magnetite.

As opposed to harzburgite and dunite with a looped serpentinization, physical properties (density and magnetic susceptibility) of the aforesaid ultrabasic metamorphic rocks greatly vary.

The metamorphism of the ultrabasic rocks is typical of the Voikaro-Syninsky massif. Fig. I4 (Khoilar,) shows a similar structural position of the metamorphite and a similar sequence in the change of mineral paragenesis.

## DAY 8

Purpose. Relationship between magmatic and metasomatic processes in the formation of the banded-series rocks.

Stop 8-I. Pyroxenite and gabbro veins in dunite (G.N.Savelieva). A dunite body occurring close to the contact with harzburgites outcrops in the left bank of the Lev. Payera river. In places where the body pinches out (north and south), dunite is rimmed by wehrlite, troctolite and clinopyroxenite. In the central part of the body dunite is intersected by sublatitudinally striking gabbro veins with thickness varying from several centimeters up to 2 m with contact zones steeply dipping northwards. The veins are concordant to the contact between gabbro and the main harzburgite massif. Some of the veins strike north-eastwards and sublongitudinally. The composition of the rocks in the veins is variable. There are olivine, bipyroxene, diopside gabbro and anorthosite within one vein. Most of the veins are of a banded structure caused by an alternation of the aforesaid rocks with a linear-plane orientation of minerals. There are some veins, the central parts of which are composed of fine-grained gabbro, whereas the marginal zones, of pegmatoid gabbro. Inverse relations of structural varieties are not so common. There are veins with an asymmetric zoning with troctolite grading, from one contact to another, into gabbro-norite and then into diopside gabbro and anorthosite. Gabbro-norite ferrum content in these veins greatly increases as compared with that of troctolite (Tab.12).

Along the strike gabbro veins occasionally grade into pyroxenite. The major veins contain angular dunite fragments, the boundary of which is rimmed by the gabbro banding; however, in places, the banding is greatly discordant to a vein inclusion or boundary.

There are several types of vein contacts with enclosing dunite. The most common type is represented by an abrupt

Table I2

Troctolite (I4-6) and gabbro (I4-4)  
composition

	I4-6	I4-4		I4-6	I4-4
SiO <sub>2</sub>	42,00	43,56	CaO	4,67	12,04
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,13	Na <sub>2</sub> O	0,44	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,58	20,88	K <sub>2</sub> O	0,08	0,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	1,88	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09
FeO	8,04	8,76	I.L.	2,54	0,16
MnO	0,18	0,13	Total	99,48	99,20
MgO	34,32	11,19	f	12,0	34,4

change of rocks with an unaffected grain size in the contact zone. In other cases gabbro dunite is saturated by the irregular impregnation of diopside at the vein exocontact. Diopside forms fine xenomorphic grains filling in interstitions among olivine, large skeleton crystals (poikiloblast) or occurs as broken chains subparallel to the vein contacts. Plagioclase grains, occurring along with diopside or separately, occupy the same position in the rock structure as diopside.

Not uncommonly, gabbro smoothly grades into pyroxenite which, in its turn, grades through wehrilite with a decreasing amount of pyroxene into dunite. Occasionally, there are cloudy aggregates of irregular plagioclase impregnation at the exocontact with gabbro, while troctolite portions develop between the veins. In some cases, gabbro or pyroxenite veins, which pinch out, are traceable along the strike as diopside or plagioclase grain chains.

The aforesaid relationship between veined gabbro and enclosing dunite is attributed by a number of investigators - V.F. Morkovina, A.A. Efimov through the mechanism of high-temperature metasomatic processes  $750^{\circ} > T > 1000^{\circ}$  - to an intensive diffusion of Ca, Al and Si into the essen-

tially magnesia substratum (dunite or harzburgite). Opinions on a Ca,Al,Si source greatly differ. We suggest that magmatic gabbro intruding into essentially magnesia ultrabasic varieties may serve as the source. The temperature of enclosing ultrabasic varieties should apparently be close to the temperature of the process, which may be proved by the constant absence of chilled zones in gabbro veins.

## DAY 9

Purpose. Lemvian facies in the section of Paleozoic rocks in the Bolshaya Khoila river (Fig. 15).

Stop 9-1. The Middle Devonian Pagan suite (V.N. Putschkov). Quartzite and calcareous sandstones, siltstones, shales and cherts, which are rhythmically intercalated, outcrop up the stream (Fig. 15). Variegated cherts contain poor remnants of Bifellian conodonts and radiolarians.

Down the stream, in the rocky outcrops of the left slope, the Pagan suite consists of different bedding (graded, parallel, oblique) flysch hieroglyphs and ripple marks. Still down the stream there are some intercalations of carbonaceous shales and cherts with barite-enriched interlayers and nodules.

Stop 9-2. Condensed cross-section of the Silurian-Lower Devonian Kharota suite (V.N. Putschkov).

200 metres down the stream there outcrop carbonaceous shales and cherts with interlayers and large concretionary lenses of dark limestones of the radiate-fibrous structure and pyrite nodules. The shales and cherts contain Llandoveryian graptolites. Down the stream, there appear some interlayers of light yellowish-grey limestones (argillaceous, nodular - of a "griotte" type - and banded-laminated limestones). The Lower Ludlowian graptolites may be found in the shales and cherts.

Stop 9-3. Thin-thrust slices of the Paleozoic cross-section (N.N. Putschkov).

The section exposed in the left bank of the canyon may be well observed from the right bank, 1200 m down the stream. The section consists of rocks of the Vorgashor Lower-Middle Carboniferous, Kolokolnena Upper Devonian as well as Pagan and Kharota suites. Intensively folded, the rocks compose a series of minor thrust slices, 50-150 metres wide.

In the left bank of the canyon we first come across the outcrops of the Vorgashor suite represented by siltstone, light-grey limestone, dolomitized limestone and the lower phthanite member, intercalated with light siltstone with relics of radiolarians and the Tournaisian foraminifera, and limestone concretion lenses. Down the stream, these rocks grade into light-coloured flints, cherts and shales (grey, grey-green, reddish) with phthanite and fine-

grained limestone interlayers. Thin-bedded cherts, in places, contain abundant conodonts upon the bedding surface: the Famennian, in the uppermost part of the section and the Frasnian, in the lowermost part. The Upper Devonian and Carboniferous cross-sections are unusually thin because of overthrusts and sedimentation (the cross-sections are condensed with the total thickness of the full section not exceeding 500 m, i.e. 3-4 times less than the thickness of the contemporaneous rocks in the adjacent shelf zone).

Still down the stream the Upper Devonian and Silurian-Middle Devonian rocks are faulted against their contact. The rocks of the Kharota suite, which are in contact with the Upper Devonian rocks, are greatly deformed, however, lithologically similar to the rocks of this suite within the area marked 9-2. A layer of tentaculitic nodular limestones of the pelagic appearance (a "gritotte" type) is quite a common feature in the area. This is a marker bed which is traceable in the Lemnian facies within 1,000 km from the Paikhoy ridge to the Verkhnyaya Petchora river and contains conodonts of the uppermost Lower Devonian. The limestones are overlain by a 0.5-metre bed of shales with conodonts. Upward, with a slight signs of erosion at the base, there occurs a layer of the Middle Devonian quartzitic sandstones of the lowermost strata of the Paga suite. The stratigraphic contact between the Kharota and Paga suites may be observed five metres above the water.

The outcrops of the Kharota and Paga suites in the down-stream terminate as a new shear zone where the rocks of those suites are in contact with dolomitized limestones of the Carboniferous Vorgashor suite.

Stop 9-4. Relationship between the Vorgashor, Kolokolnya and Ketchpel suites (V.N. Putschkov).

We cover about 600 m along the right river bank, passing by the extensive limestone and chert outcrops of the Vorgashor and Kolokolnya suites. The rocks of the Vorgashor suite form a syncline with a prominent limestone-composed core. Then we again proceed to the left bank with an evident tectonic contact between the Kolokolnya suite cherts and a member of intercalating phanite, lime-

stone and siltstone of the Vorgashor suite. A conformable contact between the Vorgashor and Ketchpel suites is repeated several times within a range of about 100 m downward in a complex dislocated sequence. The uppermost strata of the Vorgashor suite consist of shales, cherts and phtanites with a horizon of phosphate-containing concretions; the horizon is well-traceable along the whole Lemvian zone. The Middle Carboniferous conodonts were found in the similar member to the south of the area (the Kolokolnya river).

The Ketchpel suite, which conformably overlies them, is represented by intercalating polymictic sandstone, siltstone and carbonaceous claystone with vegetable detritus. The lowermost strata are noted for interlayers of siliceous claystone and calcareous arenaceous concretions. The lower age limit of the Ketchpel suite is marked by its conformity with the underlying fossiliferous Middle Carboniferous deposits, the upper limit, according to the lowermost Artinskian stage of the Lower Permian. The suite contains the Lower Permian miospores. Greywacke of the Ketchpel suite is characterized by the permanent presence of chrome-spinellid fragments.

Down the stream there is a conformable contact between the Vorgashor and Kolokolnya suites. The cross-section starts with the Vorgashor limestones which may be compared, in terms of lithology and position in the section, with limestones of the Kharuta river containing foraminifera of the Upper Visean (Eliseyev, 1973). These are underlain by a thin (50-55 m) phtanite member with light siltstone interlayers. This member is related to the Vorgashor suite and may be attributed to the Middle, Lower Visean, Tournaian and partially to the Upper Famennian.

There are outcrops of light (grey, green and pink) cherts below this member with limestone interlayers and conodonts of the Upper and Lower Famennian boundary layers of the Kolokolnya suite.

Stop 9-5. Terrigenous flysch of the Ketchpel suite (V.N. Putschkov).

600 m down the stream there are extended and practically continuous outcrops of Ketchpel greywacke ( $C_3 - P_1$ ) with the pronounced lithological features of the suite section, viz. polymictic composition, rhythmical graded bedding, flysch hieroglyphs, etc.

Investigation of the Paleozoic rock section in the Bolshaya Khoila river canyon gives us a general idea of the Lemvian facies which

are located close to ophiolites in the present structure. The Pre-Upper Carboniferous part of the section (including the Ordovician rocks) is represented by alternating thin condensed siliceous-clayey-calcareous members and thicker terrigenous flyschoid strata. The latter include mature essentially quartzitic sediments, which is an evidence of the western platform source of sedimentary transport. The peculiar features of the rock structure, the pelagic nature of the fauna and the paleogeographic position directly to the east of the typically shelf facies of a Elets type indicate that during the Ordovician-Carboniferous period the Lemvian facies were deposited within the slope and rise of the passive continental margin. An immature, polymictic, terrigenous material appears in the Carboniferous with close intrageosynclinal uplifts in the east serving as sources of the sedimentary transport. There were also outcropping ophiolites serving as a source of chrome-spinellid abundant in the uppermost formations of the Lemvian zone. The ophiolites and eugeosynclinal deposits of the eastern tectonic blocks were brought into direct contact with the Lemvian rocks only in the Post-Carboniferous time and the amplitude of their tectonic displacement should be rather high. Thin thrust slices of the cross-section under consideration are typical of the Lemvian zone where they may be observed along with larger overthrusts. The maximum amplitude of one of the overthrusts in the south of the zone is 18-20 km.

## DAY 10

Purpose. Relationship between greenschist, glaucophane schist and amphibolite metamorphism of rocks in the section underlying the ultrabasic rock-gabbro complex in the Sredny Ketchpel river (Fig.16).

Stop 10-I. Greenschist and glaucophane schist metamorphism of the Silurian-Devonian sedimentary-volcanic sequences (V.I.Lennykh).

The route starts with an examination of the section with an exposed 500-meter thickness of intercalating black carbonaceous shales and cherts, micaceous-quartz schists with epidote and carbonate in sandstones and siltstones and greenschists in basic effusives. The chemical composition of the greenschists is given in Table 13 (sample 201, a, 8, r.).

Up the stream from the mouth of the right tributary there are green and epidote glaucophane schists (basic metaeffusives) exposed within 300 m. The epidote-glaucophane rocks occur in the greenschists as large lenticular portions. In addition to epidote (20-30%), glaucophane (15-20%) and albite (20-30%) they usually contain (Tab.13, sample 202 a, 5) carbonate, whereas diaphthoritic varieties contain up to 20-30% of chlorite. Pyrite, magnetite, apatite, sphene are accessories. The glaucophane composition, in terms of optical properties, greatly varies and it occasionally occurs as crossite in the grain periphery. Epidote is similar in composition to pistacite.

In the parallel cross-section, in the left effluent, the transition from sedimentary-volcanic rocks, subjected to greenschist metamorphism, to epidote-crossite schists involves a zone of chlorite-actinolite-albite containing lawsonite and stibnomelane.

Further along the route, the outcrops of epidote-glaucophane schists grade into greenschist diaphthorites (150 metres). There are relics of epidote-glaucophane schists (metaeffusives) in diaphthorites in its western part. Eastward there are relics of garnet-glaucophane schists and banded amphibolites formed in gabbro. The diaphthorite zone

Table 13

Chemical composition of metamorphic rocks of the western  
exocontact of the Volkaro-Syninsky massif (weight %)

Compo- nents	Green schist			Epidote-glauco- phane schist		Glaucophane schist with chloromelanite			Plagiogneiss	
	201a	201b	201r	202a	202δ	203A	203*	192e	203A-	203*-I
SiO <sub>2</sub>	40,51	50,43	47,05	44,17	47,69	60,37	56,50	49,40	71,75	73,16
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,68	1,76	2,16	2,00	0,89	0,77	1,68	0,49	0,38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,84	16,15	17,03	15,09	14,28	14,82	15,19	13,50	12,74	13,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	2,53	6,10	8,40	7,80	3,51	3,19	6,30	1,60	1,80
FeO	3,03	5,68	4,98	5,48	5,56	4,44	5,73	6,56	2,52	1,49
MnO	0,08	0,13	0,13	0,40	0,16	0,14	0,17	0,14	0,06	0,04
MgO	5,56	6,95	5,52	4,93	6,00	3,27	5,13	5,42	1,31	1,08
CaO	13,80	8,68	8,60	10,53	9,10	5,26	8,68	10,24	2,36	0,85
Na <sub>2</sub> O	3,88	2,45	3,18	3,24	3,00	5,17	2,68	4,78	6,00	6,00
K <sub>2</sub> O	1,52	1,25	1,70	1,10	1,38	0,17	0,24	0,10	0,12	0,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,11	0,20	0,26	0,25	0,10	0,12	0,23	0,13	0,06
IL	13,16	5,42	4,48	4,86	3,42	1,60	2,18	1,56	0,76	2,08
total	100,64	100,46	100,78	100,66	100,64	99,86	100,58	99,91	99,98	100,55
Volume weight										
gr/cu.cm	2,80	2,88	2,94	3,11	3,16	3,18	3,00	3,26	-	-

Tab. 13 (contnd.)

	Garnet-glancophane schist			:	Zoisititc amphibolite			
	204δ	206c	206c-I		204μ	204*	204*-I	204з
SiO <sub>2</sub>	55,68	43,82	47,18		45,0	44,09	47,59	48,14
TiO <sub>2</sub>	1,64	0,74	0,56		0,17	0,13	0,30	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,95	18,61	19,52		20,30	27,14	18,82	20,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,79	5,82	4,68		1,62	1,63	2,28	2,25
FeO	6,83	6,34	5,47		3,44	1,99	3,67	3,17
MnO	0,21	0,17	0,13		0,12	0,05	0,08	0,09
MgO	2,85	7,34	5,29		9,67	4,01	8,48	7,00
CaO	6,84	12,37	12,10		15,67	16,73	13,80	14,07
Na <sub>2</sub> O	2,83	1,67	2,11		1,06	1,67	1,50	1,38
K <sub>2</sub> O	1,91	0,27	0,54		0,24	0,20	0,22	0,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,05	0,03		0,03	0,01	0,05	0,03
IL	1,64	3,38	2,88		3,10	3,12	2,62	3,16
total	99,77	100,53	100,49		100,52	100,77	99,46	100,45

Composition of minerals of glaucophane schist and amphibolites  
along the Sredny Ketchpel river (weight %).

Compo- nents	192		192c			192r		204d			204m	141/52 <sup>x</sup>
	Ga	Gl	Ga	Gl	Px	Gl	Ga	Gl	Mc	Hb	Cs	
SiO <sub>2</sub>	39,25	51,11	37,84	52,70	52,96	55,26	38,18	54,19	50,08	47,55	38,52	
TiO <sub>2</sub>	1,18	1,34	0,67	1,69	1,50	0,70	0,59	1,10	0,83	0,27	0,12	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,43	12,96	20,01	11,94	9,74	10,97	20,15	12,92	27,23	12,77	32,19	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	5,67	1,85	4,29	6,47	3,48	1,10	3,82	3,18	2,18	1,87	
FeO	24,16	11,06	23,70	9,55	4,26	7,58	24,78	10,34		5,39	0,28	
MnO	2,22	0,06	6,83	0,09	0,16	0,13	1,79	0,06	not determ.	0,16	0,03	
MgO	2,11	5,64	0,24	7,13	5,97	10,95	2,71	5,34	2,35	16,01	0,18	
CaO	8,61	4,90	9,58	4,79	13,07	3,71	10,22	4,53	0,81	11,40	24,08	
Na <sub>2</sub> O		4,16		4,50	6,00	4,84		3,75	1,10	1,50	0,10	
K <sub>2</sub> O	not determ.		not det.	0,10		0,25		1,04	10,18	0,31	0,04	
H <sub>2</sub> O	not determ.		not det.			2,15		not determ.		2,34	2,26	
IL <sub>2</sub>									4,50			
total	99,49	97,86	100,72	96,68	100,13	99,78	99,52	97,09	100,26	99,88	99,67	
F	88,5	57,6	98,6	51,5	49,3	35,7	85,1	59,2		21,0	3,1	

x) according to V.F.Morkovkina (1967)

$$F = \frac{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn}{Fe^{+2} + Fe^{+3} + Mn + Mg} \cdot 100;$$

$$f = \frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Al} \cdot 100 \quad (\text{for zoisite})$$

separates a slice composed of sedimentary-volcanic rocks from metagabbroids of the ophiolite section occurring above.

stop 10-2. Glaucophane schist metamorphism of gabbro-amphibolites (V.I.Lennykh).

Blue garnet-glaucophane schists, frequently with chloromelanite, outcrop within 400 metres up the stream. There are thin intercalations of garnet amphibolite and plagiogneiss in garnet-glaucophane schists. Lenticular portions of medium-grained metagabbro may be found in fine-grained garnet-glaucophane schists in the eastern boundary of the exposure.

Garnet porphyroblasts, up to 3 mm in size, compose 5-7% of the rock bulk in garnet-glaucophane schists, the groundmass consists of glaucophane (40-50%), epidote (30-35%), with subordinate albite, white mica (paragonite?), quartz. The accessories are apatite, ore mineral. Rutile may also be found occasionally. The chloromelanite varieties contain up to 25% of pyroxene. The chemical composition of garnet-glaucophane schists with chloromelanite is given in Table 13 (sample 203A, \*, T92e), the mineral composition is indicated in Table 14 (sample T92 c, T ).

The grey garnet amphibolites of the exposure differ from the garnet-glaucophane schists in a low epidote content (10-15%). Plagiogneisses (see Table 13 sample 203A, \*) in addition to albite and quartz, contain epidote, glaucophane, garnet, paragonite.

After 1,000 metres of the unexposed area there outcrop garnet-glaucophane schists which in terms of the chemical and mineral composition (sample 204δ, Tab. 13, 14) are close to the rocks of the previous exposure, differing only in a coarse-grained texture. Those garnet-glaucophane schists grade into outcropping zoisitic amphibolite, thin-banded epidote-amphibole blastomylonite and medium-grained glaucophane blastomylonite. The zoisitic amphibolite (sample 204η, Tab. 13, 14) consists of hornblende, close to pargasite, and zoisite. In the zoisitic amphibolites there are wehrlite and clinopy-

Table 15

Chemical composition of metamorphosed gabbro-pegmatite veins and minerals composing them  
(weight %)

	Gabbro-pegmatite with hornblende, sample 131A			Glaucophane blastomylonite, sample 204H		
	rock	Hb	Ep+Pl	rock	Gl	Pl+Ep+Mc
SiO <sub>2</sub>	40,79	39,23	48,25	46,04	49,89	46,74
TiO <sub>2</sub>	1,58	2,25	0,04	0,81	1,37	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,93	15,37	26,50	20,90	14,39	24,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,70	6,45	} 5,41	5,69	4,69	4,22
FeO	7,82	11,10		3,69	8,63	1,28
MnO	0,16	0,18	0,10	0,11	0,10	0,15
MgO	5,38	10,26	0,05	4,01	10,86	0,08
CaO	12,38	10,34	12,43	12,10	3,61	15,52
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,00	4,00	3,24	4,16	2,88
K <sub>2</sub> O	0,24	0,41	<0,1	0,40	0,26	0,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	not detrm.	0,42	0,48	not determ.	1,18
I.L.	3,04	2,14	2,23	2,94	not determ.	2,04
Total	100,02	99,73	99,59	100,41	97,66	99,22

roxenite lenses, up to several meters in size. Those rocks are greatly altered and contain, in addition to relict pyroxene, chlorite, antigorite, amphibole close to cumingtonite and talc. Among thin banded epidote-amphibole blastomylonites 100 metres from the frontal border of the exposure, there outcrops a lens of massive zoisitic amphibolite with rather sharp contacts with enclosing blastomylonite (Tab. 13, sample 204 amphibolite, 204x - I - blastomylonite).

Further, up the stream there outcrop specific medium-grained glaucophane blastomylonites. The rocks primarily consist of lens-like accumulations or bands of pale-blue glaucophane and clinozoisite. Relics of pargasite grains are occasionally present among glaucophane lenses. The chemistry of the glaucophane blastomylonites (Tab. 13 sample

206c, 206 c-I) does not practically differ from that of drusesites and bipyroxene blastomylonites of the Khord-Yus massif. The glaucophane gabbro-pegmatite veins consist of the micaceous-epidote groundmass (60%) and glaucophane lenses (40%) composed of several coarse grains of low-ferruginous light-blue glaucophane (Tab. 15, sample 204H).

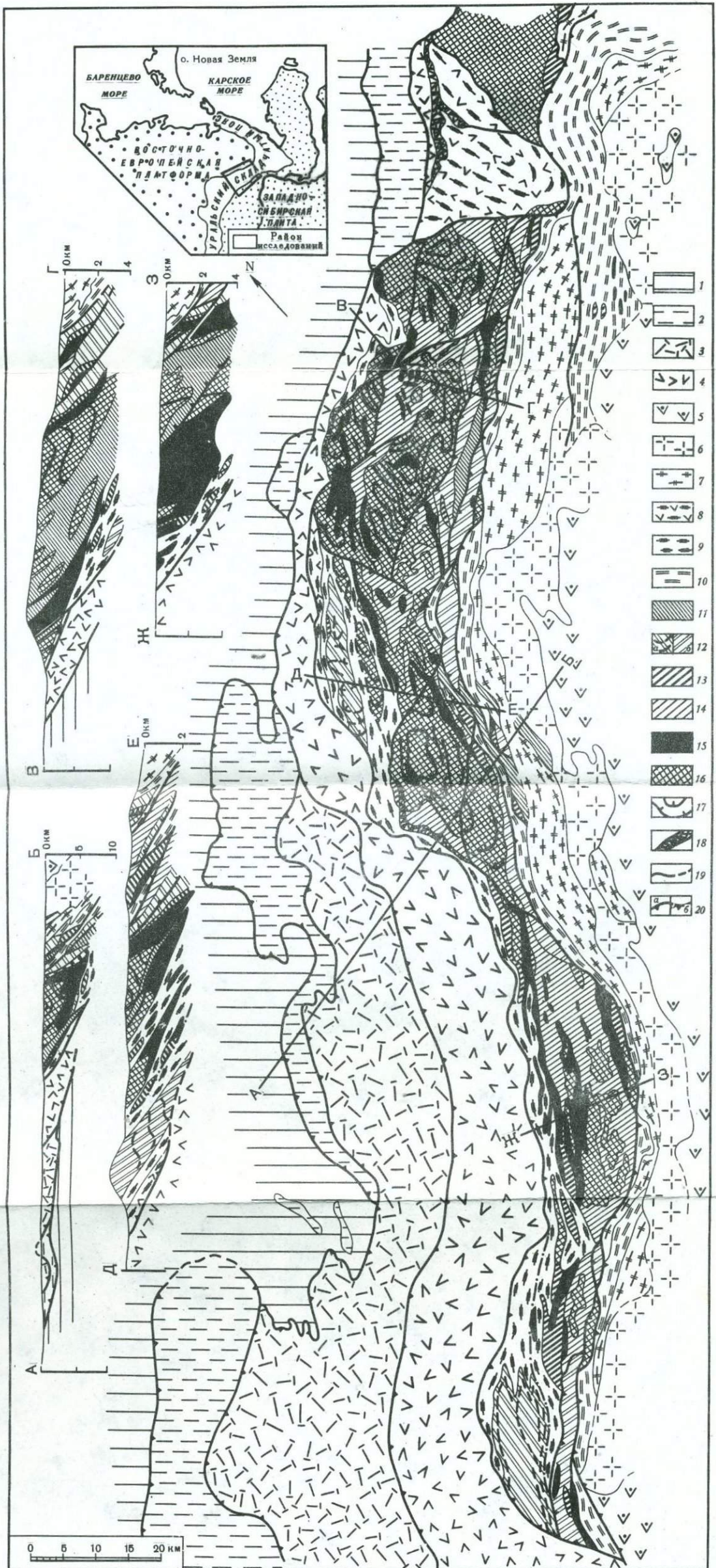
Comparing the composition of hornblende gabbro-pegmatites (Tab. 15, sample 131A), glaucophane blastomylonites and the minerals composing these rocks, we may come to the conclusion on the redistribution of calcium and sodium between amphibole and plagioclase under blastomylonitization.

Glaucophane blastomylonite alternating with zoisitite amphibolite is traceable from the zoisitite amphibolite lens up the stream within about 600 m and in the open portion of the corrie grades into greenschist diaphthorite in amphibolites. In the corrie walls metagabbroids are seen to gently plunge under foliated, altered ultrabasic rocks.

Подписано к печати 14/У1-1978 г.  
Объем 10,25 п.л.+1 вкл. Тир. 500 экз. Зак. 208

Офсетное производство 3-й типографии  
издательства "Наука"

Москва К-45, ул. Жданова, 12/1



3065



50x.

3065