

Г 247
Л 148 / 53

Отдельный оттиск из т. XLVIII, № 4
Известий Геологического Комитета.

Extrait du tome XLVIII, № 4
des Bulletins du Comité Géologique.

1088

нет

Л. А. Варданянц.

О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами.

С 1 таблицей.

L. Vardanianz.

Sur certaines relations stratigraphiques et tectoniques dans le Caucase Central, entre les Routes militaires de Géorgie et d'Ossétie.

Avec 1 planche.

Г.Р.У. ВСЕХ СС.С.Р.
Центральный
Геологический Комитет
Кавказский филиал
Бюро по инвентаризации
Библиотечно-коллектор

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.

ЛЕНИНГРАД.

1929.

XXI.

О некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами¹⁾.

Л. А. Варданянц.

Sur certaines relations stratigraphiques et tectoniques dans le Caucase Central, entre les Routes militaires de Géorgie et d'Ossétie.

Par L. Vardanianz.

5376
0-148
В настоящей статье, представляющей по существу дополнение и продолжение моих предыдущих статей, посвященных описанию геологического строения части Центрального Кавказа между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами, я хочу высказать несколько соображений о некоторых стратиграфических и тектонических соотношениях, наблюдаемых мною в изучаемом мною районе. Не исключена возможность, что в некоторой своей части высказываемые мною соображения получили еще не окончательную форму, тем не менее я считаю возможным опубликовать их, надеясь, что даже в такой не окончательной форме они смогут послужить вспомогательным материалом для освещения сложного вопроса тектоники Центрального Кавказа.

В этой статье я не буду останавливаться на описании петрографических и иных особенностей горных пород, полагая, что они в достаточной степени знакомы читателю по довольно многочисленной литературе. Для того же, чтобы читатель мог понять мою мысль, я считаю достаточным дать краткую, в нескольких словах, характеристику тех геологических образований, о которых будет идти речь в этой статье. К числу таковых образований относятся:

1) Толща верхне-юрских (I_3) известняков. Низы ее состоят из известняков темного цвета, битуминозных и сильно пахнущих при ударе.

¹⁾ В настоящей статье даны названия селений, исправленные согласно справочной книге „Населенные места Северо-Осетинской Автономной Области по итогам всесоюзной переписи населения 1926 г. с картою области в административных границах на 1 января 1927 г.“. Владикавказ, 1927 г., 34 стр. + карта в машт. 10 верст в дюйме.

2) Толща ниже- и средне-юрских (I_{1+2}) глинистых сланцев и песчаников, ясно слоистых, с довольно часто встречающимися в них обуглившимися остатками растений.

3) Толща ниже-юрских конгломератов.

4) Покров кератофира, приуроченный к этой толще. Имеющиеся к настоящему моменту данные (часть их не опубликована) дают полное право заключить, что кератофировый покров, имеющий мощность в среднем от 150 до 200 м., слагается не монолитной породой, а серией чередующихся слоев, имеющих небольшую мощность и образованных туфами, туфо-брекчией, вулканической брекчией, потоками лавы и, наконец, песчаниками. Кроме того, термин „кератофир“, по крайней мере в этой части Кавказа, нужно понимать в большей мере как термин стратиграфический, а не как петрографический, так как изверженная порода, образующая отдельные слои в общей массе покрова, чрезвычайно сильно разрушена, и едва ли возможно установить ее первоначальный характер. В дальнейшей части этой статьи термин „кератофир“ будет употребляться мною в смысле стратиграфическом, для обозначения одного из самых нижних горизонтов юры, составленного слоями песчаников, туфов, туфо-брекчий, вулканических брекчий и потоков лавы и приуроченного в отношении залегания к конгломератовой толще.

5) Аспидная толща, составленная сильно уплотненными глинистыми сланцами и песчаниками, обычно неясно слоистыми. Породы этой толщи очень часто не отличимы от подобных пород нижней и средней юры. На основании ряда соображений И. Г. Кузнецов (22) относит их к юрским образованиям.

6) Свита флишевых пород и известняков, возраст которой, возможно, мезозойский или, точнее, верхне-юрский (Кузнецов, 22, стр. 168; 29).

7) Метаморфизованные известняки ниже-пермского возраста и сопутствующие им филлиты и кварцитовидные песчаники ¹⁾ (Варданянц, 26). Некоторые прослои известняков содержат многочисленные, до 1 см. величиной, кристаллы тремолита.

8) Кварцито-конгломератовая толща, имеющая мощность свыше 500 м. В состав толщи входят то ясно слоистые, то лишенные даже следов слоистости кварцитовые породы, очень часто имеющие облик конгломерата. Породы этой толщи носят следы метаморфизации, проявляющейся в общей их хлоритизации, чем и обуславливается их обычная зеленая и зеленоватая окраска. В некоторых случаях по внешнему облику породы этой толщи вполне похожи на кварцево-хлоритовые сланцы. Принимая во внимание чрезмерно большую мощность, а также и наличие метаморфизации, можно предположить, что в данном случае мы имеем дело скорее всего с доюрскими отложениями, точнее с палеозойскими ¹⁾.

9) Кристаллические сланцы—роговообманковые, слюдистые, хлоритовые и т. п.

¹⁾ Исследования 1928 г. дали основание причислить кварцито-конгломератовую толщу, а также и свиту филлитовых сланцев к карбону (см. геолог. карту, табл. XXIII).

10) Граниты доюрского возраста, подвергшиеся сильному сдавливанию и в заметной степени милонитизированные.

11) Диабазовые породы, залегающие в виде многочисленных даек и дайкоподобных образований. По возрасту диабазы, вероятнее всего, не старше верхней юры (Варданянц, 27).

12) Кварцевые диориты и связанные с ними дацитовые породы — неинтрузия (см. Белянкин, 15, 16, 18; Варданянц, 25, 27).

Переходя к описанию своих наблюдений, я начну с ущелья р. Гизельдон, так как в верховьях этого ущелья, в правом боковом ущельице Фидар-ком, была мною найдена в метаморфизованных известняках фауна, определившая их ниже-пермский возраст, что и послужило в значительной степени поводом к пересмотру ряда вопросов тектоники изучаемого района и тем самым к составлению настоящей статьи.

Склоны этого ущелья к северу от сел. Хуссар-Хинцаг образованы верхне-юрскими известняками, слагающими горы Тбау-хох и Чижит-хох, южнее которых выступает юрская сланцево-песчанистая толща, прослеживающаяся по р. Гизельдон почти до самого ущелья р. Фаршильты, находящегося в 5—6 км. южнее сел. Джимара. На всем этом многокилометровом протяжении в толще сланцев и песчаников, собранных в многочисленные складки, в силу маршрутного характера исследований и чрезвычайного однообразия литологического состава этих пород не удалось установить наличие крупных тектонических нарушений. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что породы этой толщи по мере приближения к югу становятся более плотными и неотличимыми от пород аспидной свиты.

Несколько севернее р. Фаршильты в сланцево-песчанистой толще становятся преобладающими песчаники, и кроме того появляются в заметных количествах конгломераты. Здесь сланцево-песчанистая толща сменяется конгломератовой, к низам которой приурочен горизонт с пропластками графита ¹⁾. Этот графитовый горизонт, имеющий мощность до 8—10 м., по правую сторону ущелья р. Гизельдон был мною прослежен непрерывно от вершины конуса выносов р. Фаршильты (абсолютная отметка 2.350 м.) до ледника Арцыцити (абсолютная отметка 3.100 м.), а далее к востоку этот горизонт протягивается в ущелье Дзариуком. По левую сторону ущелья р. Гизельдон этот же графитовый горизонт был прослежен непосредственно от самого почти дна ущелья (абсолютная отметка 2.000 м.) до отметки 2.600 м. на гребне, отделяющем речки Даратышар и Дончинты, а в связи с присутствием обломков графита в современной морене ледника Дончинты на высоте 3.100 м. можно предполагать существование графитового горизонта и выше, вблизи водораздела между реками Гизельдон и Цариитдон. Общее падение графитового горизонта направлено почти к северу под углом до 70°.

Графит и сопровождающие его конгломераты и песчаники в бассейне р. Гизельдон являются самым нижним горизонтом юрских отло-

¹⁾ См. также Стрижов (2).

жений, под которым, по всему этому ущелью, обнажаются метаморфизованные известняки, содержащие фауну нижней перми (*Littonia cf. nobilis* Waagen, по определению Б. К. Лихарева)¹⁾. С известняками связаны, повидимому путем согласного залегания, филлитовые сланцы, а эти последние путем переслаивания сменяются кварцитовидными песчаниками. Общая кажущаяся мощность этой свиты палеозойских пород непостоянная и местами доходит до 200—400 м., а господствующее в ней падение направлено приблизительно к северу под углом до 40—70°.

Свита известняков, филлитов и песчаников несогласно налегает на кварцито-конгломератовую толщу, в пределах которой господствующее падение направлено почти к югу под углом до 15—20°. В силу чрезвычайно трудной доступности обнажений не удалось установить истинную природу этого несогласия, поверхность же его имеет общее падение к северу под крутым углом.

Кварцито-конгломератовая толща прослеживается к югу на протяжении до 2 км. почти до котловины ледника Мидаграбин-цити, где сменяется аспидной толщей, в пределах которой, как правило, падение направлено к S под крутым углом. Хотя контакт конгломератовой и аспидной толщ не был изучен детально, тем не менее можно предположить, что вдоль этого контакта северная часть поднята относительно южной, при чем это поднятие может быть обусловлено антиклинальной складкой или разрывом.

Аспидная толща протягивается к югу от кварцито-конгломератовой до верховьев р. Терек, при чем к линии водораздела между р. Терек и ледником Мидаграбин-цити приурочен пояс крупных обнажений диабазовых пород, среди которых видную роль играют стекловатые разновидности—вариолиты, такситы и т. п. Не лишним будет отметить, что громадная котловина ледника Мидаграбин-цити, вытянувшаяся в широтном направлении более чем на 6 км., расположена в зоне аспидных сланцев и ограничена и с юга и с севера трудно разрушающимися породами— в одном случае диабазами, а в другом кварцитами и конгломератами. Подобную связь орографического строения с геологическим мы встречаем в изучаемом районе и в других ущельях.

В ущелье Дзариу-ком, расположенном к востоку от Гизель-донского и сливающимся с последним у сел. Какадур, мы наблюдаем в общем тот же геологический разрез, как и по р. Гизель-дон. Именно, от сел. Какадур и до конца ледника Дзариу-цити обнажается юрская сланцево-песчанистая толща, которая у верхней расширенной части ущелья сменяется конгломератовой толщей нижней юры. К низам последней толщи приурочен и в этом ущелье графитовый горизонт, который, не будучи прослежен непосредственно, может быть тем не менее протянут через все ущелье на основании ряда данных: наличия разведывавшихся месторождений, присутствия обломков графита в осыпях и моренах, указаний местных жителей и т. п.

¹⁾ См. Варданянц (26, 27).

Ниже графитового горизонта, который и здесь в общем падает к северу под углом до 70° , мы встречаем такие же, как и в ущелье р. Гизель-дон, метаморфизованные известняки, присутствие которых, в связи с их более легкой разрушаемостью по сравнению с соседними кварцитами, обусловило и в ущелье Дзариу-ком образование продольных ущельиц, являющихся аналогами ущельиц Лрцы-ком и Дончинты, притоков р. Гизель-дон. О мощности известняков в ущелье Дзариу-ком судить не представляется возможным, так как их обнажения в значительной степени скрыты под моренами и осыпями. Южнее последних выступают, как и в Гизель-донском ущелье, массивные кварциты и конгломераты, связанные, надо полагать, в одно целое с теми, что слагают самую верхнюю часть Гизель-донского ущелья. Принимая же во внимание, что южный склон гребня, отходящего к западу от г. Шау-хох, сложен, судя по поверхностной морене ледника, вероятнее всего, только аспидными сланцами, можно предположить, что наблюдающееся в нижней части ледника Мидаграбин-цити соотношение между аспидно- и кварцито-конгломератовой толщами, сохраняется и далее к востоку. Это предположение делает понятным существование у горы Шау-хох двух широтных и вполне симметричных отрогов, из которых западный ограничивает с севера котловину ледника Мидаграбин-цити, а восточный — котловину ледника Майли-цити.

В следующем к востоку ущелье р. Генал-дон мы находим много общего с ущельем р. Гизель-дон. Ледник Майли-цити, дающий начало р. Генал-дон, расположен подобно леднику Мидаграбин-цити в продольной котловине, приуроченной к зоне аспидных сланцев и ограниченной с севера грядой мощных кварцитов и конгломератов, а с юга поясом диабазовых интрузий, с преобладанием среди них стекловатых разностей. Кварциты и конгломераты, ограничивающие ледник Майли-цити с севера, протягиваются и дальше к востоку и слагают западный склон гребня, отделяющего ледник Майли-цити от ледника Чач.

В громадных скалах около нижнего конца ледника Майли-цити можно наблюдать переслаивание конгломератов, кварцитов и филлитов, а дальше к северу (обнажения осмотрены с перерывами) появляется нормальная юрская толща осадочных пород. К границе юрской толщи и толщи филлитов и кварцитов и приурочены, по всей вероятности, известняки и графиты, обломки которых были найдены в морене ледника около минеральных источников. По указаниям местных жителей месторождение графита известно на вершине гребня к западу от минеральных источников, а с другой стороны, графиты известны и по ущелью Чач (Левинсон-Лессинг, 4).

Таким образом от р. Генал-дон до водораздела между реками Цариит-дон и Гизель-дон мы наблюдаем в самом низу юрских отложений непрерывный горизонт с пропластками графита, представляющего, надо полагать, графитизованный уголь ¹⁾. Под графитовым горизонтом на всем

¹⁾ См. также Стрижов (2).

этом протяжении обнажаются породы, представленные в верхней части известняками, филлитами и кварцитовидными песчаниками, а в нижней — кварцитами и конгломератами, при чем последние, выступая резко выраженной грядой и пересекая ущелья рек Гизель-дон и Генал-дон, обусловили образование совершенно одинаковых орографических особенностей. Южнее кварцитов и конгломератов на всем указанном протяжении обнажаются аспидные сланцы, к которым приурочен пояс диабазовых интрузий с преобладанием стекловатых разностей, протягивающийся от г. Цити-хох через г. Гимарай-хох к Девдоракскому леднику. Граница между аспидной и кварцито-конгломератовой толщами, проходящая вдоль северной границы ледников Мидаграбин-цити и Майли-цити, представляет линию нарушений, севернее которой расположена зона поднятия. На продолжении же последней к востоку, всего лишь в 2—3 км. от ледника Чач, в ущелье обнажаются р. Терек Дарьяльский и Гвилетский гранитные массивы, представляющие, повидимому, тоже зону поднятия (Ренгартен, 24; Белянкин, 10; Кузнецов, 22). В связи с последним можно предположить, что указанная выше линия нарушений не обрывается у р. Генал-дон, а переходит и в пределы бассейна р. Терек.

Перейдем теперь к западу от Гизель-донского ущелья. Первое ущелье рядом с последним — ущелье Ахсау, имеет небольшую длину и начинается от г. Милах-хох. Склоны этого ущелья слагаются юрскими глинистыми сланцами и песчаниками, которые, постепенно уплотняясь, становятся в верховьях ущелья неотличимыми от пород аспидной свиты. Насколько можно судить по сравнительно беглым наблюдениям, в этом ущелье породы более древние, нежели юрские, не обнажаются.

Далее к западу следует ущелье Цариит, которое, как и ущелье Ахсау, входит в бассейн р. Фиэг-дон. Большая часть ущелья Цариит расположена в зоне юрских глинистых сланцев и песчаников, залегающих в виде пологой антиклинали, ось которой погружается к востоку (Варданянц, 27; разрез VI). К северу и к югу от антиклинали мы наблюдаем в юрских отложениях следы сильного сдавливания, проявившиеся в образовании ряда мелких складок, и, я полагаю, не исключена возможность существования севернее и южнее антиклинали более или менее крупных разрывов. Последнее вытекает также из геологического разреза по р. Фиэг-дон (см. ниже, стр. 47—48). Далее к югу, километрах в 6—7 от устья и на высоте около 2.600 м. (по дну ущелья), за глинистыми сланцами и песчаниками, сильно уплотненными и похожими на аспидные, появляются опрокинутые к северу конгломераты, к которым приурочены известные здесь месторождения графита. По границе же конгломератов и уплотненных сланцев обнажается изверженная порода, подобная садонским кератофирам. Южнее этой свиты, падение которой направлено к SSE 160° под крутым углом, должны обнажаться, судя по наличию в моренных отложениях на высоте 2.600 м. обломков соответственных пород, метаморфизованные известняки (палеозойские) и аспидные сланцы (вероятнее всего, юрские).

Вытекающее из сказанного сходство геологического разреза по р. Цариит-дон с таковым же разрезом по рр. Гизель-дон и Генал-дон дает основание предполагать, что отмеченные для района ледников Мидаграбин-цити и Майли-цити зона поднятия и ограничивающая ее с юга линия нарушений протягиваются также и к верховьям р. Цариит-дон.

В бассейне р. Фиэг-дон по главной долине к северу от сел. Дзвгис (Дзивгис) следует толща верхне-юрских известняков, ниже которой залегают сланцево-песчанистая толща, имеющая на протяжении до сел. Далла-кау согласное с известняками падение к NNW под средними углами. Нижние горизонты этой толщи, обнаженные по правому склону балки Хани-ком, представлены довольно мощными песчаниками (Варданянц, 27, разрез VII). От селения Далла-кау в одном, примерно, километре к SE выступает довольно большая скала битуминозных известняков, залегающих в ядре сжатой синклинали, ось которой погружается к NW. Эти известняки в точности подобны известнякам нижних горизонтов верхней юры, но обнажаются гипсометрически значительно ниже главного известнякового эскарпа, в связи с чем можно предположить здесь наличие разрыва (Варданянц, 27). Линия последнего проходит, вероятнее всего, по балке Хани-ком, и по поверхности этого разрыва поднято северное крыло.

К югу от сел. Далла-кау и до сел. Харисджин (Харескин) непрерывно следуют обнажения юрских глинистых сланцев и песчаников, которые собраны в многочисленные складки. Вследствие литологического однообразия этих пород и беглости наблюдений, не представилось возможным установить в них наличие крупных тектонических нарушений. Около сел. Харисджин на обоих склонах ущелья р. Фиэг-дон обнажается кератофировый покров, лежащий согласно на конгломератах и песчаниках и покрытый, тоже согласно, юрскими глинистыми сланцами и песчаниками (Варданянц, 27, разрез I). По левому склону ущелья р. Фиэг-дон кератофировый покров, лежащий гипсометрически значительно выше сел. Харисджин, должен был бы, согласно характеру его залегания, обнажиться в нижней части балки Харис-ком (левый приток р. Фиэг-дон), между тем в этой балке мы встречаем лишь чрезвычайно сильно измятые глинистые сланцы, имеющие по ее правому склону падение к SE, т.е. навстречу кератофировому покрову. Такую же в общем картину мы наблюдаем и по правому склону ущелья р. Фиэг-дон в балке Штри-ком, где на продолжении кератофирового покрова выступают опять-таки глинистые сланцы. Подобного рода несогласие вполне ясно указывает на наличие около сел. Харисджин довольно крупного разрыва, имеющего широтное простираие и близкого к вертикальному. Вдоль этого разрыва поднято южное крыло, при чем амплитуда поднятия должна измеряться, во всяком случае, сотнями метров. К востоку на продолжении этого разрыва, который будем называть Харисджинским, в ущелье р. Цариит-дон мы находим севернее антиклинали сжатые складки, где, как было указано выше, возможность существования разрыва не исключена.

По р. Фиэг-дон от сел. Харисджин и до балки Саумагырх¹⁾ расположена антиклиналь, ядро которой сложено гранитом и кристаллическими сланцами (Варданянц, 27, разрез I). Эта антиклиналь, погружающаяся к востоку, точно отвечает антиклинали по р. Цариит-дон, ядро которой, сложенное, вероятно, тоже кристаллическими породами, не вскрыто еще эрозией. К югу от антиклинали, около балки Саумагырх, следует синклиналь, северное крыло которой разорвано и вдоль разрыва поднята северная часть и опущена южная. На продолжении этого разрыва в ущелье Цариит мы находим южнее антиклинали ряд сжатых складок, где не исключена возможность существования разрывов, и где общая картина тектонических нарушений соответствует таковой в ущелье р. Фиэг-дон.

Далее к югу по р. Фиэг-дон следует южное крыло синклинали, сложенное несколько измятыми кварцитами, которые на широте сел. Гутиати-кау сменяются аспидной толщей. По некоторым данным еще раньше мною была допущена возможность существования здесь разрыва, с надвигом на юг (Варданянц, 27, стр. 616). Таким образом, и у сел. Гутиати-кау вдоль северной границы аспидной толщи можно наметить линию нарушения, к северу от которой расположена и здесь зона поднятия. Я полагаю возможным предположить, что эта линия нарушений составляет одно целое с той, которая была отмечена для района ледников Мидаграбин-цити и Майли-цити, и в силу этого в дальнейшей части статьи я буду называть эту общую для нескольких ущелий линию нарушений Шау-хох—Гутиати-кауской.

Аспидная толща к югу от сел. Гутиати-кау протягивается до самой г. Зыкой-хох, и в пределах этой толщи расположен пояс диабазовых интрузий, главная часть которого находится между селениями Андати-кау и Бугульти-кау (Варданянц, 27, 28).

В следующем к западу ущелье Цазиу-ком, соединяющемся с главным в 1 км. южнее сел. Харисджин, в его северной части обнажается покров кератофира, подстилаемый конгломератами и покрытый песчаниками, которые выше сменяются глинистыми сланцами. Залегание всех этих пород согласное и направлено, как и в главном ущелье, приблизительно к северу под средним углом (Варданянц, 27, разрезы I, IV, V). Ниже конгломератов в средней части ущелья выступают граниты и кристаллические роговообманковые сланцы, составляющие несомненно одно целое с теми, что были отмечены по р. Фиэг-дон. По южной границе гранита в ущелье Цазиу-ком имеет место крупный разрыв, поверхность которого, имея падение к SSW под крутым углом, проходит через вершину Фальгуру-барзонд на западе, а на востоке выходит к балке Саумагырх.

Существование такого разрыва доказывается, во-первых, несогласным прилеганием чрезвычайно сильно измятых глинистых сланцев к граниту, а во-вторых, наличием в теле гранита вдоль поверхности разрыва

¹⁾ См. карту в статье Варданянц, 27.

мощной зоны милонитов. Этот разрыв, прослеженный с большей или меньшей точностью от ущелья Цариит до вершины Фальгуру-барзонд и далее к западу и ограничивающий с юга антиклиналь, отмеченную по р. Фиэгдон и ее притокам, я назову Саумагырхским. Для характеристики разрыва будет не лишним указать, что в зоне милонитов вдоль южной границы гранита по левому склону ущелья Цазиу-ком были встречены участки измятых кристаллических сланцев и конгломератов и среди них секущая дайка диабаз, совершенно нормального и не подвергшегося истиранию.

Южнее Саумагырхского разрыва в ущелье Цазиу-ком обнажаются глинистые сланцы и песчаники, в начале сильно измятые и имеющие падение к югу под пологим углом, далее же к югу принимающие нормальный облик и господствующее падение к NW 300—330° под средним углом. В двух, приблизительно, километрах южнее гранита и на широте нижнего конца современной морены ледника Цазиу эти сланцево-песчаные породы сменяются согласно с ними залегающими плотными кварцитоподобными песчаниками, падающими к NW 330° под углом до 45° и вполне подобными тем, что в соседних ущельях, Фиэгдонском и Дцах-хохском, залегают в горизонтах, покрывающих кератофир. Возраст этой свиты сланцев и песчаников определяется как нижне- и средне-юрский (J_{1+2}) в связи с тем, что в соседних ущельях продолжение этой свиты залегает стратиграфически выше кератофирового покрова.

Южнее кварцитоподобных песчаников, на широте несколько севернее конца ледника Цазиу, на обоих склонах ущелья появляются уже аспидные сланцы с падением в них слоистости к югу под средними и крутыми углами, при чем продолжение контакта этих свит к востоку выходит как раз к сел. Гутиати-кау. В аспидной свите, несколько южнее ее контакта с песчаниками, появляются диабазовые интрузии, протягивающиеся здесь мощным поясом поперек всего ущелья Цазиу-ком. Верховья же ущелья Цазиу-ком, насколько можно судить об этом по мореным выносам, сложены только породами аспидной толщи.

Таким образом, в ущелье Цазиу-ком мы наблюдаем тот же в общем геологический разрез, что и в ранее описанных других ущельях, и такой же, как и раньше, характер тектонического несогласия в контакте нижне-юрских песчаников и аспидных сланцев. Для меня не вполне ясна картина этого несогласия; возможно, что это взброс с поднятым северным крылом, не исключена возможность и более сложного нарушения, но вполне вероятно то, что мы имеем здесь непосредственное продолжение линии нарушений Гутиати-кау—Шау-хох, вдоль которой, как правило, поднято северное крыло.

Заканчивая этим описание Куртатинского ущелья, я остановлюсь немного на ископаемой флоре, остатки которой были найдены в этом ущелье в нескольких местах:

1) К NE от хут. Марзаганова (см. карту в статье Варданянц, 27) в 0,5 км. от него, около месторождения графита, разведывавшегося более 20 лет назад. Отсюда взяты образцы за полевым № 396.

2) К NE от сел. Гутиати-кау около известных здесь месторождений графита взяты образцы за полевым № 313. Здесь же была взята флора и И. Г. Кузнецовым, описанная уже ранее А. Н. Криштофовичем (23).

3) В верховьях ущ. Дзамараш в районе точки, имеющей широту $42^{\circ} 42' 40''$ и долготу $61^{\circ} 57'$ (по планшету одноверстной съемки), можно в осыпях аспидных сланцев наблюдать большое количество обломков и валунов графитистых сланцев. Повидимому, именно здесь были собраны моим проводником Кайтко Андиевым, жителем сел. Андиасти-кау, образцы с отпечатками флоры, доставленные им мне под общим названием „из урочища Дзагалагон“ (см. карту в статье Варданянц, 27). Образцы эти снабжены полевым номером 1663.

Указанные образцы ископаемой флоры были переданы для определения А. Н. Криштофовичу¹⁾, который мог сообщить о них ниже следующие данные:

„1926 г... В дополнение к прежним сборам в Куртатинском ущелье гг. Кузнецова и Ренгартена (по р. Фиаг-дону), автор собрал еще следующие отпечатки:

№ 396, к NE от хутора Марзаганова.

Neocalamites hoerensis (Nath.) Halle (см. рис. 1).

Cladophlebis nebbensis (Brongn.) Nath.

Cladophlebis sp. cf. *C. denticulata* (Brongn.) Font.

Cladophlebis sp. (вид точнее неопределим).

Taeniopteris tenuinervis Brauns.

№ 313, к NE от сел. Гутиати-кау. *Phoenicopsis* sp.

Все формы были ранее уже приводимы мною в описании флоры Фиаг-дона, кроме *N. hoerensis*, упомянутого там лишь вскользь²⁾.

Последний остаток представлен отпечатками двух мелких розеток, с многочисленными радиально расходящимися тонкими листьями, и кроме того — одним отпечатком многочисленных, несколько более широких односторонних листьев, несомненно принадлежащих тому же растению. К нему могут относиться и некоторые другие отпечатки линейных листьев *коллекции, но плохая сохранность препятствует их отождествлению.

В отношении возраста толщи я могу лишь повторить свои суждения, уже ранее высказанные в описании флоры, при чем здесь пользуюсь случаем отметить, что находка Л. А. Варданянцем *Neocalamites hoerensis*, вида, свойственного нижней юре Швеции, еще укрепляет занятое положение, особенно если мы примем во внимание, что и сам род *Neocalamites* выше рэто-лейаса не восходит. *Phoenicopsis* в настоящей коллекции представлен узкими длинными листьями, несущими

¹⁾ Считаю долгом выразить уважаемому А. Н. Криштофовичу свою глубокую благодарность. Л. В.

²⁾ См. Криштофович, А. Н. Растительные остатки из юрских сланцев на Сев. Кавказе. Изв. Геол. Ком., 1926 г., т. XLV, № 5.

несколько жилок. Часть листьев является типичными *P. angustifolia*, а другие могут принадлежать и другим видам, почему я вообще воздерживаюсь от видового определения этих образцов; часть, может быть, было бы лучше назвать просто *Desmiophyllum*, но подобное определение мало что скажет стратиграфу.

1927... В материале, собранном в ущелье Дзамараш по левому борту к юго-западу от верхнего водопада (№ 1663), я мог установить:

Podozamites lanceolatus L. et H.

Phoenicopsis sp.

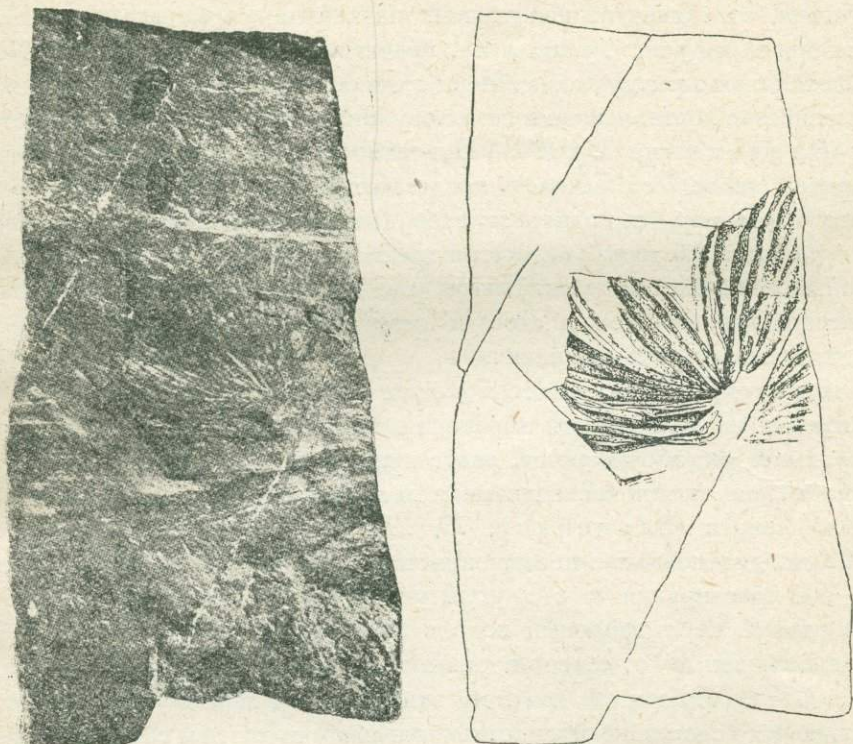


Рис. 1. *Neocalamites hoerensis* (Nath.) Halle (нат. вел.)

Лист *Podozamites* представляет короткую и довольно широкую форму. Отпечатки *Phoenicopsis* дают как типичные *P. angustifolia*, так и листья, которые могут принадлежать и другим видам, подобным, например, *P. cf. speciosa* Heer, приводившимся Натгорстом из Бьюфа в Швеции. В числе этих линейных отпечатков могут быть и иные формы, но плохое сохранение не дает возможности делать какие-либо более точные определения. Как состав, так и морфологическая общность форм вполне сближает флору Дзамараша с флорой Куртатинского ущелья, и потому в вопросе о возрасте первой остаются в силе все соображения, высказанные в свое время.

Ущелье Цазиу-ком на западе граничит с ущельем р. Унал-дон, правого притока р. Ардон. Ущелье последнего на протяжении от сел.

Зинцар и до Тамиского ущелья расположено в верхне-юрских известняках, прорезанных рекой почти вкрест простирания. В Ардонском ущелье, приблизительно посредине между сел. Н. Унал и Тамиским ущельем, имеется у самой шоссеиной дороги обнажение глинистых сланцев, подобных средне-юрским, разделяющее массив известняков на две части, в силу чего разрез верхне-юрских известняков как бы повторяется.

От сел. Зинцар и до сел. В. Унал, сколько можно видеть в редких здесь обнажениях, выступают глинистые сланцы и песчаники с общим падением, направленным к NE под углом до 40°. У сел. В. Унал южнее их обнажаются кератофиры, которые налегают на кристаллические сланцы и граниты, отделяясь от них тонкой пачкой конгломерата, мощностью в несколько метров. Граниты же, протягиваясь к югу до сел. Холст, сменяются около него уплотненными глинистыми сланцами и песчаниками, в большинстве поставленными на голову при общем их широтном простирании (Варданянц, 19, 21). Поверхность соприкосновения гранита и сланцев около сел. Холст представляет несомненную поверхность крупного разрыва с поднятым северным крылом. Вдоль поверхности этого разрыва, который назовем пока Холстинским, мы имеем с одной стороны в граните зону милонитов, а с другой стороны в сланцах несогласное примыкание пластов к телу гранита „впритык“, и никаких следов контактового изменения.

К востоку от сел. Холст в районе сел. Джими мы имеем три изолированных на поверхности кератофировых обнажения, в которых кератофир имеет форму покровов, залегающих согласно с покрывающими их глинисто-сланцевыми песчаниками и лежащих на постели из кристаллических сланцев (Варданянц, 19, 21). Повторные исследования 1926 и 1927 гг. установили с несомненностью наличие здесь трех разрывов, NW—SE простирания и с крутым углом падения, видимо, к NE, которыми единый кератофировый покров был разбит на три части, чешуйчато взброшенные с северо-востока к юго-западу (Варданянц, 27, разрез VIII). По южной границе этих участков кератофирового покрова наблюдается несомненный широтный разрыв с поднятым северным крылом (или опущенным южным), и этот разрыв является непосредственным продолжением Холстинского. Возможность же дальнейшего продолжения этого разрыва к востоку, в литологически однообразной толще глинистых сланцев и песчаников района верховьев р. Джими-дон и балки Хариз-ком, осталась не выясненной.

Тектоническое несогласие, типа разрыва, имеет место также и по северной границе этих кератофировых обнажений по линии селений Луар—В. Унал—Цамад. Наличие здесь разрыва с сопутствующим надвигом пород с юга к северу доказывается тем, что кератофир и подстилающие его песчаники и кристаллические сланцы по линии указанных селений обнажаются над юрскими (глинистыми) сланцами и песчаниками, а в некоторых обнажениях можно видеть, кроме того, примыкание юрских глинистых сланцев, собранных в складки, к кератофиру, а также и к кристаллическим сланцам.

Южнее сел. Джими на северном и северо-западном склонах г. Фальгуру-барзонд обнажается кератофировый покров, представляющий непосредственное продолжение покрова, наблюдавшегося в ущелье Цазиу-ком и около сел. Харисджин. Из-под этого покрова по его южной границе обнажаются конгломераты, а затем и кристаллические сланцы и граниты, имеющие поверхностное соединение с гранитами ущелья Цазиу-ком, по северной же границе покрова наблюдается несогласие, подобное тому, что было описано для окрестностей сел. Харисджин. Последнее обстоятельство дает право протянуть Харисджинский разрыв к западу почти до меридиана сел. Холст. Протягивается ли этот разрыв дальше к западу, в область глинистых сланцев, поставленных на голову, осталось невыясненным. Таким образом, мы имеем здесь два почти параллельных разрыва—Холстинский и Харисджинский, между которыми находится опущенный пояс сланцев, измятых и поставленных на голову.

Перейдем теперь к верховьям правого истока р. Унал-дон, берущего начало южнее г. Фальгуру-барзонд, около перевала в ущелье Цазиу-ком. Произведенные здесь наблюдения показали, что Саумагырхский разрыв протягивается и в бассейн р. Унал-дон, где к северу от разрыва лежит гранит, окаймленный кристаллическими сланцами и кератофиром, а к югу—глинистые сланцы. В теле гранита вдоль поверхности разрыва наблюдается мощная, в десятки метров, зона милонитов, протягивающаяся сюда из ущелья Цазиу-ком через вершину Фальгуру-барзонд. Антиклиналь, отмеченная между разрывами Харисджинским и Саумагырхским в ущелье р. Фиаг-дон, наблюдается также и по р. Унал-дону между этими же разрывами, при чем сама антиклиналь суживается, а ось ее погружается к западу.

Для характеристики западной оконечности антиклинали приведу некоторые замеры.

В балке в 1 км. к SSE от сел. Джими кератофир и покрывающие его песчаные сланцы и песчаники имеют падение к NE 65° под углом 25° . По правому истоку р. Унал-дон на абсолютной высоте 2.300 м. и в 3 км. к SSE от сел. Холст обнажается кератофировый покров, падающий согласно с покрывающими его сланцами к WSW 260° под углом $50-60^{\circ}$. По середине линии, соединяющей эти точки, обнажается ядро антиклинали, сложенное кристаллическими роговообманковыми сланцами, а к западу от этой линии выступают почти непрерывной линией кератофиры, имеющие падение почти к западу под углом до 60° и круче.

Далее к западу лежит ущелье левого истока р. Унал-дон, берущего начало из небольшого ледника, спускающегося с г. Дцах-хох—в переводе на русский язык „Зеленая гора“, в зависимости от цвета слагающих ее диабазовых пород. По имени горы я буду и речку называть Дцах-хох-дон, а ущелье Дцах-хохским. В этом ущелье южнее Холстинского разрыва обнажаются юрские глинисто-песчаные сланцы, залегающие в виде стоячих складок, в зоне которых и Харисджинский и Саумагырхский разрывы, в силу маршрутного характера исследований, не могли быть прослежены.

Километрах в $1\frac{1}{2}$ южнее сел. Холст в этих сланцах выявляется господствующее падение к NNE, при чем угол падения, вначале очень крутой, достигает километрах в 2—3 к югу от сел. Холст $35-40^\circ$. Здесь мы имеем уже нормальную толщу юрских глинистых сланцев и песчаников, непосредственно через водораздел соединяющуюся с вполне ей подобной в литологическом отношении толщей ущелья Цазиу-ком. В Дцах-хохском ущелье в низах этой толщи появляются массивные песчаники, которые вскоре сменяются кератофиром, залегающим согласно с покрывающими его породами, что и определяет их юрский возраст. Обнажения кератофира, наблюдавшиеся по обоим склонам типично корытообразного ущелья на абсолютной высоте 2.600—2.700 м., находятся приблизительно в 4 км. к югу от сел. Холст. Постель покрова, видимая мощность которого здесь более 100 м., скрыта под мощными моренными отложениями, но надо полагать, что в ее строении принимают участие конгломераты, валуны которых были встречены в составе древних морен этого ущелья, между тем как на всем его протяжении нигде нет обнажений подобных пород.

Далее к югу за кератофиром обнажаются аспидные сланцы, как и обычно круто падающие к югу и с многочисленными крупными интрузиями диабазовых пород, составляющими здесь продолжение диабазового пояса Куртатинского ущелья. Эти же породы протягиваются до вершины г. Дцах-хох.

Граница между кератофиром и покрывающими его породами, с одной стороны, и аспидными сланцами, с другой, прослеживается через все Дцах-хохское ущелье, от высоты 1.300 саж. ¹⁾, расположенной на водоразделе к ущелью р. Архон, до вершины Кафуярты (отм. 1.586 саж.) ¹⁾—на водоразделе к ущелью Цазиу-ком, и на всем этом протяжении представляет картину ясного тектонического нарушения типа взброса с поднятым северным крылом. Поверхность этого взброса составляет продолжение поверхности тектонического несогласия, отмеченного ранее в ущелье Цазиу-ком между юрскими песчаниками и аспидными сланцами, и, следовательно, входит в состав линии нарушений Гутиати-кау—Шау-хох.

Следующее к западу Архонское ущелье своей нижней частью расположено в пределах кератофирового покрова, обнажающегося на протяжении до 2 км. к югу от устья р. Архон, вблизи которого на кератофир согласно налегают конгломераты с галькой кератофира же (Варданианц, 19, 21). Эти конгломераты сменяются стратиграфически выше песчаниками и глинистыми сланцами, обнаженными в обрыве левого берега р. Ардон, а далее к северу выступают верхне-юрские известняки. Кератофировый покров налегает через посредство конгломератов на гранит, обнажения которого можно проследить вдоль р. Архон на протяжении до 1 км. Гранит этот в сильнейшей степени милонитизирован. Что же касается конгломерата, то мощность его не была точно выяснена, но можно полагать, что она не меньше 10—20 м. Заслуживает внимания

¹⁾ По планшету одноверстной съемки.

также и то обстоятельство, что в разрезе по р. Архон кератофировый покров имеет необычно большую мощность (Варданянц, 21, разрез 3).

Обнажение гранита заканчивается в 1,5 км. севернее сел. Архон, и здесь к граниту несогласно примыкают чрезвычайно сильно измятые глинистые сланцы, местами потерявшие всякие следы даже сланцеватости, в граните же вдоль поверхности его контакта со сланцами имеется зона милонита. Поверхность контакта гранита со сланцами представляет ясную картину разрыва со взброшенным северным крылом, и этот разрыв прослеживается к востоку, где непосредственно соединяется с Холстинским. На всем протяжении между р. Архоном и сел. Холст к югу от разрыва обнажены собранные в стоячие складки глинистые сланцы, а к северу — граниты, кристаллические сланцы, кератофир и конгломераты, т.-е. породы доюрские и самые нижние горизонты юры.

Нужно отметить еще одно обстоятельство. Именно, на широте селений Архон и Холст на перевале из ущелья р. Архон в ущелье р. Уналдон обнажаются доюрские кристаллические сланцы типа слюдистых, и тут же почти рядом, всего лишь в 200—300 м. к WNW и притом гипсометрически ниже, обнажаются песчаники юрского возраста, лежащие непосредственно на покрове кератофира (Варданянц, 19, 21). Последний залегает опять-таки гипсометрически значительно ниже кристаллических сланцев. Я думаю, что подобное соотношение пород, имеющих разный возраст, может иметь место только в случае тектонического нарушения, которое в данном случае должно иметь, вероятнее всего, форму взброса с NW—SE простиранием и с падением под большим углом к NE, что вполне согласуется с характером залегания аналогичных взбросов в районе сел. Джими.

Возвращаясь к разрыву, приуроченному в ущелье р. Архон к контакту гранита и глинистых сланцев, нужно отметить, что продолжение его было фиксировано и дальше к западу, немного севернее сел. Цус, где вдоль поверхности этого разрыва сланцы сильно измяты, а в граните опять наблюдается зона милонита мощностью в десятки метров.

Южнее этого разрыва по обоим склонам ущелья р. Архон обнажены глинистые сланцы, собранные в стоячие, несколько опрокинутые к северу складки широтного простирания (Варданянц, 21, разрез 3). Километрах же в 1,5—2 к SE от сел. Архон по правому склону ущелья и метров на 500—700 выше его дна (ниже по склону обнажения скрыты под осыпями и древними моренами) глинистые сланцы сменяются согласно песчаниками, падающими к NW 330° под углом до $35-40^\circ$ и, в свою очередь, лежащими согласно на кератофировом покрове. Последний прослеживается по правому склону ущелья в виде ленты, шириной до 100—150 м., от отметки 1.300 саж. на водоразделе в Ддах-хохское ущелье по направлению к развалинам хутора Тар, расположенного на левом берегу р. Архон в 2 км. южнее сел. Архон.

За покровом кератофира к югу выступает глинисто-аспидная толща с господствующим в ней падением слоистости к SSW от 200° до 220° под углом от 40° до 80° и с многочисленными секущими дайками диаба-

зовых пород. Число даек и мощность по направлению к югу увеличиваются, и в 2—3 км. южнее слияния р. Архон с ее правым притоком р. Ладжин-дон сланцы становятся в положение равное, а местами даже подчиненное диабазам.

В виду того, что в Архонском ущелье контакт кератофира и аспидной толщи и в стратиграфическом и в тектоническом отношениях вполне подобен аналогичному контакту в ущелье Дцах-хохском и, кроме того, лежит на его продолжении, я считаю возможным допустить и здесь наличие разрыва с поднятым северным крылом. В силу сказанного, разрыв этот можно включить в состав той же линии нарушений Гутиати-кау—Шау-хох.

По левую сторону ущелья от его верховьев и до сел. Архон обнажаются только глинистые сланцы, переходящие местами в аспидноподобные, и только к SW от развалин хутора Тар были встречены в неясных обнажениях грубые песчаники. Возможно, что они одного возраста с теми, что на правом склоне ущелья покрывают кератофировый покров, и в этом случае разрыв будет протягиваться через хутор Тар к SW почти до водораздела с ущельем р. Бад.

Толща аспидных сланцев и песчаников прослеживается по р. Архон до г. Тепли, где она превращена в мощную зону контактовых роговиков, окружающих интрузию кварцевого диорита. Последняя имеет удлиненную с NW к SE чечевицеобразную форму и обнажается под и над ледниками в верховьях р. Фиэг-дон, Лья-дон, Архон и Бад. В верховьях последней реки кварцевый диорит был обнаружен впервые в 1927 г. мною, в виде многочисленных валунов в морене стадии 50-х годов, а коренные его обнажения должны находиться, вероятнее всего, вблизи крайнего восточного ледника. В районе этой интрузии как в теле кварцевого диорита, так и в окружающих его сланцах наблюдались секущие дайки дацитовых пород, обломки и валуны которых переполняют морены всех ледников, спускающихся с г. Тепли. При обычном простираии этих даек, близком к широтному, и при мощности 2—3 м. падение их направлено к SSW под крутым углом (Варданянц, 28).

Несмотря на то, что аспидные сланцы, окружающие интрузию кварцевого диорита, прорезаются довольно многочисленными дайками диабазов, нигде не было найдено ни одного признака, указывающего на существование даек диабаза также и в теле кварцевого диорита, хотя обнажения последнего были осмотрены в нескольких ущельях. Это обстоятельство, я полагаю, дает основание предположить, что диабазовые породы должны быть старше кварцевого диорита, интрузия которого прорвала их вместе со вмещающими их аспидными сланцами.

Далее к западу от Архонского ущелья следует Бадское, нижняя часть которого расположена в граните. Последний в 1¹/₂ км. южнее устья реки сменяется глинистыми сланцами и песчаниками, и общий характер явлений в контакте этих пород дает основание усматривать и здесь разрыв, который составляет, надо полагать, продолжение ранее описанного Холстинского, протягивающегося сюда через сел. Цус. В ущелье

р. Бад поверхность этого разрыва, вдоль которого в северном крыле обнажаются опять-таки породы, более древние, чем в южном, имеет падение приблизительно к югу под крутым углом, а дальнейшее продолжение разрыва к западу проходит, видимо, через сел. Садон, где контакт гранита и глинистых сланцев подобен таковому в ущелье р. Бад (Гембицкий, 11, 12; Дервиз, 13; Пламеневский, 17).

Южнее этого разрыва, который можно назвать окончательно Садонско-Холстинским, в Бадском ущелье следуют непрерывные обнажения юрских глинисто-песчанистых сланцев, которые в 3—4 км. к SE от сел. Бад сменяются грубыми песчаниками. Южнее последних обнажаются кератофиры, скалы которых в виде ленты, шириной до 150—200 м., спускаются к реке по правому склону ущелья и переходят на левый, где ниже кератофирового покрова лежат плотные кварцитовидные песчаники. Эти песчаники по правой балочке, впадающей в р. Бад в 300 м. севернее параллели $42^{\circ} 47' 40''$ ¹⁾, имея падение под средним углом к NE, несогласно налегают на глинисто-песчанистые сланцы, падающие к SSE $150-160^{\circ}$ под углом до $60-65^{\circ}$. Аналогичное этому же несогласию наблюдается и по правому склону ущелья р. Бад, где кератофир и сопровождающие его песчаники несогласно налегают на глинисто-аспидные сланцы. В виду того, что общий характер наблюдающегося здесь несогласия во всех отношениях подобен тому, что мы видели в ущельях Архонском, Дцаххохском и др., я считаю возможным допустить и тут существование разрыва, приуроченного к поверхности несогласия и прослеживающегося почти до водораздела между Бадским ущельем и Архонским. Обращаясь к карте, можно видеть, что естественно соединить этот разрыв с тем, который в Архонском ущелье проходит через хутор Тар, а это последнее дает возможность протягивать главную для изучаемого района линию нарушений от истоков рек Гизельдон и Геналдон до р. Бад. Что же касается вопроса о дальнейшем продолжении этой линии нарушений к западу, то имеющиеся в настоящее время в моем распоряжении данные не дают на него достаточно ясного ответа.

Глинисто-аспидные сланцы, обнажающиеся в Бадском ущелье южнее этой главной линии нарушений и заключающие довольно многочисленные дайки диабазовых пород, были прослежены по левому склону ущелья на протяжении около $2\frac{1}{2}$ км. до левого бокового ущельища, спускающегося к р. Бад от отметки 1.813 саж.¹⁾, расположенной в $1\frac{1}{2}$ км. севернее г. Цмиаком-хох. В этом ущельище левый его склон сложен теми же глинисто-аспидными сланцами, а правый — мощной толщей кварцитов и конгломератов, вполне похожих на те, что обнажаются в верховьях рек Гизельдон и Геналдон. Отсюда обнажения кварцитов и конгломератов, сглаженные часто наподобие „бараньих лбов“, можно проследить на протяжении 1 км. до верхней расширенной котловины, где сходятся речные потоки, стекающие с четырех верхних Бадских ледников. Здесь южнее кварцитов и конгломератов выступает небольшая пачка аспидных слан-

¹⁾ По планшету одноверстной съемки.



цев, за которыми к югу следуют граниты и милонитовые породы, обнажающиеся в западной и в южной частях котловины. Восточная же часть котловины, т.-е. весь водораздел между Бадским и Архонским ледниками, сложена черными, аспидноподобными сланцами. В силу беглости наблюдений характер залегания всех этих пород остался невыясненным.

Непосредственно к югу за верхней котловиной Бадского ущелья расположены верховья ущелья р. Цмиа-ком-дон, впадающей в р. Ардон около сел. Нижний Зарамаг. Насколько можно судить по составу современной морены ледника Цмиа-ком-цита, около него должны обнажаться сильно милонитизированные граниты и милониты, протягивающиеся сюда из Бадского ущелья, а в 1 км. южнее этого ледника склоны того же Цмиа-комского ущелья сложены уже аспидными сланцами. Последние составляют одну полосу с такими же аспидными сланцами Фиагдонского ущелья и представляют, по аналогии с последним, также юрские образования. К аспидным сланцам в ущелье Цмиа-ком также приурочены многочисленные диабазовые интрузии, подобные таковым других, ранее описанных, ущелий.

Общая совокупность явлений, наблюдающихся в районе верховьев рр. Бад и Цмиа-ком-дон, дает право сделать вывод, что около ледника Цмиа-ком-цита должна проходить в широтном направлении линия нарушений, вдоль которой поднято северное крыло, сложенное сильно милонитизированными гранитами, южное же, сложенное аспидными сланцами, опущено. В целом, наблюдающаяся здесь картина очень сходна с той, которая была описана для района ледников Мидаграбин-цита и Майли-цита.

Перейдем теперь к ущелью р. Ардон. Это ущелье от устья р. Архон и до сел. Мизур расположено в кератофирах, которые, падая в общем к северу под углом до 30—40°, согласно покрываются юрскими сланцами и песчаниками, при чем по верхней поверхности кератофирового покрова залегает грубый песчаник, содержащий гальку кератофира же. Около сел. Мизур появляются граниты ¹⁾, отделенные от покрывающих их кератофиров базальным конгломератом. Граниты эти прослеживаются далее вверх по р. Ардон и заканчиваются приблизительно в 1/2 км. южнее устья р. Садон, сменяясь глинистыми сланцами. Здесь проходит ранее описанный Садонско-Холстинский разрыв.

Отсюда глинистые сланцы, по возрасту юрские, протягиваются до сел. Нузал и на всем этом протяжении обнаруживают следы сильного сдавливания. Около сел. Нузал, по наблюдениям В. Н. Соловьева ²⁾, имеет место крупный, широтного простирания разрыв, по которому с юга взброшены граниты и покрывающие их кератофиры.

Далее к югу граниты и сопровождающие их кристаллические сланцы, взаимно чередуясь, прослеживаются до развалин ворот Зилин-дуар в Касарском ущелье и здесь сменяются свитой пластовых пород, представленных кварцитами, зелеными сланцами, похожими на роговообманковые,

¹⁾ Граниты появляются в 3 верстах западнее ст. Гулак, а не в одной версте, как это указывается Пятницким (6) и Гембицким (12).

²⁾ Устное сообщение.

филлитообразными, а порой почти нормальными глинисто-аспидными сланцами и, наконец, известняками, в сильной степени мраморизованными. Последние одно время разрабатывались в районе урочища Гал-аргавдан (на карте Галван). Свита этих пород, ясно сохранивших, несмотря на сильную метаморфизацию, осадочный характер своего образования, прослеживается почти до самого моста через р. Ардон, находящегося в 3 км. севернее сел. Н. Зарамаг. Принимая во внимание довольно сильную метаморфизацию этой осадочной свиты, выразившуюся в появлении роговообманковых и эпидотовых сланцев, не говоря уже о хлоритовых, трудно признать за ними юрский возраст. Более вероятно, что это образования доюрские.

Эта свита около моста через р. Ардон, в 3 км. севернее сел. Н. Зарамаг, сменяется, по моим наблюдениям довольно резко, толщей аспидных сланцев. Обнажения последних прослеживаются от указанного моста до селения Зарамаг и далее к югу.

Общее соотношение метаморфизованной (доюрской) и аспидной свит дает основание предположить и здесь, подобно верховьям Цмиакомского ущелья, существование по контакту свит линии нарушений, вдоль которой поднято северное крыло.

Далее к западу в верховьях ущелья Адай-ком по правому его склону в районе г. Каурбек-хох обнажается толща аспидных сланцев с приуроченными к ней интрузиями диабазовых пород ¹⁾. Отсюда аспидные сланцы прослеживаются до ледника Зарамаг, около которого слагают гребень, ограничивающий ледник с юга. Северный же склон ущелья, занятого современным ледником, сложен, по всей вероятности, милонитизированными гранитами и порфиоровыми породами, валуны и обломки которых переполняют наиболее молодые морены Зарамагского ледника.

По речке Арнаджи, левому притоку р. Адай-ком-дон, стекающей со склонов г. Уильса, мы наблюдаем ту же в общем картину. Нижняя часть этой речки расположена в аспидных сланцах с многочисленными дайками диабазов, имеющими при мощности до 2—4 м. падение приблизительно к северу под очень крутым углом. Аспидные сланцы были прослежены вверх по речке Арнаджи километра на два до современных морен ледников, питающих эту речку. Эти морены и здесь содержат значительное количество валунов милонитов, в связи с чем можно предположить, что и здесь в районе ледников могут обнажаться гранитные породы ²⁾.

Таким образом, в верховьях Адай-комского ущелья мы имеем картину геологического строения, в общем подобную таковой верховьев ущелья Цмиаком, и в силу этого я допускаю возможность наличия тут аналогичных тектонических соотношений. Если это предположение окажется правильным, то можно говорить с некоторой долей вероятности о линии нарушений Адай-хох—Цмиаком-хох, пересекающей ущелье

¹⁾ Петрографически эти диабазы исследованы Лебедевым (20).

²⁾ См. также Волькенау (8).

р. Ардон в районе урочища Гал-аргавдан (Галван). При этом на всем протяжении этой линии в ее северном поднятом крыле обнажаются породы более древние, чем в южном крыле.

На продолжении этой линии нарушений к западу, в верховьях р. Бубудон, южнее ледников обнажены аспидные сланцы с дайками диабазов, а севернее ледников, судя по составу современной морены ледников, мы в праве ожидать существования обнажений нормальных и милонитизированных гранитов, порфиров, а также кварцитоподобных пород. Короче говоря, и здесь намечается та же картина тектонических соотношений, что и в верховьях ущелий Адай-ком и Цмиа-ком.

Как было уже указано, к югу от линии нарушений Адай-хох—Цмиа-ком-хох расположена полоса аспидных сланцев. Ширина ее, равная у Мамиссонского перевала всего лишь 3 км., по направлению к востоку увеличивается и достигает на меридиане сел. Зарамаг 8 км., а на меридиане сел. Закки до 15 км. Далее к востоку полоса аспидных сланцев расширяется в еще большей степени.

От Мамиссонского перевала и до района сел. Закки южнее полосы аспидных сланцев была прослежена полоса мезозойских (Кузнецов, 22, 29) флишевых пород и известняков, для которых в пределах района, знакомого мне по непосредственным наблюдениям, характерно крутое падение под углом до $70-80^\circ$ то к NNE, то к SSW, сохраняющееся однообразным во всех обнажениях. Местами в этой полосе флиша и известняков можно наблюдать и складки, типа стоячих, например в балке около сел. Лисри к SE от Мамиссонского перевала, или еще в нижней части долины р. Халаца. О действительной мощности этой свиты пока судить нельзя, видимая же ее мощность, т.-е. ширина полосы этих пород на геологической карте, превышает 3 км. Впредь до детальных исследований остается совершенно неясным, имеем ли мы здесь свиту пород, опрокинутую к югу и уходящую одним крылом в глубину, а другим в воздух, или же сильно сжатую антиклинальную или синклинальную складку.

В районе сел. Закки этими породами сложены горы Сохс, Рез-хох, Зильга-хох, а дальше к востоку они же обнажаются в Трусовском ущелье (Левинсон-Лессинг, 9). По границе полос аспидной и флишево-известняковой можно предполагать существование тектонического несогласия (см. также Кузнецов, 22, стр. 166—169), один из участков которого наблюдается в долине р. Зруджи-дон вблизи сел. Дзасых, где глинисто-аспидная свита несогласно покрывает флишевую. Здесь поверхность несогласия имеет падение приблизительно к северу под средним углом.

Заканчивая этим описание геологического разреза по линии отдельных ущелий, я попытаюсь дать общую сводку.

Из всех описанных тектонических нарушений первым с севера, наиболее хорошо прослеженным, является нарушение по линии Садон—Холст (на геологической карте В—В, см. табл. XXIII), которое было прослежено в пределах изученного района на протяжении более 15 км. Это

нарушение на западе выходит за пределы исследованного мною района, а на востоке доходит почти до перевала между сел. Джими и сел. Харисджин. В силу ряда причин осталось невыясненным, продолжается ли это нарушение дальше к востоку в области юрских глинистых сланцев, или затухает в районе указанного выше перевала. По линии этого тектонического нарушения на всем его протяжении в южном крыле обнажены юрские глинистые сланцы, а в северном—доюрские породы, в связи с чем можно говорить о поднятии северного крыла.

Севернее этого нарушения мы имеем другое (на геологической карте А—А, см. табл. XXIII) по линии селений Цамад—В. Унал—Луар, вдоль которой поднято и надвинуто южное крыло, но амплитуда поднятия в этом случае меньше, чем по линии Садон—Холст. Эти два нарушения определяют расположенный между ними участок как выжатое кверху ядро антиклинали, которую можно назвать Садонско-Унальской.

К югу от Садонско-Унальской антиклинали мы имеем пониженную зону, которая в бассейне р. Унал расположена между разрывами Холстинским (на геологической карте В—В, см. табл. XXIII) и Харисджинским (на геологической карте С—С, см. табл. XXIII). Для этой зоны понижения характерно наличие сжатых стоячих складок, отсутствующих и севернее и южнее в пределах зон поднятия. В западной части района мы находим аналогичную пониженную зону в ущелье р. Ардон между разрывами Садонско-Холстинским и Нузальским (на геологической карте С₁—С₁, см. табл. XXIII). Принимая во внимание, что в обоих случаях пониженные зоны расположены к югу от Садонско-Холстинского разрыва, прослеженного непрерывно на всем этом протяжении, я полагаю возможным допустить, что Нузальский и Харисджинский разрывы отвечают один другому.

Южнее этой пониженной зоны, в ущельях рр. Цазиу, Фиаг-дона и Цариит-дона мы имеем вторую зону поднятия, ограниченную с севера Харисджинским разрывом, а с юга Саумагырхским (на геологической карте D—D, см. табл. XXIII). В этом случае зона поднятия представляет антиклиналь, расширяющуюся к востоку и, кроме того, погружающуюся и к западу, и к востоку. Южнее антиклинали расположена несимметричная синклинали, северная часть которой представляет опять-таки зону понижения, прослеженную от Дцах-хохского ущелья до ущелья Цариит. Южное же крыло синклинали является уже переходом к следующей зоне поднятия, которая, будучи в некоторых ущельях ограничена с юга явным разрывом, прослеживается с небольшими перерывами от средней части ущелья р. Бад до р. Генал-дон. С южной стороны эта зона поднятия ограничивается почти непрерывной линией нарушений Шау-хох—Гутиатикау (на геологической карте E—E, см. табл. XXIII).

Наконец, по некоторым, не вполне проверенным данным, в пределах Зарамагской котловины намечается еще одна зона поднятия по линии гор Адай-хох—Цмиа-ком-хох (на геологической карте F—F, см. табл. XXIII).

Южнее зон поднятия Адай-хох—Цмиа-ком-хох и Шау-хох—Гутиатикау, являющихся в пределах исследованного района, пожалуй, наиболее

крупными и главными, расположена зона аспидных сланцев, ширина которой, равная у Мамиссонского перевала 3 км., увеличивается к востоку и на меридиане р. Фиаг-дон превышает уже 10 км. К этой зоне аспидных сланцев приурочен пояс крупных диабазовых интрузий, обнажающихся в 2—4 км. южнее Гутиати-кау — Шау-хохской и Адай-хох — Цмиа-ком-хохской зон поднятия почти непрерывно на всем их протяжении.

Толща аспидных сланцев к югу сменяется толщей флишевых и известняковых пород. По некоторым данным, не исключена возможность существования тектонического нарушения вдоль контакта этих толщ.

Я полагаю возможным затронуть в этой статье еще один вопрос. Именно, в литературе можно неоднократно встретить указание на то, что ниже-юрские грубые песчаники и конгломераты содержат обломки и гальки черного плотного сланца, подобно аспидным. Многие исследователи приходили к заключению, что в данном случае мы имеем обломки „аспидных сланцев Главного Хребта“, и это, по их мнению, должно было служить указанием на палеозойский возраст аспидной толщи. Только в самое последнее время И. Г. Кузнецов (22) путем веских логических доводов пришел к выводу, что обломки и гальки черного сланца в ниже-юрских песчаниках и конгломератах представляют результат размывания юрским морем не аспидных, а юрских же глинистых сланцев. Отнюдь не отрицая того, что в ряде, если даже не в большинстве, случаев это положение вполне справедливо, я хочу дать и иное толкование этому вопросу, которое для некоторых ущелий Центрального Кавказа, может быть, будет признано вполне приемлемым. Выше указывалось, что в верховьях р. Гизель-дон среди верхне-палеозойских отложений, открытых лишь в 1927 г., присутствуют филлитовые сланцы, порой окрашенные в почти черный цвет и при поверхностном исследовании трудно отличимые от сильно уплотненных аспидных сланцев. В пределах исследованного мною района несомненные палеозойские отложения протягиваются вдоль Главного Хребта почти на 15—20 км., и вполне вероятно, что на глубинах, даже небольших, но недоступных для исследования, эти породы пользуются значительно большим развитием. В связи с этим можно предполагать, что гальки черного сланца в ниже-юрских конгломератах, не будучи связаны происхождением с аспидной толщей Главного Хребта, являются, тем не менее, в ряде случаев обломками несомненно палеозойских пород, которые либо не вскрыты эрозией, либо же, как это оказалось в бассейнах рр. Гизель-дон и Генал-дон, обнажены, но пока не известны нам в силу отсутствия детальных исследований.

Заканчивая этим свою статью, я вкратце подведу итоги исследований, произведенных мною в Центральном Кавказе между Военно-Грузинской и Военно-Осетинской дорогами.

1) С достаточной степенью вероятности удалось выяснить, что в пределах исследованного района нет системы крупных, непрерывных в широтном направлении разрывов, сопровождавшихся чешуйчатым надвиганием горных масс только с севера к югу или, наоборот, только с юга к северу.

Скорее мы имеем здесь сложную систему разрывов с поочередным поднятием то северного, то южного крыла, при чем разрывы эти не протягиваются, по всей вероятности, на большие расстояния.

2) Горные массы, расположенные между отдельными разрывами, представляют зоны поднятия и зоны погружения, образовавшиеся на месте первоначальных брахиантиклиналей и брахисинклиналей. Те и другие, расположенные вначале четкообразно, наподобие коротких волн на поверхности воды, постепенно сжимались, становились стоячими и, опрокидываясь в зависимости от местных условий в ту или другую сторону, получали в своих крыльях разрывы, благодаря которым вся складчатая зона уподоблялась системе клиньев, движение которых направлено поочередно то кверху, то книзу. Вполне понятно, что при этом в пределах зон поднятий значительные изменения пород должны наблюдаться только около поверхностей разрывов, где мы и имеем зоны милонитов, зоны же погружений должны быть смяты по всей их массе, и в них мы встречаем обычно серии сильно сжатых стоячих складок.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Иностранцев, А. А. Через Главный Кавказский Хребет. Геологические исследования предполагаемого железно-дор. пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. СПб., 1896 г.
2. Стрижов, И. Н. Геологическое строение Даргавского ущелья и месторожд. графита в его верховьях (около сел. Джимара на Северном Кавказе близ г. Казбек). Изв. Кавк. Отд. Русского Геогр. Общ., т. XIV, 1901 г., стр. 170—185.
3. Стрижов, И. Н. Геологическое строение Куртатинского ущелья и месторождения медного колчедана в его верховьях. Горный Журнал, 1902 г., т. IV.
4. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Геологические исследования в массиве и отрогах Казбека, произведенные летом 1899 г. Материалы для геологии России, т. XXI, 1904 г., стр. 55—118.
5. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе (Горная Осетия, Дигория, Балкария). Изв. СПб. Политехн. Инст., т. II, 1904 г., стр. 97—135.
6. Пятницкий, П. П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. Материалы для геологии России, т. XXI, 1904 г., стр. 201—254 и т. XXII, 1905 г., стр. 269—290.
7. Ругевич, К. Ф. О выборе наиболее выгоднейшего с геологической точки зрения направления жел. дор. через Центральную часть Главного Кавказского Хребта. Изв. Кавк. Отд. Русск. Геогр. Общ., т. XIX.
8. Волькенау. Граниты Кассарского и Цейского ущелий. Изв. СПб. Политехнического Инст., т. XXI, 1914 г.
9. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геол. иссл. в обл. Перев. жел. дор. через Кавк. Хребет. 1914 г.
10. Белянкин, Д. С. О Дарьяльском граните. Геол. иссл. в обл. Перев. жел. дор. через Кавк. Хребет. 1914 г.
11. Гембицкий, С. С. Садонское месторождение серебро-свинцово-цинковых руд на Северном Кавказе. Южный Инженер, 1916 г.
12. Гембицкий, С. С. Геологическая экскурсия на Военно-Осетинскую дорогу. Южный Инженер, 1917 г.

13. Дервиз, В. М. О месторождениях серебро-свинцово-цинковых руд в Горной Осетии и Дигории. Изв. Геол. Ком., 1917 г., т. XXXVI, № 2.
14. Ренгартен, В. П. Геологические исследования в районе проектируемой Тифлис-Владикавказской электрической железной дороги через Квенамтский перевал (в книге Кучинского, А. А. Проект Тифлис-Владикавказской электрической железной дороги через Квенамтский перевал. Тифлис, 1917 г.).
15. Белянкин, Д. С. I. Новейшая Кавказская интрузия в бассейнах рр. Ардона и Уруха. II. К исследованию Кавказских гранитов. Изв. Петрогр. Политехн. Инст., т. XXVII, 1918 г.
16. Белянкин, Д. С. Неоинтрузия Центрального Кавказа в истоках р. Фиэг-дон. Изв. Геол. Ком., 1919 г., т. XXXVIII.
17. Пламеневский, Л. Н. Садонское свинцово-цинковое месторождение. Изв. Горского Политехн. Инст., т. 2, 1923 г. Владикавказ.
18. Белянкин, Д. С. К вопросу о возрасте некоторых Кавказских интрузий. Изв. Геол. Ком., 1924 г., т. XLIII, № 3.
19. Варданянц, Л. А. К петрографии Садонского рудоносного района. Изв. Донск. Политехн. Инст., т. IX, 1925 г. Новочеркасск.
20. Лебедев, П. И. Петрографический очерк района мышьяковых месторождений верховьев р. Ардон (Северный Кавказ). Труды Сев. Кавказск. Ассоциации Научн. Иссл. Ин-тов, № 2. Ростов-Дон, 1926 г.
21. Варданянц, Л. А. К геолого-петрографической характеристике Горной Осетии (Садонский рудоносный район). Труды Сев. Кавказск. Ассоциации Научно-Исслед. Ин-тов, № 6, Ростов-Дон, 1926 г.
22. Кузнецов, И. Г. Некоторые соображения о стратиграфическом и тектоническом положении „сланцев главного хребта“ на Кавказе. Изв. Геол. Ком., 1926 г., т. XLV, № 3.
23. Криштофович, А. Н. Растительные остатки из юрских сланцев на Сев. Кавказе. Изв. Геол. Ком., 1926 г., т. XLV, № 5.
24. Ренгартен, В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. Записки Минералог. Общ., 2-я серия, часть 55, вып. 2.
25. Варданянц, Л. А. Отчет о работах 1926 г. Отчет Геол. Ком. за 1925/26 г.
26. Варданянц, Л. А. Отчет о работах 1927 г. Отчет Геол. Ком. за 1926/27 г.
27. Варданянц, Л. А. Геологический очерк Куртатинского и Джимаринского ущелий. Изв. Геол. Ком., 1927 г., т. XLVI, № 6.
28. Варданянц, Л. А. О месторождениях мышьяка и золота в Куртатинском ущелье. Изв. Геол. Ком., 1927 г., т. XLVI, № 8.
29. Кузнецов, И. Г. Отчет о работах 1926 г. Отчет Геол. Ком. за 1925/26 г., стр. 118—121.

Résumé. La région comprise entre les Routes militaires de Géorgie et d'Ossétie, qui embrasse le cours supérieur des rivières Ghénal-don, Ghisel-don, Fiag-don et une partie du bassin de l'Ardon, était tout dernièrement encore une des parties du Caucase Central les plus mal connues géologiquement. Les recherches accomplies ici par l'auteur en 1926 et 1927 ont jeté quelque jour sur la structure géologique du pays et ont permis d'établir dans ses grandes lignes le schéma provisoire de ses relations stratigraphiques et tectoniques. Dans l'essentiel, ce schéma se présente comme suit.

Dans les limites de la région étudiée, il n'existe pas, semble-t-il, de système de ruptures importantes et continues de direction latitudinale, accompagnées d'un refoulement des masses rocheuses exclusivement du nord vers le sud ou, inversement, du sud vers le nord. Il est plus probable

qu'on a ici un système complexe de ruptures avec soulèvement alterné de la lèvre nord et de la lèvre sud. Quant aux ruptures elles-mêmes, elles ne s'étendent sans doute pas sur de grandes distances.

Les masses rocheuses comprises entre les ruptures représentent des aires de soulèvement et des aires d'ennoyage, formées sur l'emplacement des anciens brachyanticlinaux et brachysynclinaux. Les uns comme les autres, disposés initialement en chapelet, comme de courtes vagues à la surface de l'eau, ont été resserrés peu à peu, redressés et, étant déversés d'un côté ou de l'autre, ont subi des ruptures de leurs flancs. Ces derniers ont donné à la zone de plissement l'aspect d'un système de coins dirigés tantôt vers le haut, tantôt vers le bas.

On se rend compte que, dans les aires de soulèvement, des modifications importantes des roches ne doivent s'observer que près des surfaces de rupture: en effet, on constate ici de puissantes zones de mylonites. Dans les aires d'ennoyage, par contre, le froissement des roches doit affecter leur masse toute entière; et, en réalité, on y rencontre des séries de plis droits fortement comprimés.

Dans la région étudiée, la première en venant du nord est l'aire de soulèvement de Sadon—Ounal, qui représente un noyau anticlinal détaché par étranglement vers le haut; elle est limitée au nord par la rupture (A—A, pl. XXIII) jalonnée par les villages Louar, Verkhny-Ounal, T'samad et, au sud—par la rupture Sadon—Kholst (B—B, pl. XXIII). Au sud de cette aire de soulèvement s'étend une aire d'ennoyage, comprise entre la rupture Sadon—Kholst (B—B, pl. XXIII) et la rupture de Kharisdjine (C—C, pl. XXIII) et à laquelle correspond, dans la partie ouest de la région, une autre aire d'ennoyage située entre la rupture Sadon—Kholst (B—B, pl. XXIII) et la rupture de Nouzal (C₁—C₁, pl. XXIII).

Plus au sud, nous trouvons une seconde aire de soulèvement, comprise entre les ruptures de Kharisdjine (C—C, pl. XXIII) et de Saoumaghyrkh (D—D, pl. XXIII) et qui est, comme la première, un anticlinal étranglé vers le haut.

Plus loin, nous avons encore deux aires de soulèvement suivant les lignes de dislocation Chaou-khokh—Goutiati-Kaou (E—E, pl. XXIII) et Adaï-Khokh—Tsmia-kom-khokh (F—F, pl. XXIII). La première d'entre elles a été suivie, à quelques petites interruptions près, sur 30 km., la seconde—sur 20 km.

En ce qui concerne l'âge des roches qui participent à la structure géologique de la région, les plus développées sont les roches du Jurassique inférieur et moyen (I_{1+2}), constituées principalement par des schistes argileux et des grès. La partie inférieure de ces dépôts comprend un manteau de kératophyre recouvrant des conglomérats et des grès. A ces derniers est subordonné un niveau renfermant des interstratifications de graphite.

Les roches plus anciennes sont représentées par des calcaires et des grès du Permien inférieur, puis par des roches sédimentaires métamorphisées, d'âge paléozoïque selon toute probabilité, enfin par des granites et des schistes cristallins paléozoïques, voire antépaleozoïques. Il convient expressément de remarquer que les roches antérieures au Jurassique n'affleurent que dans les aires de soulèvement.

Les roches d'un âge plus récent que I_{1+2} sont représentées par des calcaires du Jurassique supérieur, qui constituent un escarpement grandiose bornant la région étudiée du côté du nord, puis par des calcaires apparemment mésozoïques, en général, dont les affleurements limitent cette région du côté du sud, enfin, par des roches éruptives: diorites quartzifères, dacites et diabases. Les diorites quartzifères forment une intrusion au pied de la montagne Tiépli; les dykes de dacite sont localisées également dans cette région; quant aux diabases, elles jouissent d'une large extension, tout particulièrement à 2—4 km. au sud des aires de soulèvement de Adaï-Khokh—Tsmia-kom-khokh et de Chaou-khokh — Goutiati-kaou, où elles présentent un développement presque continu.

50

5516