*Записки Ленинградского Горного института, том XI, вып. 1, 1937*
*Annales de l'Institut des Mines à Léningrad, vol. XI, liv. 1, 1937*

# Геология Советского Тянь-Шаня в свете новых данных

*Проф. В. Г. Мухин*

# The Geology of the Soviet Tian-Shan in the light of new data

*Prof. V. G. Mukhin*

После Великой Октябрьской социалистической революции началось интенсивное исследование всех окраин СССР, в том числе и советского Тянь-Шаня.

Вместо каких-нибудь 10—14 геологических партий всех ведомств дореволюционного периода на территории Тянь-Шаня появились десятки партий одного только Главного Геологического Управления НКТП. Благодаря этому к настоящему времени накопилось огромное количество фактического материала, совершенно по-новому освещающего геологическую историю территории республик Средней Азии вообще и Тянь-Шаня в частности.

Большая часть этого материала хранится в местных геологических учреждениях, многое еще до сих пор не напечатано, и потому этот очень интересный материал мало доступен для читателя, интересующегося геологией советского Тянь-Шаня.

По этой же причине вышедшие в печати за последние 10 лет ряд сводных работ (*1, 22, 36, 51, 53*) советских и иностранных авторов освещают геологию, тектонику и полезные ископаемые как всей территории Средней Азии, так и отдельных ее частей, по старой геологической схеме строения хребтов Тянь-Шаня и Памира, изложенной в основном еще в восьмидесятых годах прошлого века И. В. Мушкетовым *(35)* и несколько позднее (в 1901 г.) Эдуардом Зюссом *(54)*.

По этой схеме установилось представление о дугообразном изогнутии отдельных цепей хребтов Средней Азии и резко выраженной виргации их с наблюдающимся пересечением отдельных дуг между собою. Сближаясь своими концами и как бы скучиваясь около Памирских хребтов, „алтаиды" Зюсса в направлении к западу широко расходятся наподобие веера, причем более южные части их резко изгибаются к юго-западу, обращая выпуклости своих дуг к северу, между тем как северные заворачиваются к северо-западу, образуя дуги, выпуклости которых направлены к югу.

Эта схема была построена на основе очень редких и кратковременных маршрутов, произведенных во время военных экспедиций того времени.

В 1926 г. появилась работа Д. В. Наливкина „Очерк геологии Туркестана", более детально развивающая схему И. В. Мушкетова и Э. Зюсса; ее же он придерживается в только что вышедшей работе „Палеогеография Средней Азии" *(36, 41)*.

Несколько другую точку зрения на предложенную И. В. Мушкетовым геологическую схему строения Тянь-Шаня развивает В. А. Николаев *(43—45)*. По схеме Д. В. Наливкина Тянь-Шань может быть разделен на части или дуги чисто по географическому принципу: к северу от долины реки Сыр-Дарьи выделяется северная часть, к югу—южная (центральная) *(42)*. По точке зрения В. А. Николаева деление проводится строго по одной тектонической линии, так же как это в свое время сделал Клебельсберг *(20)* для выделения Памирских хребтов от Тянь-шаньских; эта точка зрения отвергнута впоследствии работами А. П. Марковского, как не соответствующая действительности.

Эта тектоническая линия, по мнению В. А. Николаева, прослеживается от северной части Каратауских хребтов через Таласский Алатау в долину (правого притока реки Узун-Ахмат) реки Атойнак, далее по правому склону реки Нарын, через озеро Сонкуль, до верховьев реки Нарын и через гору Хантенгри в Западный Китай.

По обеим точкам зрения северная часть Тянь-Шаня характеризуется тем, что в ней средний палеозой выражен континентальными фациями и лежит на нижнем морском палеозое с резким несогласием, что нижний палеозой гораздо сильнее метаморфизован по сравнению с средним благодаря сильному и главному проявлению каледонского тектогенеза, что большинство интрузий в ней связано также с каледонским тектогенезом.

Южная часть Тянь-Шаня характеризуется морскими фациями вплоть до верхнего палеозоя, одинаковой их метаморфизацией, благодаря сильному и главному проявлению верхнепалеозойского (варисского) тектогенеза, с которым связываются и все интрузии, наблюдающиеся в этой части Тянь-Шаня.

Далее указывается, что южные части Тянь-Шаня соприкасаются с Памирскими хребтами без изменения тектонической структуры его.

В 1935 г. появляется работа Б. К. Брешенкова „Основные черты тектоники средней Азии", в которой он вновь доказывает пересекаемость складчатостей северо-западного направления складчатостями северо-восточного *(4а)*.

У меня еще ранее была другая точка зрения на геологию советского Тянь-Шаня, а сейчас, прорабатывая весь накопившийся как свой, так и чужой геологический материал, я окончательно пришел к другим выводам, которые иначе характеризуют геологическое строение советского Тянь-Шаня и которые более просто разрешают спорные моменты отдельных эпох исторического развития тектонических структур и палеогеографии.

Выводы эти кратко могут быть сведены к следующим положениям.

1. Во время каледонского тектогенеза все районы советского Тянь-Шаня представляли собою более спокойную зону, платформу, геоантиклиналь того времени, образованную сильным проявлением допалеозойских тектонических эпох, в которой в результате проявления каледонской складчатости появились только эмбрионы тектонических структур в виде куполообразных складок (брахиструктур) или, как более картинно высказал Д. В. Наливкин, „архипелага островов", давшей „бесконечное разнообразие фаций" по всему пространству Тянь-шаньских хребтов.

По этой причине мы наблюдаем в низах палеозоя одинаково распространенными как органогеновые, так и терригеновые морские фации, в среднем палеозое в районах куполообразных структур начинают преобладать терригеновые морские фации, местами среди них появляются лагунные и лагунно-континентальные фации, а иногда появляются и небольшие перерывы в отложениях, но нигде до сих пор не установлено резких угловых несогласий и дополнительной метаморфизации между нижним палеозоем и низами среднего палеозоя. Наблюдающиеся вулканические явления были незначительны и они проявились, повидимому, только эффузивными процессами. Больших интрузий с ними нигде не удается установить; все, до сих пор относившееся к каледонскому тектогенезу, оказалось внутридевонским тектогенезом, а может быть даже бретонской фазой варисского тектогенеза.

2. Варисский тектогенез проявился в Тянь-Шане очень сильно; первые его фазы относятся еще к верхам или середине девонского периода, давшие местами резкое угловое несогласие и перерыв в осадках между отложениями нижнего палеозоя, низами среднего с верхами среднего отдела палеозоя, усилившие также вулканическую деятельность внутри девона и низах карбона (Чаткал, Малый Каратау, Прибалхашье, Чатыркуль и др.) с образованием интрузий и дополнительной метаморфизации между отложениями среднего палеозоя.

Возможно, что это резкое угловое несогласие и перерыв в отложениях девона будут относиться к верхнему отделу девонского периода, так как найденная морская фауна в отложениях после перерыва относится к самым верхам фаменского яруса и тогда внутридевонская тектоническая фаза будет почти совпадать с давно известной бретонской фазой варисской складчатости.

Во время варисского тектогенеза все районы Тянь-Шаня представляли складчатую геосинклинальную зону, в которой проявился региональный метаморфизм как в осадочных, так и в изверженных более древних горных породах. Платформы, геоантиклинали ее находились — северная в пределах центрального и северного Казахстана, южная — в Гималаях или „динаридах“ Г. Штилле.

Этот тектогенез проявился одинаково сильно в пределах всего Тянь-Шаня и многими фазами от внутридевонской до пфальцской включительно; он сказался главным образом метаморфизацией пород на глубине, более сильным проявлением вулканизма, преимущественно глубинными его фазами. На поверхности он произвел перестройку отдельных районов его и увеличил площади эмбрионов тектонических структур каледонского тектогенеза. Благодаря этому в верхнем палеозое появились более сложные тектонические структуры в виде антиклинориев (Чу-Илийского, Кокшало-Фергано-Нарынского, Чаткальского и др.).

Проявление отдельных фаз варисской складчатости не согласуется с обычным тройственным делением горных хребтов Средней Азии, мы не наблюдаем более древних фаз на севере в „северных дугах“ и молодых фаз на юге в „южных дугах“, а они проявляются спорадически в разных местах вышеуказанных хребтов; так, например, известно проявление наиболее древней внутридевонской или бретонской фазы в Чатыркульском районе, на границе „южных“ и „центральных“ дуг, в Нуратинском хребте в „алаидах“ или „ренидах“ центральной части Тянь-Шаня, в хребте Восточном или Малом Каратау, в Джунгарском Алатау, Чу-Илийских горах и Прибалхашье.

Во всех почти районах этих хребтов отмечается также проявление судетской и пфальцской или тянь-шаньской фаз. С этими фазами, повидимому, связаны и главные проявления вулканизма, давшего наиболее широко развитые интрузии кислых изверженных пород по всем Тянь-шанским хребтам.

3. Рельеф суши в большом масштабе появляется впервые в хребтах Тянь-Шаня только с первыми фазами киммерийской складчатости. Проявление их еще ранее было отмечено Д. В. Наливкиным для выделения им „южных дуг" Средней Азии, в которых им было установлено несогласное залегание внутри триасовых отложений, отнесенное к запоздалым фазам варисской складчатости (*36*).

Последующие фазы киммерийской складчатости создали ряд новых куполообразных структур в пределах Тянь-Шаня. П. А. Шехтман (*58*) выделил пять фаз киммерийской складчатости, давших несогласное залегание между отдельными частями отложений нижнего мезозоя. С последними фазамик иммерийской складчатости наступает полная смена физико-географических условий не только в пределах Тянь-Шаня, но и всей Западной Сибири. Вместо угленосных отложений всюду появляются красноцветные отложения, несогласно залегающие на угленосных и переходящие в меловых отложениях уже в соленосные фации. В Тянь-Шане появились те же условия, какие сейчас наблюдаются в Сахаре, имеющей резко континентальный климат благодаря появившимся в результате проявления альпийской складчатости горным хребтам по северной и западной окраинам ее; такие же хребты появились в результате проявления киммерийской складчатости по южной окраине Памира и вообще районов Средней Азии.

4. Альпийская складчатость сказалась во всем Тянь-Шане одинаково (одинаковыми структурами); на поверхности она дала несогласное залегание палеогена с неогеном и неогена с четвертичными, собрала в складки меловые и палеогеновые отложения, смяла, сплюснула, разорвала, а местами даже несколько и переместила часть палеозойских антиклинориев с юга на север, благодаря чему и получилось кажущееся дугообразное распределение тектонических структур всего Тянь-Шаня, а также хребтов Памира; причиной этого были тангенциальные движения с юга, с мест максимального проявления альпийской складчатости, и главные смятия появились в местах соприкосновения палеозойских антиклинориев, что особенно резко сказалось на границе Кокшало-Ферганo-Нарынского антиклинория с Памиро-Гиндукушским и Чаткальским, давших мощные зоны смятия в районе юго-восточной Ферганы и озера Чатыр-куль и в районе северо-восточной Ферганы вплоть до Кетменьтюбинского района.

По окраинным частям самих антиклинориев могут и действительно наблюдаются опрокинутости складок и небольшие чешуйчатого типа надвиги как в северном, так и в южном направлении, в зависимости от того, с какой стороны антиклинория наблюдаются эти явления.

5. В тектоническом отношении все хребты Тянь-Шаня представляют одно целое, чем они резко отличаются от районов Западной Европы, поэтому для них совершенно неприемлемо тройственное деление на дуги (северные и центральные) Д. В. Наливкина или уралиды и рениды Г. Штилле и т. п., так как по всему пространству Средней Азии одинаковыми структурами проявились текгогенезы (применяя этот термин в понимании Хармана) каледонский, варисский (варисцийский), киммерийский и альпийский; тем более нельзя Тянь-Шань делить на части по какой бы то ни было одной тектонической линии, как это ранее делал Клебельсберг и в последнее время предложил сделать В. А. Николаев.

Это тройственное деление для западных районов всего азиатского материка, может быть, можно было бы и оставить, но тогда к северным районам, или „каледонидам", придется отнести районы наиболее сильного проявления каледонской складчатости (Центральный и Северный Казахстан), к „варисцидам" — районы всей Средней Азин и к „альпидам" — районы, расположенные южнее Памирских хребтов; возможно, что к ним отойдет южная часть Восточного Памира.

Никакой пересекающейся складчатости, вновь доказываемой Б. К. Брешенковым *(4а)*, в пределах Тянь-Шаня не наблюдается. Видимое пересекающееся простирание складчатости является простым замыканием тектонических структур отдельных эпох складчатостей.

Рассмотрим более подробно каждое из высказанных положений.

В первом положении было указано, что каледонский тектогенез проявился слабо и одинаковыми структурами по всему Тянь-Шаню как на севере, так и на юге только в виде эмбриональных структур.

Нам приходится начинать рассмотрение геологической истории Тянь-шаньских хребтов только с палеозойской эры, так как разрезы допалеозойских отложений еще совсем почти не изучены, но там, где мы их видим выходящими на поверхность (хребты Таласский, Киргизский, Каратау, Нарынский район, Прибалхашье и др.), они выражены как терригеновыми, так и органогеновыми осадками, называемыми обычно метаморфическими свитами, собранными в целый ряд изоклинальных складок с несогласными залеганиями и перерывами внутри их. Переходы от допалеозойских отложений к палеозойским большею частью не установлены, так как до сих пор не найдено непосредственных контактов кембрийских отложений с нижележащими. Обычно там, где такие контакты наблюдаются между нижним палеозоем (с фаунистически охарактеризованным нижним силуром) и допалеозоем имеется резкое несогласие и перерыв в отложениях, в низах палеозойских толщ наблюдаются базальные конгломераты (Таласский и Чаткальский хребты) с валунами гранитов.

В метаморфических свитах часто попадает разнообразный туфогенный материал. Наблюдающееся несогласие и дополнительная региональная метаморфизация позволяют иногда разделить допалеозойские отложения на две самостоятельных свиты (Прибалхашье, Каратау и др.), но структурных форм до сих пор нигде в них не выделено.

Нижнепалеозойские отложения всюду выражены разнообразными морскими фациями; такая же картина наблюдается и в низах среднепалеозойских отложений, только местами в них преобладают или даже исключительно распространены терригеновые прибрежноморские фации. В верхах среднепалеозойских отложений начинают местами попадать красноцветные континентальные песчаники с наземной флорой (Чаткал, Талас).

Рассматривая респределение известняковых фаций нижнего и нижней части среднего палеозоя Тянь-Шаня, можно наблюдать, что они в большинстве случаев залегают линзами или полосами, как бы оконтуривающими какие-то участки, сложенные терригеновыми фациями. Это всюду наблюдается в кембрии, в силуре, в переходных горизонтах между силуром и девоном, а местами между девоном и карбоном (Шахи-Мардан, Катран-Тау и др.), когда всюду наблюдалась огромная трансгрессия, и органогенные фации стали превалировать над терригеновыми.

Такая же картина наблюдается в Нарынском районе, где хорошо прослеживается „тюлькубашская" („поддевонская") свита песчаников и конгломератов В. Н. Вебера, распространенная на обоих берегах реки Нарын вдоль всех хребтов, начиная с Джеман-Давана на западе и кончая Нарын-тау на востоке, где наблюдается пролив между двумя куполообразными структурами, а может быть и несколькими, по обоим склонам долины реки Нарын.

То же самое можно проследить во всем почти Иссык-кульском районе, где в центральной части выпадают фации низов палеозоя, и отложения нижнего карбона, а местами и верхнего девона, залегают непосредственно на метаморфических свитах допалеозоя.

Хорошо прослеживается полоса известняков нижнего палеозоя от хребтов Каратау, располагаясь между ними до Кетмень-тюбинского района и Ферганской долины. Она окаймляет с одной стороны Чаткаль-

скую куполообразную структуру, с другой—Чу-Илийскую (Иссык-кульскую).

Направление этой известняковой полосы совсем не согласуется с показанным распространением палеозойских фаций на геологической карте, изданной Геологическим Комитетом, а режет его в направлении с северо-запада на юго-юго-восток, согласуясь с положением древних тектонических структур—одной на западе, а другой на востоке. Таким образом, по всему пространству Тянь-Шаня в нижнем палеозое и нижней части среднего палеозоя мы наблюдаем картину архипелага островов как остатков тектонических структур допалеозоя и вновь образованных каледонским тектогенезом, омывающихся и разрушающихся морским прибоем, правильно и наглядно описанных Д. В. Наливкиным в его работе „Палеогеография Средней Азии в палеозое".

В ней Д. В. Наливкин *(38)* описывает Тянь-Шань как часть Ангарской геосинклинали шириной свыше 2000 *км* в виде открытого безбрежного океана с массой островов; последние и способствовали образованию „бесконечного разнообразия фаций".

Пространства между островами сначала были широкие; они были расположены в самых разнообразных направлениях, вроде современных проливов между архипелагом островов в Тихом океане к юго-востоку от Азиатского материка, затем последующими тектоническими процессами варисцид они были сужены, а эмбриональные структуры каледонид были осложнены и приняли формы разнообразных и более крупных антиклинориев.

Вообще каледонский тектогенез во всем Тянь-Шане сказался очень слабо и проявился главным образом сменой фаций, иногда с проявлением вулканизма (эффузивов) и реже с перерывами в отложениях. Этот вопрос автором уже подробно разбирался в нескольких напечатанных и печатающихся работах, а также докладах в Ленинграде и Ташкенте.

К ранее написанному необходимо добавить, что в последних работах в Каратауских хребтах В. Н. Вебер и Н. Л. Бубличенко и другие каратауские работники экспедиции ЦНИГРИ указывают промежуточные горизонты между нижним силуром и верхним девоном. Так, Н. Л. Бубличенко *(6)* указывает, что над „тамдинскими" известняками залегает до перерыва еще „кок-джотская" свита; далее он приводит еще разрез Д. Н. Тарасова, в котором указывается, что на тамдинских известняках залегает „мало-коройская" свита сланцев и песчаников, „ак-тауская" свита доломитов и известняков и кремнистые сланцы и песчаники продольных долин; за последними уже идет перерыв.

После перерыва „новокаледонской фазы" (в трактовке работников Каратауской экспедиции ЦНИГРИ) девонские отложения (свита $D_1$ (?)—$D_3$) начинаются базальными конгломератами, залегающими на разных горизонтах силура.

Непонятно, почему Н. Л. Бубличенко показывает возраст девонской красноцветной свиты, начинающейся с нижнего девона, правда, со знаком вопроса, так как сам указывает, что возраст континентальной свиты определяется, главным образом, по данным Северного Каратау. Здесь, в нижней части этой свиты, найдены в пестрых глинистых сланцах мелкие пелециподы *Septadesma*, имеющие большое распространение в верхнем девоне, там же по Алапачану в прослойке известняка найдены *Tabulata*.

Таким образом, и по Н. Л. Бубличенко выходит, что низы красноцветной свиты должны относиться только к верхам девона, а не к низам его, и перерыв в отложениях вызван не „новокаледонской фазой" каледонской складчатости, а внутридевонской. Это все подтверждается и данными В. Н. Вебера. Он еще в 1928 г. *(11)* указывал на сходство красноцветных конгломератов и песчаников Чаткала с каратаускими, что он подтверждает и в последней своей работе: „В пользу девонского воз-

раста тюлькубашских песчаников служит наблюдение в районе, очень удаленном от Каирчакты, именно по Кок-су, притоку Чаткала, и по самому Чаткалу, где верхнедевонские известняки каратауского типа тоже налегают на песчаники, сходные с тюлькубашскими. Находки, хотя и сомнительные, растительных остатков тоже говорят за девонский, а не силурийский возраст".

Более поздние и более детальные исследования Чаткала Н. М. Синицыным показали, что отложения нижнего палеозоя совершенно согласно переходят в отложения среднего палеозоя, причем верхний силур выражен морскими фациями с фауной и совершенно согласно переходит в нижний девон, а выше уже появляется большое количество эффузивов.

Таким образом, выходит, что и на Чаткале перерыв в отложениях появляется только внутри девона и скорее всего в верхах его, так как в верхней свите девона обнаружена морская фауна только верхов фаменского яруса.

Непрерывность отложения осадков до нижнего девона включительно подтверждается районом Прибалхашья, откуда Н. Л. Бубличенко (*7*) описана фауна кобленцкого яруса, собранная М. П. Русаковым (*49*, стр. 50); последний так характеризует переход от верхнего силура к нижнему девону: „находка морской фауны нижнего девона определенно указывает на то, что в общий состав толщ, тесно связанных с силурийскими отложениями Прибалхашья, местами входит и нижний девон". „В общем итоге, заканчивая о стратиграфии силурийских отложений..., надо признать и подчеркнуть следующее: а) широкое развитие и нижнего и верхнего силура во всех частях Прибалхашья, особенно в Юго-западном и Западном Прибалхашье ($S_1$ и $S_2$), а также в Северо-восточном Прибалхашье ($S_1$, $S_2$ и $D_1$), б) при обилии конгломератовых толщ нельзя фиксировать окончательно и определенно наличие резких несогласий и перерывов между нижним и верхним силуром и нижним девоном. Конгломераты и аркозовые песчаники этих эпох надо в большинстве случаев считать интерформационными образованиями, связанными с периодическими резкими колебаниями береговой линии древнего силурийского моря".

Постепенный переход от верхнего силура к нижнему девону указывается также Д. И. Яковлевым в Голодной Степи, так как он принужден даже выделить специальную свиту ($S_2+D_1$) и указать, что „нижняя граница этой свиты совершенно точно определяется налеганием ее на верхний силур и тесной связью с ним. Верхнюю границу пока наметить невозможно, и она теряется в пределах нижнего девона" (стр. 50). Вернее ее надо искать в среднем девоне, а не в пределах нижнего девона, так как верхи нижнего девона — „кобленцкий ярус" — выражены еще морскими отложениями с фауной, и несогласно на нижележащих свитах залегают только отложения верхов верхнего девона, отличающиеся по степени метаморфизации от отложений нижнего девона и верхнего силура. А если пойти еще несколько дальше на восток от Прибалхашья в Джунгарский Алатау, то и там картина тектонических проявлений ничем не отличается от Голодной Степи и Прибалхашья, и там тектонические процессы, по данным М. М. Юдичева (*55*, стр. 950), тоже имеют постепенный переход от силура к девону. Он пишет, что „между верхним силуром и верхним девоном не было мощных горообразовательных движений с интрузиями гранитов"... М. М. Юдичевым устанавливаются большие тектонические движения в бретонскую фазу между девоном и нижним карбоном. „В эту фазу были дислоцированы верхнесилурийские и среднедевонские толщи и происходили интрузии гранодиоритовой магмы". Описание районов Джунгарского Алатау М. М. Юдичев распространяет на запад почти до восточных берегов озера Балхаш и всюду дает одинаковую геологическую историю в палеозойской эре.

Н. Л. Бубличенко (*6*) указывается на несогласное залегание и появление базальных конгломератов в северных районах Каратауских хребтов между свитой $M_2$ (относимой к кембрию) и нижним силуром. Таким образом, если возраст свиты $M_2$ определен правильно, то здесь появляется первая фаза каледонского тектогенеза, впервые устанавливаемая в пределах Тянь-Шаня, почему ее проявление опять-таки только подтверждает локальность каледонской складчатости.

Но пока еще к определению возраста свиты $M_2$ приходится относиться с большим сомнением, так как нахождение в ней единственных органических остатков водоросли *Collenia* не дает бесспорного права относить ее к кембрию. Водоросль *Collenia* также характерна и для протерозоя, а не только для кембрия, и пока не будут найдены другие органические остатки, указывающие на кембрийский возраст свиты $M_2$, ее правильнее считать допалеозойской, как это всеми и делалось до сих пор.

Локальное проявление каледонского тектогенеза можно указать и в Нуратинских горах, где Н. А. Смирновым указывается несогласие между нижним и средним палеозоем, а также и появление конгломератов; такая картина, как мы увидим далее, наблюдается и в других районах Тянь-Шаня.

Таким образом видно, что каледонский тектогенез совсем не приурочивается только к северным частям Тянь-Шаня, а проявляется одинаково локально и эмбриональными структурами во всех его хребтах.

На основании всего вышеизложенного ни в коем случае нельзя связывать большие интрузии Киргизского, Таласского и Терскейского хребтов с эпохой каледонского тектогенеза, как это делают многие авторы (*9, 41, 44, 45*).

В Таласском Алатау, на северном его склоне, большие интрузии верховьев рек Кара-буры, Бакаира и Куркуреу В. А. Николаев относит по времени их образования к варисскому тектогенезу (*42*, стр. 63). Эти же самые породы (граниты и гранодиориты) Н. М. Прокопенко (*46*) наблюдал в следующих на восток реках Узун-ахмат, Беш-таш (северный и южный) и далее на восток и отнес их к каледонскому тектогенезу, параллелизуя их с интрузиями Киргизского хребта.

Я также изучал интрузии последних мест и считаю их также варисскими, так как исследования последних лет показали, что они дают активные контакты (река Толук) с породами среднего палеозоя, верхнего силура, фаунистически охарактеризованого, а возможно даже и нижнего девона, так как собранная фауна еще не обработана окончательно.

Вот почему надо считать, что и в Малом Каратау перерыв в отложениях был не на границе нижнего и верхнего силура, а в девоне, и не в низах его, не „снизу“, как это считал В. Н. Вебер, а „сверху“ (*9*, стр. 56), так как всюду, где сохранились промежуточные горизонты между нижним и средним палеозоем, мы видим постепенный переход их друг в друга. Это подтверждается и геологическими разрезами, приведенными В. Н. Вебером в последней работе по Каратау, где он показывает, что там, где размыв был ничтожен или очень мал (река Каирчакты), между вышеуказанными отложениями имеется постепенный переход, а там, где размыв был значителен, можно наблюдать несогласное залегание только верхов верхнедевонских отложений на различных свитах нижнего палеозоя или даже допалеозоя (Чанглык, Эспенбет, Алмалы).

Совершенно непонятно поэтому, почему В. Н. Вебер (стр. 55) считает „тюлькубашскую свиту песчаников и конгломератов“ относящейся к S—D, а не просто к D, как это более правильно сделали работники экспедиции ЦНИГРИ в Каратау.

Непонятно также отнесение интрузии гранитов Бурула и Сулейманса к каледонской складчатости и подтверждение этого В. А. Николае-

вым (*45*), так как самим В. Н. Вебером было показано и подтверждено М. М. Юдичевым, что даже в Сулейман-сае в самых низах разреза „бурульской свиты" была найдена морская этренская фауна, т. е. фауна низов турнейского яруса карбона.

Выше было уже доказано, что перерыва в отложениях между нижним палеозоем и средним нигде не было; если бы он был, то только внутри девона, и там, где имеется почти полный разрез от низов палеозоя до верхнего девона включительно, там самим В. Н. Вебером указывается (*9*, стр. 12), что „тюлькубашские песчаники" прорезаются жилами кальцита, барита, железного блеска и бурого железняка, а в отвалах оказался даже медный колчедан (Кайрчакты). Целый ряд других разрезов указывает также на дополнительные перерывы в отложениях и появление конгломератов на границе $D_3$ и $C_1$ в той же работе В. Н. Вебера. Лучший разрез, по данным В. Н. Вебера (стр. 26), имеется на восточном склоне Большого (Западного) Каратау на реке Чанглак; в нем горизонт *l* состоит из конгломератов, частью туфов, миндалекаменных порфиритов, типа спилитов; в гальке конгломерата много известняка, указывающего на большой размыв. Возраст горизонта является переходным от верхнего девона к нижнему карбону. На реке Эспенбет-булак в разрезе (стр. 25) также указываются два горизонта *K* и *l*. В горизонте *K* указаны миндалекаменные порфириты и туфовые конгломераты, в горизонте *l* — конгломераты, к сожалению, без указания состава их; возраст обоих горизонтов является переходным между девоном и карбоном.

На реке Алмалы горизонты *l* и *m* выражены грубозернистыми аркозовыми песчаниками с большими перерывами. Песчаники с галькой кремня и кварца (стр. 49) также относятся к границе $D_3$ и $C_1$.

Таким образом, единственное место, в котором указывалась точно установленная интрузия каледонского гранита, оказалось не каледонской, а скорее всего относящейся к бретонской фазе варисского тектогенеза.

В. А. Николаевым (*45*) указывается еще одна вновь появившаяся каледонская интрузия гранитов в Голодной Степи на западных отрогах Тянь-Шаня, установленная Д. И. Яковлевым, но и эта интрузия ни в коем случае не может быть отнесена к новокаледонской фазе, так как сам Д. И. Яковлев устанавливает переходную свиту от силура к девону ($S_2 — D_1$). Кроме того на стр. 2 он пишет: „Регионального напряженного метаморфизма нижнесилурийских толщ на всей площади исследований пока не удалось установить. Наоборот, во всех случаях поражало слабое изменение осадков нижнего силура и, обычно, спокойное залегание его пластов. Где находится нижняя граница не метаморфизованных толщ нижнего палеозоя еще неизвестно"... „нельзя считать образование глубоко метаморфизованных толщ результатом древних внутрипалеозойских нарушений. Наоборот, можно утверждать, что между образованием метаморфических толщ и началом накопления нормальных нижнепалеозойских, кембрийских и нижнесилурийских свит, существовал еще один тектонический цикл"... „протерозойский и даже археозойский возраст для соответствующих образований почти совершенно несомненен".

Несомненность его устанавливается и валунами гранитов в конгломератах нижнего силура (стр. 14).

Никакого дополнительного и нового материала к своей старой работе (*57*) Д. И. Яковлев в большой монографии не приводит, ни в чем не видно сильного проявления каледонской складчатости в пределах Голодной Степи и Прибалхашья, наоборот, из нее еще более ясно видно, что весь комплекс пород от нижнего силура включительно до нижнего девона, местами фаунистически охарактеризованного, метаморфизован одинаково. От этого осадочного комплекса отличается другой комплекс осадочных пород, „комплекс верхнедевонских, карбоновых и отчасти пермских отложений, достаточно тесно связанных между собою (стр. 63)

благодаря проявлению „различных фаз орогенических движений варисцийского цикла дислокаций".

Все базальные и другие конгломераты внутри силура, приведенные Д. И. Яковлевым, повидимому, являются „базальными" только для данного разреза, а не для всего района Голодной Степи и Прибалхашья, в особенности в северо-восточной части, где „происходит быстрая смена различных типов накоплений от глубоководных кремнистых сланцев и до крупновалунных конгломератов" (стр. 39). „Отложения верхнего силура являются осадками мелкого моря и, повидимому, прибрежной зоны. Об этом свидетельствуют неустойчивость литологического состава, пестрота и яркость окраски пород в зеленые, желтые и красные тона, большое количество грубообломочного материала, конгломератовидный характер некоторых, даже массивных, известняков, окатанность окаменелостей" (стр. 4). Все это говорит о том, что, начиная с нижнего палеозоя и до начала среднего девона, а может быть и до конца его, в Голодной Степи и Прибалхашье происходили только незначительные эпирогенетические колебательные движения.

Таким образом, интрузия гранита, на которую указывает В. А. Николаев, из Голодной Степи и Прибалхашья частично должна быть отнесена к допалеозою, так как валуны этих гранитов имеются в конгломератах нижнего силура, и частично к внутридевонской или бретонской фазе варисского тектогенеза.

Совершенно непонятно, почему Д. И. Яковлев относит в последней своей работе главную часть интрузии этих гранитов к каледонскому тектогенезу. Об одной части интрузии сам он пишет (стр. 104): „все движения этой части земной коры, приведшие зеленую метаморфическую толщу к ее теперешнему состоянию, должны быть вынесены почти целиком за пределы низов палеозоя и отнесены к верхам протерозоя... ...по древним трещинам внедрялись массы допалеозойских интрузивных пород". О другой, на стр. 110, Д. И. Яковлев пишет: „Интрузивная деятельность в конце каледонской фазы достигла своего апогея. В толщи верхнего и нижнего силура внедрился колоссальный массив гранита, протягивающийся от гор Конур в средней части Ай-тау через все высоты Джиль-тау на северо-запад до крайних пределов исследований автора", т. е. в районе появился массив, тянущийся на сотни квадратных километров, и он и сопровождавшая его тектоника никак, кроме контактовых явлений, не сказались на породах верхнего силура и нижнего девона. Нет несогласного залегания между осадочными свитами вышеуказанных периодов, нет и дополнительной региональной метаморфизации между верхним силуром и нижним девоном. Даже, как уже указывалось, пришлось выделить специальную свиту $S_2 — D_1$. Породы верхнего силура настолько схожи с породами нижнего девона, что на стр. 111 Д. И. Яковлев пишет: „Заведомо морских девонских осадков на всей площади исследований неизвестно. На северо-западе Бетпак-тау и Бетпак-далы выделяются отложениями, которые по своему стратиграфическому положению могут считаться девоном, но они имеют большое сходство с силуром". Это указывает на одинаковые условия образования отложений $S_2 — D_1$, т. е. в условиях мелководного морского бассейна.

Если в районе Прибалхашья главной фазой тектогенеза была каледонская, тогда на стр. 112 Д. И. Яковлев сам себе противоречит, так как он пишет, что „громадные накопления осадочных толщ за все время нижнего и среднего палеозоя к началу варисцийского цикла орогении определили снова некоторую пластичность этого участка земной коры"... Значит, Д. И. Яковлев сам считает, что породы нижнего и среднего палеозоя метаморфизованы одинаково и только варисской тектонической эпохой, без дополнительной региональной метаморфизации пород в каледонскую эпоху тектогенеза; разница в углах падения пород нижнего и

среднего палеозоя им отмечается только между карбоном и всей нижележащей толщей (нижнего, верхнего силура и свиты эффузивов силуро-девонского возраста).

„На плато Бетпак-тау развиты... верхне- и нижнесилурийские отложения. Простирание в них трудноуловимо, падение в основном относительно полого, за исключением отдельных зон слияния. Особый интерес для определения напряженности дислокационных явлений на плато Бетпак-тау представляют выходы каменноугольных осадков... простирание их приблизительно широтное, при падении на юг под углом 23°". „В горах Джиль-тау различие в степи наклона докаледонских и послекаледонских пород уловить еще труднее"... „Заведомо карбон на побережье залива Кара-камыш залегает хорошо выраженными пластами с падением в пределах от 32—45°. Значительно больше наклонены пласты как силура, так и свиты эффузивов силуро-девонского возраста" (стр. 113, 114). „Складчатость в силурийских отложениях к моменту начала варисцийской орогении... не отличалась большой напряженностью (стр. 115)". „Напряжение в варисцийское время было, повидимому, очень велико". „Анализируя все приведенные факты, необходимо сделать вывод, что проявление бокового давления в варисцийское время было почти универсально. В это время были собраны более или менее равномерно в складки все палеозойские отложения на громадных пространствах. Для Голодной Степи непрерывная дислоцированность карбона прослежена свыше 200 *км* вкрест простирания".

„Как велико было боковое давление в варисцийское время, показывает большое число разломов, разбивших на громадных территориях горные породы часто на относительно мелкие глыбы" (стр. 116).

Таким образом, видно, что варисский тектогенез в Голодной Степи оказался более сильным по сравнению с каледонским и его можно сравнивать только с допалеозойским, давшим сильную региональную метаморфизацию и интрузии гранитовых массивов.

Рассматривая второе положение о проявлении варисского тектогенеза, приходится констатировать, что хотя он и проявился во всем Тянь-Шане от Прибалхашья и даже Карагандинского района на север и на юг вплоть до Памирских хребтов включительно, но мы замечаем, что он неодновременно проявился во всех районах Тянь-Шаня: в одних местах проявлялись наиболее сильно его первые фазы — внутридевонская и бретонская (Малый Каратау, Киргизский, Чаткальский, Джунгарский и Нуратинский хребты, Прибалхашье, Чатыркульский и др. районы), в других — судетская (Нарын-тау, Таласский Алатау и др.), в третьих — судетская и последующие (Нарынский район, Чаткальский хребет и др.).

Благодаря этому мы наблюдаем различные фации пород среднего и верхнего палеозоя, различную метаморфизацию их в отдельных частях Тянь-Шаня, например более слабую метаморфизацию пород верхов нижнего карбона в хребтах Киргизском и Малом Каратау, более сильную метаморфизацию тех же отложений в хребте Большой Каратау, в Джебаглинских горах, в северо-восточной части Ферганской долины и пр.

Кроме того всюду указывается перекрещивающееся простирание палеозойских пород — одно северо-восточное, другое — северо-западное, указывающее, так же как и в каледонском тектогенезе, на куполообразные замыкающиеся структуры.

Наиболее ярко выражено такое перекрещивающееся простирание нижнего и среднего, а местами даже и верхнего палеозоя в Приташкентском районе, описанное В. Н. Вебером (*13*), где указывается ряд куполообразных складок (Каржан-тау, Казыкурт, Кенграк и др.).

Такие же перекрещивающиеся простирания указываются и в восточной части Чаткальских гор Махачеком в верховьях реки Кассан (*22, 23*),

Н. В. Ивановым — к востоку от озера Сары-челек. Оно наблюдается по данным автора, также и в долине реки Узун-ахмат.

Можно указать перекрещивающиеся простирания в юго-западной части Ферганского хребта и в северо-восточной части Алайского. Такие же перекрещивающиеся простирания имеются в Нарынском районе, где простирания палеозойских пород Кокшальского хребта вовсе не идут на соединение с теми же породами Алайского хребта, как это принято всеми, а в районе озера Чатыркуль поворачивают в Ферганский хребет, то есть меняют свое северо-восточное простирание на северо-западное. Такая же картина наблюдается в пределах Кугартской долины и гор Кокирим-тау.

В. Н. Вебер (*10*) указывает на пересекающееся простирание палеозоя в западной части Алайского и в Туркестанском хребтах. Для западной части последнего такие же указания имеются в работе А. П. Марковского (*24*) из окрестностей Пенджикента.

В юго-западной части между Каратаускими хребтами наблюдается мощная угленосная свита нижнего мезозоя, состоящая в преобладающем количестве из песчано-сланцевых отложений с пластами и прослоями углей, которые на северо-западе переходят в преобладающем количестве в песчано-конгломератовые, содержащие прослои глин и глинистых сланцев с углями. В этой свите Т. А. Мордвилко была найдена морская пелециподовая фауна, относимая Б. И. Чернышевым к верхам палеозоя или самым низам мезозоя. Мощность угленосной свиты в юго-восточной части (урочище Чакпак) также сильно увеличивается по сравнению с северо-западной и достигает величины около 2 *км*; к хребту Таласский Алатау она резко обрывается, повидимому, по тектонической линии широтного направления.

Как в юго-западной части Ферганского хребта, так и в северо-восточной части ее в Чаткальском хребте, в долине реки Итокар, были найдены морские пелециподы, относящиеся к низам мезозоя (лейас). Б. И. Чернышев выделил из них 15 видов кардиний, и им же было сделано указание на такие же пелециподы из Нарынского (Уч-курганского) угленосного района.

В южной части Ферганского хребта и юго-западной части Нарынского района И. В. Мушкетовым (*35*) указывались в большом распространении юрские отложения, захватывающие все пространство от долины реки Арпы вплоть до озера Чатыр-Куль. В настоящее время выяснилось, что эти отложения преимущественно верхнепалеозойского возраста и содержат фауну брахиопод и корненожек, а также флору, отнесенную М. Д. Залесским (*17*) к вестфальскому возрасту. Верхний палеозой в долине реки Арпы Нарынского района достигает более 2000 *м* мощности и без всякого видимого перерыва переходит в угленосные отложения нижнего мезозоя. Такая же картина, повидимому, наблюдается и в северо-восточной части Ферганской долины, в районе Нарынского угленосного бассейна.

Такого же характера контакты верхнего палеозоя и нижнего мезозоя были и в целом ряде других мест, но они уничтожены последующей эрозией, сказавшейся в результате последующих киммерийских и альпийских поднятий.

Как пример такого, повидимому, постепенного или с очень незначительным перерывом перехода верхнего палеозоя в нижний мезозой можно указать Шурабский район южной части Ферганской долины, откуда М. И. Брик (*5*) описана нижнетриасовая флора и где найдены мощные скопления ракушечника, состоящего, главным образом, из пелеципод опресненного бассейна (*Ferganoconcha* gen. nov. и *Unio*), параллелизуемых Б. И. Чернышевым с эстуариевой серией верхов триаса Англии.

Рассмотренные примеры указывают, что и в конце палеозоя и в низах мезозоя не было сплошного широтного рельефа в Тянь-Шане, а в нем был тектонически повышенный и пониженный рельеф, т. е., иначе

говоря, и варисская тектоническая эпоха в Тянь-Шане сказалась куполообразными структурами, о чем ясно говорят пересекающиеся направления простираний среднего и верхного палеозоя.

В Чаткальском хребте всюду в палеозойских фациях преобладает северо-западное простирание пород, а в мезозойских обратное — юго-западное.

Севернее, в южных районах Казахстана, и вообще в Казахстане, северо-западное и даже меридиональное простирание пород палеозоя является, по данным Н. Г. Кассина (*18*), всюду преобладающим.

На основании вышеприведенных данных напрашивается вывод, что вообще в Тянь-Шане в конце палеозоя и в начале мезозоя направление большинства тектонических структур имело преобладающее северо-западное простирание, а местами возможно даже и близкое к меридиональному. Широтное простирание в нем тогда не являлось превалирующим как это обычно указывается во всей геологической литературе, а появилось много позднее. Впервые, вероятно, оно сказалось в конце мезозоя и окончательно оформилось последующими фазами альпийского тектогенеза.

В этом отношении очень любопытны указания Г. Д. Романовского (*50*), который указывал еще в 1882 г. на появление огромного материка на месте западного Тянь-Шаня и Западной Сибири в результате проявления варисской складчатости; он писал, что „весь Западный Тянь-Шань в течение периодов триасового и юрского представлял сушу, которая, надо полагать, примыкала к морю и в то же время была прорезана заливами и снабжена большими лагунами, настолько опресняемыми притоком рек, что здесь, как и по берегам моря, не могли существовать морские раковины" (стр. 4).

Вернее всего весь Тянь-Шань в конце палеозоя и начале мезозоя представлял собою не один большой материк, а несколько отдельных больших островов и полуостровов как остатков разрушающихся сложных тектонических структур (антиклинориев), соединявшихся быть может с большим материком, расположенным севернее в пределах Казахстана, и разделенных между собой проливами и заливами опресненных морских бассейнов.

Один из таких больших заливов, или даже проливов, проходил из западной части Таримской впадины, через юго-восточную часть Ферганы, Нарынский угленосный район, долину реки Узун-ахмат, хребет Таласский Алатау, долину реки Талас, впадину между Каратаускими хребтами через Чу-Балхашский район и далее на восток в Джунгарский Алатау и Западный Китай, а на запад до низовьев реки Чу и Джезгазгана. Второй — через Ферганскую котловину на запад в долину современной реки Сыр-Дарьи. Третий — из Кетмень-тюбинской котловины по долине реки Нарын в ее верховья; возможно, что здесь он соединялся с Таримским бассейном, и пространство между долиной реки Нарын и Кокшальским хребтом представляло в конце палеозоя отдельный возвышенный участок, который тектонически может быть сравнен с американского типа антиклинориями, так как исследования О. И. Сергуньковой в юго-западной части Кокшальского хребта подтвердили, что он не соединяется на западе с Алайским хребтом, а меняет свое северо-восточное простирание, и в районе озера Чатыр-куль, в его северной части соединяется с Ферганским хребтом.

Таких антиклинориев, как указывалось ранее, было несколько, и все они характеризуются или полным отсутствием пород верхнего палеозоя или, если они и имеются, то малой их метаморфизацией и небольшой мощностью. Часть этих возвышенных (материковых) пространств-антиклинориев представляла, повидимому, пониженные и заболоченные участки, покрытые пышной растительностью. В лагунах на окраинных частях их, а также заливах и проливах между ними отлагались мощные,

главным образом терригеновые осадки, сносимые с возвышенных участков отдельных материков.

Мощности этих отложений всюду, где они только сохранились от последующих размывов, выражаются километрами (Южная и Северная Фергана, западная часть Кетмень-тюбинского и юго-западная часть Нарынского районов, Джунгарский Алатау и др.). Среди обычных терригеновых осадков в них попадают в верхнем палеозое прослойки известняков, мергелей и известковистых песчаников, содержащих морскую фауну брахиопод и фораминифер. Кроме того в отдельных прослойках песчаников и глинистых сланцев попадает и флора (папортники).

В нижнем мезозое характер осадков сохраняется почти тот же самый, только из фауны вместо брахиопод попадают пелециподы. По мнению Б. И. Чернышева, в них должны быть и головоногие моллюски (аммониты).

Большая мощность осадков, частая смена фаций как осадков, так и организмов (чередование слоев с морской фауной со слоями, содержащими флору) указывают на неустойчивое состояние всего Тянь-Шаня в конце палеозоя и начале мезозоя. И это неустойчивое состояние относится не только к южным районам его, как это отмечал Д. В. Наливкин *(36—41)*, где, по его мнению, запаздывает проявление варисской складчатости, а и к центральным и северным (Чаткальский хребет), так как варисская складчатость во всем Тянь-Шане проявилась одинаково; она только укрупнила более древние тектонические структуры и создала условия, при которых неустойчивое положение отдельных участков Тянь-Шаньских хребтов усилилось, благодаря чему вместо морских органогенных отложений, характерных для среднего палеозоя большинства районов их, появились морские терригеновые, чередующиеся с лагунными и прибрежно-континентальными. Иначе говоря, в Тянь-Шане сохранился геосинклинальный характер во всех его хребтах до нижнего мезозоя включительно.

Вот почему было бы крайне желательно для всего вышеуказанного пространства пересмотреть весь имеющийся каменный материал, относящийся к карбону и низам мезозоя, а также уделить этим вопросам внимание при новых исследованиях. В нем должна быть обнаружена морская фауна верхнего палеозоя (перми), а возможно и низов мезозоя (триаса). Верхний палеозой (пермь) с морской фауной сейчас уже обнаружен по южному склону Чаткальского хребта и в других местах Тянь-Шаня.

По мнению Б. К. Лихарева, отложения верхнего палеозоя, в частности в Фергане, должны иметь более широкое распространение, чем это до сих пор указывалось в литературе.

Обычно в геологической литературе указывается на резко отличающуюся сильную метаморфизацию пород палеозоя от меньшей метаморфизации пород мезозойской угленосной толщи, и это приводится доказательством сильного проявления варисской складчатости в Тянь-Шане и слабого проявления киммерийской или, как более часто пишут, альпийской, считая киммерийскую только одной из фаз альпийской.

Меньшая метаморфизация угленосной нижнемезозойской толщи объясняется вовсе не тем, что варисская складчатость в Тянь-Шане сказалась сильнее, а тем, что она во время киммерийской складчатости являлась поверхностными отложениями того времени, а поверхностная метаморфизация, как и поверхностные тектонические структуры, всегда проявляются более слабо. Там, где сохранились породы верхнего палеозоя, видно, что они настолько сильно метаморфизованы, что их нельзя отличить от пород нижнего палеозоя (Фергана). Это показывает на глубинную метаморфизацию пород верхнего палеозоя с пермскими отложениями включительно, т. е., что метаморфизация их происходила уже в нижнем мезозое первыми фазами киммерийского тектогенеза.

После проявления первых фаз киммерийского тектогенеза в Тянь-Шане был длительный перерыв в отложении осадков, что указывает на образование большого материка-платформы того времени не только в пределах Тянь-Шаня, но и много южнее его, где также сказалась, возможно даже и еще сильнее, иеньшаньская фаза складчатости китайских геологов. По описанию А. П. Марковского (*25*), наиболее сильное проявление киммерийского тектогенеза наблюдается в центральной и южной частях Памира.

На стр. 295 А. П. Марковский пишет, что „для разрешения вопроса о времени метаморфизации кристаллической серии исключительно важна находка фауны триаса в роговиках района Урта-буз, с которыми дают контакты граниты, занимающие межформационное положение, прорывая сланцы верхнего палеозоя и триаса центральной зоны и входя в состав южной кристаллической серии". „Строение кристаллической толщи Южного Памира в свете современных данных представляется исключительно сложным. Здесь наблюдаются сложные изоклинальные складки, большие горизонтальные смещения"...

Перерыв в отложении осадков проявился резкой сменой климатических условий не только по всему Тянь-Шаню, но также и по всему Казахстану: вместо влажного климата с избытком влаги появляется сухой с недостатком ее, и новые осадки проявляются всюду, где их удалось наблюдать, красноцветными конгломератами и песчаниками, переходящими выше в песчано-глинистые фации с разнообразными солями. В них уже нет углей, нет болотных почв, — толщи с гипсом и другими солями пришли им на смену, а попадающиеся отдельно стволы деревьев являются окремнелыми.

Даже большая верхнемеловая — палеогеновая трансгрессия не смогла изменить континентальный климат на влажный, и во всех ее лагунах, несмотря на трансгрессию, наблюдался недостаток влаги, а не избыток ее, что, казалось, должно было быть.

Этот рельеф сказался и южнее Тянь-Шаня, так как соленосные отложения в лагунах верхнемеловой палеогеновой трансгрессии встречаются и в Памирских хребтах и в Гиндукуше, где и было главное проявление киммерийского тектогенеза, как это мною и указывалось выше.

Этим Тянь-Шань, а также, повидимому, и большая часть ангарской геосинклинали, отличаются от Урала, так как в последнем революционное изменение всех физико-географических условий сказалось в результате „уральской фазы" варисского тектогенеза, а в первом — много позднее только в результате киммерийского тектогенеза; поэтому в Тянь-Шане эффузии, а также и интрузии, должны проходить выше по сравнению с Уралом и давать активные контакты не только с отложениями верхнего палеозоя, но и с отложениями низов мезозоя.

Мною уже ранее в статье „Новые данные в металлогении Тянь-Шаня" указывалось, что Тянь-Шань вовсе не соединялся с Уралом, и потому металлогения первого едва ли будет аналогичной металлогении второго, что обычно принято считать. На самостоятельность тектоники Тянь-Шаня указывает в последней работе и А. Д. Архангельский (*3*), доказывающий, что между Уралом и Тянь-Шанем нет переходных структур.

Киммерийский тектогенез Тянь-Шаня подробно описан П. А. Шехтманом (*58*), потому я на нем не буду останавливаться и разбирать отдельные его фазы, тем более, что его более поздние фазы сказались слабо, так же, примерно, как и фазы каледонского тектогенеза.

Альпийская тектоническая эпоха сказалась во всем Тянь-Шане одинаковыми структурами и на поверхности дала несогласное залегание палеогена с неогеном, собрала в складки меловые и палеогеновые отло-

жения, смяла, сплюснула, разорвала, а местами даже несколько и переместила части палеозойских куполообразных структур с юга на север, благодаря чему и получилось кажущееся дугообразное, широтное распределение тектонических структур всего Тянь-Шаня, а также и северных хребтов Памира.

Просматривая фактические материалы для южных районов Тянь-Шаня и северных районов Памира, мы видим, что в них проявление альпийской складчатости было совершенно одинаковым, даже в более удаленных северных районах Тянь-Шаня. Так, например, В. П. Ренгартен указывает (*48*, стр. 28), что „Восточная часть Заалайского хребта в тектоническом отношении представляется вполне обособленной зоной. Это складчатый комплекс меловых и третичных отложений, сформированный в позднеальпийское время. С юга к нему примыкает по резко выраженной тектонической линии совершенно иная зона, которую можно назвать Каракульской, она вся сложена значительно более древними палеозойскими породами. Их более сильный метаморфизм по сравнению с породами Заалайского хребта уже говорит, что они прошли не один орогенический цикл. В альпийское время Каракульская зона, как более жесткое, ранее консолидированное целое, надвинулась с юга на складчатую зону Заалайского хребта".

На стр. 3 той же работы В. П. Ренгартен указывает, что „породы палеозоя в исследованной полосе не выступают нормально в ядрах складок. Очень вероятно предположение о срыве всей мезо-кайнозойской осадочной толщи с более древнего субстрата". Еще дальше он указывает: „после сделанных пояснений становится понятным, почему области развития палеозоя, собранные в складки и консолидированные уже в варисцийское время Алайской и Каракульской зонами, при альпийских напряжениях не дали новых складчатых форм, но лишь разломы и перемещения глыб, а мезо-кайнозойские толщи Заалайского хребта образовали складчатую зону. Складки, которые наблюдаются в палеозойских отложениях Алайской и Каракульской зон, отнюдь нельзя считать образовавшимися в альпийское время. Мезо-кайнозойские отложения слишком мало или вовсе в них не участвуют; те узкие зоны, где их приходится наблюдать, представляют собою зажатые между палеозойскими глыбами остатки мезо-кайнозойского осадочного покрова; их складчатость есть результат перемещения палеозойских клиньев. В меньшей мере сокращение пространства могло быть следствием изменений объема и формы палеозойских глыб и своеобразных изогнутий".

„Здесь приходится допустить скалывание и надвижение в виде крупной чешуи палеозойской Каракульской зоны с юга на север на опустившийся край Алайской зоны. При этом произошел срыв мезо-кайнозойской покрышки последней зоны и сминание ее в складки и мелкие чешуи".

Таким образом, видно, что в северных районах Памира и в Заалайском хребте проявление альпийской складчатости сказалось смятием не только мезозойской покрышки, а также смятием вместе с разрывом палеозойских структур.

Далее в Гисарском хребте, по данным С. И. Клунникова наблюдается направление выпуклости складок к северу, отчетливо захватывающее не только мезозойские и кайнозойские, но также и палеозойские отложения. В палеозое они сталкиваются с древними варисскими структурами, обращенными выпуклостью к югу. В результате взаимодействия этих складок получаются очень сложные тектонические взаимоотношения, образуется ряд разрывов и надвигов, идущих по простиранию южных складок.

В Туркестанском хребте, по данным А. П. Марковского (*24*), также наблюдаются куполообразные палеозойские структуры, покрытые мезо-

кайнозойскими отложениями, причем палеозойские структуры здесь разломаны дизъюнктивными процессами альпийской складчатости, а мезозойские структуры ведут себя обособленно от палеозойских.

Такие же куполообразные палеозойские структуры наблюдаются в восточной части Алайского хребта и в Ферганском хребте (*2, 34*). Складчатые альпийские структуры имеют место в Нарынском районе (*2, 34*), в северных районах Тянь-Шаня (*28, 43, 56*).

Таким образом, и в северных районах Тянь-Шаня старые представления о проявлении альпийского тектогенеза только радиальными элементами опровергается фактическим материалом: они всюду связаны со складчатыми элементами. Всюду наблюдается тангенциальное движение с направлением не только с юга на север, но иногда и обратно — с севера на юг (Алайский и Туркестанский хребты). Оно смяло и разломало палеозойские структуры, а мезо-кайнозойские отложения собрало в разнообразные складки, совершенно мало отличающиеся от складок в мезо-кайнозойских отложениях южных районов Тянь-Шаня и Памира. Эти процессы, повидимому, совершаются и на наших глазах, как показали изучения современных террас Ю. А. Скворцовым, В. Н. Огневым, автором и др.

Все вышеизложенное указывает, что проявление альпийского тектогенеза во всем Тян-Шане было совершенно одинаково, поэтому следует искать более сильного проявления всех его видов во всех частях Тянь-Шаня, а также и их апофиз с разнообразными полезными ископаемыми. Уже сейчас известны гранит-аплиты и базальты, рвущие красноцветную нарынскую (третичную) свиту (*14, 59*), известен ряд термальных источников во всех частях Тянь-Шаня.

Никакого деления Тянь-Шаня на дуги Д. В. Наливкина (*41*), или палеоазию и мезоазию Штилле (*51—53*), или, тем более, по одной тектонической линии, как это предлагает В. А. Николаев (*43*), нельзя сделать.

Действительно, просматривая материал по фациям всего Тянь-Шаня, видно, что как в северных районах (Чаткальские и Каратауские хребты) наблюдаются выходы среднего палеозоя, состоящие из прибрежно-морских, лагунных и лагунно-континентальных отложений, состоящих из песков, галечников, глин и глинистых сланцев, точно так же и в центральных районах, в Нуратинском хребте, в Нарынском хребте и в других местах мы видим такой же состав среднепалеозойских отложений.

Каледонский тектогенез в северных районах Тянь-Шаня не является главным, как это приписывалось ранее этим районам Тянь-Шаня: мы наблюдаем локальное проявление его и в Каратауских и в Чаткальских хребтах, а также, повидимому, и в Алайском и Туркестанском, по данным О. И. Сергуньковой — в Кокшальском, а по данным Н. А. Смирнова также и в Нуратинском. Во всех этих частях Тянь-Шаня каледонская тектоническая эпоха сказалась незначительно, исключительно эмбриональными куполообразными структурами.

Варисская тектоническая эпоха также проявилась одинаково и сильно во всех районах Тянь-Шаня, но только в тех местах, где проявилась ее первая фаза (внутридевонская или бретонская), отложения верхов девона, нижнего карбона обычно мало метоморфизованы, как это наблюдается, например, в хребтах Киргизском, Малом Каратау, а также в Нуратинском.

С другой стороны, в пределах Большого Каратау на пространстве между Большим и Малым Каратау в Джебаглинских горах и в Чаткале породы всего нижнего карбона, состоящие из известняков, сильно метаморфизованы и превращены большею частью в мраморы, сильно смятые в различные складки, ничем не отличающиеся ни по метаморфизации ни по складчатости от центральных хребтов Тян-Шаня, как это, например,

наблюдается в Алайском, Туркестанском и других хребтах. Так же одинаково по всему Тянь-Шаню проявился киммерийский тектогенез.

Впечатление линейного широтного распределения фаций в пределах Тянь-Шаньских хребтов появляется только в результате проявления альпийского тектогенеза, когда сильное и основное движение с юга из основной зоны складчатости смяло, разломало, а местами и переместило палеозойские структуры, зажав среди них рыхлые отложения мезо-кайнозоя, почему часто наблюдается пересекающееся направление структур в палеозойских отложениях и мезо-кайнозойских. Так, например, по данным В. Н. Вебера, в Приташкентском районе в породах палеозоя наблюдаются главные простирания с северо-запада на юго-восток, в породах же мезо-кайнозоя главные простирания наблюдаются с юго-запада на северо-восток, т. е. видно, что здесь древние палеозойские структуры перестраиваются альпийской складчатостью. Такая перестройка древних палеозойских структур альпийской складчатостью в других частях Тянь-Шаня уже была рассмотрена выше.

По данным Д. В. Наливкина (*37*), наблюдается резкое смещение палеозойских структур с юга на север. На стр. 154 он указывает, что „в хребте Каратау, в средней пониженной части располагается область, занятая юрскими и меловыми отложениями; она в виде сравнительно узкой полосы вытягивается по простиранию хребта; с каждой стороны она ограничена палеозойскими грядами, являющимися ее естественными границами в момент отложения осадков. Мезозой в настоящее время более или менее сильно дислоцирован, образуя ряд складок, иногда довольно крутых. Выпрямляя эти складки, мы должны раздвинуть и палеозойские гряды. Таким образом, мы видим, что в мезозое Каратау состоял из двух самостоятельных гряд, сложенных палеозойскими отложениями. Эти гряды были разделены широкой и длинной впадиной, ширина которой достигала нескольких десятков километров. Эта впадина в юрский период представляла болотистую низменность, на которой располагался ряд озер. В верхнемеловую и палеогеновую эпохи история этой впадины, уже значительно заполненной горизонтально лежавшими юрскими отложениями, не вполне ясна. В течение большей части эпохи здесь также была суша, но временами существовали какие-то водные бассейны, в которых отлагались известняки с гастроподами. Возможно, что эти бассейны были следами верхнемеловой и палеогеновой трансгрессий, прорвавшихся в Каратаускую впадину. Также собраны в складки и нередко поставлены на голову мезозойские и палеогеновые отложения по окраинам Пскемских и Чаткальских гор".

„Несомненно, что эта складчатость вызвана сдвижением Каратау и Чаткальских гор, точнее приближением Чаткальских гор к Каратау. Поэтому для выпрямления складок мезозоя мы должны выгнуть палеозойские Чаткальские горы на юго-восток или возможно отодвинуть на юг колоссальный массив изверженных пород, занимающий южную часть этих гор".

Все вышеуказанное и создает впечатление линейного широтного распределения как фаций, так и тектонических структур в пределах Тянь-Шаня. На самом деле в палеозое, повидимому, большинство тектонических структур в пределах Тянь-Шаня имело направление с северо-запада на юго-восток, причем эти структуры вначале были куполообразного, эмбрионального, типа, потом более сложного типа антиклинориев.

От воздействия антиклинориев друг на друга при альпийских движениях на пространствах между ними получились широтные простирания пород, а в соприкосновении окраинных частей западных и восточных — более сложные, дающие и обратные меридиональные направления простираний слагающих пород с флексурными переходами между широтными и меридиональными простираниями.

Результатом альпийской складчатости является сближение, а местами и изменение направления как самих палеозойских, так и мезозойских структур. Вместо северо-западного направления они в большинстве случаев получили широтное. В это же время появились хребты Чаткальский, Таласский, Киргизский, Терскей-Алатау и др., главное оформление которых произошло только в конце плиоцена или даже в древнечетвертичное время.

Свидетелями этих последних движений являются надвиги нижнего палеозоя на третичные отложения, сохранившиеся в виде небольших чешуй в хребте Таласский Алатау (Чон-Арын, Узун-Ахмат, Беш-Таш и Кумыш-Таг). Эти небольшие чешуи наблюдаются на абсолютных отметках от 1500 д 3500 *м*. На этих же высотах наблюдаются и хорошо сохранившиеся плоскости абразии палеогеновой трансгрессии, выходящие из-под размытых третичных отложений.

Таким образом, видно, что характер дуг в пределах Тянь-Шаня появляется только после проявления Альпийской складчатости. По этой же причине не может быть деления Тянь-Шаня на две части, северную и южную, по строго тектонической линии, указанной В. А. Николаевым, которую он связывает с проявлением варисской складчатости и которую он называет „большим разломом" или „главной структурной линией Тянь-Шаня".

Ее распространение он указывает от северных частей Каратауского хребта до Таласского Алатау. Далее он наблюдает его в пределах южного склона вышеуказанного хребта в далине Атой-нак, по правому берегу реки Нарына, прослеживает ее до верховьев вышеуказанной реки и далее вплоть до Хантенгри и Западного Китая. К северу от этой линии он выделяет северную зону, к югу — южную. Основными чертами северной зоны он считает мощные отложения нижнего палеозоя и протерозоя, выходящие на поверхность, слагающие хребты Таласский Алатау, Киргизский (Александровский) и восточный Каратау. Кроме того он считает, что породы среднего палеозоя выражены здесь своеобразными аркозово-конгломератовыми фациями, резко несогласно залегающими на отложениях нижнего палеозоя. В то же время, как ранее уже было показано, разрезы в Каратауских хребтах по обе стороны структурной линии одинаковы и не дают перерывов между нижним и средним палеозоем, и даже состав и мощности их совпадают. Так, например, В. Н. Вебер (*9*) указывает одинаковые разрезы с Сулейман-саем и Бурулом Малого Каратау в разрезах рек Алмалы, Эспенбет и Чанглак Большого Каратау.

Южную зону он характеризует следующим образом (стр. 350): „Мощные фациально отличные осадки среднего палеозоя. Доминирующая роль герцинского (варисцийского) орогенеза во внутренней складчатой структуре Чаткальских хребтов, полное исчезновение древних толщ северной зоны".

„Значительно южнее в Алайском и Туркестанском хребтах появляются осадки нижнего палеозоя, но так как и в Чаткальской системе нет никаких указаний на складчатые процессы каледонской эпохи, без значительных перерывов и без всяких признаков угловых несогласий строится стратиграфическая колонка морского развития Чаткальского и Алайско-Нарынского хребтов".

Мною уже ранее указывалось, что каледонская тектоническая эпоха одинаково локальными структурами проявилась не только в северных частях Тянь-Шаня или в северной зоне В. А. Николаева, а также в центральных и южных частях последнего.

„Без значительных перерывов и без всяких признаков углового несогласия строится стратиграфическая колонка морского развития Чаткальских и Алайско-Нарынских хребтов" — указывает В. А. Николаев. Это

совершенно верно, но эту непрерывность в Чаткальских хребтах можно проследить только с верхнего девона, а переход от нижнего палеозоя к среднему до нижнего девона включительно, как было показано ранее, был постепенный, без всяких перерывов, что наблюдается точно также и в северной зоне В. А. Николаева, т. е. в Малом Каратау, в разрезе Большого Бурула и в западной части Киргизского хребта.

Такая же картина наблюдается в Алайско-Туркестанском хребте и его продолжении на запад — Нуратинском. В первом весь разрез верхов среднего палеозоя выражен преимущественно известняками, во втором — на границе верхнего девона и нижнего карбона (по данным Н. А. Смирнова) имеются конгломераты и песчаники, лежащие несогласно и трансгрессивно на верхнем девоне. Между тем, все эти хребты В. А. Николаев относит к южному типу. Также он считает Нарынский хребет аналогом Алайского, а в нем нижнего палеозоя, вероятно, совсем нет, и низы среднего состоят из конгломератов и песчаников. Известняки появляются только в верхнем девоне и нижнем карбоне. Кроме того в верхах визе имеется перерыв, и выше залегает свита низов среднего карбона, начинающаяся с конгломератов и песчаников, чередующихся с прослойками мергелей и известняков, а местами и гипса.

Весь разрез Нарынского хребта резко отличается от Алайского и он более подходит по составу фаций к разрезу хребтов Каратау, на что указывает и фауна среднего палеозоя.

Весь приведенный фактический материал определенно показывает, что по обе стороны „большого разлома" имеются переходные фации; там же, где имеются перерывы внутри нижнего или среднего палеозоя, они совершенно не согласуются со „структурной линией" В. А. Николаева и встречаются как к югу, так и к северу от нее.

Такого резкого скачка между вышеуказанными двумя типами разрезов, которые послужили для введения большого разлома В. А. Николаева, не существует, и смена фаций между ними происходит постепенно. Если нет в разрезе Большого Бурула низов отложений среднего палеозоя, и нижний карбон залегает непосредственно на нижнем силуре, то это объясняется смывом их после проявления рельефа в связи с первой фазой варисской складчатости. Отличие же разреза нижнего карбона между западной оконечностью Киргизского хребта и верховьями реки Чаткала или Джебаглинскими горами Таласского Алатау тоже не требует никакого сближения разрезов благодаря надвигу, а может быть объяснен местными колебательными движениями, которые даже дали различие в ближе отстоящих разрезах Большого и Малого Каратау, описанных В. Н. Вебером и сотрудниками экспедиции ЦНИГРИ. Из их материалов видно, что разрезы резко меняются не только вкрест простирания пород, но и по простиранию их (стр. 31). Ссылки В. А. Николаева (*45*, стр. 77) на Н. М. Синицина и Д. И. Яковлева являются просто недоразумением, так как оба автора установили у себя постепенные переходы от нижнего палеозоя к среднему. Ссылка на В. Н. Огнева едва ли тоже будет в пользу В. А. Николаева. „Изучив в Таласском Алатау, Николаев справедливо назвал ее „важнейшей структурной линией Тянь-Шаня", но придал этой линии несколько иное содержание, считая, что она придерживается контура древнего Ангарского материка и что по ней произошло сближение континентальных и морских фаций среднего палеозоя, отличающих северный Тянь-Шань от центрального. Если она на Атойнаке придерживается границы морских и континентальных фаций среднего палеозоя, в нашей области она целиком попадает в морские отложения силура, девона и карбона и во всяком случае удаляется от берегов Ангарского материка".

Таким образом, В. Н. Огнев своими полевыми наблюдениями фактически совершенно свел на-нет все значение „важнейшей структурной

линии Тянь-Шаня", и она превратилась в обычный сброс с наклонной плоскостью разрыва. Кроме того следует заметить, что В. А. Николаевым соединены в один большой разлом отдельные сбросы, а местами, вероятно, и небольшие надвиги (Каратау, Сонкуль и Хантенгри), являющиеся даже разновременными, на что мною уже указывалось ранее (*28*). Вот почему ни о каком большом разломе в Тянь-Шане, создавшем важнейшую структурную линию, разделяющую на две зоны весь Тянь-Шань, не может быть и речи, и никакого большого надвигания южных фаций на северные нигде не наблюдалось, его отрицает даже и В. А. Николаев (*43*, стр. 353).

Представление о воздействии Гондваны на Тянь-Шань вообще и на каледонскую орогению в частности едва ли будет правильно, так как рассмотрение геологической истории Тянь-Шаня показало, что никакого большого тангенциального перемещения в пределах его ни разу не наблюдалось, и все движения, главным образом, были связаны с вертикальными перемещениями, и тангенциальные движения являлись только функцией вертикальных, давших небольшие надвиги чешуйчатого типа, наблюдающиеся по всему Тянь-Шаню.

Вообще же тектонические движения в геосинклиналях располагаются вокруг своих платформ, как бы опоясывая их, а потому влияние „Джеламского клина" никак и не могло отразиться на геологии Тянь-Шаня, отделенного от Пенджаба большой средиземноморской геосинклиналью. Расположение „Ферганской сигмоиды" на одном меридиане с „Джеламским клином" является простым совпадением. „Ферганская сигмоида" является западной частью большого кокшало-нарынского антиклинория, как уже ранее мною говорилось.

Кокшальский хребет на западе не проходит в Алайский, а изменяет свое северо-восточное простирание в районе озера Чатыр-куль на северо-западное и уходит в Ферганский хребет. С юго-запада к фергано-нарыно-кокшальскому антиклинорию близко подходит восточная граница другого антиклинория — памиро-гиндукушского; некоторое смещение последнего к северу благодаря сильному проявлению альпийского тектогенеза в южной части Памирских хребтов и в Гималаях и создало сильное и разнообразное смятие на площади между двумя вышеуказанными палеозойскими антиклинориями.

Таким образом, видно, что палеозойский тектогенез проявился во всем Тянь-Шане и даже в северной части Памира одинаковыми тектоническими структурами, усложненными и увеличенными к началу мезозоя; также одинаковыми структурами проявился в них и альпийский тектогенез, т. е., иначе говоря, на одном и том же пространстве сначала проявились одинаковыми структурами палеозойские складчатые процессы, а затем на том же всем пространстве другими структурами проявились альпийские складчатые процессы.

В пределах же Европы можно резко выделить Палеоевропу, в которой проявилась каледонская складчатость, в центральной части Европы проявилась варисская складчатость и, наконец, еще южнее, в Альпах, образовалась альпийская складчатость.

Ничего подобного в пределах Тянь-Шаня не наблюдается; каледонская складчатость в нем не проявлялась или, если и проявлялась, то только локально и одинаково по всему пространству; также одинаково по всему пространству проявилась и варисская складчатость, почему и невозможно произвести разделение его на отдельные части, предложенное Д. В. Наливкиным, Г. Штилле и др.

Из всего изложенного палеогеография советского Тянь-Шаня представляется с начала палеозойской эры в следующем виде: в начале палеозоя все пространство было покрыто морем, среди которого были отдельные острова, остатки еще не разрушенных допалеозойских текто-

нических структур, площади которых увеличивались и усложнялись вплоть до начала мезозойской эры. Один из таких древних допалеозойских островов вырисовывается к западу и юго-западу от хребта Западный Каратау (Большой), района Джебаглинских гор и западной части хребта Таласский Алатау до западных притоков реки Узун-Ахмат. Южная граница этого острова намечается где-то на водоразделе между системой рек Чаткальской и Ферганской долин.

Другой остров находится к северо-востоку от хребта Восточный Каратау, к северу от западной части Киргизского хребта. Далее к югу граница пересекает где-то Киргизский хребет, уходит в верховья реки Таласс, далее через долину реки Сусамыр она проходит к озеру Сонкуль, по южному склону хребта Терскей-Алатау, доходит до верховьев реки Нарын. По южному склону долины реки Нарын, вплоть до Атбашинского хребта, на юге вырисовывается еще один такой древний остров.

Вероятно, был еще ряд таких островов в пределах Тянь-Шаня, но границы их пока трудно выделить. Один из таковых, повидимому, наблюдается еще в пределах Нуратинского хребта, где, по данным В. А. Смирнова, наблюдается резкое угловое несогласие между породами палеозоя и допалеозоя. Доказательством существования других островов как остатков древних тектонических структур в нижнем палеозое служат мощные отложения терригенового материала (глин, песков и галечников), которые откуда-то должны были смываться морским прибоем.

На пространстве между двумя вышеуказанными северными островами в пределах Каратауских хребтов и в большей части Таласского Алатау море продолжало существовать весь нижний и средний палеозой, и через него Ферганское море соединялось с морем Казахской степи и Джунгарии. Этот пролив еще ранее указывался Д. В. Наливкиным в его работе „Очерк геологии Туркестана". Он характеризует его следующим образом (стр. 116): „Резко различны разрезы и история развития для центрального типа, в который входят юго-западный Каратау, Таласские и Чаткальские горы, бассейны Сон-куля, Ферганы. Основная особенность — верхний девон, турнейский и визейский ярусы и нижняя часть среднего карбона — представлены непрерывной толщей морских осадков, главным образом известняков и глинистых сланцев. Морской верхний карбон отсутствует на севере в Каратау и развит на юге, на южном склоне Чаткальских гор в предгорьях Алая. В течение девона и большей части карбона эта область представляла мелкое прибрежное море, вдававшееся в сушу рядом заливов и покрытое рядом островов. Девоно-карбоновая трансгрессия сильно сказывается в этом широком в то время проливе, а также и на окружающих островах. Они временами, повидимому, целиком заливаются, в особенности южный пролив, на котором трансгрессия моря начала сказываться с девона, когда на нем откладываются преимущественно известняки".

Каледонская тектоническая эпоха в проливе сказалась, повидимому, частично углублением его и расширением за счет береговых площадей островов. На окраинных частях островов происходили местами вулканические извержения (Каратау и Чаткальские горы).

В конце или середине девона, а также в начале карбона появляются первые сильные тектонические движения варисского тектогенеза, проявившиеся поднятиями и перерывами в отложениях морских осадков (Каратау, Киргизский, Нуратинский, Джунгарский, Кокшальский и другие хребты Тянь-Шаня). С этим периодом связано и первое появление палеозойских интрузий в пределах вышеуказанных частей Тянь-Шаня. В верхнем палеозое и начале мезозоя острова еще больше разрастаются, проливы между ними совсем мелеют и на их месте появляются отдельные заливы, лагуны, озера и болота, соединяющиеся с морем в южных частях Тянь-Шаня и северных частях Памира.

К началу мезозоя в Ферганской котловине от моря сохраняется только узкий залив, или пролив, с целым рядом лагун. Он проходит от юго-восточной части ее до Чаткальского хребта, где в нижних мезозойских отложениях обнаружены морские пелециподы, а по данным Б. И. Чернышева, там возможно ожидать также и аммонит. В пределах Чаткальского хребта пелециподы были найдены А. В. Гогунцовым в долине речки Итокар, а потому и граница залива в нижнем мезозое должна быть доведена по крайней мере до хребта.

О возможности существования в пределах Таласского Алатау и Каратау вначале пролива, а потом, быть может, и залива, вызванного последующими ингрессиями в сторону Ангарского материка благодаря последующим фазам киммерийского тектогенеза во время нижнего мезозоя, указывает также и характер триасо-юрских угленосных отложений Каратауского хребта. В районе Чак-Пака, в самой ближней части к Таласскому хребту, они обрываются по тектонической линии; мощность их здесь наибольшая (коло 2 *км*), по составу они выражены преимущественно песчано-глинистыми фациями. К северу мощность разреза угленосной толщи постепенно уменьшается, и в составе его вместо песчано-глинистых фаций уже преобладают песчано-галечные.

Очень интересную характеристику этого залива дает Д. В. Наливкин (*41*, стр. 49).

Триасо-юрский опресненный залив имел также ответвления и на запад Ферганской котловины, так как в Шурабском районе мы имеем огромное скопление ракушечника, состоящего из пелеципод *Unio*, *Conchifera* и др., описанных Б. И. Чернышевым и параллелизованных с эстуариевой серией верхов триаса Англии. Кроме того там же, как указывалось ранее (*28*), были найдены среди угленосной толщи спикули морских губок и фораминиферы.

Лагунных и вообще заболоченных участков нижнемезозойских материков, поросших пышной растительностью, давшей впоследствии материнское вещество для угля, нефти и горючих газов, должно было образоваться в большом количестве и в различных частях Тянь-Шаня, но они до сих пор еще во многих местах совсем не выявлены. Кроме этих площадей, таковые могут быть отмечены в большой Иссык-кульской впадине, где они прослеживаются с небольшими перерывами по южному берегу озера почти от самой западной его части до Каракаринского перевала, через который угленосная полоса переходит в Илийскую долину. Такие же отложения известны в Нарынской впадине, в Приташкентском, Самаркандском, Бухарском районах и других местах.

В конце юры и низах мела проявляются последние фазы киммерийского тектогенеза; они резко меняют физико-географические условия Тянь-Шаня, и вместо угленосных отложений на них с перерывом и большею частью с угловым несогласием появляются новые осадки в виде красноцветных толщ, конгломератов, песчаников и глин с разнообразными солями, появляются, повидимому, только в связи с большой морской меловой и палеогеновой трансгрессией, на что также еще ранее указывал Д. В. Наливкин в своей работе „Новые данные и проблемы геологии Средней Азии“ (*40*, стр. 35—36). Он следующим образом характеризует появление новых осадков в пределах Тянь-Шаня: „В последнее время значительное внимание привлекает к себе красноцветная нижнемеловая толща как в отношении условий образования, так и в отношении возраста“.

„В районе Ташкента в верхних горизонтах красноцветной толщи Н. Ф. Безобразовой найдены *Limneus*—типичные морские верхнемеловые формы, повидимому, морская или лагунная фауна найдена и в нижних горизонтах. В Фергане красноцветные толщи тесно связаны с морским верхним мелом, отделяясь от юры угловым несогласием“.

„При рассмотрении всего этого напрашивается вывод, что красноцветные песчано-конгломератовые толщи являются отложениями начала верхнемеловой трансгрессии. Они отлагались отчасти на берегу, отчасти в лагунах, отчасти в прибрежной области моря, причем берег носил резко выраженный пустынный характер. Так как скорость накопления таких толщ весьма значительна, то, несмотря на их мощность, возможна их принадлежность хотя бы местами только к одному верхнему мелу. Тогда между верхним мелом и средней, а возможно и нижней юрой намечается большой перерыв".

С первыми фазами альпийского тектогенеза создается ряд новых тектонических структур, и ферганский морской бассейн в большей своей части отделяется от нарынского; соединение между этими бассейнами сохраняется, повидимому, только в северной части по современной долине реки Нарына от Нарынского угленосного района через Кетмень-тюбинскую котловину и урочище Тогуз-торау. В палеогене море, повидимому, снова захватывает большую часть советского Тянь-Шаня не только на западе, но также и на востоке. Абразионную поверхность его можно наблюдать в виде отдельных обрывков во многих местах на различных высотах, так как она была разорвана последующими тектоническими движениями.

В начале неогена море снова отступило из пределов современного горного Тянь-Шаня, и его континентальные отложения с резким угловым несогласием залегают на различных отложениях более древних периодов. К концу плиоцена весь Тянь-Шань представляет снова пенепленизированное пространство, быть может с очень незначительным рельефом полуразрушенных эрозией остатков горных хребтов, как это правильно установили в 1902—1903 гг. Фридрихсен (*60*) и Дэвис (*16*), осматривавшие „сырты" и другие морфологические единицы Тянь-Шаня. Это подтверждается теперь почти всеми геологами, производящими геологическую съемку Тянь-Шаня как на востоке, так западе и юге его.

Современный рельеф Тянь-Шаня появился только в четвертичный период и он, повидимому, связан не только с вертикальными поднятиями дизъюнктивного порядка, а главным образом, пликативными процессами с пологими синклиналями и антиклиналями, приближающимися к сундучного типа складкам, разорванным сбросами и небольшими чешуйчатого типа надвигами. В ядрах антиклиналей на поверхность всюду выходят палеозойские, а иногда и более древние породы.

## Заключение

В связи с выявленной новой схемой геологического строения советского Тянь-Шаня омолаживаются и все вулканические процессы последнего. В подтверждение этого мы наблюдаем появление базальтов среди третичных отложений в долине реки Нарын, обнаруженных С. С. Шульцем, гранит-аплитов в хребте Джемандаван, найденных О. И. Сергуньковой, прорывающих третичную нарынскую соленосную свиту, описанное И. И. Бездека месторождение кокардовых руд свинца в хребте Акшийряк среди четвертичных конгломератов и т. д. Все это говорит за то, что необходимо поставить первоочередной задачей пересмотр всех проявлений вулканизма в пределах Тянь-Шаня и не только альпийского тектогенеза, но и более древних периодов его проявлений.

Этот вопрос имеет не только чисто научное, но и большое практическое значение, так как дает возможность расширить базу поисков разнообразных полезных ископаемых, связанных с интрузиями как по вертикали, так и по площади.

Все те месторождения, которые раньше считались характерными только для „центральных дуг" Тянь-Шаня, сейчас могут быть и должны быть обнаружены и в „северных дугах" последнего, как, например, месторождения ртути, сурьмы, мышьяка, радиактивных руд и др.

### Литература


1. Арган Э. Тектоника Азии, изд. ОНТИ, 1935.
2. Аргентов К. И. Предварительные отчеты о геологических исследованиях в Пржевальском у. Семиреченской области 1910—1913 гг., „Горн. Журн." 1911 г. № 6; 1913—№ 11/12; 1914—№ 6 и 1916—№ 2.
3. Архангельский А. Д. и Федынский В. В. Гравиметрические исследования в Ср. Азии и Ю.-З. Казахстане, Изв. АН, № 1, 1936.
4. Born A. Zum Bau Russisch-Zentralasiens, „Zeitschr. Deut. Geol. Gesel., B. 81, 1929.
4а. Брешенков Б. К. Основные черты тектоники Средней Азии, „Соц. Наук. и Техн.", № 12, 1935.
5. Брик М. И. О находке нижнетриасовой флоры в Ср. Азии, Докл. АН., т. IV, № 7, 1934.
6. Бубличенко Н. Л. Заметка о нижнем палеозое хребта Каратау, „Пробл. Сов. Геол.", № 11, 1935.
7. Бубличенко Н. Л. Находка фауны кобленцкого яруса в Киргизских степях, „Вестн. Геол. Ком.", XLVII, М 8, 1928.
8. Васильковский Н. П. О возрасте и развитии поддевонской эффузивной толщи в Карамазарских горах, Мат. по геол. Ср. Азии, в. 2, 1935.
9. Вебер В. Н. Геологическая карта Ср. Азии, лист (Аулизата) VII-6, Тр. ЦНИГРИ, вып. 67, 1935.
10. Вебер В. Н. Геологическая карта Ср. Азии, лист (Исфара) VII-6, Тр. V, Тр. Вс. Геол.-Разв. Общ., вып. 194, 1934.
11. Вебер В. Н. К геологии бассейна р. Чаткал в Туркестане, Изв. Геол. Ком., т. XLVII, № 8, 1928.
12. Вебер В. Н. Месторождение Сулейман-сай. Путев. экск. III Всесоюзн. съезда геол. в Ташк., Геол. Ком. 1928.
13. Вебер В. Н. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской обл. в 1904 г., Изв. Геол. Ком., т. XXIV, 1905.
14. Вялов, Машковцев и Шатов. Меловой базальт в Фергане. Докл. АН, т. II, № 3—4, 1935.
15. Горский И. И. и Огнев В. Н. Материалы к геологии Нарынского угленосного района, Тр. ГГРУ, вып. 9, 1930.
16. Davis, R. Pumpelly, Huntington, Explorations in Turkestan, Exped. of 1903 uder the Dir. of. R. Pumpelly. Washington, 1905. Publ. by the Carnegie Institut.
17. Залесский М. Д. О стефанской флоре, открытой в хребте Нарын-тау в Туркестане, „Вестн. Геол. Ком.", т. III, № 5, 1928.
18. Кассин, Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. „Пробл. Сов. Геол.", т. II, № 6, 1934.
19. Кассин Н. Г. О древних долинах в центральном Казахстане, „Пробл. Сов. Геол.", т. VI, № 1, 1936.
20. Klebelsberg R. Beiträge zur Geologie Westturkestans, 1922.
21. Kossmat F. Tektonische und geophisikalische Probleme in der Ferganaregion, Zeit. d. Geol. Ges., B. 84, 1932.
22. Machatschek F. Landskunde von Russischen Turkestan, 1921.
23. Machatschek F. Der Westlichste Tianschan, 1912.
24. Марковский А. П. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алтая, Тр. Тадж. эксп. 1932 г., вып. 2, АН, 1934.
25. Марковский А. П. Геологические работы на Памире летом 1934 г., Отч. Тадж.-Пам. эксп., 1934 г. АН, 1935.
26. Машковцев С. Ф. Геологическое описание восточной части Ташкентского листа, Тр. ЦНИГРИ, в. 27, 1935.
27. Машковцев С. Ф. Описание геологического маршрута в юго-западном Тянь-Шане, Мат. по общ. и прикл. геол., в. 147, Геол. Ком., 1930.
28. Мухин В. Г. К геологии Центрального и Западного Тянь-Шаня, „Пробл. Сов. Геол.", т. V, в. 5, 1936.
29. Мухин В. Г. Геологический очерк западной оконечности хребта Таласский Алатау, Мат. по геол. Ср. Азии, в. V, Ташк., 1935.
30. Мухин В. Г. Гидрогеологический очерк бассейна р. Бадам, Тр. Чимк. эксп., СОПС АН, 1935.
31. Мухин В. Г. О находке силурийских отложений в Сыр-Дарьинской обл., Бюлл. Ср. Аз. Гос. Ун., в. 7, 1924.
32. Мухин В. Г. Исследование угленосной полосы Каратауских гор, Изв. Геол. Ком., т. XI—XII, № 2, 1924.

3. Мухин В. Г. Некоторые данные о юрских отложениях Каратауских гор, Изв. Турк. Отд. Р. Геогр. О-ва, т. XVI, 1923.
4. Мухин В. Г. Геологическая съемка южной части Нарынского листа, Отч. о сост. и деят. Геол. Ком. за 1925—26 гг.
5. Мушкетов И. В. Туркестан, т. I и II, СПБ, 1886 и 1906.
6. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана, Ташк., 1920.
7. Наливкин Д. В. Палеогеография Ср. Азии в кенозойскую эру, Изв. Геол. Ком., т. XLVII, № 2, 1928.
8. Наливкин Д. В. Палеогеография Ср. Азии в палеозое, Тр. III Всесоюзн. съезда геол. в Ташк., вып. II, 1930.
9. Наливкин Д. В. Тектонические циклы западной части ангарской геосинклинали, Тр. III Всесоюзн. съезда геол. в Ташк., вып. I, 1929.
10. Наливкин Д. В. Новые данные и проблемы геологии Ср. Азии, „Вестн. Вс. Г. Р. объед.", № 3—4, 1932.
11. Наливкин Д. В. Палеогеография Средней Азии, Научн. итоги Тадж.-Пам. эксп., 1936.
12. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау, Изд. Гл. Геол. Разв. Упр., т. XLIX, вып. 8, 1930.
13. Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня, Зап. Мин. Об-ва, т. XII, вып. 2, 1933.
14. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня, Тр. III, Вс. съезда геол. в Ташк., вып. 1, 1929.
15. Николаев В. А. О каледонской складчатости и других вопросах геологии Тянь-Шаня, „Пробл. Сов. Геол.", № 1, 1937.
16. Прокопенко Н. М. Рудные процессы в Сусамыр-Джунгольском районе, Отчет Тадж.-Пам. эксп. за 1934 г., АН, 1935.
17. Ренгартен В. П. Геологическое строение района Мургаб-Истык, Тадж.-Пам. эксп., АН, 1934.
18. Ренгартен В. П. Заалайский хребет, Тр. Тадж. эксп., вып. II, АН, 1934.
19. Русаков М. П. Геологический очерк Прибалхашья и оз. Балхаш, полезные ископаемые района, Цветметиздат, 1933.
20. Романовский Г. Д. Заметка по поводу рассмотрения палеонтологических коллекций Регеля, Смирнова и др., Зап. Мин. Об-ва, т. XIX, 1884.
21. Stille H. Über europeisch-zentralasiatische Gebiergszusammenhänge, Nachr. Ges. Wiss. Gott., 1928.
22. Stille H. Tektonischen Formen in Mittel-Europe und Mittel-Asien, Zeitschr. d. Geol. Ges. 81, H. 1—2. 1929.
23. Stille H. Formenfolgen der Tektonik in Mittel-Europe und Zentral-Asien, Тр. III Вс. съезда геол. в Ташк., в. 1, 1930.
24. Suess Ed. La Face de la Terr, t. III (Part 1), Paris, 1902.
25. Юдичев М. М. Стратиграфия и тектоника допалеозойских и палеозойских формаций северного и западного склонов Джунгарского Алатау, „Пробл. Сов. Геол.", № 11, 1936.
26. Юдичев М. М. Геологический очерк западного и северного склонов Джунгарского Алатау, Тр. ЦНИГРИ, в. 87, 1936.
27. Яковлев Д. И. Восточная часть Чу-Илийских гор, Изв. Геол. Ком., т. XLVIII, № 2, 1929.
28. Шехтман П. А. Тихоокеанская складчатость в Ср. Азии, Мат. Геол. Ср. Аз., вып. 3, 1935.
29. Шульц С. С. О новейшей тектонике Тянь-Шаня, Сб. Тадж.-Пам. эксп., АН, 1935.
30. Fridrichsen Max Dr. Forschungsreise in den Zentralen Tian-Schan und Dschungarischen Alatau, Mitt. des Geogr. Ges. in Hamb., B. XX, 1904.

## Summary

The author describes the geology of the Soviet Tian-Shan according to new actual materials gathered principally during the preparation of a geological map in the course of last 10—15 years.

The conclusions of the author have been reduced to five separate statements as follows:

1. During the Caledonian tectogenesis all the regions of the Soviet Tian-Shan presented the quieter zone, platform, geoanticline, of that time, as a strong manifestation of pre-Paleozoic tectonical epochs.

In this geoanticline appeared, as a result of Caledonian folding, embryos of tectonical structures in the shape of dome-like folds (brachystructures).

Therefore, in the lower strata of the Paleozoic, are equally spread both organogenous and terrigenous marina facies; in places among them appear

agunic and laguno-continental facies, and sometimes there occur breaks in depositions, but nowhere till now has it been possible to find any marked unconformabilities and additional metamorphisation between the lower Paleozoic and the bottom of the middle Paleozoic.

The volcanic phenomena observed were insignificant and seemed to consist only of effusives, large intrusions being nowhere to be found; all intrusions which were recently thought to belong to Caledonian tectogenesis have proved to be intra-Devonian, and perhaps it would be even more correct to refer them to the Breton facies of Variscian (Hercynian) tectogenesis.

2. Variscian tectogenesis shows itself in the Tian-Shan very markedly, its first phases belong to the middle or upper strara of the Devonian period; they present in places marked angular unconformability and a break in precipitates among the depositions of the lower Paleozoic, the bottom of the middle and the upper parts of the Paleozoic; they increased the volcanic activity within the Devonian and in the lower strata of the Carboniferous, with formation of intrusions and additional metamorphisation of the sedimentary rocks of the middle Paleozoic.

During Variscian (Hercynian) tectogenesis the Tian-Shan presented a folded geosynclinal zone in which strong regional metamorphism took place.

This tectogenesis manifested itself equally powerfully throughout the Tian-Shan, in many phases, from intra-Devonian to Palatinal inclusive; it showed itself mainly in metamorphisation of rocks in depth in stronger vulcanism, chiefly in its abyssal phases. On the surface it produced a reconstruction of the separate tectonic structures of Caledonian folds, complicated and increased their areas in consequence of which large anticlinoria originated in the Tian-Shan.

The manifestation of its separate phases does not agree with the usual ternary latitudinal division of the Tian-Shan and Pamir ranges; older phases are not to be found in the North nor younger ones in the South, and they appear sporadically in different places of the aforesaid ranges.

3. A relief of the land on a large scale appeared in the Tian-Shan ranges only with the first phases of Cimmerian folding. The subsequent phases (they are held to be five in number) produced a series of new dome-like structures, caused breaks in depositions, and in places angular unconformabilities, too with its last phases a complete change of physico-geographical conditions takes place not only within the limits of the Tian-Shan, but also throughout Western Siberia. Instead of carboniferous deposits, there appears red-coloured rock-masses lying unconformably on carboniferous ones and passing farther upwards into saliferous ones.

4. Alpine folding shows itself along the whole of the Tian-Shan uniformly (in similar structures). On the surface it produced breaks in depositions and unconformability between the Paleogene and Neogene and between the Neogene and quaternary or infravetersquaternary depositions; it folded cretaceous and paleogenetic depositions, distarbed in places, crumpled, tore, and even transposed separate paleozoic anticlinoria or their parts, which gave rise to an apparent arched distribution of the tectonic structures of the whole Tian-Shan as well as the Pamir. That was caused by tangential movements starting in the South from places of maximum Alpine folding; the main disturbances appeared at the contacts of Paleozoic anticlinoria, which is peculiary conspicuous at the boundary between the Kokshal-Fergana-Naryn and the Pamir-Hindukush and Chatkal anticlinoria, producing powerful zones of disturbance in the region of south-eastern Fergana and Lake Chatyr-Kul on the one hand, and in the region of north-eastern Fergana on the other.

On the marginal (latitudinal) parts of the anticlinoria themselves are to be seen overturned folds and small scale-like overthrusts, both in the nort-

hern and southern direction, according to the side from which one observes these phenomena.

5. Tectonically, all the ranges of the Soviet Tian-Shan present a whole, which distinguishes them markedly from the regions of Western Europe: a ternary division in arcs (northern, central, and southern for the Pamir) is therefore absolutely inadmissible for them, whereas throughout the whole expanse of Central Asia similar structures were produced by different tectogeneses Caledonian, Variscian, Cimmerian and Alpine. All the more it is wrong to divide Tian-Shan into parts by a sole tectonical line.

This ternary division for the western regions of the whole Asiatic continent might perhaps be lat alone, but then we shall be obliged to refer Central and Northern Kasakhstan to the northern regions, or „Caledonides", because of their maximum Caledonian folding; the regions of all Central Asia to the „Variscides" and the regions lying south of the Pamir ranges to the „Alpides", to which probably the southern part of the Eastern Pamir ought to be referred.