

## СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ ЭПОХ КОНСОЛИДАЦИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО И ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

© 2014 г. В. П. Шатров

### ВВЕДЕНИЕ

Уралиды восточного склона северной части Уральского складчатого пояса завершили свое развитие и консолидировались по особому сценарию, отличному, например, от южной части Урала. Закрытие Уральской геосинклинали, ее консолидация и превращение в платформу происходили не одновременно. Завершение геосинклинального режима и начало орогенеза в различных частях Урала имели место в разное время – это одна из особенностей и уникальность складчатого пояса. Большинство исследователей появление орогенных формаций обычно одновременно связывается с верхним палеозоем (пермокарбонем) (например, [26]).

В целом Уральский складчатый пояс был создан последовательными орогеническими циклами каледонид, герцинид и уралид в течение ордовика, силура, карбона и перми. Его своеобразие выразилось в триасовое время, когда сформировался тафрогенный этаж с финальным (по Г. Штилле) магматизмом, чего не было в большинстве областей, считающихся герцинидами. Указанные особенности прослеживаются по всему восточному склону Урала и Зауралья как части Западно-Сибирской синеклизы. Отложения триаса мы относим к параплатформенным (переходным, квазиплатформенным – по Г. Штилле), образующим самостоятельный тафрогенный ярус.

Во многих частях земного шара каледониды и герциниды тесно связаны, так что первые из них можно рассматривать как начальную, предварительную складчатость вторых. Тесная зависимость между этими фазами складчатости иногда проявляется в тектоническом развитии подвижных зон, таких как Урал, в которых тектонический морфогенез герцинид является непосредственным продолжением каледонского морфогенеза [14]. Д.С. Штейнберг на Урале даже выделял объединенный каледоно-герцинский тектонический цикл. Но этот термин не прижился благодаря известным работам А. А. Пронина, доказавшего полную самостоятельность каледонского и герцинского циклов.

Существует мнение, что уралиды являются тектоническим аналогом герцинид (варисцид) Западной Европы и соответственно консолидировались на рубеже карбона и перми – 300 млн лет назад. Но это не так: собственно уралиды – это эпоха орогенеза между герцинидами и древними киммеридами. По

данным В. С. Бочкарева, территория Урала, Западной Сибири и Сибирского кратона с архея до начала мезозоя периодически испытывала общее и частное обрушение земной коры и консолидацию, последняя из которых произошла 245–250 млн лет назад [3, с. 13]. На “Тектонической карте СССР...” [14] под редакцией А.Л. Яншина показано, что в Уральской системе герцинская складчатость интенсивно проявлялась в верхнем карбоне, в течение всей перми и закончилась в начале триаса.

Уральская (герцинская) фаза тектогенеза в эвгеосинклинальной зоне была отмечена еще Н.К. Высоцким в 1931 г. в верхнем палеозое (пермокарбоне) периодом сильного вулканизма, внедрением гранитных батолитов и энергичным образованием Уральского кряжа. Согласно геофизическим и разведочным данным, на востоке уральские мезозойские структуры распространялись до г. Омска (Омский Урал) [7]. В это время Урал представлял собой огромный овал в границах от р. Кары на западе и до меридиана Омска на востоке. Такая картина указывает на существование в прошлом обширной единой Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы. Уральская складчатость практически не проявилась, а основные события пришлось на древнекиммерийский этап тектогенеза (триас-юра), выразившийся в виде глыбовых подвижек, интенсивного проявления вулканизма и формирования Уральского горного сооружения.

В Западной Европе консолидация Грампианского геосинклинального пояса происходила с севера на юг путем реализации складчатостей: кадомской (500 млн лет), каледонской (400 млн лет), герцинской (300 млн лет). Урало-Монгольский складчатый пояс окончательно консолидировался от центра к окраинам в уральскую эпоху – 320–245 млн лет назад [5].

Автор принимает новую датировку геохронологических событий геологической истории Западной Сибири и восточного склона Урала, обеспеченную большим объемом фактического материала, в том числе точными данными цирконометрии.

### СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ ЭПОХ ОРОГЕНЕЗА И КОНСОЛИДАЦИИ

**1. Позднекаледонская эпоха орогенеза** Тагильского прогиба – это примерно 420 (400)–390 млн

лет назад. Стратиграфический интервал – верхний силур – нижний девон Уральской стратиграфической шкалы. Орогенез, орогенный этап понимается как процесс повышенной тектонической активности, приводящий к принципиально новому состоянию земной коры, ее преобразованию и появлению новых структурных форм и формаций. Это самостоятельный этап постгеосинклинального развития с соответствующим набором формаций, связанных с поднятием земной коры и ее вещественной перестройкой. В целом на севере Урала позднекаледонский орогенез не вызвал ни складчатых движений, ни отчетливых перерывов, кроме нижнедевонского.

**О времени внедрения Платиноносного пояса Урала.** Платиноносный пояс – крупная линейная зона – горстовое поднятие, которое было одним из источников питания силуро-девонских моласс Тагильского прогиба. По нашему мнению [23], главной причиной и “движущей силой” орогенеза (кратонизации) на восточном Урале стало внедрение массивов Платиноносного пояса примерно 415–425 млн лет назад (данные А.А. Ефимова, Ю.Л. Ронкина, О.К. Иванова, Ю.С. Каретина). Это только верхний возрастной предел внедрения, позволяющий тестировать примерный возраст тектонического растяжения, поднятия земной коры и начало орогенеза. Магматизм Платиноносного пояса мы считаем синорогенным, т. е. индуцированным кратонизацией Уральского складчатого пояса. Интрузивные массивы Платиноносного пояса обнаруживают длительное унаследованное **полихронное развитие**, и ограничивать возраст его внедрения силуром ошибочно.

“Массивы Платиноносного пояса прослеживаются в современном рельефе в виде протяженных глыбовых выступов и представляют собой реликты древнего кристаллического фундамента, разрушенного и переработанного в ходе длительного ультраметаморфизма. Выступы гипербазитов фиксируют **древние геосинклинальные трюги** и встречаются на разных стратиграфических уровнях, начиная с конца докембрия и до мезокайнозоя” [6, с. 80]. Видимо “океанической” коры не существует, а земная кора Урала была сформирована путем длительной (с архея) полициклической тектономагматической переработки древней континентальной коры.

Ю. С. Каретин орогенез (уже в ордовике!) объясняет сводообразованием земной коры, ее размывом и рифтовым обрушением свода по листритам [10]. При этом в разных частях Урала наблюдается латеральное и возрастное (!) скольжение границ орогенных формаций. По нашим данным, в Тагильском прогибе орогенез начался уже в силуре с появления вулканомиктовых молассоидов [21]. В СФЗ прогиба из-за глубокого эрозионного среза границы орогенных толщ оказываются нечеткими и имеют различный возраст. В западной Петропавловской СФЗ с позднесилурийским-раннедевонским орогенезом

связана позднекаледонская складчатость и консолидация, а также “предэйфельский” перерыв (400–390 млн лет назад) в осадконакоплении [1]. Это нашло свое отражение в образовании локальных поднятий, растягивающих напряжений, которые обусловили формирование грабенов (**Субровский грабен** обрушения) и которые заполнялись обломочным материалом; в образовании **платформенной** бокситоносной формации известняков нижнего – среднего девона (СУБР); мощных вулканогенно-карбонатных молассовых толщ [25].

Примечательной особенностью позднекаледонского орогенеза севера Урала является значительное излияние платформенных вулканитов основного и среднего состава, перемежаемое мощными горизонтальными обломочными породами, что указывает на постоянный рост внутриконтинентального тектонического поднятия. Ранее считалось (Н.С. Шатский, А.Л. Яншин, В.Е. Хаин), что каледониды на Урале отличаются незавершенной складчатостью, в них резко редуцирована послегеосинклинальная стадия развития, а финальная моласса развита слабо. В Тагильском прогибе моласса как бы “растянута” по силуро-нижнедевонскому разрезу в связи с рано начавшимся орогенезом.

Главное событие позднекаледонского орогенеза на Северном Урале – образование Петропавловского поднятия и рифтогенной структуры (ложе бокситовой залежи) бассейна СУБР на своде этого поднятия [22]. Таким образом, орогенез в силуре – нижнем девоне привел к консолидации только отдельных структурно-фациальных зон: в западной половине Тагильского прогиба – Петропавловской структурно-фациальной зоны, а завершился континентальной бокситоносной формацией.

**2. Герцинский и уральский орогенические этапы** – 400–300 (320) – 245 млн лет назад.

В северной части восточного Урала отложения среднего – верхнего карбона и полностью пермские отсутствуют. В этом заключается главное отличие геологической истории восточного склона севера Урала от его южной части (см. выше). В восточной половине Тагильского прогиба – в Турьинской СФЗ – орогенные формации развиты ограниченно, главным образом в грабенах и грабенообразных впадинах раннего карбона и раннего мезозоя. Восточная СФЗ прогиба завершила свое развитие и консолидацию примерно на границе нижнего карбона (320 млн лет назад) или в конце палеозоя. Это была следующая после верхнего силура – нижнего девона эпоха орогенного растяжения, сопровождаемая образованием угленосных грабенов, выполненных синрифтовыми вулканитами, терригенными и угленосными осадками турне – нижнего висте мощностью до 1500 м. Тектонические импульсы герцинской орогении проявились по всему Урало-Монгольскому складчатому поясу. Резонансно они проявились и в Тагильском прогибе.

Этот этап рифтогенеза сопровождался последними вспышками палеозойского вулканизма на восточном склоне Урала. Структурно-тектонические и седиментологические условия выразились формированием узких грабенов, накоплением континентальных осадков, углей, излияниями траппов (Маньинский и Аписинский угленосные грабены нижне-го карбона) [23].

К концу палеозоя Турьинская зона окончательно консолидируется, причленяется к позднекаледонской Петропавловской СФЗ и составляет с ней одно целое – Тагильский прогиб. О характере и направленности тектонических процессов на заключительном этапе уральской (герцинской) орогении судить трудно, так как большая часть (средний и верхний) отложений карбона и полностью пермские осадки в этой части Урала отсутствуют.

Таким образом, на территории Тагильского прогиба довольно отчетливо проявился циклический характер орогенеза и установлено наличие структурно-вещественных орогенных комплексов позднекаледонского и герцинского (уральского) этапов тектонического развития Урала. Напротив, на Южном Урале отложения карбона и перми широко распространены и завершают орогенный этап консолидации уралид флишевой и орогенной формациями [2]. Указанное принципиально отличает своеобразие условий консолидации северной части восточного Урала от Южного Урала: процесс орогенеза и консолидация на Урале начался **в разное время**. На западном склоне Урала геосинклинальный режим герцинид ограничивался концом триаса – раннетриасовая фаза складчатости [27]. В это время оформился Предуральский краевой прогиб, где отложения перми слагают стратотип пермской системы. Платформенный этап в области Уралид, по В.С. Бочкареву, начался после отметки 245 млн лет назад.

#### ТРИАСОВАЯ ЭПОХА. ВУЛКАНИЗМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Отложения триаса относятся к параплатформенным (переходным, квазикратонным по Г. Штилле), образующим самостоятельный тафрогенный ярус в границах древних киммерид, т. е. 245–200 млн лет назад по последним цирконометрическим данным.

Уже давно стало ясно, что разрывы сплошности земной коры на Урале имеют локальный характер и являются отголосками мощных планетарных тектонических импульсов. На рубеже палеозоя и мезозоя наступает эпоха глобального рифтогенеза. На всех континентах началось дробление консолидированной коры и образование рифтогенных структур. Более всего это относится к триасовым грабенам Урала и Зауралья, образование которых обусловлено высокой проницаемостью, растяжением земной коры, и мощному излиянию вулканиче-

ских образований – траппов. Своеобразие триасовой эпохи особенно проявилось в средне- и поздне-триасовое время, когда на Урале сформировался тафрогенный этаж с финальным, по Г. Штилле, магматизмом. В триасовую эпоху тектоническая активность на восточном склоне Северного и Приполярного Урала проявилась, в частности, в формировании протяженной цепочки рифтогенных депрессий – узких грабенов, выполненных терригенными угленосными и реже бокситоносными осадками триаса – юры. Цепочка этих грабенов протягивается на сотни километров (Мостовской – на юге, Люльинский – на севере) в осевой части прогиба и приурочена, как и нижнекаменноугольные грабены, к глубинному листрическому разлому. Эта шовная региональная линия имеет важное диагностическое значение и разделяет блоки разновозрастной консолидации – Петропавловскую и Турьинскую структурно-фациальные зоны Тагильского прогиба (см. выше).

Выясняется определенная закономерность: каждый орогенный этап на восточном склоне Урала начинается и завершается деструкцией континентальной земной коры с образованием рифтов и грабенов.

#### 1. Верхний возрастной предел триасового вулканизма на Урале

Восточная часть севера Урала и примыкающая территория Западной Сибири в триасе развивались в едином тектоническом режиме и испытывали поднятие, в течение которого на разных участках в условиях растяжения произошло образование линейных грабенов с мощными излияниями траппов, которые прекратились в позднем триасе. Обломочный материал поступал с размываемых поднятий, компенсируя структуры растяжения. В юре осадконакопление охватило огромную территорию, обозначив контуры будущей Западно-Сибирской плиты. Это событие является решающим – с отложением юрских осадков исчезает линейность, свойственная геосинклинальным структурным элементам. Земная кора вступает в промежуточный этап, после которого возникают плиты. Таким образом, наиболее древними платформенными отложениями, не участвующими в строении платформенного чехла в восточной части Урала, являются отложения триаса (туринская и челябинская серии), относящиеся к переходной формации как **индикатору эпохи консолидации** восточного склона Урала.

Базальтоидный триасовый вулканизм на Урале не наследует, как считают многие, палеозойский вулканизм и с ним совершенно не связан. Силуродевонский вулканизм Тагильского прогиба не представлял собой островодужную систему и не образовывал островных дуг с глубоководным желобом. Вместо желоба островной архипелаг окайм-

лялся полосой мелководных карбонатов (рифовых построек) [23]. Тагильскому прогибу не свойственна структурная триада – **глубоководный желоб, островная дуга, краевое море**, как в переходной зоне западно-тихоокеанского типа. Безусловно, Тагильский прогиб не является островодужным тектонотипом (**нет желоба – нет дуги!**), а относится к типу геосинклиналей со значительным развитием мелководных осадков [10]<sup>1</sup>.

Верхний возрастной предел вулканизма на восточном склоне Урала – верхний триас [15–17]. На Приполярном Урале в самом северном Люльинском грабене Северо-Сосьвинского бассейна автором в 1981 г. в западном борту встречены верхнетриасовые базальты и гиалокластиты (скв. 3151, инт. 290.0–296.7 м). Нами изучены образцы базальтоидов. 1. Базальт (обр. 3151–290.5): структура порфировидная, субофитовая. Минералогический состав: стекло – 10–20%, пироксен – 10, плагиоклаз – 60, магнетит – 3, роговая обманка – до 2%. Порода кайнотипного облика. 2. Гиалобазальт (обр. 3151–292.4): структура гиалоофитовая. Минералогический состав: стекло – 20%, пироксен – 10, плагиоклаз – 70%. Порода состоит из тонких лейстовидных фенокристаллов плагиоклаза и основной массы, представленной аморфным темнобурым и зеленым основным вулканическим стеклом.

Внешне и по составу эти породы не отличаются от базальтоидов силура – нижнего девона Тагильского прогиба, триасовых базальтов трапповой формации восточного Урала, Зауралья и Западной Сибири [9]. Гиалокластиты трудно различимы как в палеозойских, так и мезозойских разрезах. Например, в Петропавловской зоне, в разрезе верхнего си-

лура южного фланга СУБР, на Козьей речке, нами описаны классические гиалокластиты и стекловатые туфы (скв. 159-г, 4818.4822), аналогичные триасовым гиалокластитам трапповой формации Урала и Зауралья [20, 22]. Особый интерес представляют силурийские (венлок) гиалобазальты и туфы р. Шегультан, отличающиеся исключительной свежестью [19]. Эти стекловатые породы (стекло до 85%) представляются нам одним из важных индикаторов тектонических обстановок консолидации земной коры: вулканическое стекло сохраняется только среди неметаморфизованных пород в тектонически спокойных платформенных условиях.

В 1996–1997 гг. в северной же части Люльинского грабена (20 км западнее пос. Саранпауль и севернее скв. 3151) пробурена параметрическая скважина Саранпаульская П-5 глубиной 2492 м. Скважиной вскрыт вулканогенно-осадочный разрез триаса, где самая нижняя тапсуйская свита представлена в основном базальтами, которые вверх по разрезу постепенно вытесняются угленосными осадками [12]. Скважина остановлена в отложениях верхней части туринской серии (средний – верхний триас). Объем туринской серии принимается в интервале верхи нижнего триаса, всего среднего и карнийского яруса верхнего триаса. Ближайшей к Саранпаульской П-5 является параметрическая скважина Ляпинская-31 (гл. 2810 м), вскрывшая платформенные вулканиды трех уровней: карбона – перми (314 млн лет), перми – низов триаса (253.5–246.7 млн лет, синхронные траппам Сибири), а также кайнотипные базальты туринской серии (214 ± 15 млн лет)[3].

В настоящее время наиболее изученным на Урале эталонным разрезом вулканидов туринской серии является разрез на р. Синаре. В.С. Бочкаревым подведены итоги исследований (с 50–60-х гг. прошлого века) по составу и геохронологической датировке вулканидов туринской серии (диапазон 235–221 млн лет) и делается концептуальный вывод о роли туринской серии в становлении и консолидации Уралид [5].

## 2. О палеогеографии триасовой эпохи на восточном склоне севера Урала

Сказанное выше имеет принципиальное значение для оценки палеогеографических условий в триасовое время на всем Урале. Некоторые авторы при реконструкциях триасовой эпохи используют методы палеомагнетизма. Например, В.И. Тужикова однозначно утверждает, что, **“в раннем и среднем триасе Уральские горы представляли собой широтную субструктуру, ограниченную 35–45° и здесь господствовал субтропический климат”** [17, с. 98]. Примерно такие же палеогеографические обстановки и субтропический климат на северном Урале безоговорочно устанавливают не-

<sup>1</sup> Полагаем, что Тагильский прогиб в палеозое отличался отсутствием субдукционного процесса, как он трактуется с позиции концепции тектоники плит. Глубочайшее заблуждение в построениях плитной тектоники связано с природой островных дуг: они обозначают место поглощения океанической коры в результате субдукции. При выяснении природы островных дуг считается, что они возникли в результате процессов вулканизма; но вулканические дуги не всегда сложены вулканидами. Они могут иметь разное происхождение, в том числе вулканическое. Поэтому многие путают островные и вулканические дуги, но это не одно и то же. Их сходство чисто морфологическое: на определенном этапе развития вулканическая зона связана с действиями вулканов центрального типа, протянувшихся вдоль всей структуры Тагильского прогиба, и цепочками вулканических конусов, возвышающихся над уровнем моря, и **только морфологически** напоминают современные **островные** вулканические дуги. Но их формирование и последующее развитие не связано с субдукционными процессами. Островная дуга – это **тектонотип**, гетерогенный вещественный комплекс, а вулканическая дуга – это **литодинамический комплекс** определенного состава и возраста. Функция вулканической дуги – накопление вещества, а функция островной дуги – формирование морфо- или тектоноструктуры [8, с. 165].

которые ученые и в нижнедевонскую эпоху бокситонакопления. В структурном отношении рассматриваемая В.И. Тужиковой Уральская зона триасовой седиментации представляла собой **“геоморфологически резко выраженное горное сооружение (протяженность 2000 км!) – область разрушения и сноса обломочного материала”** [17, с. 87].

Приведенные данные не соответствуют действительности. При палеорекострукциях предполагается, что блуждания магнитных полюсов происходили за счет наклонов оси вращения Земли к плоскости ее вращения. Эллипсоид вращения Земли изменяет свое положение – изменяется система координат, происходит смена климатических поясов, но литосфера остается неподвижной. Перемещение полюсов совершенно не подразумевает дрейф литосферных блоков, для которого необходим другой механизм. Палеомагнитные данные отражают закономерное движение геомагнитной оси Земли, а не тектонических плит и материков, как это постулируется концепцией тектоники плит. Автор в своих палеорекострукциях исходил из постоянства географического расположения блоков земной коры. Хаотические перемещения структурных элементов противоречат региональным данным об унаследованном характере развития Урала и его структурно-тектонического плана.

Низкая точность палеомагнитных методов, их противоречивость, большое число случайных и системных ошибок, большой разброс данных по эпохам не могут являться доказательствами перемещений блоков земной коры. Самое главное, палеомагнитные данные не позволяют различать северные и южные географические широты, так как вследствие инверсий магнитного поля широты попеременно характеризуются то положительными, то отрицательными наклонениями магнитного поля. Поэтому геофизики сами решают вопрос: куда относить определенный блок литосферы – к южному или северному полушарию. Данное обстоятельство исключает возможность применения палеомагнитных данных для определения перемещений блоков земной коры. Поэтому вопреки данным [17] о широтном расположении Урала в триасе складчатый пояс Урала в этот период своего меридионального географического положения не изменял.

Напротив, с раннего палеозоя в осевой части Уральского складчатого пояса (зона ГУГР) существовало резко выраженное в рельефе Центрально-Уральское меридиональное тектоническое поднятие допалеозойских образований, по обе стороны от которого в течение **всего палеозоя** формировались зоны мелководного осадконакопления. К западу от него простиралось мелководье шельфа, а к востоку – рифтовые впадины и вулканические поднятия [11, с. 95]. Когда заявляют, что в триасе или, например, в девоне Урал располагался вдоль экватора, с указанием палеоширот, то это означает толь-

ко одно: экваториальная зона (географический климатический пояс) в этот период проходила вдоль Урала, который не менял своего постоянного географического положения.

Растягивающие тектонические импульсы начала мезозоя явились, очевидно, подготовительными для последующего альпийского цикла тектогенеза. Поэтому рифтогенное растяжение переходной стадии (триас – юра, частично мел) не имело структурообразующего значения в создании новейшего орогена Урала, который был образован тектоническими движениями позднего мезозоя и кайнозоя [13]. К аналогичным выводам приходит и Б.И. Чувашов [18], который считает, что формирование современного орогена Урала началось с палеогена за счет вертикальных глыбовых движений по долгоживущим тектоническим швам (внегеосинклинальный орогенез). В целом послегеосинклинальная тектоника востока Урала совпадает по времени с альпийским циклом тектогенеза.

По нашим данным [24 и др.], территория Урала в обозримой геологической истории не была вовлечена в процесс крупной реорганизации континентальных масс, не претерпела никаких широтных перемещений. Тектогенез Урала в фанерозое имел автономную внутреннюю природу, не связанную с перемещением тектонических плит. Имеющиеся структурные, палеогеографические, седиментологические данные, выдержанная продольная и поперечная (блоковая) зональность, унаследованность структурного плана в палеозое – раннем мезозое севера восточного склона Урала полностью исключают перемещения блоков земной коры и соответствуют его современному географическому положению.

*Работа поддержана проектом УрО РАН № 12-С-5-1032.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский Н.И., Шатров В.П.* К характеристике позднекаледонской зоны консолидации в Тагильском синклинии // Ежегодник-1970. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1971. С. 185–186.
2. *Бежаев М.М.* Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во, 1978. 208 с.
3. *Бочкарев В.С.* Геодинамика Урало-Сибирского региона планеты Земля как звено и зеркало эволюции вселенной // Горн. ведомости. 2012. № 9 (100). С. 6–14.
4. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М.* Некоторые вопросы региональной геодинамики в свете новой модели Земли // Горн. ведомости. 2010. № 3 (70). С. 6–14.
5. *Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Чувашев Б.И. и др.* Новые определения абсолютного возраста цирконов U-Pb системы из риолитов туринской серии – индикатора смены режимов развития Уралид // Горн. ведомости. 2013. № 3 (106). С. 6–28.

6. *Воробьева С.В.* Динамическая деструкция и регенерация гранитометаморфического слоя земной коры и формирование куполовидных, глыбово-складчатых, чешуйчатых тектонических структур и магматических структур центрального типа // *Отеч. геология*. 2006. № 6. С. 78–84.
7. *Воробьева С.В.* Особенности геологического строения Урала и геологическая позиция золотых сульфидно-кварцевых и золотосодержащих колчеданных месторождений на его восточном склоне // *Отеч. геология*. 2009. № 3. С. 14–21.
8. *Ермаков В.А.* Особенности развития активной континентальной окраины: континентализация или океаногенез (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 158–188.
9. *Иванов К.П.* Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974. 155 с.
10. *Каретин Ю.С.* Геология и вулканогенные формации района сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 277 с.
11. *Плюснин К.П.* Тектоническая эволюция структурных зон складчатого Урала в рифее – фанерозое // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 93–100.
12. *Погромская О.Э.* Опорный разрез триасовых отложений Приуральской части Западной Сибири по скважине Саранпаульская П-5 // *Ежегодник-2007*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 63–69.
13. *Сигов В.А.* Кайнозойский тектогенез Урала. Автореф. дис. ... канд. геол. мин. наук. Свердловск, 1975. 36 с.
14. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М.: Госгеолтехиздат, 1975. 78 с.
15. *Тужикова В.И.* Анохинская тектоническая депрессия – новый пункт распространения юрских и триасовых отложений в Зауралье // *Докл. АН СССР*. 1958. Т. 120, № 2. С. 393–396.
16. *Тужикова В.И.* Новые данные о времени и характере проявления молодого вулканизма в Полярном Предуралье // *Бюл. МОИП*. 1967. Т. XLII (2). 1967. С. 75–83.
17. *Тужикова В.И.* К палеогеографии Урала в триасовый период // *Геологическая история Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1981. С. 85–102.
18. *Чувашинов Б.И.* Эпохи сжатия (коллизии) в Уральском подвижном поясе (палеозой – кайнозой) // *Коллизионная стадия развития (тектоника, магматизм, седиментогенез, метаморфизм, металлогения)*. VI чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 127–130.
19. *Шатров В.П.* Геологическая позиция силурийских стеклосодержащих эффузивов в северной части Тагильского синклинория. // *Ежегодник-1971*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1972. С. 139–141
20. *Шатров В.П.* Особенности позднекаледонского осадконакопления в Североуральском районе // *Ежегодник-1973*. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 12–14.
21. *Шатров В.П.* Геология среднепалеозойских образований севера восточного склона Урала. Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 46 с.
22. *Шатров В.П.* Особенности орогенеза и рифтогенеза Тагильского вулканоплутонического пояса // *Докл. АН*. 2003. Т. 391, № 2. С. 239–242.
23. *Шатров В.П.* Основные черты палеотектоники и палеогеографии девонских и раннекаменноугольных бассейнов восточного склона севера Урала // *Литосфера*. 2005. № 1. С. 82–95.
24. *Шатров В.П.* Тектоническое строение северной части Тагильского прогиба по геологическим и геофизическим данным // *Литосфера*. 2005. № 4. С. 85–91.
25. *Шатров В.П., Сапельников В.П.* Стратиграфическое положение и формационная принадлежность среднепалеозойских обломочных образований северной части Тагильского погружения // *Геологическая история Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 69–84.
26. *Юдин В. В.* Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 285 с.
27. *Янин А. Л.* О распространении триасовых отложений и возрасте уральских надвигов // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1936. № 4. С. 511–538.