

## ПРОЯВЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ СКОЛЬЖЕНИЯ ПЛИТ В ФАНОРОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СРЕДНЕГО УРАЛА: ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМ И НЕКОТОРЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

© 2013 г. Г. А. Петров

Тектоническое скольжение плит и блоков по системам сдвиговых разрывных нарушений – достаточно распространенный процесс в самых разных геодинамических обстановках. Хорошо известны трансформные разломы, сопутствующие океаническому спредингу, сдвиговые системы коллизийных орогенов. Последние 10–15 лет большое внимание уделяется зонам скольжения на границах океан-континент и на континентальных окраинах (например [28, 31]).

Сдвиговые системы разломов и сдвиговые обстановки формирования магматических и осадочных пород на Урале изучаются достаточно давно. Одним из наиболее ярких проявлений зон скольжения на Среднем Урале является Дегтярский разлом, впервые описанный Е.А. Кузнецовым [14] как “северо-западный сдвиг”. Амплитуда горизонтального перемещения вдоль этого разрывного нарушения составляет не менее 40 км. Последующие исследователи тектоники Урала [12, 23, 24] также обращали внимание на широкое распространение сдвигов. В последнее время комплексное изучение сдвиговых зон, связанных с ними проявлений магматизма, осадконакопления и формирования месторождений полезных ископаемых, проводится на Южном Урале Знаменским [8–10] и коллективом исследователей под руководством Ал.В. Тевелева [27].

Традиционно при изучении сдвиговых систем исследователи обращают внимание на кинематику (направление) смещений, их амплитуду и относительные возрастные соотношения с разломами другого типа (надвигами, взбросами, сбросами и т.п.). Крупные сдвиговые зоны представляют собой сложно построенные системы сопряженных сдвигов, надвигов и сбросов, в которых, на фоне горизонтального скольжения блоков, проявляются обстановки транспрессии (сжатия и формирования надвигов) и транстенсии (присдвигового растяжения, формирования ступенчатых сбросов и грабенообразных структур типа pull-apart). В ряде случаев удается реконструировать эволюцию кинематики разрывных нарушений (и общего направления тектонических сжимающих усилий) по последовательной смене типов разломов и направлений перемещения по ним.

Для реконструкции истории формирования складчатых поясов большое значение имеет опреде-

ление возраста шовных зон (в том числе зон скольжения). Существуют разные методы изучения возраста разрывных нарушений, наиболее распространенные из них – геологический (когда разрывное нарушение смещает или проникает в геологическое тело с известным возрастом и (или) перекрывается стратифицированными образованиями или прорывается интрузивным массивом, возраст которого также известен), и прямой, когда изотопно-геохронологическими методами определяется возраст гидротермально-метасоматических или интрузивных образований, локализованных в разломных зонах. Возраст значительных горизонтальных перемещений блоков (сотни километров) может быть установлен палеомагнитным методом по изменению их географических координат во времени. При этом, необходимо понимать, что подобные крупноамплитудные смещения часто осуществляются не по одному разрывному нарушению, а в пределах более или менее мощных шовных зон или зон смятия, насыщенных разнообразными дизъюнктивными и пликативными тектоническими структурами и выполненными тектонитами.

Опираясь на палеомагнитные данные, можно отметить несколько эпох максимального проявления обстановок скольжения вдоль континентальных окраин, что связано с резкими поворотами Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтики, затем Лавруссии) вокруг своей оси. Т.Х. Торсвик и Р.М. Кокс [32], выделяют следующие эпохи наиболее значимых поворотов Балтики: 610–530 млн. лет (венд – нижний кембрий):  $\sim 90^\circ$  по часовой стрелке, в течение этой эпохи произошел тиманский орогенез; 500–470 млн. лет (верхний кембрий – нижний ордовик):  $\sim 80^\circ$  против часовой стрелки, в палеоконтинентальном секторе Урала в это время – континентальный рифтогенез; 470–440 млн. лет (ордовик):  $\sim 60^\circ$  против часовой стрелки; 440–410 млн. лет (силур – нижний девон):  $\sim 30^\circ$  против часовой стрелки. По уральским данным ([26] и др.) получается, что в ордовике – раннем силуре уральская континентальная окраина не испытывала существенных вращений, наиболее резкие повороты Балтики были в позднем силуре – раннем девоне (420–410 млн. лет) – против часовой стрелки почти на  $90^\circ$ , а в позднем девоне (360–380 млн. лет) начался поворот по часовой стрелке, который продолжается и по сей день. В позднем девоне –

раннем карбоне (370–320 млн. лет) палеоконтинент развернулся приблизительно на 20–30° и на такой же угол в эпоху коллизии и орогенеза (средний карбон – пермь, 320–250 млн. лет).

Результаты исследований Т.Х. Торсвика и И.А. Свяжиной в некоторых случаях противоречат, а в некоторых – дополняют друг друга. Скандинавские геофизики изучали, главным образом, вендско-раннепалеозойскую историю Балтики, уральские – палеозойскую. Суммируя данные скандинавских и российских палеомагнитологов, можно заметить, что наиболее значительные (до 80–90°) развороты Балтики вокруг своей оси в фанерозойское время проявились дважды – в вендско (поздненвендско-?)–раннекембрийскую и позднесилурийско-раннедевонскую эпохи. Вращение палеоконтинента в ордовике, предполагаемое Торсвиком, не подтверждается уральскими данными, это событие недостаточно обосновано и нуждается в дополнительном исследовании. Вместе с тем, на Урале широко проявлены позднепалеозойские (каменноугольные и, возможно пермские) сдвиговые системы, маркируемые сопряженными палеобассейнами и дайковыми поясами [19, 26]. Кратко рассмотрим некоторые геологические особенности выделенных эпох предполагаемого сдвигового тектонического режима.

*Вендско-раннекембрийская эпоха* (или эдиакарско-раннекембрийская по Международной шкале) ~ 610–530 млн. лет. В это время на континентальной окраине (в пределах Кваркушко-Каменногорского антиклинория) формировались терригенные толщи верхов серебрянской серии, полимиктовые песчаники и алевролиты сылвицкой серии, умеренно-щелочные вулканы и субвулканы дворцекого, шпалорезовского и благодатского комплексов, внедрялись дайки и штоки монцогаббро кусьинского комплекса. Традиционно эти вулканы и интрузивные образования считаются продуктами рифтогенеза [11], что подтверждается линейной формой ареалов магматизма и особенностями состава интрузивных и вулканических образований. В свете данных о значительных горизонтальных смещениях, связанных с разворотом палеоконтинента вокруг оси, возможна интерпретация вендско-раннекембрийской палеообстановки как трансформной, а учитывая данные о формировании в это время Тиманского орогена [15, 24], вероятно, можно говорить о косо коллизии. Резкий поворот палеоконтинента по часовой стрелке должен был вызвать образование систем левых сдвигов и сдвигов-взбросов, морфологически сходных с более поздними позднепалеозойскими разрывными нарушениями такой же кинематики. В обстановке преобладания косо-ориентированных напряжений, происходит формирование глубинных расколов земной коры, дренирующих мантию, в пределах которых происходит внедрение разнообразных магма-

тических комплексов и функционирование гидротермальных систем [25]. В частности, с обстановкой косо коллизии связывается формирование поясов даек раннепалеозойских долеритов и габбро-долеритов на южной окраине Сибирского кратона [5]. Интерпретация вендских магматических образований Кваркушко-Каменногорского антиклинория как продуктов обстановки косо коллизии снимает противоречия между геологическими данными о формировании в венде – раннем кембрии аккреционно-коллизийного орогена и внутриплитными геохимическими характеристиками магматических пород этого возраста.

Наиболее отчетливые следы проявления *позднесилурийско-раннедевонской* сдвиговой палеообстановки, по нашему мнению, обнаруживаются в пределах Тагильского прогиба. Строение и эволюция геологических образований этой структуры изучены довольно хорошо [6], в данной работе мы предлагаем новое понимание некоторых известных ранее структурных и вещественных особенностей. На наш взгляд, начало трансформного тектонического режима фиксируется в накоплении позднесилурийской *гороблагодатской* (колонгинской) толщи, относимой некоторыми авторами к верхней подсвите именновской свиты. Гороблагодатская толща залегает на различных горизонтах более древних стратонтов с разрывом, угловым и азимутальным несогласием [6]. Ориентировка выполняемых ею палеодепрессий часто не совпадает со структурным планом нижележащих геологических образований. В состав толщи в стратотипическом районе [18] входят вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканогенные породы андезибазальтового и базальтового состава с повышенной щелочностью, трахиандезибазальты, реже трахибазальты и базальты. Для обеих толщ характерна тонкая неравномерная вкрапленность гематита и магнетита, придающая им характерный пестроцветный облик. Субвулканические и жильные породы представлены эссекситами, трахиандезибазальтами и долеритами с повышенной щелочностью. В обломках известняков присутствует фауна исовского и банковского горизонтов позднего силура, что соответствует лудловскому – пржидольскому отделам. Мощность толщи – 700–1500 м.

Гороблагодатская толща перекрывается позднесилурийско-раннедевонской *туринской свитой*. Породы свиты залегают чаще всего с резким угловым несогласием и стратиграфическим перерывом, но в некоторых районах туринская свита согласно залегает на гороблагодатской толще [21]. Наложный характер структур подчеркивается широко распространенными тектоническими ограничениями площадей развития пород туринской свиты, которые образуют систему грабенов. Анализ морфологии и ориентировки позднесилурийско-раннедевонских грабенов показывает, что они вполне могли образо-

ваться в обстановке правосторонней трансенсии. В состав свиты входят трахибазальты, трахиандезиты, трахиандезиты, трахиты, их туфы, гиалокластиты, тефроиды, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфоконгломераты, известняки. Вулканиды имеют умеренно-щелочной состав: трахибазальтовый (абсарокиты), трахиандезитобазальтовый (шошониты), трахитовый и трахиандезитовый. Вулканогенно-осадочные породы всех гранулометрических разностей, сложенные обломками вышеперечисленных пород, имеют смешанный состав, нередко и мономиктовые прослои. Для разреза туринской свиты характерно частое переслаивание и фациальные замещения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород: лав, лавокластитов, гиалокластитов, туфов, тефроидов, туффитов, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, вулканотерригенных пород различной размерности, известняков, известняковых брекчий и песчаников, кремнистых и углеродисто-кремнистых алевролитов. Переменяемость пород незакономерная, отдельные слои невыдержаны по падению и простиранию, мощность их и элементы залегания колеблются в широких пределах, местами наблюдаются ритмичное сложение и косая слоистость. Субвулканические образования, представленные микросиенитами, сиенит-порфирами, трахиандезитами, трахитами, монцогаббро-долеритами и эссекситами, образуют совместно с лавами и пирокластитамии единую вулканогенную ассоциацию. По петрохимическим особенностям вулканиды туринской свиты принадлежат непрерывному ряду ( $\text{SiO}_2 - 48-60\%$ ) высококальциевых умеренно-щелочных пород шошонитовой серии с суммой щелочей  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 7-10\%$ , с содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  от 0.8 до 7.7%. Мощность свиты 1000–1500 м.

Таким образом, в позднем силуре и раннем девоне в Тагильской мегазоне происходит смена известково-щелочного магматизма умеренно-щелочным толеитовым и затем – шошонит-абсарокитовым. Эта смена магматических трендов обычно объясняется развитием интрадугового рифта и “подключением” глубинного мантийного источника [17]. При этом предполагается “застопоривание” зоны субдукции и частичное разрушение погружающейся океанической плиты при начавшейся коллизии островная дуга-континент. На наш взгляд, эти выводы, полученные на большом петрологическом материале, вполне справедливы и могут быть интерпретированы в пользу появления в позднем силуре ярко выраженной сдвиговой составляющей в субдукционном процессе. Интенсивный поворот Восточно-Европейского палеоконтинента, по-видимому, привел к разрыву субдуцируемой плиты и появлению “мантийных окон”, что отразилось на изменении геохимических параметров магматитов.

*Позднепалеозойские* эпохи формирования зон скольжения изучены лучше предыдущих. Так, Ал.В. Тевелев [27], анализируя состав осадочного выполнения и морфологические особенности раннекаменноугольных палеобассейнов, распределение и особенности состава вулканидов этого возраста на Южном Урале, пришел к выводу о формировании их в пределах континентальной окраины Калифорнийского (т.е. сдвигового или трансформного) типа. Серия публикаций о позднепалеозойских сдвиговых системах Южного Урала и связанных с ними золоторудных трансенсивных дуплексах была подготовлена С.А. Знаменским [9, 10]. На Среднем Урале раннекаменноугольные синдвиговые палеобассейны были охарактеризованы в работах Г.А. Петрова [19] и Г.А. Мизенса [16].

Рассмотрение круга вопросов, связанных с изучением зон скольжения, выявило ряд проблем. Вот некоторые из них:

1. Изучение последовательности развития позднепалеозойско-раннемезозойских (?) деформационных структур в различных районах Южного и Среднего Урала [10, 20] показало наличие общей тенденции: ранние разрывные нарушения представлены надвигами и шарьяжами, следующая стадия – левые сдвиги-взбросы, которые сменяются левыми сдвигами и сдвиги-сбросами. На восточном склоне Урала документируются также правые сдвиги, вероятно различного возраста, а также молодые (мезозойские и кайнозойские) надвиги и сбросы. В связи с отмеченной последовательностью проявления синколлизийных деформационных структур возникает вопрос о дискретности процесса позднепалеозойской Уральской коллизии. На присутствие левосторонней сдвиговой компоненты в коллизийном процессе (т.е. на “косой” характер Уральской коллизии) обращали внимание многие исследователи [12, 24]. Но при более детальном рассмотрении, складывается впечатление что этот процесс можно разбить на два: компрессионный (выраженный в формировании надвигов и сопряженной с ними складчатости) и сдвиговый или трансформный, проявляющийся в виде сдвиговых систем. Соответственно, к чисто коллизийному режиму вероятно можно отнести только ранний этап – формирование складчато-надвигового горного сооружения; более поздние сдвиговые деформации могут быть результатом не коллизийного, а трансформного режима (обстановки зон скольжения). В таком случае, нужно говорить не о “косой коллизии” а о двух процессах – собственно коллизии, т.е. столкновению Лавруссии с восточноуральскими террейнами, Сибирским и Казахстанским палеоконтинентами, и о последующей обстановке зон скольжения, наиболее ярко проявившейся на границах крупных блоков.

2. По-видимому, дискретность была свойственна не только процессу “косой коллизии”, но и “ко-

сой субдукции”, во всяком случае, в фаменско-раннекаменноугольное время. Об этом свидетельствует сочетание магматических комплексов активной окраины (Валерьяновский вулканоплутонический пояс и др.) и широкое развитие раннекаменноугольных син-сдвиговых бассейнов [16, 19, 27] в пределах Восточно-Уральской мегазоны. Составы раннекаменноугольных гранитоидов закономерно изменяются в широтном направлении, с востока на запад происходит увеличение Th/Yb и Ta/Yb отношений [21], что характерно для магматических комплексов активных окраин от фронтальных к тыловым зонам. Вместе с тем, раннекаменноугольные магматические породы имеют черты как островодужных так и внутриплитных образований. Характерной особенностью является появление диоритов и гранодиоритов с геохимическими признаками принадлежности к адакитовым сериям (например, в составе Верх-Исетского батолита) [7]. Одна из обстановок проявления адакитового магматизма – области мантийного диапиризма в местах разрыва субдуцируемой плиты [1]. Часто такие разрывы плит и мантийные диапиры появляются в связи со сменой субдукционной обстановки на трансформную (сдвиговую) [28]. Другая особенность раннекаменноугольной палеообстановки – наличие синсдвиговых дайковых поясов и полей вулканитов долерит-базальтовой и риолит-базальтовой формаций, а также интрузий габбро-монзонитовой и габбро-гранитовой формаций. Геохимические особенности этих образований указывают на большую долю мантийного вещества в их составе, вулканиты часто имеют внутриплитные геохимические характеристики [3, 27], хотя нередко породы со “смешанными” параметрами, которым присущи черты как островодужных так и внутриплитных магматитов [4].

3. В тектонической структуре Уральского подвижного пояса достаточно широко представлены левые сдвиговые системы, по-видимому, имеющие каменноугольный (и, возможно пермский?) возраст. Их формирование хорошо объясняется вращением Лавруссии по часовой стрелке и проскальзыванием восточно-уральских блоков относительно континентальной окраины. По палеомагнитным данным [26], более интенсивное вращение против часовой стрелки палеоконтинент испытал в позднесилурийско-раннедевонское время, что должно было сопровождаться мощными правыми сдвигами, однако, правые сдвиговые системы имеют ограниченное распространение. Возможно, это связано с неоднократными разнонаправленными движениями по одним и тем же крупным разломам (автору довелось исследовать фрагмент Западно-Кумбинского разлома на Северном Урале, где фиксируется 9 этапов разно-направленного движения), в результате чего обычно мы фиксиру-

ем признаки только самых поздних перемещений. Следы позднесилурийско-раннедевонской эпохи правосторонних сдвигов вероятно следует искать в морфологии осадочных бассейнов этого возраста и в составе магматитов. Предпосылки для подобных реконструкций есть [22], но эта тема нуждается в разработке.

4. Еще менее изученной является поздневендско-раннекембрийская (?) обстановка развития зон скольжения. По реконструкциям Торсвика (см. выше), палеоконтинент Балтика развернулся в это время на 80–90° по часовой стрелке, что должно было сопровождаться развитием систем левосторонних сдвигов вдоль континентальной окраины. Обнаружить вендско-раннекембрийские разрывные нарушения на Среднем Урале, где простирается тиманид практически совпадает с простираем уралид, практически невозможно, поскольку их направление и кинематика совпадают с позднепалеозойскими сдвигами (этот вопрос можно решать на севере Урала, где уралиды имеют азимутальное несогласие с тиманидами). Можно попытаться реконструировать синсдвиговые палеобассейны и вулканические структуры, что предварительно сделано нами для поздневендского дворцового комплекса (см. выше). Предполагаемая позднедевонско-раннекембрийская палеообстановка проявления зон скольжения нуждается в исследовании.

5. Необходимо вновь обратить внимание на структурную позицию и морфологию массивов и вулканических структур, минералогические и геохимические особенности магматических пород, время формирования которых соответствует эпохам “косой субдукции” и “косой коллизии”. Вероятно, эти исследования помогут отделить магматические комплексы островных дуг, активной континентальной окраины и коллизионной обстановки от образований зон скольжения. Последние должны иметь “внутриплитные” или смешанные геохимические параметры, поскольку их формирование связано с разрушением субдуцируемой плиты и появлением “мантийных окон” и мантийных диапиров [30].

6. Со сдвиговыми системами связаны весьма разнообразные месторождения рудных полезных ископаемых на Дальнем Востоке [29], медно-молибден-порфиновые месторождения Центральной Азии [2]. На Южном Урале хорошо изучена связь некоторых золоторудных месторождений с трансформными дуплексами сдвиговых систем [10]. По нашему мнению, вклад обстановки зон скольжения в формирование месторождений полезных ископаемых Урала ранее явно недооценивается. Нам представляется, что кроме золота, магматическими и гидротермально-метасоматическими системами зон скольжения связаны скарново-магнетитовые месторождения (позднесилурийско-раннедевонские объекты Гороблагодатской груп-

пы и раннекаменноугольные Магнитогорской группы), стратиформные железо-марганец-барит-полиметаллические проявления и месторождения (Сапальское, Липовское, Казанское), локализованные в вулканогенно-осадочном разрезе позднесилурийско-раннедевонской туринской свиты [13] и другие полезные ископаемые.

7. Отнесение конкретных стратонтов и комплексов к обстановкам зон скольжения часто сопряжено с трудностями. Трудности эти связаны как с конвергентностью признаков разных палеообстановок, так и с многообразием сочетаний тектонических напряжений. В действительности, вероятно на Урале в разное время и в разных районах были проявлены самые различные варианты взаимодействий плит и блоков – процессы “лобовой” и “косой” субдукции и коллизии (включая механизм обдукции), разнообразных сдвиговых систем. Непротиворечивая реконструкция этих палеообстановок позволила бы получить более детальную картину эволюции Уральского подвижного пояса, дать более объективное объяснение структурной позиции и генезиса известных месторождений полезных ископаемых и дать более обоснованный прогноз для локализации районов поисков новых рудных объектов.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке интеграционных проектов УрО, СО и ДВО РАН (проекты УрО РАН №№ 12-С-5-1022 и 12-С-5-1014).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. № 17. С. 45–60.
2. Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. Медно-молибден-порфиновые рудно-магматические системы Центральной Азии и геодинамические условия их формирования // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участ. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 331–334.
3. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.
4. Волчек Е.Н. Петрогеохимические и геохимические особенности вулканитов р. Камышенка (среднее течение р. Исети) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 106–111.
5. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Иванов А.В., Мазукабзов А.М. Роль процессов коллизии и субдукции в фанерозойском базитовом магматизме юга сибирского кратона // Магматизм и метаморфизм в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2011. С. 190–192.
6. Десятниченко Л.И., Фадеева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005. № 2. С. 68–96.
7. Зинькова Е.А. Сходство ранних серий Верхисетского батолита с высокоглиноземистыми трондjemитоналит-дацитовыми и современными адакитовыми сериями // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 105–109.
8. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурные парагенезисы и фазы деформаций Восточно-Уральской мегазоны на широте профиля УРАЛСЕЙС (URSEIS-95) // Геологический сборник № 5 ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. С. 18–29.
9. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
10. Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Рудовмещающие трансенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
11. Ибламинов Р.Г., Лебедев Г.В. Магматические ассоциации и формации западного склона Среднего и Северного Урала // Вестник Пермского госуниверситета. Геология. 2001. Вып. 3. С. 13–44.
12. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дис. на соиск. уч. ст. докт. г.-м. н. в форме научного доклада. Екатеринбург, 1998. 252 с.
13. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолом, 1997. 233 с.
14. Кузнецов Е.А. К тектонике восточного склона Среднего Урала // Бюлл. Моск. общ. испыт. природы. 1933. Вып. 11, № 2. С. 111–137.
15. Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. и др. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена // Геохимия. 2009. № 12. С. 1294–1318.
16. Мизенс Г.А., Степанова Т.И., Кучева Н.А. Восточные зоны Среднего Урала в карбоне (эволюция бассейнов осадконакопления и особенности палеотектоники) // Литосфера. 2012. № 4. С. 107–126.
17. Наркисова В.В. Петрохимия позднеордовикских-раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 24 с.
18. Петров Г.А., Тристан Н.И., Николаев Н.М. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000 (лист О-40-ХVIII). Объяснительная записка. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 270 с.
19. Петров Г.А. Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерализации // Ежегодник-2009 / Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 79–82.
20. Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Особенности формирования позднепалеозойского орогена на Среднем Урале // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: мат-лы XLIII Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 2010. С. 139–143.
21. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Геохимические и геологические признаки зональности пале-

- озойских островодужных систем на Среднем Урале // Вулканизм и геодинамика: мат-лы V Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 319–322.
22. *Петров Г.А.* К проблеме диагностики синсдвиговых палеобассейнов: позднесилурийско-раннедевонские толщи Тагильского прогиба // Приоритетные и инновационные направления литологических исследований: мат-лы 9 Уральского литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 126–128.
  23. *Плюснин К.П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь: ПГУ, 1971. 218 с.
  24. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
  25. *Русинов В.Л.* Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. 2005. № 3. С. 66–79.
  26. *Свяжина И.А., Петров Г.А.* Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. С. 3–13.
  27. *Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л. и др.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Труды Геологического института. Вып. 561: Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал. М: Наука, 2005. С. 213–247.
  28. *Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
  29. *Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–54.
  30. *Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н.* Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: мат-лы Всерос. конф. с междунар. участ. Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 32–37.
  31. *Berndt C., Mjelde R., Planke S. et al.* Controls on the tectono-magmatic evolution of a volcanic transform margin: the Voring transform margin, NE Atlantic // Marine Geophysical Researches. 2001. V. 22. № 3. P. 133–152.
  32. *Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* Norway in space and time: A Centennial cavalcade // Norwegian Journal of Geology. Trondheim. 2005. V. 85. P. 73–86.