

8. Авакян А. Б., Салтанкин В. В., Шарапов В. А. Водохранилища. М., 1987. 323 с.
9. Калинин В. М., Ларин С. И., Романова И. М. Малые реки в условиях антропогенного воздействия (на примере Восточного Зауралья). Тюмень, 1998. 220 с.
10. Игнатьева Г. А., Маршинин А. В. Пространственные аспекты размещения отходов как фактор формирования экологической ситуации на Тобол-Тавдинском междуречье // Природопользование в районах со сложной экологической ситуацией: Материалы межвузовской науч. конф. Тюмень, 1999. С. 103-106.

*Виктор Дмитриевич СТАРКОВ —  
профессор кафедры физической  
географии и экологии эколого-  
географического факультета,  
кандидат геолого-минералогических наук*

УДК 551. 242. 3

## **СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД НА ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА**

*АННОТАЦИЯ. Рассмотрен механизм образования северной части Уральской складчатой системы с позиции теории тектоники плит.*

*The mechanism of the formations of the northern part of the Ural foldsistem from the positions of tectonics plate is considered.*

Концепция тектоники литосферных плит, развивающаяся в России с начала семидесятых годов XX столетия [1,2], позволила в полной мере использовать геологические формации для восстановления тектонического режима в конкретных участках земной коры в тот или иной период геологической истории. Стало возможным при тектонических реконструкциях широко опираться не только на осадочные или метаморфические формации, но особенно на магматические образования (в первую очередь на гранитоидные), весьма тонко реагирующие на любое изменение геодинамической обстановки.

Формационный анализ магматитов внутренних и внешних зон Полярного Урала [3,4], офиолитовых [5] и осадочных [6] ассоциаций позволяет с большой степенью достоверности сформировать современное представление о механизме становления земной коры Полярного Урала, которое может в значительной степени воздействовать на ныне существующие металлогенические построения для этого региона.

В северном секторе Уральской складчатой системы имеются блоки доуралид, сформировавшиеся в докембрии. В геологическом строении доуралид принимают участие марункеуский и харбейский комплексы нижнего протерозоя, а также няровейская, немурюганская свиты и хараматолоуская серия рифея. История становления этих мощных древних толщ, представленных в различной степени метаморфизованными породами, во многом проблематична. Вероятно, она имеет много общего с эволюцией вещества в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Давно известны также взгляды о наличии среди доуралид полного набора формаций, относящихся к складчатой системе байкальского возраста [7].

История уралид начинается с позднего рифея, когда продолжился распад Пангеи-1 в результате раскола континентального массива Евразии. В это время в хрупких толщах доуралид формируются рифтогенные структуры, сложенные в настоящее время песчано-сланцевыми отложениями и наземными вулканитами очетывисской и генахадатинской свит, а также бедамельской серии рифея. Кроме того, рифтогенный этап формирования ранних уралид подчеркнут на западном склоне Полярного Урала дайковыми полями габбро-диабазов и двумя поколениями вулкано-интрузивных комплексов кислого состава. К первому поколению относятся хаха-

ремский, пайпудынский и очетинский гранит-липаритовые комплексы, ко второму — себетинский комплекс фельзит-порфиров и кварцевых порфиров.

Уже в кембрии к востоку от рифтовых структур рифея включился механизм спрединга, который стал формировать огромный по масштабам Урало-Охотский палеоокеан. Эта расширяющаяся структура продолжала свое активное развитие вплоть до ордовика и в конце этого периода представляла собой межконтинентальный рифт типа современной Атлантики.

Анализ геологических формаций показывает, что в конце кембрия—начале ордовика в будущей складчатой системе уралид закладываются две различающиеся по геодинамическим условиям зоны — внешняя (миогеосинклинали) и внутренняя (эвгеосинклинали), граница между которыми в настоящее время проходит по Главному Уральскому глубинному разлому (ГУГРу). К западу от этого разлома (в пределах западного склона Урала) на рифейских рифтогенных комплексах со стратиграфическим несогласием залегают манитанырдская и погурейская свиты верхнего кембрия и нижнего ордовика, представленные конгломератами, гравелитами, глинистыми сланцами и алевролитами с подчиненным количеством вулканогенных пород. Характер осадков названных свит указывает на формирование их в условиях континентального шельфа, примыкающего к океаническому бассейну.

Палеозойский разрез внешней зоны уралид (западный склон Полярного Урала) наращивают алевролиты, сланцы и карбонатные породы кисуньинской и орангской свит нижнего—среднего ордовика, а также щугорской и моллюдшорской свит среднего и верхнего ордовика. Формирование этих толщ происходило в условиях континентального склона прогрессирующей на востоке спрединговой океанической структуры. В пределах последней одновременно с описанными событиями кембрия и ордовика формируются комплексы океанического дна.

В конце ордовика в периферийных частях океанической структуры накопились достаточные напряжения тангенциального сжатия, что вызвало срыв в океанической плите и возникновение зоны субдукции, наклоненной на восток в сторону океана. Началось погружение океанической литосферной плиты под океаническую. В висячем боку зоны субдукции стали формироваться подводные вулканические поднятия, переросшие постепенно в архипелаги подводных, а затем и надводных островов (островные дуги типа Тонга). Это была раннеостроводужная стадия развития уралид, которая продолжалась в течение всего силура. Соответствующие ей габбро-плагиогранитные комплексы с магматичными им эффузивами этого возраста изучены как в Щучьинской, так и в Собско-Войкарской внутренних зонах Полярной части Урала.

Однако становление типичных раннеостроводужных ассоциаций началось не сразу. Фактические данные неопровержимо свидетельствуют, что интрузивные и вулканические комплексы внутренней зоны (эвгеосинклинали) Урала сформировались на метаморфизованном и частично гранитизированном меланократовом основании, представленном офиолитами досилурийского возраста. Причем в данном случае имеется в виду не ретроградный динамометаморфизм габбро-гипербазитовых комплексов, которому последние подвергаются при подъеме этого мантийного вещества на уровень океанической коры в срединноокеанических хребтах, а водный ультраметаморфизм, происходящий в висячем боку зон субдукции и фиксирующийся плагиомигматитами, развивающимися по офиолитам меланократового основания. В Щучьинской зоне к водным мигматитам и анатектитам плагиогранитного ряда относится харампэйско-масловский комплекс, ассоциирующийся с метаморфитами амфиболитовой фации. Аналогичные и близкие по типу ассоциации изучены к востоку от полосы габбро и гипербазитов Главного Уральского глубинного разлома в Собско-Войкарской зоне (собский комплекс).

Таким образом, в Полярном секторе Урала, как и по всему его восточному склону, фиксируются процессы рубежа ордовика и силура — плутонизм в условиях сжатия

и сопряженный с ним метаморфизм преимущественно амфиболитовой ступени, проявившиеся в офиолитовом субстрате. Этот рубеж служит геохронологическим репером, свидетельствующим о завершении к этому времени океанической стадии развития коры будущей Уральской складчатой области. В этот период прогрессивная океанизация земной коры, соответствующая в конце ордовика наибольшему раскрытию Уральского палеоокеана, была прервана мощными напряжениями горизонтального сжатия. Именно в конце ордовика началось формирование Главного Уральского глубинного разлома, представляющего в то время зону субдукции с активным магматизмом. Амагматичность этой структуры в последующие периоды, вероятно, объясняется тем обстоятельством, что начиная с силура она развивалась как аллохтон.

К востоку от полосы метаморфизованных и плагиогранитизированных офиолитов фиксируется зона, где начиная с раннего силура происходил интенсивный базальтоидный магматизм, подчеркивающийся спилитами и диабазами зеленокаменных толщ, а также комагматичными им габброидами, которые отдельными исследователями [8] ошибочно принимаются за верхние члены офиолитовой триады. На самом деле это стратифицированные вулканогенные комплексы внутренней зоны уралид, относящиеся к раннеостроводужной стадии их формирования. В Щучьинской зоне они представлены эффузивами раннего и позднего силура, а в Собско-Войкарской — базальтоидами войкарской свиты верхнего силура—нижнего девона. Интрузивные комагматы в обеих зонах слагают крупные массивы габбро.

Девонское время ознаменовалось для уралид позднеостроводужной стадией их развития. В спрединговой структуре усилились напряжения сжатия, в результате чего океан начал закрываться. В висячем боку зоны субдукции работали вулканические аппараты, извергавшие преимущественно андезитовую лаву. Продукты позднеостроводужного вулканизма внутренних зон Полярного Урала несколько различаются по возрасту. В Щучьинской зоне стратифицированные вулканогенные ассоциации имеют ранне-среднедевонский, а в Собско-Войкарской — средне-позднедевонский (малоуральская свита) возраст. Интрузивные комагматы андезитовых лав широко развиты в обеих внутренних зонах Полярного Урала. Они образуют средне- и мало-глубинные массивы сибилейского, конгорского и ханмейского комплексов, петрографический состав которых варьирует от кварцевых диоритов до адамеллитов и гранодиоритов.

Параллельно с магматическими событиями в островных дугах, на западе вплоть до позднего девона продолжалось осадконакопление в пределах шельфа и материкового склона пассивной части активной континентальной окраины. Соответствующие ассоциации известны в Карской, Нярминской и Оченырдынской зонах внешней части уралид и представлены песчаниками, сланцами и известняками оюской, хартотской и других свит.

В конце позднеостроводужной стадии в результате усилившихся напряжений сжатия островные дуги достигли края континентального обрамления океана и начался процесс скучивания островодужного материала. При этом крайняя западная островная дуга вместе с ее меланократовым основанием оказалась шарьированной на внешнюю часть складчатой системы, сформированной на краю Восточно-Европейского кратона.

Позднеостроводужная стадия закончилась полным скучиванием образований складчатой системы, закрытием океанической структуры и превращением ее в континентальную сушу.

Необходимо отметить, что начало становления островных дуг на протяжении всей внутренней части уралид Полярного Урала фиксируется одним репером — концом ордовика—началом силура. Завершение же этого процесса несколько растянуто во времени. Так, в Щучьинской зоне островодужный режим закончил свое существование в конце среднего, а в Собско-Войкарской — в конце позднего девона.

Дальнейшие магматические события для разных зон Урала совершенно не идентичны. Они целиком зависели от интенсивности взаимодействия двух столкнувшихся под островными дугами континентальных плит. Наибольшая коллизия плит произошла в районе Среднего и Южного Урала в среднем карбоне—ранней перми в полосе современной Восточно-Уральской структуры. Результатом этой коллизии явился мощный водный гранитоидный магматизм, создавший плутоны грандиозного размера, окруженные, как правило, ореолами метаморфитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней.

Однако не по всей длине современного Урала фиксируются продукты этого водного плутонизма. Они полностью отсутствуют в его Приполярном и Полярном секторах. Причиной этого может быть одно из двух обстоятельств: либо в северной половине Урала не было коллизии литосферных плит и цикл формирования складчатой системы здесь редуцирован (что наиболее вероятно), либо коллизия плит была, но обязанные ей магматические продукты находятся восточнее современных выходов горных пород Урала под мощным чехлом Западно-Сибирской плиты.

Спредиговая структура в области Полярного Урала полностью закрылась в среднем—позднем девоне. Все последующие формации относятся к континентальной стадии развития уралид. В современной Щучинской зоне это грубообломочные породы и известняки среднего девона, терригенные и карбонатные отложения нижнего и среднего карбона. В Собско-Войкарской зоне этот отрезок геологической истории документируется в самой восточной ее части редкими выходами терригенных пород молассоидного типа, относящихся к верхнему девону—нижнему карбону. В западной части уралид поздние отрезки истории Полярного Урала расшифровываются по сохранившимся отложениям континентальных морей. Это известняки и сланцы среднего девона—верхнего карбона Карской и Пайпудынской зон и завершающие разрез уралид терригенные породы и угли пермской системы.

Становление магматических ассоциаций континентальной стадии протекало в спокойной тектонической обстановке вертикальных глыбовых перемещений блоков вновь сформированной материковой коры. Свидетелями этих процессов являются гранитоидные массивы юрменекского, янаслорского, а также сиениты лаптапайского комплексов.

В более поздние отрезки времени палеозойской эры в пределах Полярного Урала возобновлялись горизонтальные движения пластин литосферы. Об этом свидетельствуют зоны серпентинитового меланжа гипербазитовых массивов, которые в северном фланге массива Рай-Из подстилаются верхнедевонскими и каменноугольными осадочными толщами. Однако эти движения носили приповерхностный характер и не вызывали ни магматических явлений, ни глубокого метаморфизма пород.

В конечном счете Полярноуральский сектор, как и весь Урал, стал представлять собой сложную складчатую область, состоящую из совокупности пластин и блоков различной природы и возраста, сближенных путем длительных горизонтальных перемещений вещества и граничащих ныне по разломам регионального уровня. Среди этих структурных подразделений фиксируются фрагменты некогда разделенных большими расстояниями формационных зон внешней и внутренней частей палеозойской складчатой системы, офиолитовых пластин, а также древних блоков доуралид.

Вполне возможно, что такое же нагромождение разновозрастных «чешуй» представляют собой древние (домезозойские) образования, подстилающие платформенный чехол Западно-Сибирской плиты.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л. и др. Океаны и геосинклинальный процесс // ДАН СССР. 1971. Т. 196. № 3. С. 653-658.
2. Иванов С. Н., Ефимов А. А., Минкин Л. М. и др. Природа Уральской геосинклинали // ДАН СССР. 1972. Т. 206. № 5. С. 730-733.

3. Старков В. Д. Тектонический режим и гранитообразование в эвгеосинклинальных зонах Урала. Свердловск, 1983. 64 с.
4. Старков В. Д. Интрузивный магматизм эвгеосинклинальных зон Полярного Урала. Свердловск, 1985. 148 с.
5. Ефимов А. А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М., 1984. 232 с.
6. Пучков В. Н. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., 1979. 210 с.
7. Петрова И. А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969. С. 181-189.
8. Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Войкарский вулcano-плутонический пояс. Свердловск, 1984. 155 с.

*Сергей Леонидович СУСЛОВ —  
эколог I категории, ЗАО «ГЕОТЭКС»*

УДК 911.52

## **ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОРОЛИТОГЕННОЙ ОСНОВЫ ЛАНДШАФТОВ ПРИКАЗЫМЬЯ И ПИМ-ЛЯМИНСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ**

*АННОТАЦИЯ. В статье рассматривается геоморфологическое строение центральной части Западно-Сибирской равнины и влияние рельефа на ландшафтно-экологическую структуру данной территории.*

*The geomorphological structure of the central part of the West Siberian plain and the influence of a relief on formation landscaping-ecological Structure of the given territory is considered in this article.*

В условиях таежной зоны Западной Сибири рельеф и состав поверхностно залегающих горных пород играют определяющую роль в дифференциации как типологических, так и региональных ландшафтных комплексов. Рельеф контролирует условия дренированности — высокие уровни рельефа, как правило, являются и наиболее дренированными и подчеркиваются лесными урочищами [1, 2] сосново-кедрово-елово-лиственничной тайги. Низкие уровни за счет поверхностного стока получают дополнительное к избыточному зональному увлажнение и являются ареной прогрессирующего торфонакопления, территориями преимущественного распространения болотно-озерных и криоморфных ландшафтов [3,4,5]. Рельеф выступает также основным фактором развития целого спектра экзогенных процессов, которые определяют формирование и развитие различных типов ландшафтов, а также их устойчивость [5]. Необходимость специального рассмотрения рельефа как ландшафтно-дифференцирующего фактора связана с задачами классификации ландшафтов в процессе подготовки ландшафтной карты района исследования.

Формирование и развитие рельефа Западно-Сибирской равнины происходило в результате многократных трансгрессий и регрессий океана [3, 4, 6, 7, 8, 9] и развития целого спектра разнообразных экзогенных процессов [7]. При существующих разногласиях (гляциалистов и маринистов), накопленные материалы многолетних исследований позволяют сделать вывод, что Западно-Сибирская равнина не подвергалась оледенению. С этих позиций построена геоморфологическая карта [10] (рис. 1-5). Приказырье и Пим-Ляминское междуречье, отображенные на карте, охватывают