



Н. И. Дерябин

## О ПУЛЬСАЦИОННОМ РАЗВИТИИ УРАЛЬСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

*(Рекомендовано д-ром геол.-минерал. наук Л. С. Галецким)*

Зроблено практичні зауваження на роботи деяких геологів, які розглядають розвиток структур Уралу з позиції концепції тектоніки плит. Автором описано закладення (в рифеї) рифтогенного трюгу Уралу на породах Східно-Європейської платформи і подальше формування його структур на основі пульсаційної тектонічної концепції. В каледонському рифтогенному тектонічному циклі формування структур відбувалося в таких стадіях: розсувно-вулканічний, кальдерно-грабеновий та розсувно-плутонічний. В герцинському контракційно-орогенному циклі розвивалися глибові структури, які були ускладнені складчастістю.

The critical remarks concerning the works of some authors, which consider the development of the Urals from the point of view of plate tectonics, are made. The author describes the formation of the riftogenic belt of the Urals on the rocks of the Eastern-European platform from the point of view of pulsation tectonics. In the Caledonian riftogenic cycle the structures were formed during such stages: splitting-volcanic, caldera-graben, and splitting-plutonic. In the Herzyian contraction-oro-genic cycle underthrust-plutonic stage occurred.

Существующая глобальная тектоническая концепция плит в последние годы подвергается критике за ее умозрительные интерпретации (по источникам энергии, раздвиганию континентов и др. [1, 8]). Тем не менее она продолжает жить, так как является удобной для разного рода манипуляций типа активных и пассивных окраин континентов, зон субдукций, задуговых бассейнов, которые невозможно проверить и доказать. Также этой концепцией нельзя обосновать проявления мантийных плюмов (горячих точек), существование глубоких корней литосферы под континентами, выявленных данными сейсмомографии, а также нисходящих конвекционных энергетических потоков и особенно рудоконтролирующих тектонических зон. Все это является тормозом в развитии рудной геологии, которая базируется на тектонических построениях. Известно, что в основу выделения любых структурных подразделений должны быть положены конкретные тектонические режимы, охарактеризованные литологическими, структурными и геодинамическими признаками. Исходя из такого подхода, в последние годы были рассмотрены условия образования структур земной коры с позиции ее пульсационного развития [2–4]. На этой основе следовало рассмотреть условия образования классической герцинской структуры Уральского зеленокаменного пояса (рис. 1).

### Критические замечания по тектонике плит Урала

Прежде чем перейти к основному вопросу, уместно проанализировать геодинамическую обстановку Уральского зеленокаменного пояса, пред-

ложенную рядом исследователей с позиции плитной тектоники [11, 13]. В этих работах авторы в основании разреза Урала выделяли кембрийско-раннеордовикские паузы магматизма, что давало основание говорить о заложении структур Урала, начиная с кембрия. Нужно заметить, что в Южно-Мугоджарской зоне Урала были развиты нерасчлененные базальтоиды юрмантинского (вендского) возраста, среди которых залежали дунит-гарцбургитовые породы каратауского времени бугетысайского комплекса. Эти данные позволяли утверждать, что заложение поясов Урала происходило, начиная с позднего рифея, среди осадочных пород фундамента, представленных известняками, песчаниками и кремнисто-глинистыми отложениями. Далее, по каким-то причинам ранее карбонный этап выделенного интрузивного палеозойского магматизма на Урале [13] в 340–300 млн лет танталит-гранодиоритовой, гранодиоритовой и монацит-гранитной серий был отнесен к орогенному режиму, т. е. происходящему вследствие сокращения земной коры и ее воздымания. Это противоречило действительности, так как все плутонические проявления упомянутого этапа от перидотитов до мантийно-дифференцированных гранитов относились к зонам расширения и опускания площади, т. е. в тектонических режимах рифтогенеза. Также авторы [13] отмечали, что на Южном Урале среди магматических комплексов проявлялись обдукционные процессы с перерождением океанической литосферы на континентальную. Следует отметить, что присутствие в позднем ордовике и раннем силуре океанической коры в фундаменте Урала являлось сомнительным, так как геофизические исследования (Дружинин и др., 1968) [12] показали (рис. 2), что здесь глубина залега-

© Н. И. Дерябин, 2012

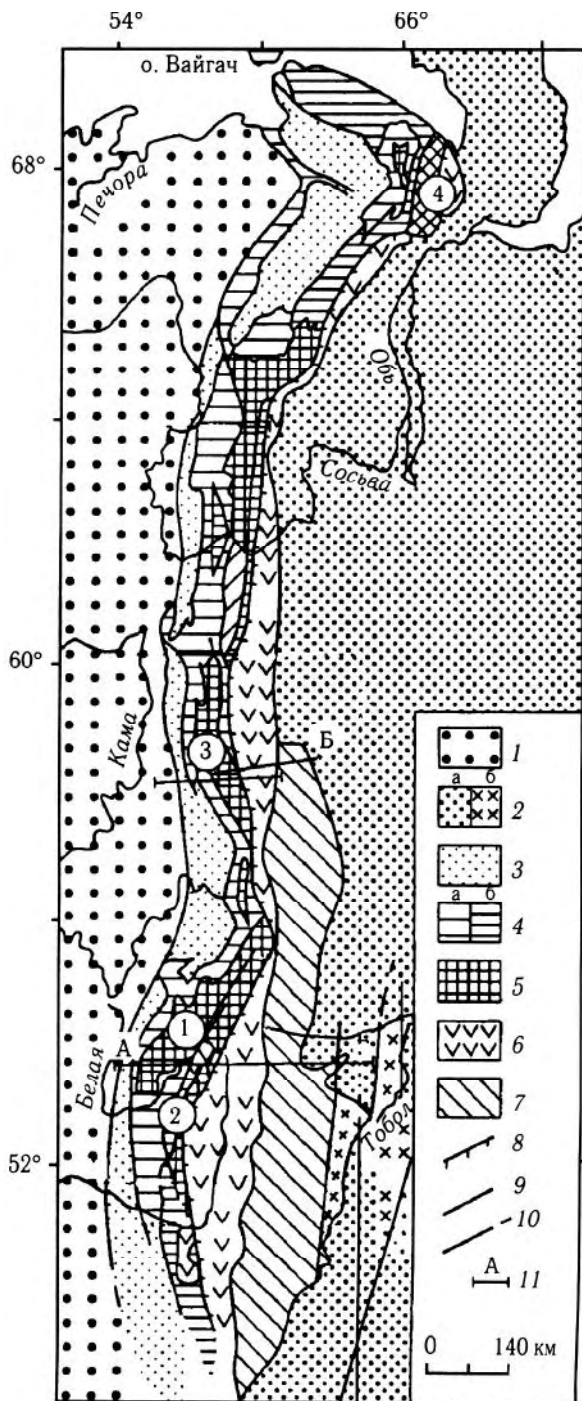


Рис. 1. Схема структурного районирования Урала [14]

1 – отложения чехла Восточно-Европейской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуралья, 4 – Западно-Уральская мегазона, осадки: а – Бельско-Елецкой, б – Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 – Центрально-Уральская мегазона (цифры в кружках – поднятия: 1 – Башкирское, 2 – Уралтау, 3 – Кваркушское, 4 – Харбейское); 6 – Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 – Восточно-Уральская мегазона; 8 – Главный Уральский разлом; 9 – границы мегазон; 10 – разломы; 11 – положение геологических разрезов по линии URSEIS (A) и ESRU (B)

[6]. Авторы пишут [13, с. 7–8]: "...вблизи субдукционного трога в маловодных условиях, не захваченных дегидратацией минералов, продуцировалась расслоенность интрузий типа Коклентинского массива, а в нижних горизонтах коры, обогащенных калием, формировались расслоенные массивы типа Восточно-Хабарнинского или Нуралинского". Во-первых, расслоенность магм, по-видимому, происходила не под действием наложенных физико-химических факторов, определяемых глубиной, а и в результате гравитации на уровне астеносферы, при этом "тяжелые" магмы основного состава приобретали наибольшую подвижность (текучесть) и устремлялись вверх. Во-вторых, не субдукция, а физико-химическая дифференциация мантийно-коровых магм влияла на стадийность их фаз внедрения от основных (более ранних) к кислым и щелочным (более поздним) [6].

Далее, формирование герцинского гранитного корового магматизма возрастом 290–250 млн лет авторы [13] увязывали с коллизией юго-восточной части Урала при сочленении его с Казахским нагорьем. Эти данные не подтверждались из-за отсутствия зоны дислокационного и высокотемпературного метаморфизма в переходной зоне от Урала к Казахстану [3, рис. 73]. На основании общих рассуждений авторы [13] делали вывод о том, что смена во времени мантийного (O–S–D) на мантийно-коровый (D<sub>3</sub>–C<sub>1-2</sub>) и далее на корово-гранитный (C<sub>3</sub>–P) магматизм происходила в зависимости от продолжительности времени подъема магматических очагов в разрезе. Вместе с тем геолого-геофизический разрез земной коры Урала [2, рис. 59] не подтверждал присутствия на разных глубинных уровнях различных по химическому составу магматических очагов. По-видимому, это было связано с эволюцией тектонических режимов во времени, т. е. со сменой каледонского рифтогенного (при растяжении), способствующего подъему глубинных

поверхности Мохо проходила на глубине 45 км, и в верхних частях основания разреза коры отсутствовали базальтовые океанические образования. В то же время ордовикско-силурийские офиолитовые комплексы, сложенные серпентинитами, дунит-клинопироксенитами, габброидами, являлись обычными мантийно-коровыми дифференциатами, которые в дальнейшем претерпели наложенные процессы метаморфизма

мантйных магм, на герцинский контрактиогенный с сокращением (сжатием) поверхности, обеспечивающей выдавливание из астеносферы щелочных плюмов (флюидов), и формированием зон ультраметаморфической гранитизации пород гранитно-коровыми расплав-растворами в орогенных зонах Урала [2, 3, 7]. При этом формирование "легких" гранитно-коровых магм происходило всегда в последние магматические стадии циклов орогенных стадий. Они характеризовались антидромным рядом развития (от кислых к щелочным), соотношениями в них  $Na_2O/K_2O$  от 1,4 до 1,5;  $Al/Na + K > 0,5$ ;  $Ca > 1$ ;  $Rb/Sr - 67$ ;  $LPЗЭ/TPЗЭ - от 1,23 до 1,45$ ; суммой  $PЗЭ - 160-290 г/г$ ;  $Sr^{87}/Sr^{86} - от 0,7143 до 0,7183$ .

В целом же геодинамический режим палеозойского магматизма Г. Б. Ферштатер и другие исследователи увязывали с процессами западной субдукции, а также с задуговым рифтогенезом и обдукцией [14, рис. 13], которые позднее сменялись поддвигом островодужных структур и орогенным поднятием. Нам же представляется, что структуры островных дуг с дифференцированным вулканизмом и задуговые рифтинги во все времена проявления на Земле каледонского рифтогенно-тектонического мегацикла осуществлялись только в зонах режима растяжения [2, 3], а надуманные субдукционные зоны (так называемые ныряющие плиты) могли развиваться только в режиме сжатия. Далее, если надвиговую зону Западного разлома, падающую на восток (под Урал) и ограниченную на западе краевым прогибом, считать субдукционной, то где же ныряющая плита на западе, где там зоны спрединга и вулканизма срединно-океанических структур? Они отсутствуют, так как там в фанерозое существовала Восточно-Европейская платформа. Также авторы при движении от западной субдукционной зоны на восток Урала [14, рис. 1, 13] выделяли зоны активных конти-

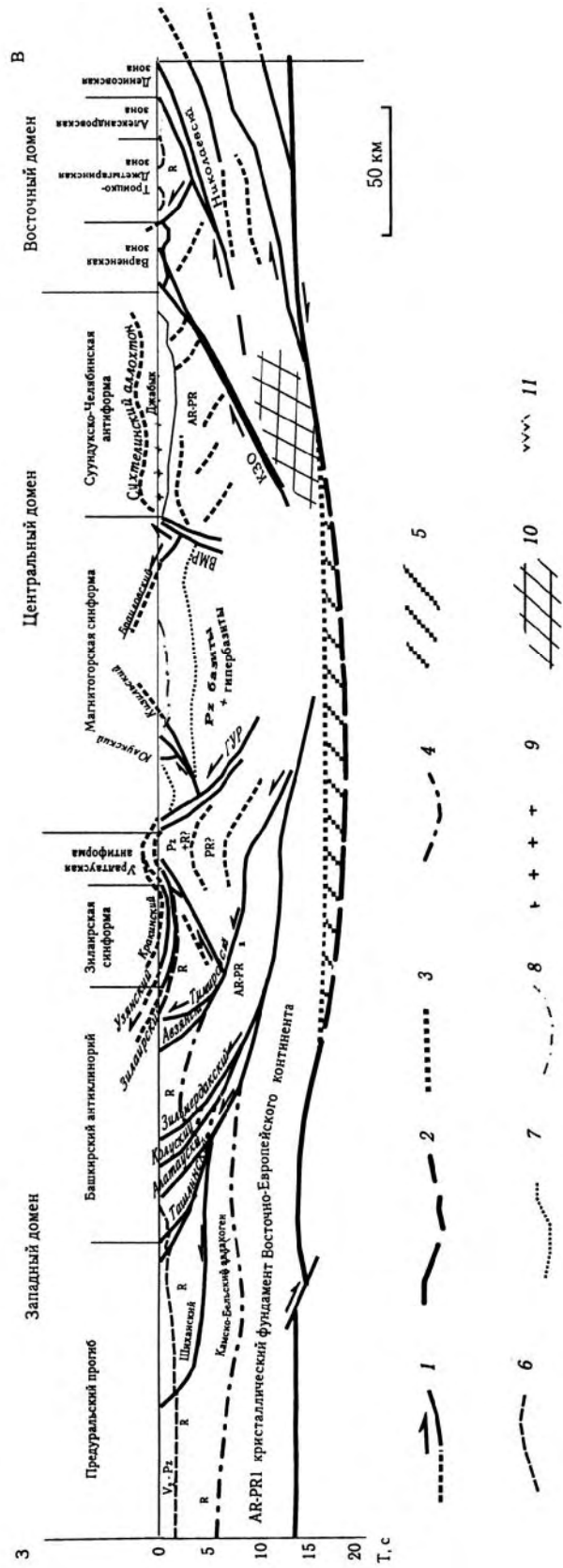


Рис. 2. Главные элементы структуры земной коры Южного Урала на профиле URSEIS [14]

1 – разломы (названия даны курсивом); 2, 3 – граница Мохо, по данным: 2 – МОВ, 3 – широкоугольной сейсмике; 4 – переходная зона к границе Мохо; 5–7 – кровля; 5 – архейско-раннепротерозойского фундамента, 6 – рифейского разреза, 7 – кристаллического фундамента; 8 – подошва каменноугольных отложений; 9 – Джибикские граниты; 10 – предполагаемое развитие кислых пород в нижней коре; 11 – предполагаемая область развития раннерифейских изверженных пород в авлакогене

нентальных окраин. При этом игнорировались все существующие тектонические построения [7, рис. 43, 102; 9, рис. 7, 10]. Почему развитие структур Урала по широте на востоке ограничивалось лишь г. Челябинск, если они протягивались до р. Тобол, включая Тобольско-Кушмурунское поднятие (рис. 1). Все это свидетельствовало о том, что на востоке тектонику плит применить было опасно, так как там в альпидах существовала уже Западно-Сибирская платформа, а в герцинидах по сериям надвигов и сбросов проявлялись отдельные линейные блоки, которые были опущены и переходили в дейтероорогенные впадины либо в линейные прогибы [2, рис. 55; 3, рис. 116] – Тобольский, Ивдельский и др. [10].

Далее остановимся на монографии А. В. Пейве и др. [9], в которой отражен, как нам кажется, более здравый взгляд на тектонику Урала, рассмотренную с позиций формационного анализа пород отдельных структурных зон. Наши принципиальные разногласия с позицией А. В. Пейве и его соавторов заключаются в следующем.

1. Океаническая кора развита в нижних частях разрезов Урала и представлена меланократовыми слоями пород (дунитами, гарцбургитами, серпентинитами). В структурном плане эти породы неоднократно пересекали весь разрез палеозойских пород. Идентичность же химических составов древних ультрабазитов с современными их аналогами в срединно-океанических хребтах и островных дугах совершенно ничего не доказывает, а, наоборот, свидетельствует о их различной генетике, так как при изменении возраста пород в мантийных породах неизбежно должны были происходить химические превращения. При этом их сходство химического состава и строения вполне можно объяснить не типом коры, а едиными условиями рифтогенного образования. Далее, об отсутствии океанической коры свидетельствовали исчезновение перекрывающих пород осадочного слоя, а также отсутствие трансформных разломов (рис. 1). Нужно отметить, что, на наш взгляд, океаническая кора на Земле проявилась не раньше мезозоя, когда происходили грандиозные излияния основных лав в океанах.

2. Авторы выделяли среди развития полного тектонического цикла Урала следующие тектонические стадии: рифтовую, океаническую, переходную и континентальную. Рифтовой стадии была отведена роль в виде малозначимых более ранних наложенных структур с щелочно-ультраосновными и молассовыми комплексами пород. Причем аркозовый и хемогенно-осадочный материал увязывался только с размывом коренных пород (кор выветривания), а гидротермально-осадочные (флюидизитовые эксгалационные) процессы во

внимание не принимались. Основной же объем пород при формировании структур относился, по их мнению, к становлению океанической и переходной коры, что с генетической точки зрения совершенно неприемлемо, так как они могли формироваться только в рифтогенных подциклах тектонических стадий растяжения (раздвигово-вулканической, раздвигово-плутонической и каледерно-грабеновой) [3] (см. таблицу). Континентальная же стадия соответствовала, по авторам, проявлению сжатия с формированием складчатых систем. По нашим представлениям [2, 3, 5], эту стадию следовало бы отнести к орогенной стадии контракционного этапа развития Урала.

3. Авторы описывали случаи залегания на континентальной складчатой коре океанических комплексов, имеющих аллохтонный характер [9, рис. 14, 15]. На основании этого они делали вывод о проявлении горизонтальных широтных тектонических движений плит с сопоставлением различного рода породных формаций. С этим согласиться также нельзя, так как здесь горизонтальные движения были обусловлены зонами шарьяжирования по надвигам, формирующимся вследствие сокращения (сжатия) Земли в условиях выдавливания по ним отдельных блоков пород, обусловленного гравитационными (компрессионными) проседаниями соседних структур, в данном случае Западно-Сибирского блока.

Кроме того, следует остановиться на результатах выполненной международной программы "Динамика литосферы", где В. Н. Пучков по тектонике Урала [11] писал о том, что возникновение вулканоплутонического пояса в виде Тагильской островной дуги происходило над зоной косоугольной субдукции, падающей под континент. Этот вывод не подтверждается геофизическим разрезом Южного Урала (рис. 2), на котором выделены разломы и пликвативные структуры свидетельствуют о проявлении здесь на кристаллическом фундаменте Восточно-Европейской платформы одного пульсационного тектонического мегацикла. Первоначально в байкальском и каледонском рифтогенном циклах (при расширении земной коры) происходило заложение по сбросам Зилаирского, Тагило-Магнитогорского, Восточно-Уральского, Тюменско-Кустанайского грабен-синклиналиев (см. таблицу, рис. 3). Позднее, в герцинском компрессионном цикле (при сокращении земной коры) формировались по надвигам поднятия – антиформы, антиклинории (рис. 2, 3).

### **Пульсационная тектоника Урала**

Тектоническое строение Уральского зеленокаменного пояса герцинид, перекрытого на востоке Западно-Сибирской мезокайнозойской плат-

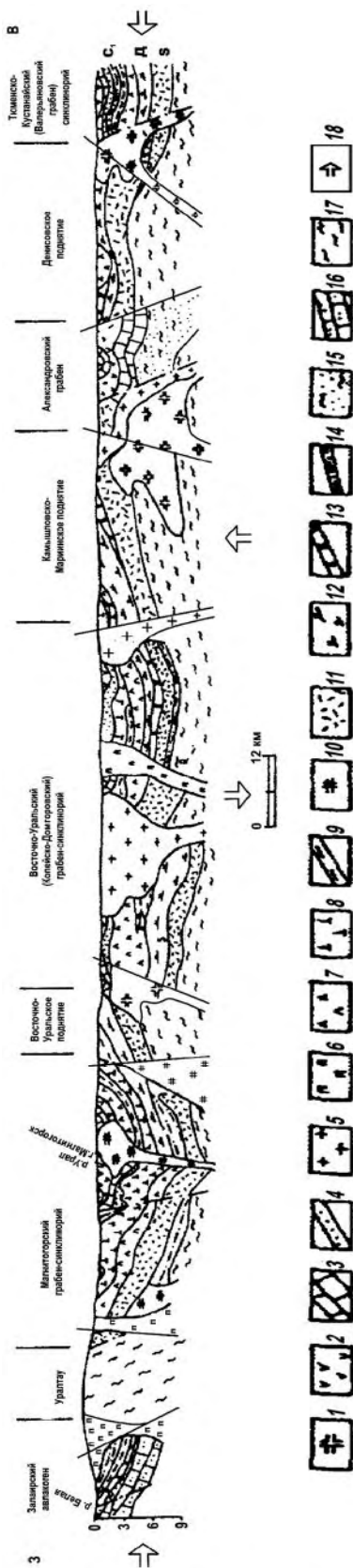


Рис. 3. Геологический разрез южной части Уральского зеленокаменного пояса

1 – герцинский орогенный подъярус, надвигово-плутоническая стадия, калиевые граниты; 2–6 – четвертый (карбоновый) рифтогенный подъярус: 2 – раздвигово-вулканогенная стадия, непрерывные формирования, андезит-базальтовая и диабаз-порфировая; 3 – карбонатные отложения грабеновой стадии; 4 – флюидизитовые псевдопесчаники, филлиты и флюидные осадки; 5–6 – грабено-плутоническая стадия; 7–8 – грабено-вулканогенная стадия; 9 – кальдерная и грабено-осадочная стадия, известняки, кварцево-альбитофид-диабазовая формация; 7–10 – третий (девонский) рифтогенный подъярус: 7–8 – раздвигово-вулканогенная стадия; 9 – кальдерная и грабено-осадочная стадия, известняки, туфогенные песчаники, туфиты; 10 – раздвигово-плутоническая стадия, габровая, гранодиоритовая, плагиогранитовая формация; 11–14 – второй (силурийский) рифтогенный подъярус: 11–12 – раздигово-вулканогенная стадия; 11 – спилито-диабазовая, кварцево-альбитофид-базальтовая формация; 12 – андезит-базальтовая, базальт-трахоитовая формация; 13 – кальдерная стадия, известковые и вулканогенно-осадочные отложения; 14 – флюидизитовые псевдопесчаники, сланцы; 15 – флюидизитовые отложения рифея; 16 – первый подъярус (венд – кембрий), зилаирская серия в рифтогенном авлакогене, флюидизитовые кварц-аркозовые псевдопесчаники, трахибазальты и их туфы, сланцы, доломиты, известняки; 17 – рифейский гнейсово-мигматитовый фундамент, гнейсы; 18 – направления сжатия в контракционном ярусе (пермь) и движения орогенных блоков контракционного цикла

формой, необходимо рассматривать только с более объективных позиций концепции пульсации Земли [2–4]. Заложение рифтового трога Урала, входящего в состав Урало-Монгольского подвижного протопояса [7, рис. 98], происходило в байкалидах рифея на осадочном фундаменте краевой части Восточно-Европейской платформы, которая изучалась в Башкирском антиклинории, Зилаирском синклинории [7, рис. 44–В] и зоне Уралтау. Схема развития каледонского (рифтогенного) и герцинского (контракционного) циклов Урала приведена в таблице.

Необходимо отметить, что в юго-западной и северо-западной частях Урала, примыкающих к Прикаспийской и Печерской впадинам, некоторые исследователи [9, рис. 3] описывали разрезы пород, относящиеся к двум типам комплексов: шельфовому и континентальным склонам. Эти комплексы включали переслаивание осадочных пород (известняки, кремнисто-флюидные сланцы, литокластогенные псевдопесчаники, эксгалационные флюидизиты, кремнисто-глинистые черные сланцы, алевролитовые сланцы). Характерным среди них являлось отсутствие вулканогенно-метасоматических проявлений. Все это свидетельствовало о том, что, по-видимому, заложение рифтовой зоны Восточного Урала происходило на детейроорогенной рифейской впадине, останцы которой имели разрезы пород, аналогичные таковым Днепровско-Донецкой впадины [5].

В ранних рифтогенных циклах байкальского и каледонского мегациклов от рифея до среднего карбона в Восточном Урале выделялось четыре подцикла (подъяруса) (см. таблицу). Каждый из них включал по три тектонические стадии: раздвигово-вулканогенную, гравитационно-кальдерно-грабеновую и раздвигово-плутоническую [2]. Первоначально вулканические и осадочные породы залегали в виде покровных пластов и линз. В первом вулканическом подцикле (V–Є) проявлялись лишь редуцированные серии вулканических формаций без кислых пород; во втором, третьем и четвертом подциклах уже наблюдались контрастные серии вулканических пород, с которыми и были связаны колчеданные руды Урала. Мощности пород вулканических серий достигали до 3 км. В средних и верхних частях разрезов вулканических пород в кальдерных и грабеновых структурах проявлялись карбонатные

Схема пульсационно-тектонического мегацикла развития Урала

Тектонические циклы	Подциклы (млн лет)	Тектонические стадии	Возраст	Литологические формации (серии, свиты, комплексы)	Структурные зоны
1	2	3	4	5	6
Контракционный (герцинский)	250–290	Орогенная (надвигово-шпунтоническая)	$C_3 - P$	Калиевых гранитов (петровский, суховязский, шахгорский, сосьвинский, кайрактинский) Аляскитовая (малышевский, юго-коневский) Миаскитовая (вишневогорский, ильменогорский)	Восточно-Уральское поднятие Камышловско-Марьинское поднятие Шадринско-Троицкое поднятие
Рифтогенный (каледонский)	315–320 IV	Раздвигово-шпунтоническая	$C_1 - C_2$	Плагиигранитовая (шартымский) Габбро-диабазовая (северососьвинский) Дунит-пироксенит-гарцбургитовая (сахаринский, амембайский)	Восточно-Уральский грабен-синклиний Талицко-Джетыгоринский грабен Александровский грабен Тюменско-Кустанайский синклиний (Валерьяновское поднятие)
		Кальдерно-грабеновая		Песчаниково-туфогенная известковая	
		Раздвигово-вулканическая		Диабаз-порфировая контрастная (кизильско-березовский) Спилит-диабазовая (суеватноульский)	
	330–355 III	Раздвигово-шпунтоническая	$D_2 - C_1$	Диорит-гранодиоритовая (турьинский) Плагиигранитовая (лобвинский) Габбровая (войкарский) Дунит-гарцбургитовая (актайско-маукский)	Тагило-Магнитогорский грабен-синклиний (прогиб)
		Кальдерно-грабеновая		Песчаниково-туфогенная Известковая	
		Раздвигово-вулканогенная		Спилит-диабазовая (севатпаульский) Андезит-базальтовая (усть-урлядинский) Базальт-трахитовая (мокросынынский) Андезит-дацитовая (улутауский) Спилит-диабазовая (ивдельский) Кварцево-альтбитофир-диабазовая (карамалыташский)	

1	2	3	4	5	6
Рифтогенный (каледонский)	400–460 II	Раздвигово-плутоническая	O <sub>1</sub> –D <sub>1</sub>	Сиенитовая (тагило-кушвинский) Гранодиоритовая (гумешевский) Плагиогранитовая (собский, петропавловский) Габбровая (чистопский) Дунит-пироксенитовая (светлоборский) Дунит-гарцбургитовая (салатимский)	Камышловско-Марьинское поднятие
		Грабено-кальдерная		Туфогенная Известковая	
		Раздвигово-вулканическая		Базальт-трахитовая (туринский) Андезит-базальтовая (пышминский) Андезит-дацитовая (краноуральский) Кварцево-альбитофир-диабазовая (арамильский) Спилит-диабазовая (исетско-нейвинский, томгинский, западно-мугоджарский)	
Рифтогенный (байкальский)	500 I	Раздвигово-плутоническая	Є <sub>2</sub>	Гранитоидная (северосаединский, шумихинский, улатандвинский и др.) Дунит-гарцбургитовая (бугетисайский)	Зилаирский авлакоген Тагило-Магнитогорский прогиб Западно-Уральское поднятие
		Раздвигово-вулканическая		V–Є <sub>1</sub>	

и туфогенно-осадочные породы мощностью до 0,5 км. Разрез Южного Урала на широте г. Магнитогорск представлен на рис. 3. В разрезе Магнитогорского грабен-синклинория была развита типичная вулканогенно-раздвиговая тектоническая стадия третьего подцикла. Она начиналась недифференцированной базальтовой формацией, переходящей в контрастные спилит-альбитофирную, кварцево-альбитофир-диабазовую и непрерывную андезит-дацитовую формации. Заканчивалась же эта стадия порфириновой и далее более щелочной ортофирной формациями. Среди раздвигово-плутонических стадий в первой подстадии также проявлялись массивы с

отсутствием контрастных (габбровой, плагиогранитовой) формаций, а в последующих подъярусах (втором, третьем и четвертом) – полный набор их контрастных серий (см. таблицу).

В позднем, уже компрессионном цикле развития Урала (C<sub>3</sub>–P), в конце карбона – начале перми на месте Уральского рифтогенного пояса формировалось позднегерцинское орогенное складчатое сооружение. Постепенно возвышалась горная цепь, расширяющаяся к западу, югу и северу. Вдоль его западной периферии образовывался Предуральский краевой прогиб (рис. 1), который закладывался на верхнекаменноугольных отложениях восточной части Русской

плиты в виде пермской молассы. В поздней перми и частично в триасе прогиб подвергался сжатию со стороны складчатого сооружения, и его восточное крыло приобретало складчато-надвиговую структуру. Общая ширина Уральского складчатого сооружения сокращалась. На участке Среднего Урала к востоку от Уфимского выступа западная часть раннемезозойских отложений нижних подциклов оказалась сильно пережатой и рассланцованной в виде аллохтонных чешуй Уфимского амфитеатра. В этот период во всей рифтово-троговой структуре Урала формировались складчато-блоковые линейные структуры (рис. 2, 3).

По надвиговым разломам в поясах поднятий происходило становление массивов гранитов карбон-пермского возраста (270 млн лет). Западная мегазона Урала была представлена на юге поднятием Уралтау, а к северу – Центрально- и Западно-Уральской складчатыми зонами, сложенными терригенно-карбонатными отложениями ордовика, силура, девона и карбона общей мощностью до 7 км. В структурном отношении она представляла собой моноклинорий, состоящий из сильно сжатых и опрокинутых к западу покровов, осложненных рядом пологих надвигов со смещениями в сторону краевого прогиба [7, рис. 56-Б].

Центрально-Уральская полоса поднятий (Уралтауская антиформа) была сложена выступами (горстами), разъединенными прогибами (рис. 1). Выступы включали в себя толщи пород рифея и венда байкальского цикла. На Полярно-Уральском сегменте выступы поднятий фиксировались гипербазитовым комплексом зоны Главного разлома [2, рис. 56-В]. В разрезе Предуральского прогиба вместо эвапоритовых толщ кунгура были развиты мощные угленосные отложения позднепермского возраста. Складчато-надвиговая же структура впадин и сопряженных с ними поднятий Полярного Урала была сформирована несколько позднее на рубеже триаса и юры в раннекиммерийскую фазу складчатости.

Причиной проявления позднегерцинского орогенеза (воздымания) Уральского рифтогенного пояса, по-видимому, служило формирование на востоке Западно-Сибирского компрессионного погружения глубиной до 3 км. На месте восточной части Восточно-Уральской мегазоны проявлялись метаморфизованные и собранные в складки осадочные и вулканогенные породы верхнего палеозоя. Об этом же свидетельствовал и сформированный в триасе в восточной полосе Урала ряд линейных детейроогенных впадин (Челябинская и др.), выполненных слоями флюидизитовых псевдоконгломератов, угленосными отложениями с пластами углей общей мощностью до 1,5 км [7, рис. 44-Ж]. Далее на

восток М. Я. Рудкевичем (1986) в структурах нижних горизонтов компрессионного основания молодой Западно-Сибирской платформы [2, рис. 57] выделялись серии глубоких желобов, впадин и сводов. В юго-западной же ее части был проявлен Мансийский краевой прогиб глубиной до 6 км, а в северной части находилась Среднеиртышская синеклиза глубиной до 6 км. Ее фундамент и нижняя часть разреза структуры были разбиты сбросами на ряд грабенов глубиной до 8 км и горстов высотой до 3 км. К востоку от герцинской складчатости Уральского пояса в Южном Зауралье было установлено погружение с продолжением к северу от г. Тобольск под отложения мезозойской впадины каледонской рифтовой системы уже Казахского нагорья. Севернее ее по р. Иртыш прослеживалось продолжение Иртыш-Зайсанской герцинской рифтовой системы, также претерпевшей наложенную складчатость. По данным работы В. С. Суркова и др. [10], главную роль в строении основания центральной и северо-западной частей Западно-Сибирской плиты играла вытянутая Центрально-Западно-Сибирская герцинская складчатая система и выделенные в ней небольшие срединные массивы с докембрийскими метаморфическими комплексами. Докиммерийское основание плиты было представлено метаморфизованными, разбитыми сбросами верхнепалеозойскими карбонатными (хемогенными), терригенными и вулканогенными образованиями, которые в стадию компрессиогенеза были собраны в складки, а позднее унаследованы мезозойскими (киммерийскими) рифтогенными, грабено-осадочными впадинами с залегающими на них позднеальпийскими компрессионными структурами (прогибами) с кайнозойским плитным чехлом.

Таким образом, характерной особенностью уже орогенной герцинской стадии Урала были следующие ее признаки: наибольшее воздымание (до 5 км) западной части орогенного крыла Урала при опущенном его восточном крыле; максимальное проявление рассланцевания пород и их дислокации в западном крыле и развитие линейно-блоковых детейроогенных впадин в его восточном крыле. Эти данные свидетельствовали о том, что основной горизонтальный вектор направлений при сжатии орогенного клина (в разрезе) был направлен с запада от опускающейся Восточно-Европейской платформы, которая выдавливала (воздымала) Западно-Уральское крыло палеозойского рифтогена. Восточным же упором при этом служил, по-видимому, Енисейский плутонический (каледонский) кряж. В этом случае в восточном опущенном крыле могли формироваться узколинейные детейроогенные впадины, подобные Челябинской, которые позднее в триасе унаследовались рифто-



выми трогами [3, рис. 78], перекрываемыми уже в мезозое сначала площадными компрессионными прогибами, переходящими в кайнозой в сплошную Западно-Сибирскую молодую платформу. По-видимому, в мезозойских пористых осадках (коллекторах) в условиях слабой складчатости над крыльями триасовых рифтогенных трогов и формировались антеклизные зоны с углеводородным сырьем [5, рис. 57, 59].

1. Гордиенко В. В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. – Киев, 1998. – 85 с.
2. Дерябин Н. И. Флюидно-пульсационная геотектоника. – Киев, 2004. – 152 с.
3. Дерябин Н. И. Тектонические стадии земной коры и их металлогения. – Киев, 2006. – 231 с.
4. Дерябин Н. И. Критические замечания по тектонике плит с позиции пульсационного развития Земли // Отеч. геология. – 2007. – № 6. – С. 81–88.
5. Дерябин Н. И. Флюидно-пульсационные углеводороды. – Киев, 2008. – 170 с.
6. Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. – Екатеринбург: Урал, 1997. – 488 с.
7. Милановский Е. Е. Геология России и ближнего зарубежья. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 448 с.

8. *Океанизация Земли – альтернатива неомобилизма:* Сб. науч. ст. / Отв. ред. В. В. Орленок. – Калининград: Изд-во Калинингр. ун-та, 2004. – 268 с.
9. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М. Тектоника Урала. – М.: Наука, 1977. – 120 с.
10. Рудкевич М. А. Тектоническое развитие и нефтегеологическое районирование Западно-Сибирской провинции. – Свердловск, 1976. – 172 с.
11. Сурков В. С., Жерло О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. – М., 1981. – 143 с.
12. *Строение и динамика литосферы Восточной Европы.* – М.: Геос, 2000. – 736 с.
13. Ферштатер Г. Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. – 1992. – № 6. – С. 3–17.
14. Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф. и др. Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Там же. – 2007. – № 6 – С. 52–77.

Ин-т геол. наук НАН Украины,  
Киев  
E-mail: geoj@bigmir.net

Статья поступила  
27. 01.10