

ТЕКТОНИКА СЕВЕРА УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ОБЩАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ

© 2020 г. В. Н. Пучков¹, *, К. С. Иванов¹

¹Институт геологии и геохимии УрО РАН,
ул. Академика Вонсовского, д. 15, 620016, Екатеринбург, Россия

*e-mail: puchkv@ufaras.ru

Поступила в редакцию 04.09.2019 г.

После доработки 20.09.2019 г.

Принята к публикации 24.09.2019 г.

Обзор материалов, полученных в течение последнего десятилетия, по геологии и тектонике севера Урала и его продолжения в фундаменте Западно-Сибирской плиты позволяют не только уточнить и дополнить характеристики геологических особенностей региона, но и обосновать наши новые выводы. Нами было уточнено вертикальное деление развитых в регионе комплексов на структурные этажи: архей–палеопротерозойский, рифей–вендский (тиманский), палеозой–раннеюрский (уральский, который состоит из одноименного уральского и древнекиммерийского подэтажей), платформенный и нео-орогенический. Приведены данные в обоснование первично единой островодужной природы Щучинского, Войкарского и Хулгинского участков Тагильской дуги *sensu lato*, при этом дана альтернативная трактовка происхождения цирконового кластера из вулканогенно-осадочных островодужных комплексов, для которых предполагается не микроконтинентальный, но мантийный источник. Охарактеризовано сложное ороклинальное строение Урало-Пай-Хойского изгиба первично прямолинейной островной дуги вследствие двухэтапной коллизии дуги с континентом в раннекаменноугольное и раннеюрское время. Использование сейсмического трансекта РУТ и данных бурения позволило уточнить синформное строение осевой части и восточного борта Тагильского синклиория и переход к Восточно-Уральской зоне. Получены новые данные, подтверждающие наличие тектонического раздела северо-западного простирания под центральной частью п-ова Ямал, который соответствует контакту палеозой и погруженной части Сибирской платформы. Аномально высокая концентрация месторождений углеводородов на п-ове Ямал связана с наличием мощно развитого над ветвью суперплюма сочленения рифтов, и высокоплотного теплового потока, что характеризует область повышенной геодинамической активности, проницаемую для глубинных флюидо-газовых потоков.

Ключевые слова: Урал, Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа, тиманиды, уралиты, Урал–Пай-Хойский ороклин

DOI: 10.31857/S0016853X20010105

ВВЕДЕНИЕ

Наименее изученной частью складчатого пояса уралит является фундамент Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна в его северо-восточной части, расположенный на восточном фланге Приполярного и Полярного Урала. Рассмотрение обнаженной и погребенной частей складчатого пояса может быть использовано для создания цельного образа строения северного окончания уралит и их соотношения со смежными структурами, расположенными на западе и востоке. Исследование фундамента Западно-Сибирской плиты может быть применено для поисков углеводородов.

После опубликования подробного описания тектоники Урала, в том числе Уральского Севера [34], прошло десять лет и еще больше времени

прошло после публикации фундаментальной монографии, посвященной тектонике Полярного Урала [60]. В нашей статье мы подводим некоторые итоги этому этапу изучения региона и принимаем попытку провести анализ структурных связей и закономерностей его развития как единого целого.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Структура Приполярного и Полярного Урала

В соответствии с важнейшими стадиями развития, в структуре Урала и Приуралья мы выделили следующие структурные этажи:

- архей–раннепротерозойский Волго-Уральский, примерно отвечающий по возрасту (но не по природе) беломоридам и карелидам;

- позднепротерозойский (рифей–вендский), развитие которого закончилось тиманской складчатостью в конце венда;

- палеозой–раннемезозойский, с двумя подэтажами – палеозойским, отвечающим собственно уралидам, и раннемезозойским, развитие которого началось подъемом суперплюма, трапповым магматизмом и формированием рифтовой системы, а закончилось древнекиммерийской складчатостью, нарастившей уралиды за счет Пай-Хоя и островов арх. Новая Земля;

- позднемезозойско–раннеплиоценовый, платформенный;

- позднеплиоцен–четвертичный, неорогенический.

Каждый из этих структурных этажей резко отличается по своей геодинамике, вещественному наполнению и истории от других этажей, и характеризуется своим структурным планом. При этом о структурных планах и геодинамических особенностях первых двух этажей, интенсивно переработанных в северных областях Урала и Приуралья позднейшими деформациями, мы можем делать заключения по их реликтам и особенностям петрографо-геохимических характеристик слагающих их вещественных комплексов. Только третий структурный этаж, отвечающий уралидам, обладает четким структурным рисунком, практически не искаженным последующими деформациями.

Структурное районирование Урала основано на выделении тектонических зон уралид, используемых нами в качестве референсной системы при описании всех более ранних и более поздних структур, архей–раннепротерозойских, тиманских, платформенных, нео-орогенических. Наиболее полно схема структурной зональности разработана для Южного Урала [34], однако не все структурные зоны, выделяемые на юге, прослеживаются на север. Половина уралид на севере перекрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями, нередко большой мощности (до 8 км), и изучение складчатого фундамента здесь возможно только по редкой сети скважин и с помощью геофизических методов (ГСЗ, МОВ, изучение магнитных и гравитационных аномалий).

На севере Урала, в обнаженной его части, на поверхности нами выделены следующие структуры:

- Предуральский краевой прогиб, заполненный флишем и молассой пермского возраста;

- Западноуральская зона складчатости, сложенная мелководными и глубоководными отложениями окраины палеозойского континента;

- Центрально-Уральская зона уралид, в которой обнажены и более древние комплексы протерозойских этажей;

- Тагильская (или Тагильско-Щучинская) зона уралид, в которой обнажаются комплексы

дна палеозойского Палеоуральского океана и развившихся в нем островных дуг, преобразованные в результате позднепалеозойской коллизии. Тагильская зона уралид обнажена наполовину, ее восточная часть погружена под чехол Западно-Сибирской платформы.

Предуральский краевой прогиб, Западноуральская и Центрально-Уральская зоны уралид относятся к палеоконтинентальному сектору уралид, Тагильская зона уралид принадлежит палеоокеаническому сектору.

На севере Урала, несмотря на линейность структур, четко выражена его поперечная зональность, которая отражала влияние докембрийского структурного плана [31, 86], выраженное:

- в аномальном расширении и сужении зон, прежде всего, Центрально-Уральской зоны уралид с образованием Ляпинского, Харбейского и Марункеуского антиклинориев;

- в возникновении в пределах Западноуральской зоны складчатости Енганепейского и Манитаньрдского поднятий с относительно слабо выраженной линейностью.

Данное влияние также проявлялось в развитии виргации складчатых структур в пределах Предуральского прогиба (гряда Чернышова и гряда Чернова). Резкое изменение простирания складчатых структур обнаженного Урала на переходе от Приполярного к Полярному Уралу (изгиб на 45° к северо-востоку) и на сочленении Полярного Урала со складчатой системой Пай-Хоя (изменение простираний на 90° к северо-западу) оказало максимальное влияние на возникновение и развитие тектонических структур в исследуемом регионе.

Пай-Хой, гряда Чернышова, и гряда Чернова образовались вследствие более поздней, чем большая часть уралид, мезозойской древнекиммерийской складчатости. Данные структуры могут условно относиться к уралидам, т.к. они имеют структурные связи с уралидами. Нарушения линейности Урала проявляются в структуре Предуральского краевого прогиба в наличии Верхнепечорской, Большесынинской, Косью-Роговской, Коротайхинской и Карской впадин, разделенных поднятиями.

Показано соотношение структур севера Урала и магнитных аномалий северо-восточного простирания, отражающих структуры кристаллического фундамента (рис. 1). Антиклинальные структуры, такие, как Маньхамбовский, Хобеизский, Неркаюский, Харбейский и Марункеуский антиклинории в Центрально-Уральской зоне, являющиеся реликтовыми структурами тиманид, приурочены к отрицательным аномалиям магнитного поля, которые прослеживаются на северо-запад (см. рис. 1).

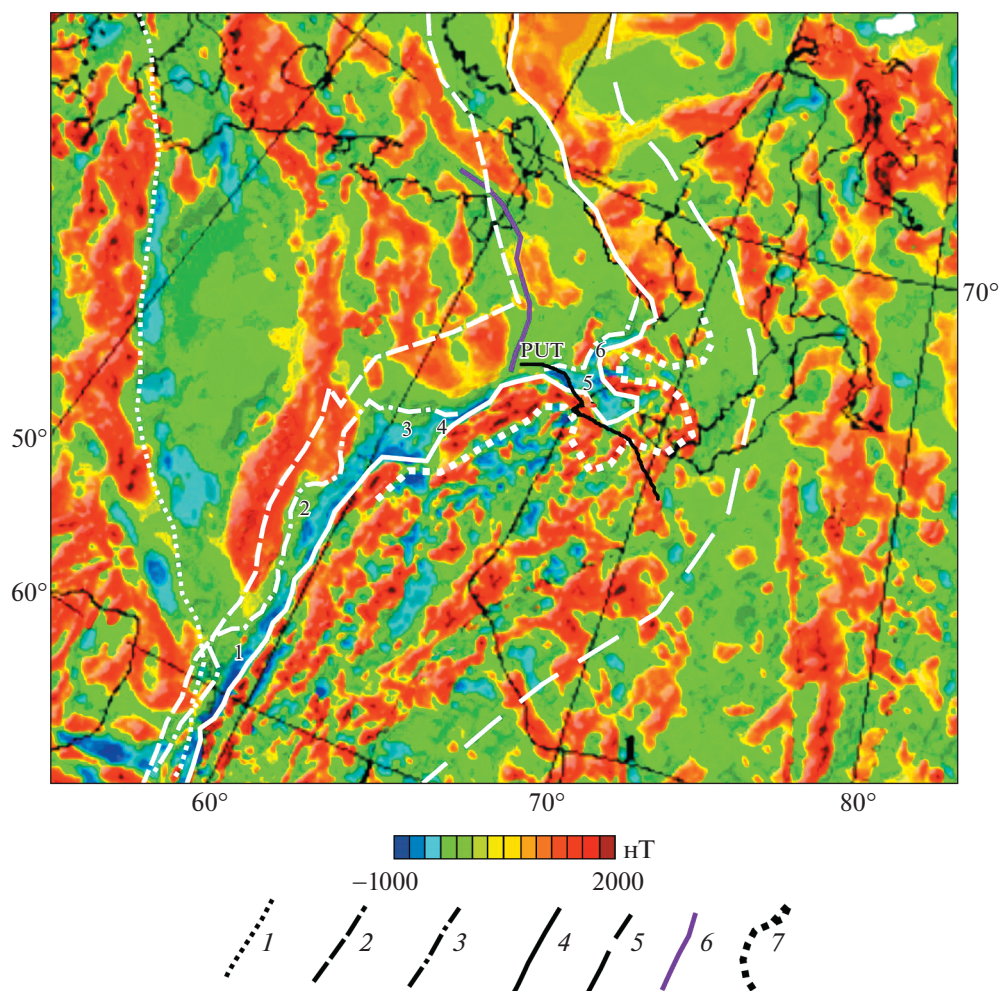


Рис. 1. Схема магнитных аномалий Тимано-Североуральского региона с элементами тектоники.

Реликты структур тиманид в Центрально-Уральской зоне уралид (на схеме): 1 – Полюдовское поднятие, 2 – Маньхамбовский антиклинорий, 3 – Хобеизский антиклинорий (купол), 4 – Неркаюское поднятие, 5 – Харбейский антиклинорий (Собский выступ), 6 – Марункеуский антиклинорий.

Показан (линия): PUT – Полярноуральский трансект.

Размерность аномалий дана в нанотесла, нТ.

1–2 – западная граница складчато-надвиговых структур: 1 – тиманид, 2 – уралид; 3 – западная граница Центрально-Уральской зоны уралид; 4 – Главный Уральский разлом и его предполагаемое продолжение в Байдаратской губе; 5 – предполагаемая восточная граница уралид; 6 – манюкуюская сутурная зона; 7 – Уральско-Пай-Хойский ороклин

Резкие изменения структурного плана уралид, и, в особенности – изменения в их простирании, мы объясняем не только особенностями структуры подстилающего докембрийского фундамента. Восточная окраина Восточно-Европейского континента (палео-континента Балтика), сформировалась в результате рифтогенеза и заложения Палеоуральского океана. Ее формирование значительно повлияло на изменение структурного плана и простирания уралид. По данным глубинных сейсмических профилей URSEIS, ESRU, PUT, проведенных вкрест Урала международными командами геофизиков под эгидой комиссии ЕВРОПРОБА, кристаллический фундамент древнего континента утонялся и заме-

щался палео-океаническим меланократовым фундаментом к востоку от Главного Уральского разлома и вдоль северо-восточного ограничения Пай-Хоя. Окраина палео-континента Балтика и смежного Палеоуральского океана, возникшая в раннем палеозое, была главным элементом анизотропии литосферы. Анизотропия литосферы определила изменения простирания складчатых структур уралид, возникших в позднем палеозое и раннем мезозое в условиях сильнейшего сжатия на двух стадиях орогенного этапа и ограничила экстраполяцию докембрийского кристаллического фундамента на восток, где возможно лишь выделение микроконтинентов с протерозойским фундаментом.

Рис. 2. Тектоническая схема Севера Урала.

Показаны (цифры в кружках) на схеме: 1–6 – Предуральский краевой прогиб: 1 – Печоро-Кожвинский вал, 2 – Большесынинская впадина; 3 – Гряда Чернышова, 4 – Косью-Роговская впадина, 5 – гряда Чернова, 6 – Косью-Роговская впадина; 7–13 – Западноуральская зона складчатости: 7 – область сочленения Урала и Пай-Хоя, 8 – Байдаратская зона, 9 – Поднятие Оче-Нырл, 10 – Манитанырдское поднятие, 11 – поднятие Енгане-Пе, 12 – Лемвинская зона *sensu stricto*, 13 – Косью-Кожимское поднятие; 14–19 – Центрально-Уральское поднятие: 14 – Ляпинский антиклинорий, 15 – Хобеизский купол, 16 – Неркаюское поднятие, 17 – Хальмерьюское поднятие, 18 – Харбейский антиклинорий (Собское поперечное поднятие), 19 – Марункеуский антиклинорий; 20–27 – Тагильский синклинорий *sensu lato*: 20 – Малыкский метаморфический комплекс, 21 – массив Сьум-Кеу, 22 – Щучинский участок (участок Тагильской зоны *sensu lato*), 23 – массив Рай-Из, 24 – Войкаро-Сынинский массив, 25 – Войкарский участок (участок Тагильской зоны *sensu lato*), 26 – Хулгинский участок (участок Тагильской зоны *sensu lato*), 27 – Тагильская зона *sensu stricto*. 1–3 – комплексы структурных этажей и подэтажей: 1 – платформенного (J_2-N_1) и нео-орогенного (N_2-Q), 2 – древнекеммерийского подэтажа уралид ($T_{1-3}-J_1$), 3 – уралид *sensu stricto* (моладса (P_2)); 4–5 – структурно-фациальные зоны комплексов палеоконтинентального сектора уралид: 4 – Бельско-Елецкая ($O-P_1$), 5 – Зилаиро-Лемвинская ($O-P_1$); 6–9 – комплексы палеоокеанического сектора уралид: 6 – дунит-пироксенит-габбровые; а – офиолиты, б – докембрийские метабазиты Дзеля-Юского и Хордьюского комплексов, в – платиноносный комплекс, 7 – вулканогенно-осадочные океанические и островодужные, 8 – диоритоиды и гранитоиды (собский и юньягинский комплексы), 9 – габброиды, диориты и монзонитоиды (конгорский комплекс); 10–11 – комплексы рифей-вендского структурного этажа тиманид: 10 – моладса, 11 – рифейские осадочные и вулканогенные комплексы; 12 – комплексы основания тиманид (дорифейского структурного этажа); 13 – серпентинитовый меланж сутурных зон; 14 – разломы (надвиги и шарьяжи); 15 – геологические границы

Структурные этажи севера Урала

Архейско-раннепротерозойский Волго-Уральский (дорифейский) этаж. Полиметаморфические комплексы данного этажа – наиболее древние (3.5–1.8 млрд лет), и высоко метаморфизованные комплексы расположены в западном секторе Южного Урала в Тараташском поднятии, где наблюдается их контакт со слабо измененными грубообломочными базальными толщами нижнего рифея, залегающими на подстилающих отложениях с глубоким размывом и угловыми несогласиями.

Данные U–Pb изотопного датирования цирконов указывают на наличие мигматитов и диафоритов нижнепротерозойского возраста и гранулитов, включающих цирконы архейского возраста [20, 21, 45]. Нижнерифейский возраст перекрывающей айской свиты подтвержден U–Pb изотопным датированием магматических цирконов из вулканитов ее навышской подсвиты и детритовых цирконов из основания свиты [22, 44]. По данным бурения тараташский комплекс надвинут к западу на известняки девонского возраста. В платформенной части и, возможно, в основании западной части тиманид, данный комплекс представляет собой кристаллический фундамент, предположительно входивший в структуру прото-континента Волго-Урاليا в палеопротерозое.

Поиски архейских пород в древнем фундаменте севера Урала пока не увенчались заметным успехом, были найдены цирконы архейского возраста только в малыкском комплексе. На Приполярном и Полярном Урале в ядрах куполовидных поднятий и крупных антиклинальных структур Центрально-Уральской зоны уралид [36, 41, 42] в дорифейском этаже обнажены палеопротерозойские комплексы (рис. 2):

- няртинский – николайшорская свита в Хобеизском куполе;

- неркаюский – на северо-востоке Ляпинского антиклинория уралид;

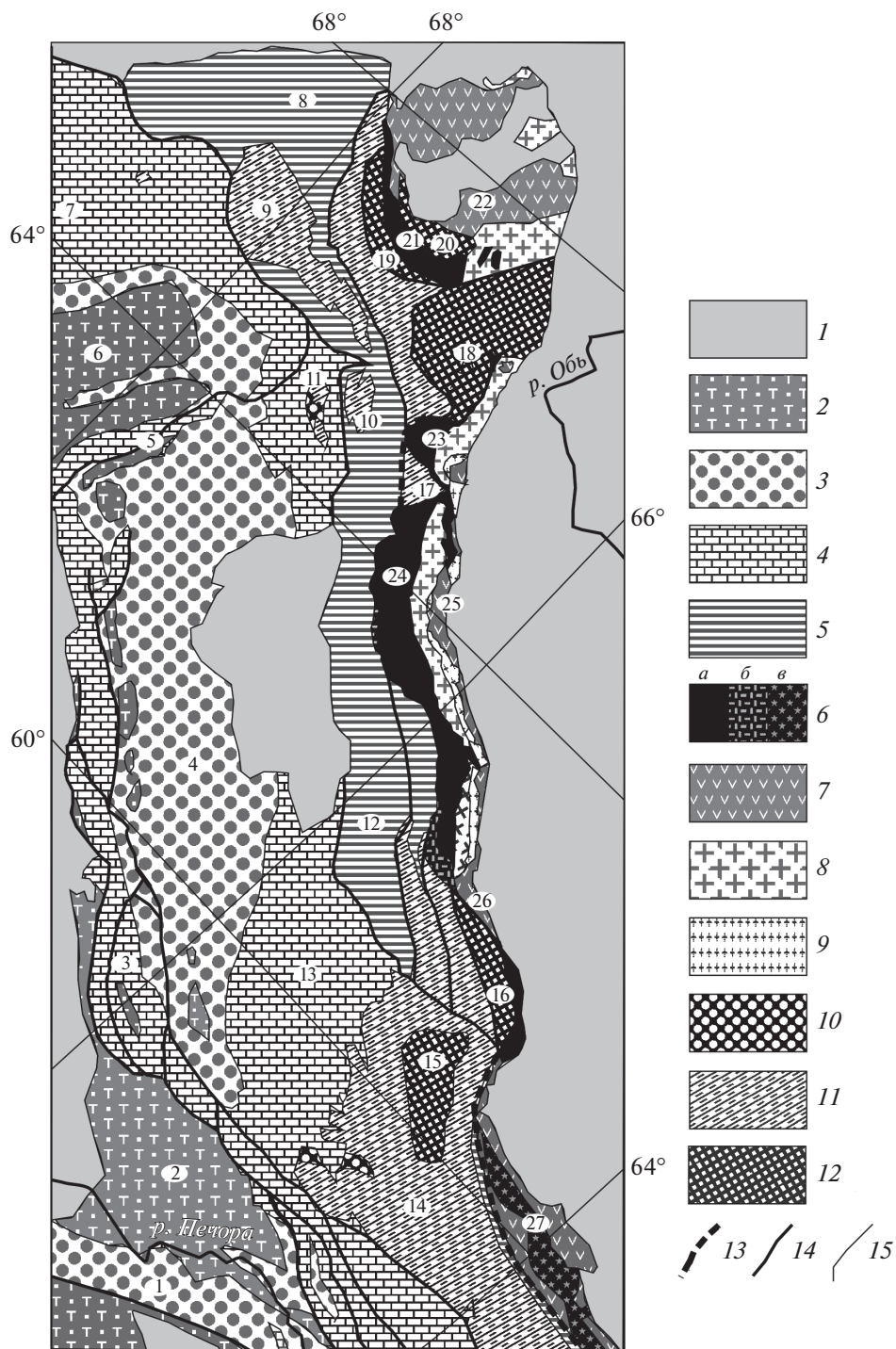
- харбейский – в Харбейском антиклинории, или Собском поперечном поднятии;

- марункеуский – в Марункеуском антиклинории.

Кроме данных комплексов, выявлены хараматолоуский и малыкский метаморфические комплексы, предположительно, принадлежащие докембрийскому этажу, которые обнажены среди офиолитов на северо-востоке.

В сравнении с полнотой исследования юга Урала на севере Урала первичные контакты с перекрывающими рифейскими толщами, затухившие многократным метаморфизмом, связанным с процессами формирования тиманид, затем – уралид, не установлены, при этом недостаточно обоснована стратиграфия нижнего и среднего рифея.

Возраст высоко метаморфизованных центральных частей древних поднятий севера Урала установлен полученными датировками цирконов из гранат-слюдяных сланцев николайшорской свиты (няртинского комплекса) Хобеизского антиклинория термоизохронным (Pb^{207}/Pb^{206}) методом (ВИМС, г. Москва) (аналитик Л.В. Сумин). Нами был получен возраст 1680 млн лет – самое древнее значение, но были и более молодые определения – вплоть до вендских (эдиакарских по современной международной шкале). Из николайшорской свиты нами были также получены карбон–пермские датировки мусковитов и биотитов K–Ag методом в лаборатории геохронологии Института геологии Коми НЦ УрО РАН (ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) (аналитик М.Б. Соколов). Была получена Pb–Pb изохронным методом наиболее древняя датировка 2125 ± 25 млн лет из цирконов гранулитового типа – шаровидных с обилием граней, по [37]. SHRIMP



датировки гранулитовых цирконов дали разброс от 1746 до 662 млн лет. Была получена дискордия с верхним пересечением 2127 ± 31 млн лет U–Pb LA-ICP-MS методом по выборке 44 кристаллов циркона с преобладанием гранулитового типа [38], что указывает на единственный дорифейский этап метаморфизма, данные о котором сохранились, и практически совпадает с вышеупомяну-

той датировкой 2125 ± 25 млн лет термоизохронным методом [37], при этом в изучаемом комплексе не только отсутствуют гранулиты, но и породы амфиболитовой фации пользуются ограниченным распространением.

Мы коснулись проблем, с которыми сталкиваются исследователи при попытках датировки полиметаморфических толщ севера Урала, обна-

женных в ядрах доуральских поднятий и это прежде всего, — значительное омоложение изотопных соотношений, где реликтовые цирконы содержат информацию о древних этапах развития изучаемого комплекса.

Датирование неркаюского и харбейского комплексов, которые считаются дорифейскими [64, 39] и определение палеозойского или докембрийского возраста эклогитов Марункеуского комплекса вызвало дискуссию. Ранее докембрийский возраст эклогитов Марункеуского блока и марункеуского комплекса был установлен на основании K—Ag и Pb—Pb-датирования минералов из эклогитов [63]. Максимальные значения возраста составили 1.70 и 1.54 млрд лет по цирконам и флогопитам. K—Ag датировки соответствовали 626—605 млн лет, что показывает явное омоложение [63]. Sm—Nd минеральная изохрона по эклогитам показала возраст 366 ± 8.6 млн лет, по Rb—Sr минеральным изохронам в эклогитах и амфиболитах был получен возраст в среднем 355.5 ± 1.4 млн лет, также в близком интервале 353—362 млн лет находятся и конкордантные U—Pb датировки цирконов [73, 79, 80]. Данные датировки соответствуют началу временного интервала коллизии типа континент—островная дуга на севере Урала [34] и могли бы и не вызвать больших споров. Тем не менее, датировки бесплодных, предположительно, не омоложенных эклогитов оказались древними: изотопный состав и содержание Rb, Sr, Sm и Nd, а также датировки 1.54 ± 0.15 млрд лет и 1.61 ± 0.07 млрд лет (Rb—Sr) и 1.68 ± 0.07 млрд лет (Sm—Nd) [2] не исключают наличия двух генераций эклогитов, поскольку вмещающие их толщи датируются как протерозойские (вероятно, палеопротерозойские) с учетом полиметаморфической природы всех датированных пород и их структурных особенностей. В харбейском (ханмейхойском), марункеуском и неркаюском дорифейских древних комплексах севера Урала нами выявлено наличие нетипичных для уралид структур северо-западного простирания.

По вещественному составу дорифейские комплексы Центрально-Уральского поднятия разделены [25, 65, 66] на два типа комплексов:

- гнейсо-мигматитовые и кристаллосланцевые с реликтами гранулитов,
- метабазитовые эклогито-гнейсовые и эклогито-сланцевые.

Данные типы комплексов указывают на неоднородный состав и разную геодинамическую природу. Марункеуский комплекс представлен двумя сериями [66]:

- метавулканогенная (полосчатые эклогиты, амфиболиты и плагиогнейсы),
- метаплутоническая (эклогитизированные метагабброиды и метаперидотиты).

Геохимические особенности указывают на их предположительно островодужный, надсубдукционный характер. Подобным, но значительно менее изученным и ненадежно датированным, является неркаюский комплекс.

К гнейсо-мигматитовым и кристаллосланцевым комплексам с реликтами гранулитов относятся николайшорский (няртинский) и харбейский комплексы. Плагиогнейсы харбейского комплекса соответствуют океаническим и континентальным островным дугам, и активной континентальной окраине [65]. Предполагается, что протолитом этих пород были граувакковые песчаники и алевролиты от кислого до основного состава [25]. Первичными породами няртинского комплекса являются магматические породы андезит-базитового ряда толеитовой и известково-щелочной серий. Субстратом для метатерригенных пород были полимиктовые алевролиты, граувакковые и кварц-полевошпатовые песчаники. Исходным материалом для алевролитов и песчаников послужили как магматические породы основного и кислого состава, так и рециклированные осадочные отложения.

Малыкский структурный комплекс. Малыкский комплекс, имеющий предполагаемый реликтовый гранулитовый состав, ограничен от Центрально-Уральской складчатой зоны широкой полосой офиолитов, трассирующихся вдоль Главного Уральского разлома и представленных породами ультрабазит-базитового состава. В составе Малыкского комплекса участвуют первично-магматические габбронориты, нориты, оливиновые, амфиболовые и гранатовые габбро, гнейсовидные и полосчатые апогаббровые гранатовые и цоизитовые амфиболиты. Начальные метаморфические преобразования разгнейсованных двупироксеновых габброноритов соответствуют гранулитовой фации [3]. Породы комплекса сильно и неоднократно диафорированы. Методом U—Pb датирования цирконов из метабазитов был получен возраст 2736 ± 42 млн лет [11]. Наличие структур субширотных простираний, не совпадающих с простираниями уралид, позволило отнести комплекс к докембрийскому фундаменту. Мы полагаем, что Малыкский комплекс представляет собой фрагмент литосферной плиты восточного обрамления Уральской складчатой области. Данный комплекс частично перекрыт тектоническими покровами офиолитово-островодужного аккреционного комплекса, и выходит на поверхность в форме крупного тектонического окна.

Рифей—вендский, тиманский структурный этаж. Подобно структурам Южного и Среднего Урала данный структурный этаж отделяется от дорифейского размывом и угловыми несогласиями. Четко выражены верхние уровни тиманского

структурного этажа, поскольку они отражают крупные тектонические события такие, как:

- континентальная коллизия,
- образование складчатого сооружения тиманид,
- последующее разрушение складчатого сооружения тиманид с заложением Палеоуральского океана на начальной стадии развития уралид.

Геологами Воркутинской ГРЭ была проведена детальная геологическая съемка Центрально-Уральской зоны уралид и предложены схемы стратиграфии докембрия, основанные на общей последовательности слоистых толщ от ядерных частей поднятий к периферии Ляпинского, Харбейского и Марункеуского антиклинориев и подкрепленные находками остатков примитивных организмов [57]. Маньхобеинская и шокурьинская свиты в Хобеинском куполе, считавшиеся нажнерифейскими, были отнесены к палеопроторозою [41].

Был уточнен возраст (среднерифейский, по [67]) верхней минисейшорской свиты няровейской серии Полярного Урала, который составил ограничение нижнего предела возраста 660 млн лет и определил, что верхний предел возраста няровейской серии – терминальный рифей, по [86].

Датирование и изучение литологии вендских или венд–кембрийских (?) отложений показало, что в верхней части, представленные полимиктовыми грубообломочными толщами, они соответствуют молассе. На Южном Урале типовым разрезом венда, соответствующего эдиакарию международной шкалы, является ашинская серия. Входящие в данную серию басинская, куккараукская и зиганская верхние свиты характеризуются полимиктовым, молассовым составом, и тем самым резко отличаются от нижележащих свит. Аналогичную характеристику имеет чернокаменная свита на Среднем Урале. Данные свиты заполняют предгорный прогиб тиманид. На Приполярном Урале моласса представлена лаптоайской свитой, на Полярном Урале – энганпейской свитой. Отложения этих свит заполняют межгорные впадины тиманид. Резкий контраст со всеми нижележащими терригенными толщами объясняется сменой западного источника сноса обломочных пород с платформы – на восточный источник сноса с поднятий тиманского орогена.

Получены значения U–Pb изотопного возраста от ~1143 до ~590 млн лет по данным изучения детритовых цирконов в энганпейской свите [24]. Изотопные датировки субвулканических риолитов, тела которых интродуцируют породы энганпейской толщи на юге поднятия Энгане-Пе, соответствуют интервалу 555–522 млн лет [73], что указывает на возраст энганпейской молассы тиманид 590–555 млн лет, соответствующий верхнему венду.

Тем не менее, вопрос о возрасте молассы тиманид и, соответственно, времени тиманского орогенеза все еще является дискуссионным [29]. В пользу вендского (эдиакарского) основной ее части говорит присутствие в ее разрезах остатков руководящих организмов эдиакарской биоты, принадлежащих котлинскому горизонту венда [83]. Ранее, по [18] допускалось частичное отнесение молассы тиманид к низам кембрия. В пользу предположения о завершении тиманской коллизии в раннем кембрии могут говорить данные о возрасте высокбарических комплексов на краю Восточно-Европейского континента. В 2004 г. Beckholmen с соавт. [76] получили данные о возрасте 535 ± 6 млн лет глаукофановых сланцев на Кваркуше и недавно эцлогиты Белорецкого комплекса были датированы 532.2 ± 9.1 млн лет по Rb–Sr минеральной изохроне (7 точек) [81].

Крупнейшие структуры тиманид (Маньхамбовский, Хобеизский, Харбейский, Марункеуский антиклинорий и Саблинский синклинорий) хорошо вписываются в структуру, отражаемую общей картиной магнитного поля Тимано-Уральского региона (см. рис. 1): антиклинорий выражены в целом, как правило, отрицательными, а синклинорий положительными аномалиями, что позволило построить тектонические схемы тиманид, с разворачиванием структур в северном направлении от близ-субмеридиональных на северо-западные [34]. При этом формационный состав рифейских и нижневендских отложений тиманид носит эпиконтинентальный характер, с наиболее показательной фалаховой формацией кварцевых песков (хобеинская свита, кварциты няровейской серии и др.) – кроме позднего (даже, скорее, терминального) рифея, венда и начала кембрия, когда появляются надсубдукционные, а затем и коллизионные и постколлизионные вулканы, габбро и граниты [84, 69]. В начале этой эпохи по-видимому появляются и офиолиты. Единственная выявленная и датированная сутурная зона с офиолитовым меланжем – Манюкуюская – описана на хребте Энгане-пе [24, 87]. Офиолиты представлены перидотитами, в разной степени серпентинизированными, лиственизированными и брекчированными, габброидами, плагиогранитами. С ними ассоциируют базальтоиды с яшмоидами. Сутура имеет отчетливо не-уральское, субмеридиональное простирание, а вмещающие ее толщи – демонстрируют отчетливое угловое несогласие с перекрывающими конгломератами и песчаниками ордовика. Было предпринято несколько попыток датировать плагиограниты (а косвенно – и ассоциирующие с ними офиолиты) U–Pb методом по цирконам [24, 42, 82], с результатами соответственно ~670, 719 ± 10 , 734 ± 8 млн лет, что не выходит за пределы терминального рифея в понимании [86]. Наличие океанической впадины в позднейшем

рифее, превратившейся затем в сутуру, позволяет предполагать, что по крайней мере два континентальных блока столкнулись в венде. К одному из них принадлежали, в частности, Харбейский и Марункеуский антиклинории и их продолжение в фундаменте севера Тимано-Печорской впадины, к другому, возможно Хобейзский и Маньхамбовский – если только не предполагать еще и наличие криптосутур. Развитие вендских субдукционно-коллизийных интрузивных комплексов в западном континентальном блоке, выявляемое как на Урале, так и в фундаменте Тимано-Печорской впадины, может быть связано с западным падением зоны субдукции, приведшей к коллизии континентальных блоков.

Завершающие этапы формирования тиманид сопровождались магматизмом, представленным гранитоидами разных типов, габбро и комагматическими вулканитами. Гранитоиды завершающих этапов развития доуралид, наилучшим образом представленные на Приполярном Урале, долгое время выделялись под названием сальнерско-маньхамбовского комплекса, хотя нами уже довольно давно высказывалось предположение, что этот комплекс неоднороден. Тогда же и позже среди них стали выделять гранитоиды I- и A-типов [23]. Датировки их частично совпадают, но I-тип тяготеет к позднему венду, тогда как A-тип – к позднему венду и кембрию. График вероятностей возрастов гранитоидов [53] образует два обособленных пика, что может интерпретироваться как наличие частично сосуществовавших вендских надсубдукционно-коллизийных гранитов I-типа и рифтогенных, A-типа; последние, по всей видимости, связаны с плюмами [36]. A-гранитоиды, образующие вместе с базитами контрастную ассоциацию, предвзвешивают заложение Уральского палеоокеана.

Палеозой–раннеюрский структурный этаж. Данный структурный этаж соответствует уралидам *sensu lato*, и разделяется на два структурных подэтажа:

- палеозойский (ордовикско-пермский) (уралиды *sensu stricto*),
- раннемезозойский, начавшийся мощным плюмовым процессом и закончившийся древнекаммерийской складчатостью.

Возникновение палеозойского структурного подэтажа на севере Урала связано с заложением рифтогенных комплексов в самом конце кембрия, развившихся затем, вследствие перехода к спредингу океанического дна, в Палеоуральский океан и сопровождающий его пассивную окраину Восточно-Европейского континента (палеоконтинента Балтика). Эти геодинамические процессы сменяются субдукцией и затем континентальной коллизией и формированием складчатой системы уралид *sensu stricto* в карбоне и перми.

Четкая граница структурных изменений в строении данного подэтажа, расположенного в западных и восточных складчатых зонах Урала, проходит по Главному Уральскому разлому, что позволяет разделить Урал на палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы уралид, которые имеют контрастное глубинное строение (см. рис. 2).

Палеоконтинентальный сектор уралид. В основании палеозойского структурного подэтажа палеоконтинентального сектора находятся грубо-терригенные толщи ордовика; в некоторых случаях в основании этих толщ доказано присутствие верхов кембрия. Контакт палеозойского этажа с рифей–вендским характеризуется наличием глубокого размыва пород и угловых несогласий. Базальные слои ордовика имеют непостоянный характер [28]. Типичные риолиты саблегорской свиты на хр. Малды-Нырды, принадлежащие тиманидам, перекрыты корой выветривания, которую сменяет алькесвожская терригенная толща, образованная при значительном участии переотложенной коры выветривания и выше – обейзская толща, представленная аркозами, конгломератами и кварцитами прибрежно-морского генезиса. Занимающая еще более высокое положение в разрезе базальных толщ ордовика кварцевая терригенная толща имеет непостоянную мощность и местами содержит вулканиты, что характерно для Лемвинского и Байдаратского районов. Среди контрастных субщелочных вулканитов присутствуют трахибазальты и трахириолиты. Особенность состава базальной толщи подтверждает рифтовую природу геодинамической обстановки Приполярного и Полярного Урала на начальных стадиях развития палеозойского структурного этажа. Следствием дальнейшего развития геодинамических процессов стало:

- начало раскалывания континента,
- разобщение фрагментов тиманид,
- переход от рифтинга к спредингу океанического дна,
- образование Палеоуральского океана и смежной с ним пассивной окраины палеоконтинента Балтика.

Вулканизм, сопровождавший процесс формирования пассивной окраины континента, имел плюмовый характер [26]. Подобный плюмовый эпизод, характерный для всего западного склона Урала, получил название кидрясовского [36]. Аналогичные плюмовые вулканиты пассивной окраины того же возраста имеются только на восточной окраине Сибирского континента. Как показано палеомагнитными исследованиями [30, 89], пассивная окраина Балтики могла быть очень близка к пассивной восточной окраине палеоконтинента Сибирь, – палеоконтинент в это время находился в “перевернутом” положении. Эти

вулканиды могут трактоваться как Крупная Магматическая (Изверженная) Провинция.

В дальнейшем, начиная со второй половины ордовика, на территории западного склона Урала сформировались две структурно-фациальные зоны пассивной окраины континента: шельфовая (Бельско-Елецкая) и батальная (Зилаиро-Лемвинская). Эти зоны просуществовали почти в течение всего палеозоя; орогенические деформации и связанные с орогией изменения в осадконакоплении (в частности, заложение краевого прогиба) произошли лишь в позднем палеозое. В девоне в палеоконтинентальном секторе наблюдаются отголоски мощного Кольско-Донецкого суперплюма, проявившегося на Восточно-Европейской платформе. Было замечено, что на западном склоне Урала прослеживается система долеритовых даек и силлов, рвущих отложения разного возраста по девон включительно, но не проникающих в карбон. В ряде случаев удается доказать их девонский возраст радиоизотопными методами. Этот долеритовый комплекс прослеживается на Пай-Хой и Вайгач, а на Новой Земле известны и довольно обильные раннефранские вулканические извержения. Показано, что эти магматические комплексы не являются самостоятельным образованием, а принадлежат краевой восточной части Кольско-Днепровской Крупной Магматической Провинции [36].

Бельско-Елецкая зона являлась, по сути дела, краем платформы или относительно ненарушенной части континента, и принципиально отличается лишь наложенной, позднепалеозойской складчатостью. В обобщенном виде [34, 61, 69] разрез Бельско-Елецкого комплекса севера Урала хорошо коррелируется с разрезами расположенных западнее областей Тимано-Печорской провинции, отличающихся локальным выпадением отдельных горизонтов и стратонов, а также некоторым уменьшением их мощности. В основании лежит мощный (до 2500 м) комплекс нижнеордовикского ордовика, сменяющийся галогенно-карбонатным (верхний ордовик), затем карбонатным (силур) и терригенно-сульфатно-карбонатным (нижний девон) комплексами, которые частично замещаются на Урале формацией карбонатных барьерных рифов [1]. Средний девон представлен преимущественно терригенной формацией кварцевых песчаников и алевролитов, тогда как верхний девон—низы карбона образованы фациально сложно построенными комплексами впадин Камско-Кинельского типа и их обрамления, представленных в осевой части конденсированными отложениями доманикового типа — относительно глубоководными, с прослоями кремней и битуминозных сланцев, обрамленными протяженными областями накопления биогермов. Прогибы компенсируются, “выравниваются” толщами угленосного визе. Отложения в ин-

тервале от верхнего визе до сакмарского яруса включительно представлены карбонатной формацией. По краю шельфовой зоны на Урале вновь появляются рифы. Разрез Бельско-Елецкой зоны завершается глинисто-карбонатными отложениями ассельско-сакмарской сезымской свиты, которая многими исследователями считается депрессионной, — аналогом ассельско-сакмарских пририфовых депрессионных отложений Бельской впадины на юге Урала, и таким образом, время заложения Предуральского краевого прогиба датируется ассельским веком. Однако, по данным [50], Предуральский прогиб заложился на севере Урала лишь в конце сакмарского века, — существенно позже, чем на юге. Эти авторы обращают внимание на то, что обломки уральских пород появляются лишь в кровле сакмарской сезымской свиты, что свидетельствует о смене направления сноса терригенного материала с западного (с платформы) на восточное, где начал развиваться ороген.

Отложения батальной, Зилаиро-Лемвинской зоны, отличаясь контрастирующим с шельфом глубоководным характером, тем не менее, тесно связаны с Бельско-Елецкими, поскольку вплоть до каменноугольного времени их характер целиком регулировался переменным фактором: наличием или отсутствием транспорта терригенных пород с шельфа. Соответственно, отложения погурейской и грубеинской свит ордовика представлены мощными терригенными толщами. Как показали результаты бурения скважины 1-Восточно-Лемвинская в средней части Лемвинской зоны, ордовикские отложения ассоциируют с солями мощностью в несколько сот метров. На поверхность эвапориты нигде не выходят, но, возможно, они хорошо сохранились под надвигами и коррелируются с эвапоритами на платформе. Верхи ордовика, силур и низы девона (харотская свита) представлены углисто-кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами с прослоями известняков; их мощность (~300 м) в несколько раз меньше мощности шельфовых известняков того же возраста. Конденсированный характер этой части разреза связан с отсутствием западного привноса терригенных отложений, который блокировался карбонатной платформой и рифами. Средняя часть девона — пагинская свита — более мощная, представленная флишеподобным чередованием кварцевых песчаников, алевролитов и сланцев, что коррелируется с наличием песчаных терригенных толщ на шельфе. С накоплением карбонатов и доманикитов системы Камско-Кинельских впадин на платформе вновь связано формирование конденсированных, существенно кремнистых франских—нижекаменноугольных отложений в батальной зоне. Затем на востоке Лемвинской зоны на конденсированных осадках нижнего карбона начинают накап-

ливаться флишевые отложения нижнекаменноугольной райизской свиты и ниже-верхнекаменноугольной яйюской свиты, которые стали заполнять остаточный глубоководный прогиб, в связи с появлением размываемых поднятий орогена к востоку от него. Осадконакопление в Лемвинской зоне заканчивается образованием флишевой ассельско-сакмарской кечпельской свиты, заполнившей реликтовый прогиб.

В артинское время накопление флиша перемещается к западу, в пределы будущего Предуральского краевого прогиба. В кунгурское время развитие Предуральского прогиба идет полным ходом, причем кунгурские отложения представлены двумя фациями: пестроцветно-красноцветной терригенно-эвапоритовой и сероцветной угленосной. Граница между фаціальными зонами проходит в северо-западном направлении в районе Большесынинской впадины. На юге расположен соленосный Верхнепечорский бассейн, на севере – Воркутинский угленосный. Кунгурские отложения, отчасти несущие признаки флишевых, выше сменяются молассовыми, причем распространение угленосной молассы по-прежнему ограничивается на юге Большесынинской впадиной.

Палеоокеанический сектор уралид. Отделенный от палеоконтинентального сектора Главным Уральским разломом, Тагильский мегасинклиний резко отличается по своему строению от развитых в этом секторе геологических образований – и по формациям, и по характеру структур. В основании палеозойского разреза Тагильского синклиория, являясь его меланократовым фундаментом, лежат офиолиты, образующие на западном борту синклиория цепочку гигантских мафит-ультрамафитовых массивов Полярного Урала, – Сыумкеуского, Райизского и Войкарского. Разрезы офиолитов большинство современных исследователей отождествляют с разрезами древней океанической коры, сопоставляя с корой современных океанов [48]. В основании разрезов лежат перидотиты – дуниты, верлиты и лерцолиты, отвечающие древней мантии, в разной степени деплетированной в результате процессов частичного плавления, дающих магматический материал для построения расположенных выше горизонтов океанической коры. Структура перидотитов нередко сохраняет следы пластического течения в виде план-параллельной ориентировки минералов (полосчатости), складчатых деформаций полосчатости; сверх того, они могут быть пересечены дайкообразными телами дунитов нескольких генераций и дайками пироксенитов. Все это создает впечатление сложной, многофазной истории преобразований мантии, предшествовавших замораживанию мантии в основании офиолитового разреза. Перидотиты вверх по разрезу сменяются горизонтом чередования пластовых тел дунитов, верлитов, пироксе-

нитов и амфиболитов, который обычно отождествляют с палеограницей Мохо. Первый, нижний слой океанической коры представлен альпинотипными габброидами. Более высокое положение занимают дайки в дайках. Они сохраняются не очень часто, но на Полярном и Приполярном Урале они известны в нескольких местах, – в частности, на р. Восточная Лагорта и р. Манья. В этих дайках нередко сохраняется лишь один закалочный контакт, и тогда при их картировке удается выявить перескоки зоны спрединга. Нередко в междайковых пространствах сохраняются реликты субстрата – тела перидотитов, габбро и подушечных лав. Завершается разрез подушечными базальтами с прослоями глубоководных пелагических пород (на Урале это обычно яшмоиды, в которых нередко удается найти конодонты). Именно благодаря находкам этой фауны в 80-х гг. на Урале нам удалось доказать, что океаническая кора появилась в верхах раннего ордовика [34]. Вышеописанный разрез офиолитов далеко не обязателен. В современных океанах (например, в Средней Атлантике) [26] описаны случаи выхода перидотитов непосредственно на океаническое дно, и таким образом, разрез полного типа, который мы приводим, здесь отсутствует.

Попытки датировать протолит перидотитов офиолита дают очень противоречивые результаты: в частности, датировки цирконов, извлеченных из перидотитов, варьируют в огромных пределах, делая их интерпретацию чрезвычайно затруднительной [68]. Это не случайно, т.к. перидотиты основания офиолитовых разрезов принадлежат древней мантии, и они могут быть значительно древнее выплавленных из мантии пород вышележащих частей разреза. Получаемые датировки относятся к тем или иным процессам в ней, которые могли происходить задолго до образования офиолита. Так, для пород и минералов массива Сыум-Кеу получена Sm–Nd датировка 604 ± 39 млн лет [9]. Еще более убедительны были данные [49] по Войкарскому массиву – о вендском возрасте цирконов в хромитах рудопроявления Пай-ты (585.3 ± 6 млн лет, U–Pb метод, SHRIMP II). При этом, по [9, 49], наряду с вендскими цирконами (525 ± 6 млн лет), имеется 2 циркона с конкордантным возрастом 622 ± 11 и 2552 ± 25 млн лет. Это свидетельствует о еще более древних этапах частичного плавления мантии и генерации расплава. В то же время мы считаем этот офиолит, по датировкам более высоких, базитовых частей его разреза, палеозойским, и рассматриваем его как фрагмент коры Палеоуральского океана.

Ag–Ag датировки по первичным минералам Войкарского и Хадатинского массивов дали возраст 450–490 млн лет, а для Войкарского дайкового комплекса получен возраст 420–450 млн лет [60]. Известна датировка цирконов из жилки плагио-

гранита в комплексе параллельных даек Войкаро-Сыньинского массива 490 ± 7 млн лет [70]. Габбро Кэршорского комплекса датировано 446–454 млн лет (поздний ордовик) по цирконам [43], что не противоречит представлению о том, что офиолиты имели ордовикско-силурийский возраст. Однако часто упоминаемые первые датировки базитов и пироксенитов из офиолитового разреза Войкара показали более молодые возраста. По данным анализа Sm–Nd и Rb–Sr систем в ультрабазитах и габбро Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов [78], возраст формирования габбро и пироксенитов оценивается для Войкаро-Сыньинского массива (габбро актинолитизированное и оливиновые вебстериты) в 397 ± 20 млн лет. Позже [88] была получена вторая Sm–Nd изохрона, согласно которой возраст пироксенитов и габбро оценен как 387 ± 34 млн лет. Что немаловажно, эти датировки практически совпадают с датировкой Собского комплекса тоналитов, имеющего надсубдукционный характер, и внедренного в базитовые комплексы предположительно офиолитового разреза. Тоналиты датированы изохронным Rb–Sr методом как 395 ± 5 млн лет [8]. Тела плагиоклазитов, локализованные в хромитоносных ультрамафитах массива Рай-из, имеют изотопный возраст 398 ± 3 и 404.4 ± 2.8 млн лет (по цирконам U–Pb методом на SHRIMP-II), который отвечает границе среднего и раннего девона. В это время на фоне мощной субдукции произошла глубокая метаморфическая переработка ультрамафитов большей части массива Рай-из с формированием хромового оруденения высокохромистого типа и обособлением жильной серии существенно плагиоклазовых пород с корундовой (рубиновой) минерализацией [5].

В последнее время появились дополнительные данные о возрасте и соотношениях надсубдукционных интрузивных комплексов Войкарского района [55]. Среди них различаются больший по объему Собский островодужный комплекс северо-восточного простирания, включающий габброиды, диориты и плагиогранитоиды, с возрастом 410–393 млн лет и меньший по объему Конгорский, протягивающийся вдоль юго-восточного контакта Собского массива, представленный габбро, диоритами и монцонитоидами, с возрастом 399–393 млн лет по цирконам. При этом наблюдаемая геохимическая зональность практически одновозрастных надсубдукционных комплексов (к востоку отмечается увеличение щелочности) может говорить о падении зоны субдукции к востоку, а не к западу, как предполагают [54, 55]. Не исключено, что совпадение ранее приведенных возрастных характеристик офиолитов и надсубдукционных комплексов свидетельствует о том, что войкарские офиолиты образовались над зоной субдукции [43]. Но в данной ситуации допустимо предположить и альтернативу:

Sm–Nd датировки офиолитов отвечают времени метаморфизма – возможно, в связи с внедрением в офиолиты гигантского Собского комплекса.

Последовательность палеозойских событий к востоку от Войкара в определенной мере повторяет события в более южных районах Тагильской мегазоны. В недавнее время эта последовательность вполне подтверждена и на Северном Урале, напротив Полюдова кряжа, где проведены геолого-съемочные работы и собраны представительные коллекции конодонтов [32].

В основании разреза залегают пластины metabазальтов пальникшорской свиты O_3 и дайковые комплексы, принадлежащие офиолитам; комплексы островной дуги:

- шемурская свита контрастного состава $O_3-S_1^{II}$;
- павдинская свита туфов риолитов и андезитов S_{1-2}^{II-w} ;
- именовская свита S_2^{ld} представлена преимущественно вулканогенно-осадочными образованиями и известняками;
- нижняя часть разреза формировалась в раннем лудлове;
- верхняя часть разреза формировалась в позднем лудлове.

Ордовикско-раннедевонский разрез Тагильской зоны завершается сосвинской свитой (D_1 пржидол-лохков, аналог субщелочной туринской свиты более южных районов), это – туфопесчаники, тефроиды, известняки с прослоями трахиандезитов, базальтов и их туфов. Более высокие горизонты девона представлены известняками и сланцами.

Имеются различные точки зрения о продолжении (или не продолжении) Тагильского синклинория на север. На севере выделены самостоятельные Хулгинский, Войкарский и Щучинский синклинории [7], – это связано с перекрытием восточной и отчасти осевой части единого синклинория мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты. Данные три участка представляют собой северную часть Тагильского мегасинклинория, с близким характером разреза, при котором сохраняется целостность Тагильской островной дуги *sensu lato*, хотя отдельные элементы изменяются или неизвестны в силу недостаточной изученности.

Хулгинский участок. Ордовикские отложения здесь неизвестны, возможно, в силу недостаточной обнаженности, силурийские отложения представлены мощной толщей андезибазальтов, базальтов и андезитов, перекрытых на правобережье широтной части долины р. Хулги девонскими карбонатами. Начиная с раннего девона, выделяются два типа разрезов, аналогичных Петропавловскому и Туринскому юга Тагильской зоны:

– в бассейнах рек Тыкотлова, Балбанью и Хальмерью преобладают в раннем и среднем девоне мелководные известняки мощностью свыше 500 м;

– в бассейнах рек Средняя Дзеляю и Неркаю накоплены пестрые вулканогенно-осадочные толщи (мощность более 2500 м [57]) от андезитов до базальтов, которые преобладают в низах разреза, в верхах разреза появляются трахиандезиты, трахиты.

Войкарский участок. Ордовик представлен проблематичными отложениями хараматолоуской свиты с *Lichenaria* sp., сложенной метапорфиритами, спилитами, альбитофирами, их туфами, туфо-кремнистыми сланцами, филлитами, мраморами и известняками, мощностью 500 м [57]. Спилиты ордовикского (O₂) ханмейско-хараматолоуского комплекса характеризуются [75] как высокотитанистые, низкоглиноземистые, с океаническим типом фракционирования редкоземельных элементов (РЗЭ). Войкарский спилитовый комплекс (S₂?) представлен преимущественно подушечными лавами. По составу толеиты высокоглиноземистые, малокалиевые, низкотитанистые. По содержанию малых элементов они также сопоставимы с низкокалиевыми толеитами островных дуг. К той же формации, предположительно, относятся изолированные выходы альбитофиров. К низам разреза относятся и дайковый комплекс. Более молодые осадочно-вулканогенные толщи разделены на две части, нижняя из которых представлена породами, образующими с Собским гранодиорит-тоналитовым массивом вулканоплутонический комплекс, в который входят:

- силурийско-среднедевонские экструзии, игнимбриты, туфы плагиориолитов и дацитов, кремнисто-алевролитовые сланцы (более 100 м);
- туфы, агглютинаты, лавы, некки и дайки пироксеновых и пироксен-амфиболовых андезитов; известняки (более 400 м);
- туфы, игнимбриты, экструзии, дайки плагиофириновых и кварц-амфибол-плагиоклазовых андезитов, андезит-дацитов, дацитов, редко плагиориолитов и известняки (до 700 м).

В основании верхнего подкомплекса залегают известняки (50–100 м) эйфеля, выше которых выделяются:

- средне-верхнедевонские (?) вулканогенные и вулканогенно-обломочные толщи,
- базальт-андезитовые (150 м),
- андезит-дацитовые комплексы (более 100 м);
- верхнедевонская флишоидно-вулканогенно-молассовая толща (конгломераты, флиш и моласса, с обломками подстилающих пород [75]).

Изучение детритовых цирконов в терригенных надсубдукционных толщах – устьконгорской (средний-верхний ордовик) и малоуральской (верхний силур–средний девон) свит Войкарской

зоны [56] показало явное преобладание докембрийских зерен, принадлежащих трем разновозрастным группам:

- 2700–3000 млн лет,
- 1000–2200 млн лет,
- 547–763 млн лет.

Эти данные интерпретируются [56] как свидетельство о наличии докембрийского фундамента (микроконтинента) в основании палеозойской островодужной системы Полярного Урала. Однако могут быть и другие варианты – например, попадание детритовых цирконов в океанические осадки, а затем и в аккреционную призму – с континента (Восточно-Европейской платформы). По трактовке [34] они попали в осадки из мантии, в которой обычно содержится целая коллекция цирконов различного возраста, начиная с архея. Такая возможность подтверждается и более поздними исследованиями [68].

Шучьинский участок. Здесь развит достаточно полный разрез отложений, от ордовика до карбона, и островодужная природа этой зоны не подлежит сомнению, хотя и с определенными особенностями [7, 17, 54, 71]. Базальты ордовика, развитые здесь, изучены довольно плохо и датировались преимущественно по положению под фаунстическими охарактеризованным силуром. В последнее время благодаря U–Pb изотопным датировкам, более надежно обоснован средне-позднеордовикский возраст вулканитов сядайской свиты, считавшихся более молодыми и представленными андезибазальтами, андезитами, плагиодацитами и плагиориолитами и рвущих их лейкогранитов хоймпейского комплекса. И вулканиты, и интрузивные породы носят геохимические признаки островодужных образований [54]. Силур представлен базальтовыми андезитами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и трахидацитами, базальтами, местами туфами и тефроидами, геохимические особенности которых также указывают на их принадлежность островной дуге. В прижидольско-нижнеэйфельской части разреза преобладают известняки, общей мощностью более 1000 м, с бокситоносными перерывами в основании, средней и верхней части, и развитием рифогенных известняков (крупная Янганапинская рифтовая система) [1] в средних частях разреза. Выявлены олистостромы (живет и фран) мощностью свыше 1500 м с обломками и олистоплаки известняков, а также турбидиты с прослоями радиоляритов в нижней части. В средне-верхнедевонских терригенных породах (ензорская свита) на р. Тальбей-Яха изучены детритовые цирконы, которые оказались преимущественно мезопротерозойскими с двумя максимумами плотности вероятности 1127 и 1442 млн лет. Менее интенсивны максимумы на 1735 и 1862 млн лет [55]. Подчеркивается сходство распределений возрастов цирко-

нов с распределениями, установленными для терригенных отложений Войкарского участка, что трактуется данными авторами как указание на присутствие докембрийского микроконтинента в основании островной дуги [56].

В скважине на юго-восточном склоне хр. Янгана-Пе в девонских известняках встречены доманикоиды с горючими сланцами [7]. На востоке Щучинского выступа, в 30–40 км к востоку от Янганапинского массива, описана сравнительно небольшая постройка франских рифовых известняков [71]. Фаменские отложения имеют характер флиша, мощностью до 2500 м (аналог зилаирской свиты, но без выхода в палеоконтинентальный сектор Урала), с редкими линзами олистостромов, как мономиктовых, так и полимиктовых (присутствуют обломки вулканитов и интрузивных пород); отмечен прослой базальтоидов. В карбоне преобладают известняки, однако в серпуховском ярусе появляются полимиктовые гравелиты и конгломераты.

Приведенные данные указывают на то, что на севере Урала с конца или второй половины ордовика, силуре-девоне, и до турне существовала островная дуга, развивавшаяся как единая система, хотя и с определенными отклонениями на разных участках. В начале карбона Урала произошла коллизия островной дуги и пассивной окраины континента и на этой окраине в Лемвинской зоне, впервые в палеозое, появился восточный источник сноса в виде райизской свиты нижнего карбона [34]. Одновременно, непосредственно к западу от Главного Уральского разлома, появились эклогит-глаукофансланцевые метаморфиты, которые прослеживаются узкой прерывистой полосой вдоль Главного Уральского разлома (ГУР), продлевающейся по всему северу Урала — в зоне ГУР Приполярного Урала, в неркаюском и парусшорском комплексах по восточной границе Лемвинской зоны — и, наконец, — в поднятии Марун-Кеу Полярного Урала, напротив ультрабазитового массива Сьум-Кеу. Эти комплексы образовались по базитовому субстрату (базальты, габбро) и условия их образования отвечают относительно низким температурам и высоким давлениям, что характерно для геодинамической обстановки зоны субдукции. На границе Приполярного и Полярного Урала эклогит-глаукофановые комплексы Нерка-ю и Парус-шор дали $Ag-Ag$ возраста 351 ± 3.6 и 352 ± 3.6 млн лет. На Полярном Урале $Sm-Nd$ изотопное датирование [72] по гранату, клинопироксену и породе для эклогита дало 366 ± 8.5 млн лет, а для кианитового эклогита 339 ± 16 млн лет. По данным [79, 80], конкордантные $U-Pb$ возраста метаморфических, зональных цирконов находятся в интервале 353–362 млн лет, что совпадает с возрастом метаморфизма по $Rb-Sr$ внутренним минеральным изохронам (в среднем 355.5 ± 1.4 млн лет). Из сравнения возрастных характеристик эклогит-

глаукофановых комплексов южных и северных районов Урала следует, что, как начало поступления грауваккового материала в палеоконтинентальный сектор, так и возникновение метаморфитов высоких давлений—низких температур на севере Урала — явления взаимосвязанные и они запаздывают по сравнению с югом, что связывается с косым характером субдукции и последующей коллизии [34].

Коллизия типа островная дуга—континент и последующие коллизионные процессы типа континент—континент, происходившие на севере Урала и его пайхойском продолжении с перерывами до средней юры, привели к образованию крупноамплитудных надвигов, задокументированных по границам Карской, Лемвинской и Верхнепечорской зон, что доказывается как полевыми наблюдениями, так и бурением [34, 74]. В этом плане интересная проблема связана с происхождением и структурным положением Малыкского и Хараматолоуского метаморфических комплексов, развитых в поле палеоокеанического сектора среди офиолитов.

Малыкский базитовый комплекс имеет отчетливые не-уральские простирания и многофазный метаморфизм, что позволяет предположить, что это — тектоническое окно докембрия в верхнем офиолитовом тектоническом покрове. Небольшой угол падения Главного Уральского разлома, как это следует из материалов сейсмического трансекта PUT, служит этому подтверждением. Подобная проблема возникает и с Хараматолоуским блоком треугольной в плане формы; две стороны треугольника ограничены по разломам перидотитовыми массивами Рай-Из и Войкарским, а одна (северо-западная) — серпентинитовым меланжем. Хараматолоуский блок окружен офиолитами и также представляет собой тектоническое окно. Структуры блока имеют не-уральское, северо-западное простирание, породы представлены преимущественно вулканогенно-терригенными толщами и габброидами, метаморфизованными в диапазоне от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. В районе р. Степрузь, в двух точках в сланцах были найдены конодонты плохой сохранности, позволяющие, тем не менее, отнести одну из находок к верхнему палеозою [33]. Мы полагаем, что породы комплекса разновозрастны, представлены несколькими тектоническими пластинами и метаморфизованы в подошвенных условиях при надвигании офиолитовой пластины в позднем палеозое.

ГЛУБИННЫЕ СВЯЗИ СТРУКТУР ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Изучению глубинного строения Урала способствовало проведение Полярноуральского глубинного сейсмического трансекта (PUT 2006–2008 гг.)

от Предуральского краевого прогиба на восток по долине р. Сось и далее в обход г. Салехард, по необнаженным тундровым районам Западносибирской плиты на западе, где находится перекрытая мезокайнозойским чехлом восточная часть Тагильского мегасинклинория, Восточно-Уральское поднятие и Зауральская зона [46, 47]. Как и южные трансекты ESRU и URSEIS, проведенные на Южном и Среднем Урале в начале 1990 г. и далее в рамках международной программы “УРАЛИДЫ” комиссии ЕВРОПРОБА, северный трансект программы “ТИМПЕБАР – PUT” подтвердил бивергентное строение Урала. На западе отражающие площадки субгоризонтальны, они подтверждают пологое залегание пермских и более древних отложений краевого прогиба, а также близгоризонтальное залегание тектонических покровов Лемвинской зоны, смещавшихся в западном направлении. Главный Уральский разлом имеет наклон 20° и прослеживается на глубину не более 10 км, что подчеркивает его полого-надвиговый характер. Ось бивергентной структуры проходит посередине Тагильского синклинория, под мезо-кайнозойскими отложениями; восточный борт синклинория, также погруженный, характеризуется западными падениями отражающих площадок на контакте с Восточно-Уральским поднятием континентального строения, для которого характерно наличие тектонических покровов, гнейсов и значительное количество карбон–пермских гранитоидов.

Магнитное поле над Собским поперечным поднятием допалеозойских пород позволяет предполагать, что это поднятие прослеживается на восток под мезо-кайнозойским чехлом на довольно значительное расстояние (см. рис. 1), и таким образом Тагильская и Восточно-Уральская зоны уралид неизбежно упираются в Собский выступ фундамента тиманид или огибают его. Структуры уралид продолжают на Щучинском участке; здесь они образуют резкий изгиб на запад, изгиб продолжается на север и затем – на восток, образуя сигмоиду. Некоторые исследователи предполагают кольцевую форму Щучинского синклинория и едва ли не его импактный генезис [6], но наши исследования не подтвердили это предположение. Складчатые структуры близ побережья Карского моря образуют Урало-Пайхойский горизонтальный изгиб под углом 90° , что отвечает классическому примеру ороклина [35].

Ороклин обычно образуется в две стадии: на первой стадии формируется относительно прямой линейный ороген, на второй стадии происходит последующий его изгиб с образованием мегаскладки, имеющей вертикальную ось.

В качестве примеров У. Керри, автором термина ороклин, приводились Аляскинский, Риф-

ский, Лигурийский, Пенджабский и другие изгибы орогенов. Урало-Пайхойский изгиб орогена, возможно, также является ороклином.

Основным фактором образования ороклинов, помимо мантийной конвекции, является анизотропия литосферы. Наибольшую пластичность имеют межплитные зоны, возникающие преимущественно в коре океанического и переходного типа и облегающие более прочные плиты, сложенные континентальной литосферой. По палеомагнитным данным нижнепермские структуры Пай-Хоя испытали поворот в горизонтальной плоскости по отношению к Восточно-Европейской платформе на углы в 10° – 15° против часовой стрелки; в нижнепермских структурах Предуральского прогиба углы поворота достигали 30° по часовой стрелке [16], таким образом:

- на первом этапе – в позднем девоне–раннем карбоне островная дуга после столкновения с выступом континента изогнулась, образовав складку с вертикальной осью, под углом 45° ;
- на втором этапе в поздней перми островная дуга испытала дополнительный изгиб под углом 45° .

Наличие Собского выступа усложнило ороклинальную структуру с образованием вокруг выступа сигмоидальных изгибов. Изогнутый характер Новоземельской системы, возможно, связан со столкновением выступа Сибирского кратона с входящим углом Баренцевской плиты, для уточнения могут потребоваться дополнительные палеомагнитные исследования.

На восточном окончании Полярно-Уральского трансекта, над Восточно-Уральской зоной фундамента, пробурена Янгиюганская параметрическая скважина глубиной 4094.6 м, которая расположена в 80 км юго-восточнее г. Салехард в нижнем течении правого берега р. Полуи, впадающей в р. Обь [62]. Вскрытые в нижней части скважины плагиогнейсы сложены кварц–олигоклазовым агрегатом с присутствием:

- слюды (мусковита и флогопита),
- амфибола (эденит–ферроэденит–ферропаргасита),
- клиноцоизит–эпидота,
- граната (альмандин–гроссулярового ряда),
- клинохлора, микроклина, магнетита, титаномагнетита, рутила и фторапатита.

Плагиогнейсы сформировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и субстратом для них послужили лейкократовые плагиограниты [13 и др.]. U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr датировки плагиогнейсов с наибольшей вероятностью указывают на следующие основные события геологической истории формирования данных пород:

- магматическое внедрение плагиогранитов в терминальном рифее;

- U–Pb (по цирконам) и самарий-неодимовая изохрона 691 ± 58 млн лет свидетельствуют о неопротерозойском возрасте исходного вещества плагиогнейсов;

- их метаморфизм и превращение в плагиогнейсы в раннем ордовике (U–Pb, 486 млн лет);

- наиболее поздние тектоно-термальные события (292 ± 23 млн лет), зафиксированные Rb–Sr системой этих гнейсов с коллизионными процессами.

За 80 лет исследований фундамента Западно-Сибирской плиты создано более 40 схем районирования [10, 12, 19, 34, 58, 59]. Общей чертой схем является продолжение в пределы Западной Сибири (в соответствии с простираниями окружающих платформу структур и генерализованным рисунком магнитного и гравитационного полей) окружающих плиту складчатых поясов и их структурно-формационных зон. Фундаментом западной части Западно-Сибирской плиты являются зоны восточного сектора Урала, а фундаментом востока плиты служат комплексы Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Также общей чертой схем является наличие, восточнее уралид, крупного блока казахстанид (и, возможно, алтаид), постепенно выклинивающегося к северу. Эти главные домены разделены крупными сутурами – Валерьяновской и Чарской. Ядром Сибирского домена является Сибирская платформа и окружающие ее складчатые области, где реконструируются три первичные фациальные мегазоны [12], характеризующие обстановки седиментации на Сибирском континенте и вблизи него. Считается, что эти мегазоны, вместе с Сибирской платформой, связаны единым протерозойско-нижнерифейским основанием.

Для Западно-Сибирской плиты опубликованы мелкомасштабные карты – аномального магнитного поля и соответствующая ей геологическая карта фундамента [19]. Положительные магнитные аномалии северного окончания Урала характерны и высокоамплитудны, но они не только образуют сложные ороклинальные изгибы, но далее по простиранию к северу вообще распадаются или поворачивают на запад, под Байдаратскую губу, и в фундамент п-ова Ямал не следят. Это указывает на то, что уральские структуры разворачиваются и продвигаются в фундаменте параллельно простираниям Пай-Хоя. По [34], континент казахстанид ограничен сутурными зонами, образуя треугольное замыкание, на п-ове Ямал прослеживаются алтаиды (?) и, возможно, – край Сибирской платформы (байкалиды–тиманиды). По [12], структуры уралид перед п-ом Ямал резко обрываются, а фундамент п-ова Ямал, начиная с кембрия и, более уверенно, с ордовика (по данным скв. Новопортовская-115 и скв. Западно-Но-

вогодняя-210), отнесен к окраине Сибирской платформы. Платформенная структура казахстанского континента также имеет треугольное замыкание на севере и также ограничена сутурными зонами [12].

С учетом особенностей изучаемых структур, для районирования Западной Сибири большое значение имеет исследование возраста гранитных массивов, запечатывающих складчатую структуру фундамента. Возраст подавляющего их большинства каменноугольный (или каменноугольно-раннепермский), и они находятся как раз в пределах территории уралид [13]. Кроме этих позднепалеозойских гранитоидов, на значительно меньшей территории, на правом берегу р. Обь, севернее и северо-восточнее г. Ханты-Мансийск (Нялинская, Западно-Нялинская, Северо-Нялинская, Селияровская, Северо-Селияровская нефтеразведочные площади) были выявлены граниты и гранодиориты нормально-щелочного ряда, с возрастом 441–444 млн лет (U–Pb методом (SHRIMP II), по цирконам), что надежно доказывает присутствие казахстанид в фундаменте. По петро-геохимическим данным образование этих гранитоидов происходило, скорей всего, в условиях активной надсубдукционной континентальной окраины.

Анализ глубинных сейсмических профилей, пересекающих северную часть Западно-Сибирской впадины [77], сопровождается тектонической схемой, согласно которой граница (глубинный разлом) между байкалидами краевой части Сибирской платформы и герцинскими (правильнее – уральскими или алтайскими) структурами фундамента центральной части впадины имеет северо-западное простирание. Глубинный разлом разделяет фундамент п-ова Ямал на северо-восточную (докембрийскую) и юго-западную (палеозойскую) приблизительно равные части.

По геофизическим характеристикам эти части, разделенные разломом, имеют следующие особенности:

- глубина границы Мохо на северо-востоке – 39–36 км, на юго-западе – 39–45 км;

- мощность кристаллического фундамента на северо-востоке – 31–28 км, на юго-западе – 35–43 км;

- мощность осадочного чехла на северо-востоке – 7–11 км, на юго-западе – 5–1 км;

- средняя скорость V_p в коре на северо-востоке – 5–5.6 км/с, на юго-западе – 5.6–6.2 км/с.

- средняя скорость V_p в фундаменте на северо-востоке – 6.7–6.6; на юго-западе – 6.7–6.8 км/с.

- средняя скорость V_p в мантии на северо-востоке – 8–8.1 км/с, на юго-западе – 8.1–8.3 км/с.

Данные характеристики свидетельствуют о существенной разнице в глубинном строении юго-

западной и северо-восточной частей п-ова Ямал и наличии здесь границы северо-западного простирания.

Концентрация месторождений углеводородов на единицу площади на п-ове Ямал более чем в 100 раз превышает среднемировую плотность [51]. Значительное превышение вероятно имеет геодинамические причины. Фундамент п-ова Ямал аналогичен Западно-Сибирскому фундаменту и также представлен докембрийскими метаморфическими сланцами, перекрытыми палеозойскими, начиная с раннего ордовика, глинисто-карбонатными и вулканогенными терригенными толщами [4]. В основании Южно-Карского бассейна присутствует рифтовая система, которая формировалась в связи с плюмовыми процессами в конце перми—раннем триасе синхронно с рифтами в Западно-Сибирском бассейне [27]. Рифты образуют тройное сочленение. Южная часть Карского моря, п-ов Ямал и западная часть п-ова Гыдан лежат в области большой положительной аномалии плотности теплового потока, простирающейся в меридиональном направлении, с эпицентром вблизи месторождения Русановское, расположенного на шельфе к северо-западу от п-ова Ямал [15]. Западно-Ямальская положительная тепловая аномалия, которая является областью плотности теплового потока от 70 мВт/м² и выше, простирается с севера на юг на длину 840 км, при ширине до 160 км. На п-ове Ямал также отмечается ряд локальных аномалий плотности теплового потока. Месторождения углеводородов п-ова Ямал расположены на флангах рифтов Западно-Сибирской рифтовой системы и одновременно в градиентных зонах плотности теплового потока. Западно-Ямальская тепловая аномалия маркирует область повышенной плюмозависимой геодинамической активности, проницаемую для глубинных флюидо-газовых потоков. Расположение п-ова Ямал на приподнятом восточном плече этой аномальной области обусловило нефтегазоносность полуострова [15]. Могут быть перспективными на поиск и разведку новых скоплений углеводородов и другие районы Западно-Ямальской тепловой аномалии, в частности, район северо-восточного замыкания Западно-Ямальской аномалии к западу и северу от о. Белый.

Раннемезозойский структурный подэтаж. На севере Урала раннемезозойский структурный подэтаж, расположенный над палеозойским подэтажом, отвечающим уралидам *sensu stricto*, представлен триасовыми и нижнеюрскими терригенными отложениями, широко развитыми в Косью-Роговской и Коротайхинской впадинах. Отложения представлены терригенными континентальными, отчасти грубообломочными, полимиктовыми толщами, в низах — красноцветными, в верхах — сероцветными с незначительной угленосностью.

Мощность структурного этажа увеличивается в сторону Баренцевоморской впадины, где появляются прибрежно-морские осадки, при этом юрские отложения развиты очень слабо [61]. Важным компонентом структурного подэтажа является вулканогенно-терригенный комплекс мощностью 50–150 м, залегающий с разрывом на пермских отложениях. Данный комплекс содержит два потока базальтов трапповой формации с возрастом 249.52 ± 0.7 млн лет, что хорошо коррелируется с известными датировками (~250 млн лет) низов трапповой формации Сибири и относится к проявлениям Сибирского суперплюма [34, 36]. Нижняя граница этажа определяется разрывом и проявлением плюмового вулканизма, верхняя граница — предсреднеюрской альпинотипной складчатостью, завершившей образование орклина Пайхойско-Новоземельской складчатой системы, гряды Чернова и гряды Чернышова. Тесная пространственная связь этих складчатых структур с более ранними уральскими структурами, образование которых закончилось в перми, позволяет с некоторой долей условности отнести их к поздним уралидам. О связи раннемезозойского тектонического подэтажа с палеозойским подэтажом фундамента центральной части Западно-Сибирского мегабассейна может подтвердить и тот факт, что в основании триасовых грабенов Югано-Колтогорской зоны отмечены [14] пермские базальты 268.4 ± 7.5 и 268.1 ± 7.5 Ма (Ar—Ar метод). Триасовые терригенные отложения залегают не только с небольшим перерывом на пермских отложениях палеоконтинентального сектора Урала, но и со значительным перерывом — в палеокеаническом секторе, например — Буланаш-Елкинское угольное месторождение на Северном Урале. Триасовые отложения смяты на Урале в интенсивные складки, но восточнее, в Сосьвинском и других грабенах, триасовые отложения не затронуты альпинотипной складчатостью.

В средней юре формируется платформенный этаж, слабо развитый на Урале и образующий мощный чехол Западно-Сибирского бассейна, где триас—раннеюрский структурный подэтаж отделяется от мезокайнозойского тектонического этажа слабым несогласием [34]. Нео-орогенический тектонический этаж ярко выражен на Урале, но в Западной Сибири он является продолжением платформенного тектонического этажа и отличается только литологическими особенностями терригенных осадков.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы рассмотрели последовательное развитие тектонических структур Урала и их реликтов, от более древних к более молодым и с запада на восток. Возраст наиболее древних комплексов, раз-

витых на Урале, не выходит за пределы палеопротерозоя и единственным исключением является малыкский комплекс, но связь его с древним кристаллическим фундаментом не определена. Рассмотренные комплексы выходят в ядра антиклинальных поднятий Центрально-Уральской зоны уралид, представляющих собой реликты складчатой системы тиманид, развитие которой завершилось в позднем венде—начале раннего кембрия в результате коллизионных процессов. С коллизией связаны молассовый характер верхней части ашинской серии и наличие Манюкуюской сутуры, по которой пришли в соприкосновение два континентальных блока, разделявшихся в позднем и терминальном рифее Уральским палео-океаном. Тиманиды, в которые входят Маньхамбовский, Хобеизский, Неркаюский, Харбейский и Марункеуский антиклинории, имели северо-западное простирание по соотношению антиклинальных структур с магнитными аномалиями, структуры уралид имели резко наложенный характер. Вместе с тем, кристаллические комплексы тиманид не могут быть экстраполированы далеко на восток. Последовавшие в ордовике рифтовые, а затем спрединговые, процессы привели к образованию Палеоуральского океана и обрамляющей его пассивной окраины палеоконтинента Балтика, к востоку от которой кристаллические комплексы тиманид сменялись меланократовыми комплексами палеозойской океанической литосферы. Граница имела изломанные очертания с тупым углом на переходе от Приполярного к Полярному Уралу и прямоугольным выступом на сочленении Урала и Пай-Хоя. Линия границы палео-континента Балтика определила ороклинальный характер северных уралид, выраженный в резких изменениях общего простирания складчатых структур и наличии сигмоидальных изгибов вокруг Собского выступа. Особенностью Урало-Пайхойского ороклина является его двухэтапное развитие: наличие каменноугольного и предсреднеюрского этапов в развитии складчатой системы и ее горизонтального изгиба. Влияние Собского выступа также обусловило особенность конфигурации ороклина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные геофизические материалы и данные бурения позволили нам детально рассмотреть структуры уралид в фундаменте Западносибирской впадины, простирающиеся в северном направлении.

Распространение уралид на север ограничивается глубинным разломом северо-западного простирания под центральной частью п-ова Ямал, отделяющим восточные зоны уралид от края Сибирской платформы. В соответствии с ороклинальным характером Урало-Пай-Хойской систе-

мы, следует ожидать поворота островодужных комплексов на северо-запад, вдоль Байдаратской губы, параллельно простиранию шельфовых и батиальных фаций Пай-Хоя. По полученным палеомагнитным данным, киммерийские деформации привели к горизонтальному изгибу складчатых структур на 45° . Полный ороклинальный изгиб на 90° мог произойти в два этапа — в карбоне, когда островная дуга столкнулась с континентом, и в пред-среднеюрское время.

На примере Урала при нашем участии была разработана новая методика составления тектонической карты, на которой были показаны палеоконтинентальные (шельфовые и батиальные) комплексы, рифтогенные (грабеновые) фации, сутурные зоны с меланжами, островодужные образования, осадочные и магматические комплексы коллизионной стадии. Мы обосновали необходимость выделять на Урале плюмовые комплексы и обусловившие их появление эпизоды плюмовой активности [34, 36].

На Приполярном Урале к плюмовым отнесены А-граниты и коагматичные им контрастные базальт-риолитовые серии кембрийского возраста, появление которых связано с началом рифтогенных процессов и заложением Палеоуральского океана. Раннепалеозойские плюмы Урала представлены кидрясовским и ушатским эпизодами, связанные с ними магматические образования можно сопоставить с близкими по возрасту эффузивными комплексами Индигиро-Колымской зоны и антиклинория Сетте-Дабана (Суордахский вулканический комплекс) на восточной (в современных координатах) окраине Сибирского кратона. Использование современных палеомагнитных реконструкций позволяет объединить их в единую Крупную Изверженную Провинцию с двумя этапами развития [30].

Развитые на западном склоне Урала дайки и силлы девонского возраста коррелируются с разновозрастными магматическими комплексами Восточно-Европейской платформы и не являются самостоятельным образованием, а принадлежат краевой восточной части Кольско-Днепровской Крупной Магматической Провинции [36].

Наиболее ярким проявлением плюмовой активности, приведшей к образованию Урало-Сибирской Крупной Магматической Провинции является комплекс трапповых базальтов, образование которого сопровождалось формированием системы триасовых грабенов. Область развития этих магматических образований не контролируется структурами уралид. Западная граница области магматических образований косо ориентирована к простиранию уральских структур при полной независимости от них и общности структур Приуралья, севера Урала и Западносибирской впадины на триас—раннеюрском этапе.

Проведенный нами анализ геологической истории севера Урала, Приуралья, района Пай-Хоя и Западной Сибири позволил выявить общий тектонический характер рассмотренных структур и их особенностей, наложение и их взаимосвязь, наличие четких структурных границ.

Финансирование. Исследования проводились при поддержке РФФИ (грант 18-05-70016).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антошкина А.И. Рифообразование в палеозое (север Урала и сопредельные области). Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 304 с.
2. Андричев В.Л., Ронкин Ю.Л., Серов П.А., Лепихина О.П., Литвиненко А.Ф. Новые данные о докембрийском возрасте эклогитов Марункеу (Полярный Урал) // ДАН. 2007. Т. 413. № 4. С. 503–506.
3. Андричев В.Л., Куликова К.В., Ларионов А.Н. U–Pb возраст плагиогранитов Малыко (Полярный Урал // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2012. Т. 12. № 4. С. 60–66.
4. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. Складчатый фундамент полуострова Ямал // Горные ведомости. 2010. Т. 75. № 8. С. 6–35.
5. Вахрушева Н.В., Иванов К.С., Степанов А.Е., Шокальский С.П., Азанов А.Н., Хиллер В.В., Ширяев П.Б. Плагиоклазиты из хромитоносных ультрамафитов массива Рай-Из // Литосфера. 2016. № 5. С. 134–144.
6. Воронов В.Н., Шпуров И.В. Импактное (ударно-взрывное) структурообразование в истории Западной Сибири // Горные ведомости. 2006. Т. 69. № 4. С. 56–64.
7. Воронов В.Н. Щучинский синклиорий Полярного Урала, особенности строения и нефтегазовый потенциал // Горные Ведомости. 2014. Т. 71. № 2. С. 45–52.
8. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 376. 164 с.).
9. Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сыум-Кеу (Полярный Урал) // Геология рудн. месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 353–371.
10. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 5–27.
11. Душин В.А., Бурмако П.Л., Ронкин Ю.Л. и др. Состав и новые возрастные датировки метагбброидов мальковского комплекса на Полярном Урале / Мат-лы конф. “Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов” 14–16 мая 2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 27–29.
12. Елкин Е.А., Сенников И.В., Бахарев И.К., Беляев С.Ю., Изов И.Г., Каныгин А.В., Клец А.Г., Конторович А.Э., Конторович В.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф. Основные черты современной структуры и история формирования докембрийско-палеозойского Западно-Сибирского осадочного бассейна / Мат-лы конф. “Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского осадочного бассейна”. 29 сент.–2 окт. 2008. Тюмень: СИБНАЦ, 2008. С. 75–80.
13. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазосносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2016. 302 с.
14. Иванов К.С., Ерохин Ю.В. Время заложения триасовой рифтовой системы Западной Сибири // ДАН. 2019. Т. 486. № 1. С. 88–92.
15. Иванов К.С., Костров Н.П., Коротеев В.А. О взаимосвязи геодинамики, теплового потока, глубинного строения и нефтегазосности Ямала // ДАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 71–74.
16. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. К истории развития надвиговых структур Пай-Хся и Полярного Урала: палеомагнитные данные по раннепермским и раннетриасовым отложениям // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2010. № 2. С. 1–18.
17. Каныгин А.В., Сараев С.В., Бахарев И.К., Беляев С.Ю., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П., Клец А.Г., Хромых В.Г., Фомин А.Н. Палеозой Щучинского выступа: модель геологического строения островодужных комплексов в фундаменте западно-сибирской геосинеклизы // Геология и геофизика. 2004. № 1. С. 59–78.
18. Келлер Б.М., Крылов И.Н., Розанов А.Ю. О границе палеозоя и докембрия на Урале // Советская геология. 1975. № 7. С. 28–35.
19. Клец А.Г., Конторович В.А., Иванов К.С., Казаненков В.А., Сараев С.В., Симонов В.А., Фомин А.Н. Геодинамическая модель доюрского основания – основа нефтегазогеологического районирования верхнедокембрийско-нижнетриасового структурного этажа Западно-Сибирской нефтегазосносной провинции / Мат-лы конф. “Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала ХМАО” 12–16 ноября, 2007. Ханты-Мансийск: ГП НАЦ Рациональн. недропользования, 2007. Т. 1. С. 79–90.
20. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В. Цирконовый архей Урала // ДАН. 2005. Т. 400. № 4. С. 510–514.
21. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Бушарина С.В., Бережная Н.Г., Нехорошева А.Г. Цирконология железистых кварцитов Тараташского комплекса на Южном Урале // ДАН. 2011. Т. 437. № 6. С. 1–5.
22. Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепихина Е.Н. Цирконология навывшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // ДАН. 2013. Т. 448. № 4. С. 1–6.
23. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удортатина О.В., Герцева М.В., Андричев В.Л., Дорохов Н.С. Доуральская тектоническая эволюция северо-восточного и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Позднедокембрийско-кембрийская коллизия Балтики и Арктиды // Литосфера. 2007. № 4. С. 32–45.
24. Кузнецов Н.Б., Натанов Л.М., Белоусова Е.А. Результаты изучения детритных цирконов из венд-

- ских песчаников поднятия Енганэ-Пэ (запад Полярного Урала); тестирование представлений о первичной тектонической принадлежности протоуралид – тиманид // Геол. сборник. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2008. № 7. С. 54–67.
25. *Маркова П.А.* Няртинский метаморфический комплекс Приполярного Урала: первичная природа метаморфических пород и палеогеографические условия формирования протолитов // Вестник ИГ Коми НЦ РАН. 2016. № 7. С. 19–32.
 26. *Меланхолина Е.Н.* Сравнительный анализ пассивных окраин в пределах Северной и Центральной Атлантики // Геотектоника. 2011. № 4. С. 80–105.
 27. *Никишин В.А., Малышев Н.А., Никишин А.М., Обметко В.В.* Позднепермско-триасовая система рифтов Южно-Карского осадочного бассейна // Вестник МГУ. Сер. геол. 2011. № 6. С. 3–9.
 28. *Никулова Н.Ю.* Базальные горизонты уралид Севера Урала. Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ РАН, 2011. 36 с.
 29. *Орлов С.Ю., Кузнецов Н.Б., Миллер Е.Л., Соболева А.А., Удоротина О.В.* Возрастные ограничения протоуральско-тиманской орогении по детритным цирконам // ДАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 87–92.
 30. *Паверман В.И.* Палеомагнетизм среднего палеозоя юга Сибирской платформы: геодинамические выводы. Дис. ... к. г.-м. н. М.: ИФЗ РАН, 2015. 21 с.
 31. *Перфильев А.С.* Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 248 с.
 32. *Петров Г.А., Бороздина Г.Н., Тристан Н.И., Ильслова Г.А.* Новые данные по стратиграфии силурийских толщ Тагильской структуры на Северном Урале // Литосфера. 2017. Т. 17. № 1. С. 31–43.
 33. *Прямоносков А.П., Степанов А.Е., Бороздина Г.Н.* О возрасте хараматолоуской серии (Полярный Урал) // Уральский геол. журн. 2000. Т. 14. № 2. С. 51–54.
 34. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. 280 с.
 35. *Пучков В.Н.* Закономерности формирования орклинов / Мат-лы XLVI Тектонич. Совещ. “Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения” 28 янв.–1 февр. 2014 г. М.: ГЕОС, 2014. Т. 2. С. 112–116.
 36. *Пучков В.Н.* Плюмы – новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. № 4. С. 483–499.
 37. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М.* Цирконовая летопись уральского докембрия. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 167 с.
 38. *Пыстина Ю.И., Пыстин А.М., Хубанов В.Б.* Нижний докембрий в структуре палеозойда на Приполярном Урале // ДАН. 2019. Т. 486. № 5. С. 572–576.
 39. *Пыстин А.М.* Докембрийская эволюция Тимано-Североуральского сегмента земной коры / Мат-лы конф. “Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления” 26–28 сент. 2017 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2017. С. 178–181.
 40. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Архейско-палеопротерозойская история метаморфизма пород Уральско-северного сегмента земной коры. Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 3–18.
 41. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Базальные отложения верхнего докембрия в Тимано-Североуральском регионе // Литосфера. 2014. № 3. С. 41–50.
 42. *Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Нижний докембрий Тимано-Уральского сегмента земной коры: возрастные ограничения, типизация, палеогеодинамические реконструкции / Мат-лы конф. “Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана” 21–23 мая 2018 г. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2018. С. 34–43.
 43. *Ремизов Д.Н.* Гранитоидный магматизм Щучьинского района Полярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 110 с.
 44. *Романюк Т.В., Кузнецов Н.В., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Поверман В.И., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н.* Локальный источник обломочного материала для пород айской свиты (основание разреза стратотипа нижнего рифея, Башкирское поднятие, Южный Урал), по результатам U–Pb датирования (LA-ICP-MS) детритовых цирконов // ДАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 77–81.
 45. *Ронкин Ю.Л., Синдерн С., Маслов А.В. и др.* Древнейшие (3.5 млрд лет) цирконы Урала: U–Pb (SHRIMP-II) и TDM-ограничения // ДАН. 2007. Т. 415. № 5. С. 651–657.
 46. *Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В., Куликов В.А., Егоркин А.В., Душин В.А., Кашубин С.Н.* Глубинное строение Урала по данным Полярно-Уральского Трансекта // Регион. геология и металлогения. 2011. № 48. С. 25–36.
 47. *Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С.* Глубинное строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала // Литосфера. 2013. № 1. С. 3–16.
 48. *Савельева Г.Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
 49. *Савельева Г.Н., Шишкин М.А., Ларионов А.Н.* Тектоно-магматические события позднего венда в мантийных комплексах офиолитов Полярного Урала; данные U–Pb датирования цирконов из хромитов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика / В.А. Коротеев (ред.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 160–164.
 50. *Салдин В.А., Инкина Н.С.* Время заложения северной части Предуральского прогиба. Мат-лы совещ. “Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления” 26–28 сент. 2017 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2017. С. 188–190.
 51. *Скоробогатов В.А., Строганов А.В., Копеев В.Д.* Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. М.: Недра-Бизнесцентр, 2003. 353 с.
 52. *Соболева А.А., Куликова К.В., Кузнецов Н.Б., Моргунова А.А.* Доуралиды поднятия Енганепэ (Полярный Урал) // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозой-

- ских орогенов / В.А. Коротеев (ред.). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 152–155.
53. *Соболева А.А.* О необходимости расчленения Сальнерско-Маньхамбовского гранит–лейкогранитового комплекса на Приполярном и Северном Урале / Мат-лы совещ. “Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления” 26–28 сент. 2017 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2017. С. 194–196.
 54. *Соболев И.Д.* Основные временные рубежи и эволюция магматизма Полярноуральской островодужной системы. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. М.: ГИН РАН, 2019. 24 с.
 55. *Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Варламов Д.А., Хоуриган Дж.К., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Соболева А.А.* Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
 56. *Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Канева Т.А., Куликова К.В., Викентьев И.В., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Хоуриган Дж.К.* Первые результаты U–Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 3–26.
 57. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. 151 схема.
 58. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 10–16.
 59. *Сурков В.С., Смирнов Л.В.* Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты / Мат-лы конф. “Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности” 29 сент.–02 окт. 2008г. Тюмень-Новосибирск: СИБНАЦ, 2008. С. 207–210.
 60. Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001 (Тр. ГИН РАН. Вып. 531), 191 с.
 61. Тимано-Печорский седиментационный бассейн. Атлас геологических карт. Ухта: Региональн. дом печати, 2000. 116 с.
 62. *Угрюмов А.Н., Воронов В.Н.* К вопросу о стратиграфическом расчленении разреза фундамента Западно-Сибирской плиты по стволу Янгиюганской параметрической скважины // Горные ведомости. 2014. № 6. С. 34–48.
 63. *Удовкина Н.Г.* Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
 64. *Уляшева Н.С.* Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харьбейского комплекса (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ РАН. 2011. № 9. С. 2–6.
 65. *Уляшева Н.С.* Состав и условия образования протолитов плагиогнейсов в Харьбейском метаморфическом комплексе (Полярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ РАН. 2013. № 9. С. 14–19.
 66. *Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Панфилова А.В., Потанов И.Л.* Две серии первично-магматических пород в Марун-кеуском эколгит-гнейсовом комплексе // Вестник ИГ Коми НЦ РАН. 2015. № 11. С. 3–12.
 67. *Уляшева Н.С., Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Гракова О.В., Хубанов В.Б.* U–Pb LA-SF-ICP-MS датирование детритовых цирконов из верхнепротерозойских отложений Полярного Урала / Мат-лы конф. “Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления” 26–28 сент. 2017 г. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ РАН, 2017. С. 223–225.
 68. *Ферштатер Г.Б., Монтеро П., Беа Ф.* Возраст циркона из апокритового серпентинита, представляющего мантию Уральского палеоокеана // Геохимия. 2017. № 8. С. 675–684.
 69. *Белякова Л.Т., Богацкий В.И., Богданов Б.П., Довжикова Е.Г., Ласкин В.М.* Фундамент Тимано-Печорского нефтегазоносного бассейна / Е.Г. Довжикова, А.М. Плякин (ред.). Киров: Кировск. обл. типография, 2008. 288 с.
 70. *Хаин Е.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б.* U–Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкарско-Сыньинского массива (Полярный Урал) // ДАН. 2008. Т. 419. № 4. С. 524–529.
 71. *Хромых В.Г., Беляев С.Ю.* Девонские рифы восточного склона Полярного Урала // Литосфера. 2010. № 2. С. 25–34.
 72. *Шацкий В.С., Симонов В.А., Ягоуц Э. и др.* Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // ДАН. 2000. Т. 371. № 4. С. 519–523.
 73. *Шишкин М.А., Малых И.М., Матуков Д.И. и др.* Риолитовые комплексы западного склона Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-востока России / А.М. Пыстин (ред.). Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. 2. С. 148–150.
 74. *Юдин В.В.* Орогенез Севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
 75. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
 76. *Beckholmen M., Glodny J.* Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarqush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.L. Pease (Eds). Geol. Soc. London Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 125–134.
 77. *Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // Tectonophysics. 2013. Vol. 609. P. 154–183.
 78. *Edwards R.L., Wasserburg C.J.* The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. № 4. P. 389–404.
 79. *Glodny J., Austrheim H., Molina J.F.* Rb-Sr record of fluid-rock interaction in eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. Vol. 67. P. 4353–4371.
 80. *Glodny J., Pease V.L., Montero P.* Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and Early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica /

- D.G. Gee, V.L. Pease (eds.). Geol. Soc. London Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 87–105.
81. *Gopon M., Willner A.P., Glodny J., Puchkov V.N., Scheril H.-P.* Late Neoproterozoic (Ediacaran) Metamorphism at the transition from eclogite to amphibolite facies in the Beloretzk Complex, SW-Urals, Russia // Internat. Eclogite Conf. June 24–27, 2019. Petrozavodsk: IG KNC, 2019. Abstr. P. 37.
 82. *Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B.* The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Paleozoic: new geochronologic data and paleotectonic reconstructions // Precambrian Research. 2003. Vol. 122. P. 329–358.
 83. *Kolesnikov A.V., Marusin V.V., Nagovitsin K.E., Maslov A.V., Grazhdankin D.V.* Ediacaran biota in the aftermath of the Kotlinian Crisis: Asha Group of the South Urals // Precambrian Research. 2015. № 263. P. 59–78.
 84. *Pease V., Dovszhikova E., Beliakova L., Gee D.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.L. Pease (eds.). Geol. Soc. London Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 75–85.
 85. *Perez–Estaun A., Alvarez–Marron J., Brown D., Puchkov V., Gorozhanina Y., Baryshev V.* Along-strike structural variations in the foreland thrust and fold belt of the Southern Urals // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. № 1–4. P. 265–280.
 86. *Puchkov V.N., Krasnobaev A.A., Sergeeva N.D.* The New Data on Stratigraphy of the Riphean Stratotype in the Southern Urals, Russia // J. Geosci. Environ. Protection. 2014. Vol. 2. P. 108–116.
 87. *Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals: an extension of the Cadomian arc? // Precambrian Research. 2001. Vol. 110. P. 255–275.
 88. *Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A.* High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 101–114.
 89. *Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H.* The Neoproterozoic and Palaeozoic palaeomagnetic data for the Siberian Platform: from Rodinia to Pangea // Earth Sci. Rev. 1998. Vol. 43. № 1–2. P. 1–24.

Tectonics of the Northern Urals and Western Siberia: General History of Development

V. N. Puchkov^{a,*}, K. S. Ivanov^a

^a*Institute of Geology and Geochemistry, Uralian Branch of Russian Academy of Sciences, 620016, Ekaterinburg, Russia*

^{*}*e-mail: puchkv@ufaras.ru*

A review of the materials obtained over the past decade on the geology and tectonics of the North Urals and its continuation in the basement of the West-Siberian Plate allows us to clarify and supplement the characteristics of the geological features of the region, and substantiate our new conclusions. We suggested more precise vertical division of complexes developed in the region into structural stages: Archean–Paleoproterozoic, Riphean–Vendian (Timanides), Paleozoic–Early Jurassic (Uralides, which consist of the Uralide *sensu stricto* and the Old Kimmerian sub-stages), platform and neo-Orogenic stages. New data were presented in support of the initially unified island-arc nature of the Schuchya, Voikar and Khulga sections of the Tagil arc *sensu lato*, while an alternative interpretation of the origin of zircon clusters from volcanic-sedimentary island-arc complexes, for which the mantle but not microcontinental source was supposed, is given. A complex oroclinal structure of the Ural–Pai-Khoi bend of the primarily linear island arc due to the two-stage collision of the arc with the continent in the Early Carboniferous and then in the Early Jurassic, is characterized. Using PUT seismic transect and drilling data allowed us to clarify the synform structure of the axial part and eastern limb of the Tagil synclinorium and its transition to the East Urals zone. New data have been obtained confirming the existence of a northwestern tectonic section under the central part of the Yamal Peninsula, which corresponds to a contact of Paleozooids and a submerged part of the Siberian Platform. An abnormally high concentration of hydrocarbon deposits on the Yamal Peninsula are associated with the presence of rift junction powerfully developed over the superplume branch and a high-density heat flow, which characterizes the zone of high geodynamic activity permeable to deep fluid-gas flows.

Keywords: the North Urals, West-Siberian Plate, Siberian Platform, Timanides, Uralides, Ural–Pai-Khoi orocline