ЛИТОСФЕРА, 2017, № 1, с. 96–115

УДК 550.3 (470.5+571.1)

НОВАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В РАЙОНЕ СРЕДНЕУРАЛЬСКОГО ТРАНСЕКТА. СТАТЬЯ 2. ВОСТОК УРАЛА И ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ

© 2017 г. К. С. Иванов, Н. П. Костров

**Институт геологии и геохимии УрО РАН*
620016, г. Екатеринбург, ул. Вонсовского, 15
E-mails: ivanovks@igg.uran.ru; kostrov65@yandex.ru

Поступила в редакцию 12.07.2016 г.
Принята к печати 03.02.2017 г.

Построена новая двумерная модель геологического строения Урала и Западной Сибири вдоль восточной части Средне-Уральского трансекта до глубины 15 км. Впервые за счет анализа поведения аномальных полей на параллельных профилях при 2D-моделировании плотностных и магнитных свойств данного региона оценивалась применимость самого метода моделирования. Проведенные нами исследования подтвердили высокое качество работ авторов Средне-Уральского трансекта во главе с А.В. Рыбалкой. Наша модель конкретизирует представления о строении земной коры вдоль трансекта. Показано, что фактическая распространенность Платиноносного пояса еще больше, чем видно на геологических картах. В зоне Серовского разлома выделены две меридиональные пластины гипербазитов различной степени серпентинизации. В более восточной из них в соответствии с моделью предполагается присутствие ряда тел хромитов. Наиболее значимое отличие Западно-Сибирской части трансекта (начиная примерно с 390 км модели) от более западных, "Уральских", его частей – это большая "растянутость" всей структуры земной коры. Мы предполагаем, что эта растянутость структур и подъем глубинных метаморфических пород явились следствием раннетриасового растяжения, сопровождавшегося формированием системы триасовых грабен-рифтов Западной Сибири.

Ключевые слова: *Урал, Западная Сибирь, глубинное строение, сейсмопрофиль, гравитационное и магнитное моделирование.*

ВВЕДЕНИЕ

Совершенствование представлений о глубинном (объемном) строении Урала и Западной Сибири невозможно без очень тесного сотрудничества геологов и геофизиков. В конце 80-х – начале 90-х гг. с появлением новых технологических методов сейсмических работ, а также с учетом опыта зарубежных исследователей зародились идеи провести глубинные комплексные геолого-геофизические трансекты вкрест складчатого Урала. В их основе лежали сейсмические исследования (методом МОВ-ОГТ и др.), а целью являлось получение новой, более качественной информации о глубинном (т. е. трехмерном) строении Урала. После длительных обсуждений, в том числе международных – в рамках программы EUROPROBE (Европроба; рук. проф. Дэвид Джи из университета г. Упсалы, Швеция), было выбрано два местоположения субширотных профилей, пересекающих весь Урал: южный – на севере Ю. Урала по маршруту Стерлитамак – Магнитогорск – Николаевка и северный – на широте городов Кушва и Красноуральск, через сверхглубокую скважину СГ-4. Исследования проводились в рамках российской Федеральной программы по созданию государственной сети опорных геолого-геофизических профилей и программы EUROPROBE. Первый вариант воплотился в международный профиль URSEIS'95 (Уралсейс-95) длиной 500 км, отработанный по единой методике и на единых технических средствах в течение одного полевого сезона 1995 г. с привлечением технических и финансовых возможностей производственных и научных организаций из пяти стран [4 и мн. др.]. Северный вариант впоследствии составил профиль "Средне-Уральский трансект", которому положили начало "пилотные" исследования глубинным МОВ-ОГТ в 1993 г. в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Работы велись сотрудниками Баженовской геофизической экспедиции (А.В. Рыбалка и др.) с участием других российских, а также шведских, немецких и американских ученых – геофизиков и геологов [58, 59 и др.]. В связи с трудностями финансирования сейсмические работы на трансекте на Среднем Урале выполнялись поэтапно (по 50–100 км в год), при этом использовалась различная сейсморегистрирующая аппаратура, параметры возбуждения и приема. Такая организация работ, кроме очевидных минусов,

имела и плюсы (по сравнению, например, с работами на профиле Урсейс-95) – работы на Среднеуральском трансекте велись планомерно, без спешки, единым и весьма квалифицированным коллективом [43, 44].

Данная статья является продолжением – в первой работе (см. “Литосфера”, 2016, № 5 [19]) нами была дана новая интерпретация глубинного строения западного, палеоконтинентального, сектора Урала вдоль Средне-Уральского международного комплексного сейсмотрансекта, завершенного А.В. Рыбалкой с коллегами в 2006 г. Все используемые нами методические приемы подробно представлены в первой статье и [60].

Анализируемая в этой работе восточная часть трансекта пересекает все структуры восточного, островодужного, сектора открытой части Урала (Тагильскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую мегазоны) и заходит в Западную Сибирь (Шаимский район) примерно на 280 км – см. рис. 1 в [19].

Положение профиля моделирования приведено на рис. 1 первой части статьи [19]. В данной работе мы рассмотрим восточную часть профиля, начиная с отметки 182 км. Напомним, что 2D-интерпретация аномального гравитационного поля (АГП) и аномального магнитного поля (АМП) дает приемлемые оценки плотности и магнитной восприимчивости геологических комплексов, когда на многих параллельных профилях кривые поля подобны или хотя бы демонстрируют некое подобие. В противном случае результаты подбора будут приближенными или, как в случае подбора АМП, модельная кривая будет сильно отличаться от наблюденной кривой, т. е. подбор невозможен при ограничениях, налагаемых априорной информацией. Мы взяли за основу структурную модель глубинного строения Урала А.В. Рыбалки с коллегами [44, 45 и др.], основанную на сейсмическом профилировании и выявленных при этом отражающих площадках. В результате моделирования нами предложена уточненная геометрия геологических тел. Мы также ограничили модель мощностью до 15 км глубины. А из наблюденного АМП отфильтровали длинноволновую составляющую поля, так, чтобы остаточное поле представляли источники только в верхней части земной коры (подробности см. в первой части [19]). Именно это фильтрованное АМП приведено и использовано далее.

АНОМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ НА ПРОФИЛЯХ, ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ПРОФИЛЮ МОДЕЛИРОВАНИЯ

На рис. 1–5 проиллюстрировано изменение АГП (верхняя часть рисунков) и АМП (нижняя часть ри-

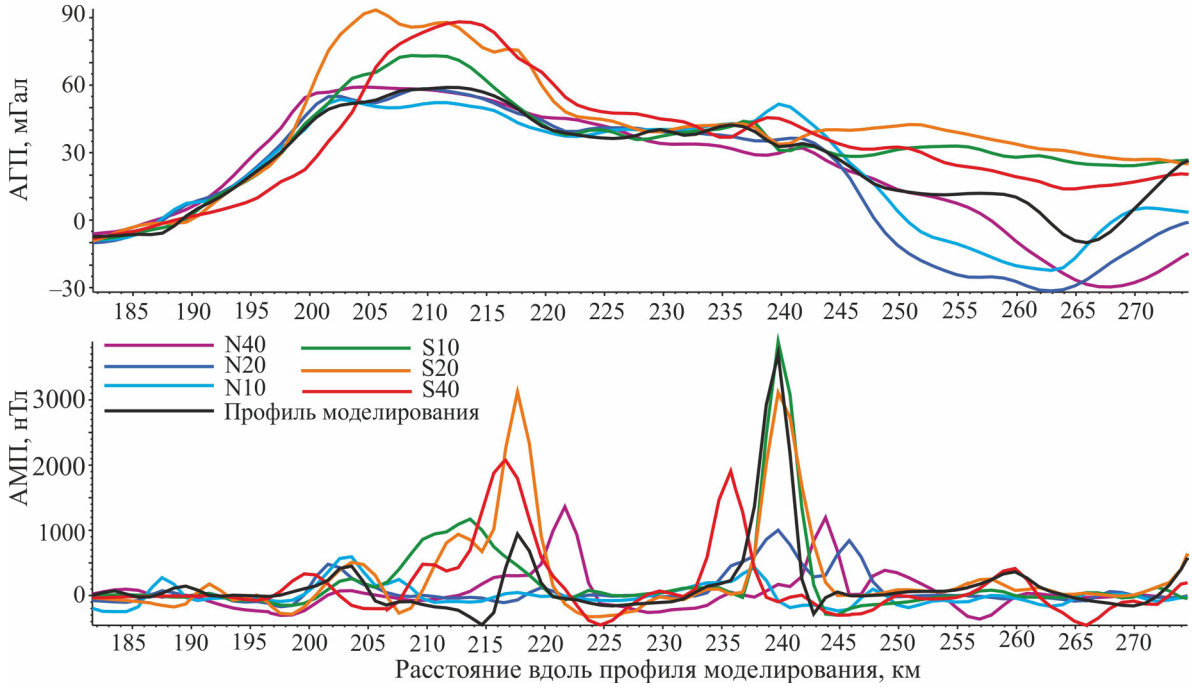

Рис. 1. Диапазон 182–274 км вдоль профиля моделирования.

АГП (вверху) и АМП (внизу) вдоль профилей, параллельных профилю моделирования и смещенных относительно него к северу (N10, N20, N40) и югу (S10, S20, S40) на 10, 20, 40 км соответственно.

Fig. 1. A range of 182–274 km along the profile.

Anomalous gravity (upper part) and anomalous total force magnetic field (bottom part) along profiles that are parallel to the interpretation profile (shown in black) and displaced from it to the North (N10, N20, N40) and South (S10, S20, S40) at 10, 20, 40 km respectively.

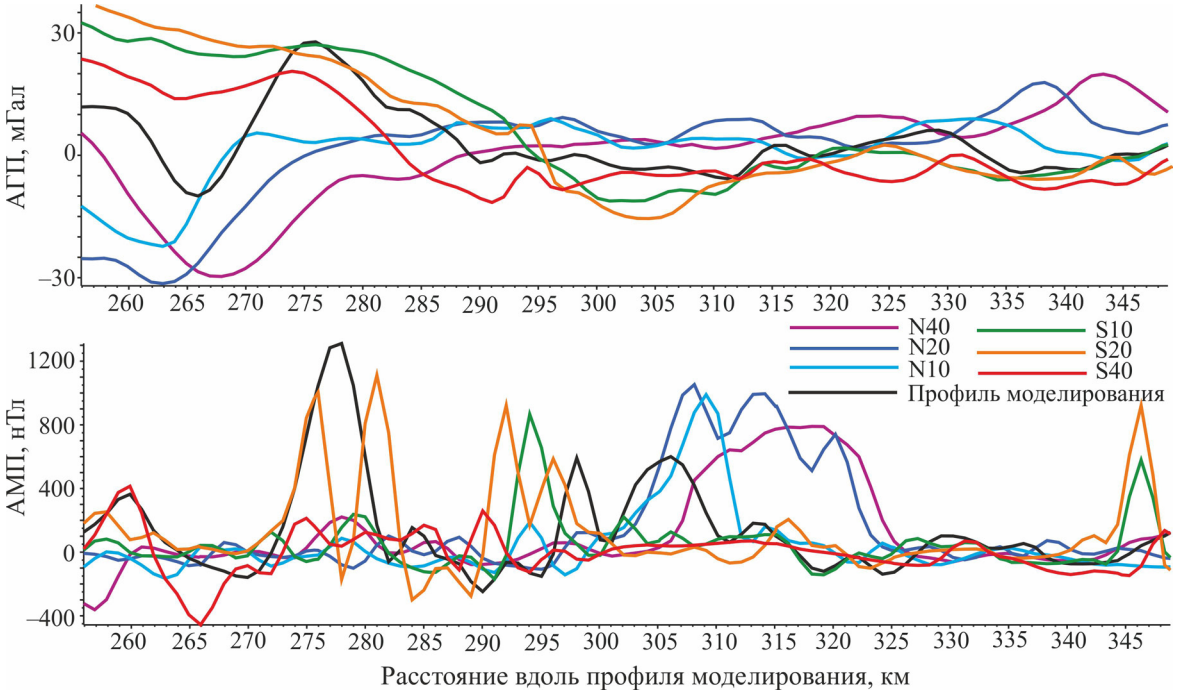

Рис. 2. Диапазон 256–345 км вдоль профиля моделирования.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 2. A range of 256–345 km along the profile.

Legend see on Fig. 1.

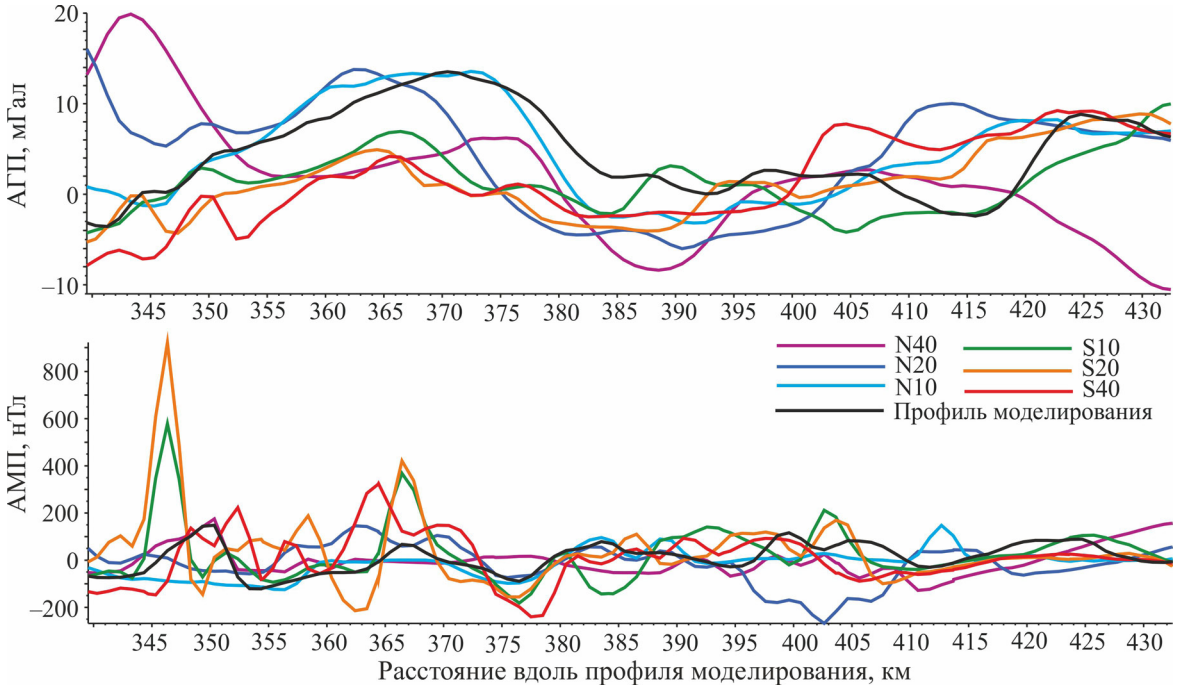

Рис. 3. Диапазон 340–430 км вдоль профиля моделирования.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 3. A range of 340–430 km along the profile.

Legend see on Fig. 1.

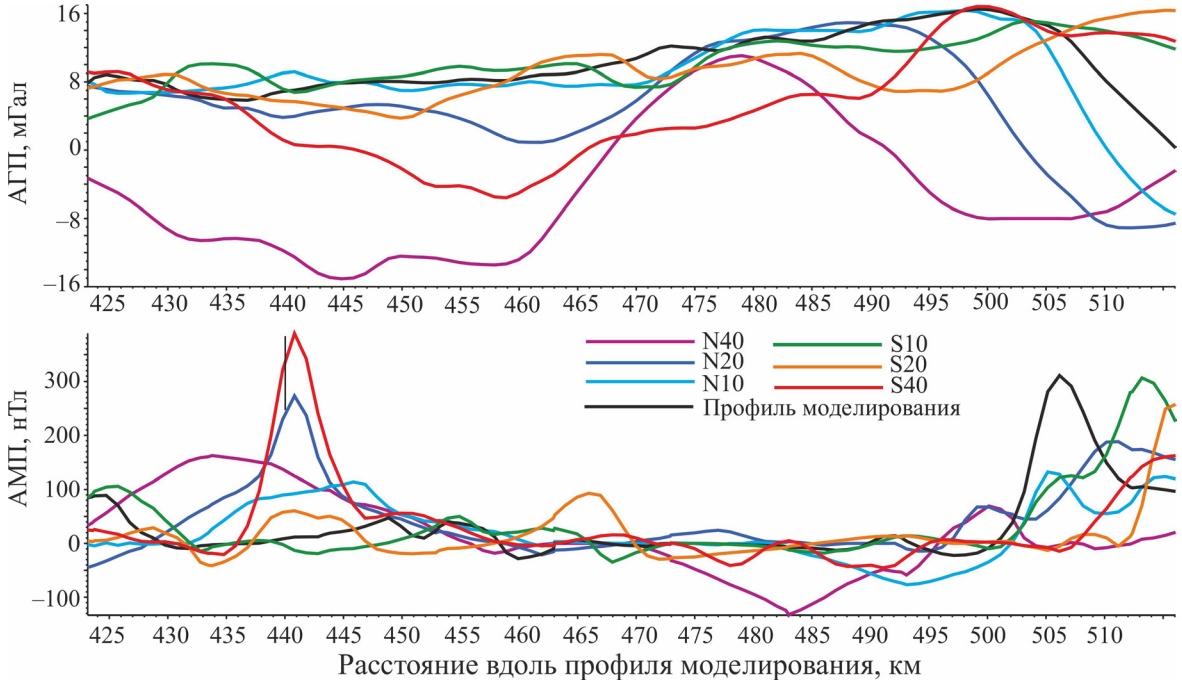

Рис. 4. Диапазон 425–515 км вдоль профиля моделирования.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 4. A range 425–515 km along the profile.

Legend see on Fig. 1.

сунков) на профилях, параллельных профилю моделирования (см. рис. 1 в [19]) и отстоящих от него к югу на 10, 20, 40 км (S10, S20, S40) и северу на 10, 20, 40 км (N10, N20, N40), а также вдоль самого профиля моделирования.

Из верхней части рис. 1 видно, что в диапазоне от 180 до 245 км (здесь и далее – это расстояния вдоль профиля моделирования) кривые АГП обладают замечательным подобием на всех южных и северных профилях. Следовательно, плотностные геологические структуры представляют собой вытянутые по простиранию тела, которые можно аппроксимировать бесконечно вытянутыми призмами и корректно применять 2D-метод моделирования для гравитационного поля. Напротив, АМП в этом диапазоне на параллельных профилях (см. рис. 1, нижняя часть) выглядит хаотичным за исключением окрестностей локальных максимумов на 217.7 и 240.0 км. Амплитуду и форму этих аномалий хорошо воспроизводят те же структуры, что генерируют АГП, хотя в окрестности западного максимума (217.7 км) подобие кривых не такое выраженное, как в окрестности восточного (240 км).

Начиная с 245 по 290 км (см. верхнюю часть рис. 1 и рис. 2) кривые АГП вдоль параллельных профилей обладают слабым подобием, причем расположенные к северу (N10, N20, N40) и сам профиль демонстрируют локальные минимумы, сдвинутые друг относительно друга. В то время как кривые, расположенные вдоль южных профилей (S10, S20), демонстрируют почти линейный спад, профиль S40 имеет лишь слабый локальный минимум около отметки 264 км. С 268 до 276 км (см. рис. 2, верхняя часть) АГП вдоль параллельных профилей возрастает повсюду, кроме профиля S20, на котором наблюдается слабый линейный спад. С 276 по 295 км (см. рис. 2, верхняя часть) поле на всех профилях испытывает спад, а на двух северных N20 и N40 продолжает возрастать.

Далее до 325 км гравитационное поле вдоль параллельных профилей изменяется более или менее согласованно. Однако при более детальном рассмотрении видно, что в области 300–310 км S40 и N40 идут в противофазе.

В области 330–355 км (см. рис. 2 и 3, верхняя часть) N20 и N40 отклоняются от остальных, что говорит о существенной трехмерности (т. е. невыдержанности по простиранию) плотностных структур. АМП в диапазоне 268–285 км имеет существенно трехмерный характер (см. рис. 2, нижняя часть): на профиле моделирования аномалия, достигающая локального максимума 1400 нТл на 278 км на N10 и N40, имеет слабое подобие с максимумом 200 и 80 нТл, тогда как на N20, S40, S20 АМП находится в противофазе к полю на профиле моделирования. Также следует отметить локаль-

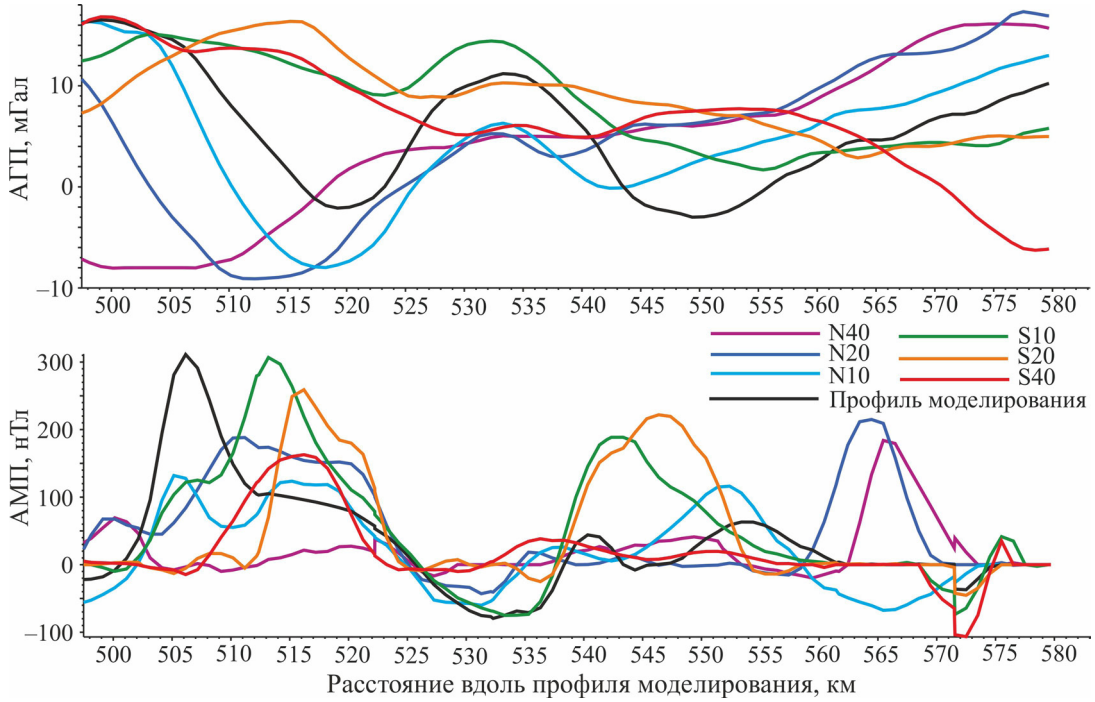

Рис. 5. Диапазон 500–585 км вдоль профиля моделирования.

Условные обозначения см. на рис. 1.

Fig. 5. A range of 500–585 km along the profile.

Legend see on Fig. 1.

ные максимумы около 1000 нТл на S20 в этом диапазоне. Существенно трехмерную структуру АМП имеет с 285 по 326 км (см. рис. 2, нижняя часть) и далее до конца профиля моделирования. Обращает на себя внимание (см. рис. 2, нижняя часть) АМП в диапазоне 300–327 км, где северные профили N40 и N20 демонстрируют обширную аномалию около 800 нТл, тогда как поле на южных профилях слабо изменяется около нуля, так же как и поле на профиле моделирования начиная с 310 км. В диапазоне 325–343 км АМП на параллельных профилях практически равно нулю.

АГП на параллельных профилях в диапазоне 390–510 км (см. рис. 3 и 4, верхняя часть) обладает подобием, за исключением гравитационного поля вдоль северного профиля N40. АМП в диапазоне 435–450 км (см. рис. 4, нижняя часть) на S40, N20, N10, S20 обладает подобием и демонстрирует аномалию порядка 50–300 нТл, которая отсутствует на профиле моделирования.

С 450 до 495 км АМП на параллельных профилях колеблется около нулевой отметки, за исключением S20 (локальная аномалия 100 нТл около 466 км) и N40 (–100 нТл около 483 км). С 495 по 525 км (см. рис. 5, нижняя часть) АМП имеет возмущенный характер с максимумами на профиле моделирования (501 км), S10 (513 км), S20 (517 км). В диапазоне 523–542 км (см. рис. 5) можно видеть подобие кривых АМП и АГП. В этом диапазоне кривые АГП имеют максимум, а кривые АМП – минимум или колеблются около нуля.

Таким образом, за пределами структур открытого Урала АГП вдоль профиля моделирования вызвано преимущественно ограниченными по простиранию, либо существенно трехмерными объектами. АМП требует 3D моделирования.

НОВАЯ РАСЧЕТНАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ И МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ И ЕЕ ОБСУЖДЕНИЕ

Модельный разрез восточной части профиля представлен на рис. 6–10. Он начинается от ГУГР (Главного Уральского глубинного разлома) – наиболее протяженной (более 2000 км) сутурной зоны, отделяющей западный палеоконтинентальный от восточного, палеоостроводужного сектора Урала [10, 27 и др.]. Огромный пояс метаморфитов повышенных давлений (эклогит-глаукофан-сланцевый и глаукофан-сланцевый) прослеживается с перерывами вдоль западного (лежачего) крыла ГУГРа. Восточное крыло представлено преимущественно деформированными офиолитами, в том числе крупнейшими альпинотипными габбро-гипербазитовыми массивами, образующими всеуральский пояс от Даульского и Кемпирсайского массивов в Казахстане до Войкарско-Сыумкеуской

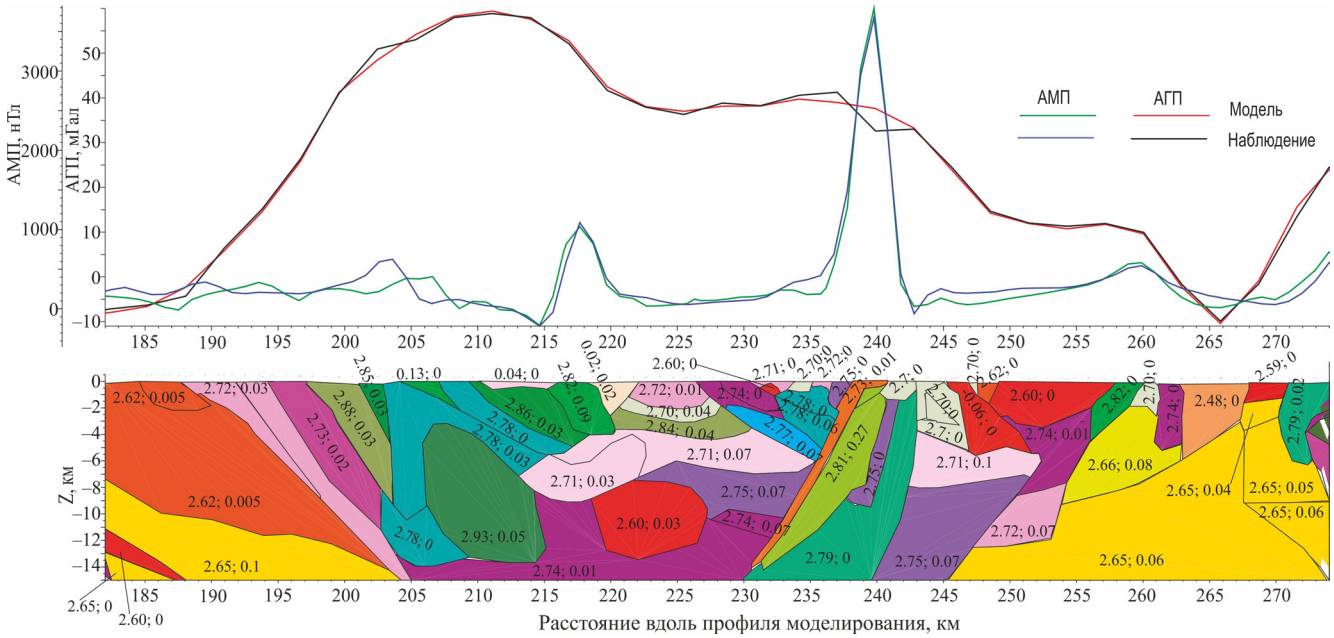

Рис. 6. Модель в диапазоне 182–270 км.

Вверху показаны аномальные поля, внизу – разрез модели. Наблюденное АМП – синяя кривая, модельное АМП – зеленая кривая; наблюденное АГП – черная кривая, модельное АГП – красная кривая. Внизу внутри контуров сечений модельных тел в круглых скобках приведена их плотность в г/см^3 и магнитная восприимчивость в единицах СИ: (плотность; восприимчивость).

Fig. 6. Model in the range of 182–270 km.

At the upper part anomalus fields are shown. In the bottom part model section is shown. The observed anomalous total force magnetic field is shown in blue. The model anomalous total force magnetic field is shown in green. The observed anomalous gravity is shown in black. The model anomalous gravity is shown in red. At the bottom part inside contours of bodies density in g/cm^3 and magnetic susceptibility in SI are shown in parentheses: (density; susceptibility).

цепи массивов в полярной части региона [39, 52 и др.]. ГУГР имеет длительную историю формирования, в которой устанавливается ряд этапов [10, 34 и др.]. Геофизическими методами устанавливается [4, 32 и др.], что кристаллический фундамент Русской платформы прослеживается под палеозойскими складчатыми структурами Урала, выклиниваясь в восточном направлении вплоть до ГУГРа. Это (и другие данные) дает основание предполагать, что на начальном этапе ГУГР представлял собой рифтовый разлом растяжения (сброс в верхней хрупкой части коры, пластические деформации – в средней и нижней). Время полного разрыва континентальной коры на Ю. Урале – позднеаренигское (т. е. ≈480 млн лет [9 и др.]). На Среднем и Северном Урале этот разрыв произошел несколько позднее [3, 21, 26, 48 и др.] – комплексы инициальных натриевых базальтов имеют здесь преимущественно позднеордовикский или позднеордовикско–раннесилурийский возраст. Наиболее ранние из установленных базальтов датированы конодонтами среднего ордовика *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding) и др. в толще метавулканитов с прослоями углеродистых слюдисто-кварцевых сланцев и др. по р. Б. Косьва [3]. В среднем палеозое ГУГР являлся зоной субдукции, падающей на восток (в современных координатах) и поглощавшей кору раннепалеозойского Уральского океана [10, 20, 30 и др.]. Во время позднепалеозойского коллизионного этапа, начавшегося на Ю. Урале в верхнем девоне, а точнее в раннем фамене (а на севере региона – примерно на 30 млн лет позже), ГУГР трансформируется в надвиг. Коллизия Восточно-Европейского континента и новообразованного Восточно-Уральского была косой [12 и др.] и сопровождалась движением восточного Урала к северу с образованием левосторонних сдвигов [54] вдоль ГУГРа. Это независимо подтверждается палеонтологическими (в том числе биоценотическими), радиологическими, структурными и палеомагнитными данными [10, 39, 47 и др.]. В раннем мезозое, во время этапа постколлизионного растяжения Урала, ГУГР являлся сбросом, формировавшимся в условиях ограниченного растяжения.

Отличительной чертой части ГУГР, пересекаемой профилем Средне-Уральского трансекта (СУТ), является отсутствие сильно магнитных тел серпентинитов, что отмечалось и первоисследователями. На сейсмическим разрезе зона ГУГР хорошо проявлена в верхней коре и является одним

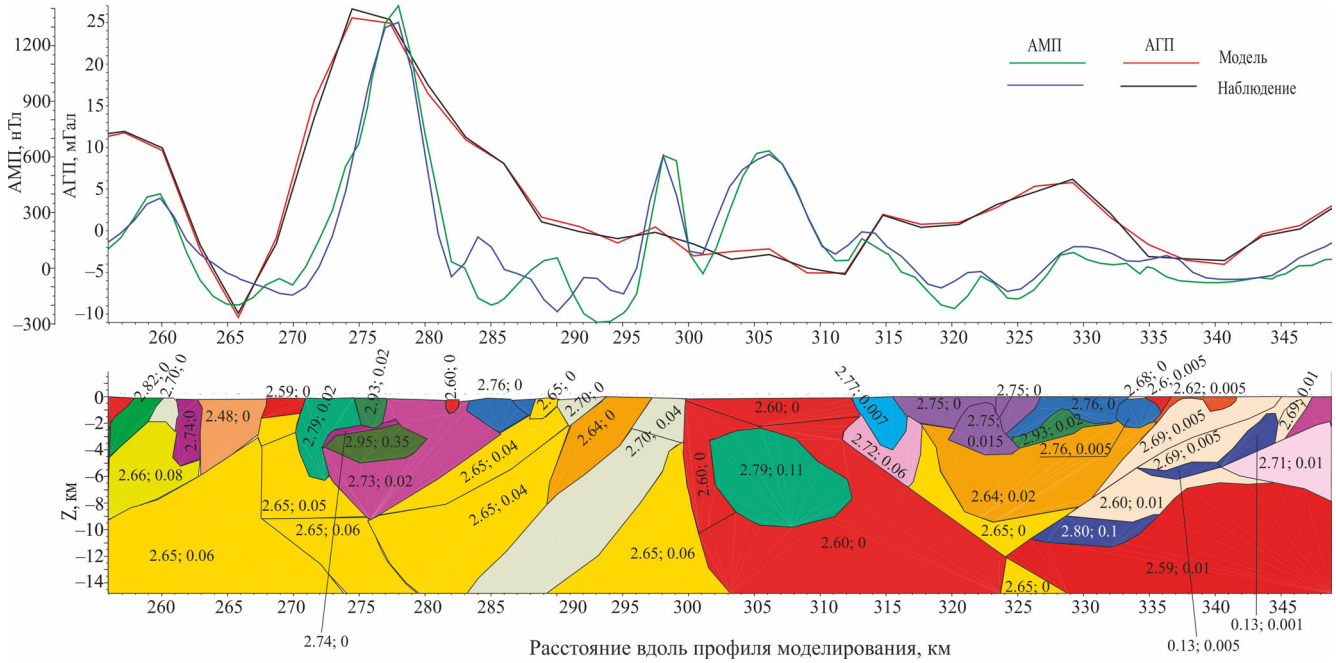

Рис. 7. Модель в диапазоне 256–348 км.

См. подпись к рис. 6.

Fig. 7. Model in the range of 256–348 km.

See Fig. 6 caption.

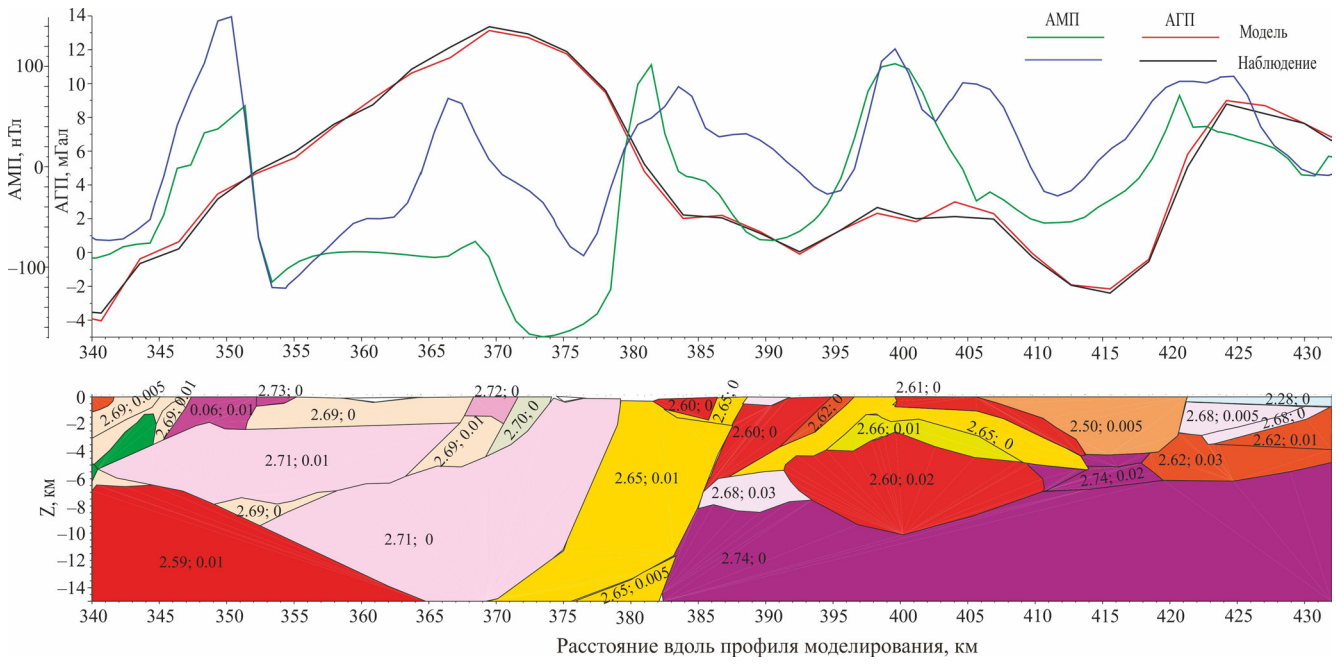

Рис. 8. Модель в диапазоне 340–432 км.

См. подпись к рис. 6.

Fig. 8. Model in the range of 340–432 km.

See Fig. 6 caption.

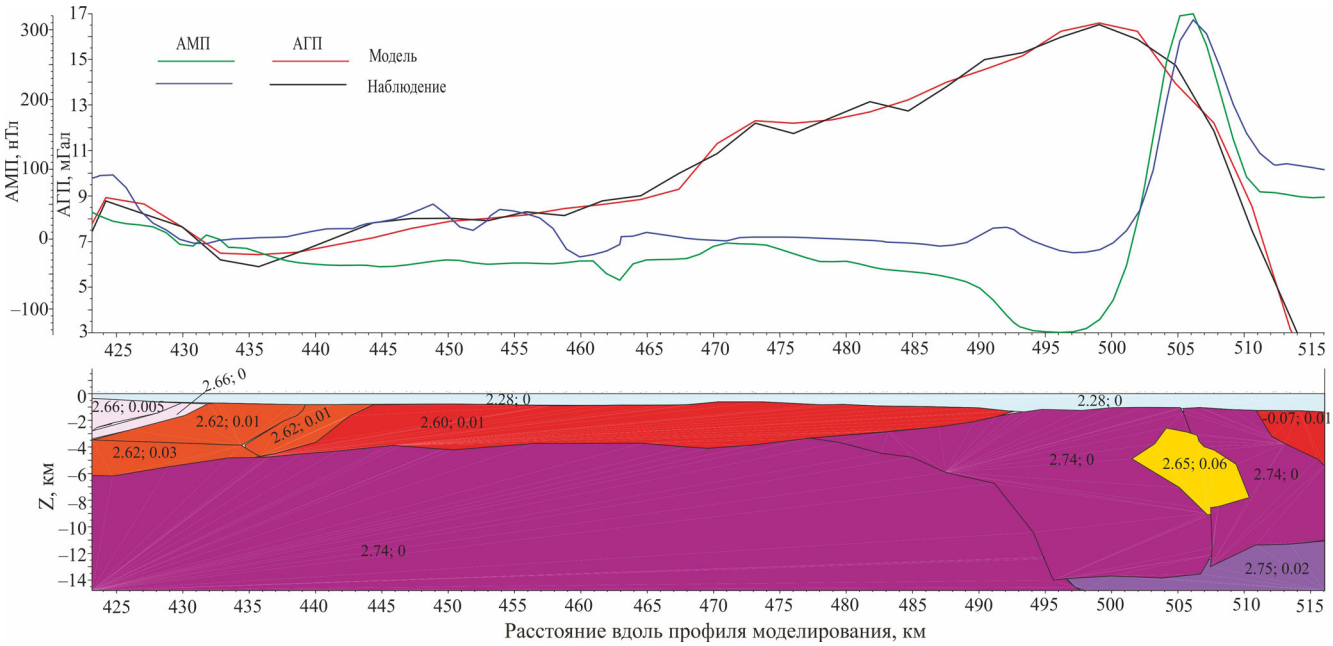

Рис. 9. Модель в диапазоне 423–516 км.

См. подпись к рис. 6.

Fig. 9. Model in the range of 423–516 km.

See Fig. 6 caption.

из самых ярких объектов на сейсмическом разрезе по СУТ. Он представлен мощной (шириной не менее 10 км) пачкой круто падающих на восток отражающих границ, идентифицируемых на поверхности породами зеленосланцевой фации. На глубине около 10 км выразительность этих отражений резко снижается. В средней коре ГУГР представлен не очень интенсивной отражающей границей, почти без выполаживания падающей под углом около 40° до глубин 30–35 км [43, 44].

Здесь начиная с 187.7 км до 194.2 км (см. рис. 6) зона ГУГР выражена серией тектонических пластин, обладающих достаточно близкими усредненными плотностными и магнитными характеристиками (2.72; 0.03)[1], падающих на восток под углом примерно 45–50°. Согласно данным геологического картирования (А.В. Жданов [28], С.Б. Суслов, Г.А. Петров [3, 5, 35 и др.]), эти пластины выполнены (с запада на восток) кырминской “свитой” (толщей – 187.7–191.9 км) условного верхнего рифея, представленной чередующимися филлитовидными сланцами, кварцитопесчаниками с подчиненными тектоническими линзами метабазальтов и метариолитов. Восточнее в зоне ГУГР (194.5–197.3 км) картируется [3 и др.] выйская толща (O_{2-3}vs), представленная преимущественно углеродисто-кварцевыми сланцами, кварцитами, кварцито-песчаниками со средневзвешенной относительной плотностью и магнитной восприимчивостью (2.73; 0.02). Далее на восток вулканогенный разрез наращивается образованиями, относимыми к составляющему офиолитовое основание Тагильской островной дуги мариинскому комплексу метадолеритов и метагаббро, скрины которого сохранились среди метабазальтов выйской и польинской свит. Эта тяжелая слабомагнитная толща (мариинский комплекс), представленная преимущественно амфиболитами, амфиболовыми сланцами с плотностью 2.88 г/см^3 (значения средних плотностей приведены здесь и далее преимущественно по данным Е.М. Ананьевой и др. [1]), зелеными сланцами (2.88 г/см^3), базальтами порфировыми и микропорфировыми пироксен-плагиоклазовыми (2.8 г/см^3), метаморфизованными диабазами (2.9 г/см^3) [2, 3 и др.].

Тагильская зона подразделяется на Кумбинско-Петропавловскую и Турьинскую структурно-фациальные подзоны [50, 51 и др.]. В основании разреза Кумбинско-Петропавловской подзоны, отвечающей барьерной зоне палеодуги, залегают офиолиты мариинского комплекса и породы кабанской свиты (на севере подзоны – шемурской свиты). Далее разрез наращивается на восток более молодыми образованиями павдинской, именновской, гороблагодатской и туринской (на севере – сосьвинской) свит. Турьинская подзона отличается от Кумбинско-Петропавловской отсутствием продолжи-

[1] Здесь и далее в таких скобках указаны плотность земной коры в г/см^3 и магнитная восприимчивость в единицах СИ соответственно.

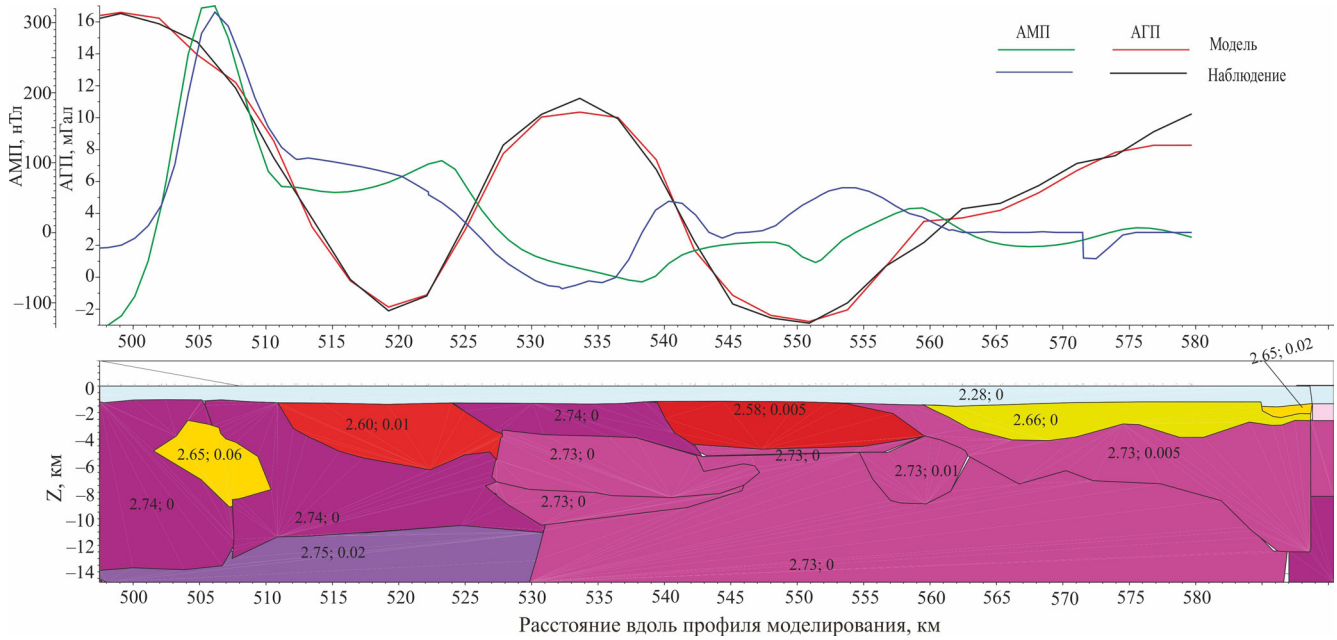

Рис. 10. Модель в диапазоне 498–580 км.

См. подпись к рис. 6.

Fig. 10. Model in the range of 498–580 km.

See Fig. 6 caption.

тельного возрастного ряда вулканических комплексов и своеобразием разрезов свит. В основании разреза залегают породы красноуральской свиты, формировавшиеся, по всей видимости, в задуговом бассейне. В западном направлении разрез наращивается вулканогенными образованиями, относимыми Г.А. Петровым [5 и др.] к павдинской свите, вулканогенно-осадочными образованиями, относимыми [3, 51 и др.] к именновской свите, представленными в нескольких тектонических блоках, а еще выше – вулканогенно-осадочными образованиями туринской и краснотурьинской свит. Причем на большей части этой подзоны отложения туринской свиты перекрывают отложения красноуральской [3]. В целом возрастная последовательность вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций Тагильской зоны отвечает разным стадиям развития островной дуги от юной до зрелой. По данным [49 и др.] в основании Тагильской островной дуги устанавливается присутствие сиалической континентальной коры.

Согласно нашей модели (см. рис. 6) восточнее (197–201 км) располагается тяжелое слабомагнитное тело амфиболитов (2.88; 0.03), к которому примыкает тяжелое клиновидное тело (2.85; 0.03) также пород основного состава. С 202.9 по 204.3 км менее плотное (2.78; 0.03) Λ-образное тело (см. рис. 6) (по-видимому – зеленые сланцы), под которым по результатам моделирования у нас (а ранее – у А.В. Рыбалки) присутствует плотное и магнитное тело (2.93; 0.05) – часть Платиноносного пояса Урала, ограниченное снизу и с востока протяженным (примерно от 204 до 230 км), видимо, базальтоидным основанием (2.74; 0.01). У А.В. Рыбалки и др. [44, 45] тело Платиноносного пояса получилось субизометричное (в разрезе) с диаметром около 11 км (и верхней кромкой – на глубине 4 км). У нас же по результатам моделирования данное тело имеет форму крутопадающей на восток линзы сечением 5×10 км^2, и начинается оно с глубины 3.2 км.

Итак, несмотря на то что ближайшие обнаженные на поверхности массивы Платиноносного пояса расположены лишь в 19 км к югу от профиля моделирования, в расчетном сечении тяжелые габбро-ультрабазитовые тела Пояса однозначно необходимы для выбора наблюденного АГП. Таким образом, каким бы глобальным мегателом Урала ни был Платиноносный пояс, фактическая его распространенность еще больше. Видимо, просто он не везде выходит на поверхность эрозионного среза (см. также [13]).

С 204.3 по 238.2 км Средне-Уральский трансект пересекает Тагильскую вулканогенную мегазону и ее синклинорное строение, установленное еще первыми исследователями Урала более 60 лет назад, что четко видно на сейсмопрофиле. Здесь результаты нашего моделирования, показанные на рис. 6, лишь немногим отличаются от интерпретации, данной А.В. Рыбалкой и Г.А. Петровым с соавторами [23, 35, 38, 43].

С интервала 204.3–207 км моделируется малое плотное клиновидное тело (2.80; 0.00), за которым (207.0–209.5 км) идет тело с восточным падением, простирающееся до глубины 5.7 км. С востока оно ограничено, так же как и Λ-образное тело, смятым в складку пластом (2.71; 0.03), лежащим в диапазоне от 213 до 223 км и охватываемым сверху, с востока, и снизу более магнитным пластом такой же плотности (2.71; 0.07), который простирается до отметки 235 км на глубинах от 3.5 до 6.9 км. Эта структура на западе опирается на основание (2.71; 0.01), а начиная с 218.4 на глубинах 8.9–7.4 км – на легкое и магнитное тело гранитоидов (2.60; 0.03), которое сверху и с востока охватывается тяжелым и магнитным пластом (2.75; 0.07) мощностью около 3 км.

В диапазоне 210–216 км тонкий немагнитный слой мощностью около 300 м (2.71; 0.00), состоящий, по всей видимости, из дацитов, андезитодацитов с прослоями кремнистых сланцев и яшмоидов, располагается на тяжелом и магнитном блоке (2.86; 0.03) пород восточного падения, простирающемся до глубины 5 км.

С 216.0 по 218.5 км тяжелое и магнитное тело (2.82; 0.09), вероятно габброидов, с востока ограничивает тонкий слой и блок восточного падения. На 218.5–222.0 км тело (2.69; 0.02), выклинивающееся на глубине 2.4 км, ограничивает с запада расширяющуюся с глубиной систему синформных складок, западная граница которых имеет западное падение, а восточная – восточное. На поверхность складки выходят в диапазоне 222–226 км. Верхний большой пласт складки (2.72; 0.01) имеет мощность около 2.3 км, под ним находится менее мощный (около 0.8 км), менее плотный и менее магнитный слой (2.70; 0.04). А ниже, на глубинах 2.0–4.5 км моделируется намного более тяжелый и магнитный (2.84; 0.04) слой (очевидно, с преобладанием базальтов), который располагается над глубинной системой складок, лежащих на глубинах от 3.5 до 9.0 км в диапазоне 213–235 км.

На 226.4–231.0 км – тело (2.74; 0.00) восточного падения ограничивает систему складок до глубины 1.9 км, а ниже под ним в диапазоне 228–235 км и на глубинах от 1.9 до 5.9 км располагается относительно тяжелое и магнитное тело (2.77; 0.07), ограниченное с востока разломом.

На отрезке 233.7–238.2 км ряд немагнитных тел с последовательно повышающейся плотностью, имеющих восточное падение и мощность около 800, 400 и 1800 м, соответственно располагаются на плотном немагнитном блоке (2.78; 0.00). В свою очередь это тело ограничивает сверху магнитный блок той же плотности (2.78; 0.06). Все эти тела с востока ограничиваются крутопадающим на запад разломом, вдоль которого тела гипербазитов различной степени серпентинизации (2.63; 0.10) и (2.81; 0.27) создают аномалию АМП, видимую на нескольких параллельных профилях. Эти тела прослеживаются вплоть до глубины 14 км. Западное тело (2.63; 0.10), довольно узкое (около 1 км вдоль профиля) на глубинах более 4 км, расширяется к поверхности до 2 км (238.2–240.7 км) начиная с глубины 2.2 км. Восточное тяжелое и более чем втрое более магнитное тело (2.82; 0.35) на поверхность не выходит, а примыкает к первому на глубине около 0.5 км, на глубине около 6 км имеет ширину 3 км, а к нижней границе модели сужается до 1 км и менее. На 230.0–233.7 км под телом (2.71; 0.00) видно тело гранитоидов (2.60; 0.00).

Эти линейные массивы серпентинитов маркируют общеуральский глубинный разлом (обычно именуемый Серовско-Маукским; правильнее его называть Серовским), отделяющий Тагильский мегасинклинорий от Восточно-Уральского поднятия. Последнее сразу выделяется пониженным значением АГП. Здесь линейные (север–юг) уральские структуры сменяются более изометричными структурами метаморфических и интрузивных образований средней-нижней частей земной коры. Поэтому двумерное моделирование здесь менее точное, что видно на рис. 1. Здесь начинается наиболее важная и принципиальная часть всего СУТ, представленная Салдинским метаморфическим комплексом (или Салдинским коллажем террейнов по авторам трансекта [44 и др.]). Поскольку, согласно итоговой модели СУТ, в том числе опубликованной [44 и др.], именно выходящие здесь на уровень дневной поверхности комплексы слагают около 80% объема всего складчатого Урала (от поверхности до границы Мохо). Они обозначены в частности в геодинамической модели и таблице формаций [44] как МК AR – PR (?), что расшифровывается как *микроконтинент гетерогенного террейна (предполагаемый фрагмент древней континентальной коры) архейско-протерозойского возраста, амфиболит-гнейсовая и габбро-гранулитовая формации*. Поэтому один из наиболее важных вопросов геологии, глубинного строения и геодинамики Урала – это природа и возраст Салдинского метаморфического комплекса. Этот вопрос в целом выходит за рамки данной статьи, отметим лишь, что к протерозою на восточном склоне Урала обычно относят метаморфизованные комплексы неясного возраста, соседствующие с менее метаморфизованными фаунистически датированными толщами палеозоя. При этом контакты между ними хотя зачастую и описываются как трансгрессивные, стратиграфически несогласные и т. п., фактически являются тектоническими (или задернованными). Более интенсивно метаморфизованные комплексы (амфиболитовая фация и выше) обычно относят к “протерозою”, а комплексы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций зачастую считаются “рифейскими”. Такие концепции, присутствующие в явной или не явной форме в ряде статей, монографий, геологических карт, отчетов и стратиграфиче-

ских схем, есть главным образом следствие использования "правила": "*чем метаморфизованней, тем древнее"*. Однако достаточно очевидно, что разница в степени метаморфизма тех или иных комплексов не дает, как правило, "возрастной" информации, а свидетельствует лишь об их формировании или преобразовании при разных *P-T* условиях, которые могли существовать в разных геодинамических обстановках и одновременно. Все сказанное в полной мере относится и к Салдинскому метаморфическому комплексу, причем наибольший вклад в установление его палеозойского возраста внес именно Г.А. Петров. Салдинский метаморфический амфиболит-гнейсовый комплекс был выделен В.А. Грачевым и другими в ходе геологосъемочных работ в 1960-х гг. и позднее изучался А.И. Русиным, А.А. Краснобаевым, М. Фрибергом и особенно Г.А. Петровым [31, 35, 36, 41, 42, 56 и др.]. Последний проводил здесь как геологическое картирование масштаба 1 : 200 000, так и комплексный Средне-Уральский трансект под руководством А.В. Рыбалки. Возраст салдинского комплекса в стратиграфических схемах [51 и др.] и на геологических картах уральской серии принимается раннепротерозойским, но его нельзя считать обоснованным [15]. В составе салдинского комплекса в настоящее время выделяются *бродовский* и *емехский* подкомплексы [5, 6 и др.].

Бродовский гнейсовый подкомплекс состоит из плагиогнейсов биотит-амфиболовых, биотитовых, гранат- и дистенсодержащих, амфиболитов гранатовых, клинопироксен-гранатовых, клинопироксенолитов, сланцев мусковит-кварцевых и др. Выделяется несколько этапов метаморфизма [35, 41 и др.]. Параметры метаморфизма: T = 720–900°C, P = 5–7 кбар; второй парагенезис T = 850–950°C (до 1050°C), P = 11–13 кбар (что соответствует условиям высокобарической гранулитовой фации). Третий парагенезис: T = 500–570°C, P = 5–7 кбар [35]. Вопрос возраста формирования гранулитов являлся остро дискуссионным. Разные исследователи относили время проявления гранулитового метаморфизма к архею, неопротерозою или палеозою. Изотопные датировки пород и минералов Салдинского метаморфического комплекса, выполненные различными методами, в подавляющем большинстве соответствуют палеозою [56 и др.]. А.А. Краснобаевым с коллегами [31] по цирконам по верхнему пересечению конкордии и дискордии были получены возрасты некоего геологического события, происходившего примерно 2,2 млрд лет назад. Возраст главного метаморфического события был надежно установлен Sm-Nd изохронным методом. Г.А. Петровым с коллегами были исследованы пробы плагиоклаз-гранат-клинопироксенового гранулита и биотит-амфиболового плагиогнейса из петротипических разрезов по р. Тагил, не подвергшиеся диафторезу [37]. В результате были получены Sm-Nd эрохроны 370 ± 38 млн лет (СКВО = 2.0) по гранату, клинопироксену, плагиоклазу и валовому составу гранулита и 372 ± 22 млн лет (СКВО = 2.03) по фракциям плагиоклаз + кварц, биотит + амфибол и плагиогнейсу в целом. Таким образом, этап высокобарического гранулитового метаморфизма имеет позднедевонский возраст.

Емехский подкомплекс амфиболитовый сложен амфиболитами, амфибол-содержащими кристаллическими сланцами, эпидот-хлорит-альбитовыми сланцами. Наиболее распространены эпидотовые амфиболиты, состоящие из длиннопризматической голубовато-зеленой алюмочермакитовой роговой обманки, олигоклаза, клиноцоизита и эпидота. Акцессорные минералы: кварц, апатит, сфен, магнетит. Мощность емехского подкомплекса примерно 1.5–2.0 км. Абсолютный возраст (K-Ar методом по монофракции амфибола) составил 378 ± 24 млн лет [5 и др.].

Очень важными являются две находки конодонтов, сделанные здесь в метаморфических породах Г.Н. Бороздиной, в результате растворения нескольких десятков проб [36] (определения конодонтов и заключения об их возрасте сделаны ею и В.А. Наседкиной). В мраморах среди слюдяных сланцев (р. Салда, устье р. Городишня) найдены *Oulodus (Plectospathodus)* sp. позднеордовикско-силурийского возраста и в мусковит-графит-кварцевых сланцах по р. Нелоба, в 500 м севернее деревни Нелоба, – *Cordilodus* (?) sp. ind., *Neoprioneodus* aff. *brevirameus* (Wall.), *Synprioniodina* sp. силурийского возраста.

Все эти данные доказывают палеозойский возраст метаморфических пород Салдинского комплекса.

С востока к серпентинитам (2.63; 0.10) Серовского разлома примыкают сравнительно небольшие тела (240.8–245.1 км по профилю моделирования) одинаковой плотности и магнитной восприимчивости (2.70; 0.00), изначально взятые из сейсмической модели [44 и др.], но, по-видимому, представляющие один и тот же блок пород. В соответствии с данными геологического картирования (Грачев В.А., Петров Г.А. и др. [5, 35 и др.]), здесь выделяется емехская толща или подкомплекс (салдинского комлпекса), представленный главным образом амфиболитами и зеленосланцевыми диафторитами. Это все тяжелые породы, что входит в некоторое противоречие со средней относительной плотностью (2.70 г/см^3); по-видимому, здесь также развиты и более легкие сиалические метаморфиты, вероятно, хуже обнаженные здесь, в окрестностях Бродовского болота и других.

Под телами "емехских" метаморфитов (240.8–243 км) на глубине от 1.3 км на западе до 0.8 км на востоке расположены два субвертикальных тела, причем западное (2.75; 0.00) граничит на западе с массивом гипербазитов (2.82; 0.35). Вдоль про-

филя оно простирается примерно на 700–800 м и, вероятно, представляет собой мегабудину, которая охватывается снизу (на глубине 8.9–9.4 км) гораздо более обширным немагнитным и плотным телом (2.79; 0.00), которое на западе ограничивает на глубинах порядка 14 км гипербазитовые блоки, идущие вдоль разлома. Вдоль нижней границы модели это тело занимает диапазон 230–240 км.

Под этим блоком пород в диапазоне 243–245.1 км находится слабомагнитное тело приблизительно треугольного сечения (2.70; 0.02), которое со всех сторон ограничено немагнитными породами той же плотности.

Восточнее начинаются существенно более легкие гранитоиды. В диапазоне 245.1–247.0 км на поверхность выходит блок легких пород (2.61; 0.00), который с глубиной расширяется и достигает глубины 5.6 км. Под ним и лежащим западнее блоком (2.70; 0.00) в диапазоне 243–252 км на глубине от 3.8 до 5.6 км мощностью 4 км на западе и около 2 км на востоке выявляется субгоризонтальный магнитный слой повышенной плотности (2.71; 0.10 – очевидно, породы основного состава). Последний ограничен снизу крупным трапециевидным с широким основанием вверху блоком (2.75; 0.07; вероятно, амфиболиты), который идет до нижней границы модели.

К легкому телу гранитоидов примыкает небольшой блок (2.70; 0.00) 247.0–247.5 км, выклинивающийся на глубине около 1 км. К нему с востока причленен (247.5–249.1 км) немагнитный легкий блок (2.62; 0.00). Эти блоки снизу (на глубине 1.5 км) и с запада ограничены массивом легких пород (2.61; 0.00). Восточнее (249.1–258.0 км) находится легкое тело гранитоидов (2.60; 0.00) тоналитов западно-верхисетского комплекса D_3-C_1, по данным геологического картирования [5, 35 и др.], которое снизу на глубинах от 2.6 км ограничено плотными и слегка магнитными породами (2.74; 0.01). Под ними на глубине 8.4 на западе и 7.7 км на востоке, в соответствии с сейсмической моделью, находится магнитный блок пород повышенной плотности (2.72; 0.07), который идет до субгоризонтального разлома на глубине около 12 км, выявленного по сейсмическим отражателям. Ниже до нижней границы модели расположен крупный блок (2.65; 0.06), вероятно, метаморфических пород.

К массиву гранитоидов на востоке (258 км) примыкает тяжелое тело (2.82; 0.00; метагаббро и пироксенолиты пряничниковского комплекса по [5]), лежащее в диапазоне 258–260 км и представляющее собой наклонный пласт западного падения, ограниченное на западе до глубины 2.1 км телом гранитоидов (2.60; 0.00). С востока это тело граничит с малым (260–261 км по профилю и от 1.9 до 2.5 км глубины) телом (2.70; 0.00), к которому примыкает субвертикальный пласт (261–262.7 км) тяжелых немагнитных пород (2.74; 0.00), идущий до глубины 5.2 км. Все эти тела ограничены снизу и с запада блоком легких магнитных пород (2.66; 0.08), который в свою очередь ограничен разломом, определенным по сейсмическим отражателям и проходящим под этим телом на глубинах от 9.3 на западе до 6.0 км на востоке.

Рассмотрим рис. 7. К вертикальному пласту примыкает (262.7–268.0 км) массив очень легких гранитов (2.58; 0.00), вероятно, верхисетского комплекса $C_{1\text{-}2}$, ограниченный снизу тем же разломом, идущим на глубинах от 5.9 на западе до 2.9 км на востоке под этим телом. Это экстремально легкое тело в диапазоне (262.7–268 км) может быть несколько тяжелее в действительности, о чем можно судить из отсутствия подобия кривой АГП вдоль профиля моделирования с полем на профилях, расположенных южнее (S10, S20, S40). Однако также следует обратить внимание на профили N20 и N40, расположенные севернее профиля моделирования, которые демонстрируют отрицательную аномалию, примерно в три раза большую. Все эти структуры подстилает крупное магнитное тело пониженной плотности (2.65; 0.06), вероятно, слюдисто-полевошпат-кварцевых и графитистых сланцев ромахинской толщи O_3-S_1, содержащих и тела серпентинитов [5, 35 и др.]. По сейсмическим данным [44 и др.] именно здесь Салдинский метаморфический комплекс разделяется на два блока (западный – Емехско-Телянский и восточный – Бродово-Малыгинский) Пряничниковской шовной зоной, прекрасно проявленной на сейсмическом разрезе в виде мощной системы субпараллельных отражателей, погружающейся на запад. Система этих разломов прослежена на СУТ до глубины около 80 км, она пересекает разломы с восточным падением, будучи, таким образом, наиболее молодой в Уральском складчатом поясе. Что косвенно также свидетельствует против архейско-протерозойского возраста Салдинского метаморфического комплекса.

В диапазоне 268–271 км расположено тело (2.59; 0.00) с границей нижней кромки –1.7 км на западе до –1.1 км на востоке. Под ним блок (2.65, 0.04), под которым тело (2.65; 0.05), идущее до глубины 9.1 км, где его ограничивает блок (2.65; 0.06). В диапазоне 271.0–274.6 км тело (2.79; 0.02; по всей видимости, амфиболитов) на западе погружается на глубину более 6 км, образуя выступ, который с востока, с глубины 3.7 км, ограничивается телом (277–283 км; 2.73; 0.02). Внутри него расположена тяжелая и сильно магнитная интрузия габбро (2.95, 0.35), лежащая на глубине от 2 до 5 км в диапазоне 272–280 км. Восточнее расположен тяжелый субвертикальный блок (2.93; 0.02 – габбро или гранулиты), простирающийся до глубины 2 км. Мелкое приповерхностное тело гранитоидов (2.60; 0.00) отмечается в диапазоне 281.6–282.6 км, идущее до глубины 1.1 км.

В диапазоне 283.0–288.4 км тело с повышенной относительной плотностью (2.76; 0.00; вероят-

но, бродовский подкомплекс Салдинского комплекса – гнейсы, в том числе с гранатом, амфиболиты) идет до глубины 2.7 км, где оно ограничено снизу и с востока пластом западного падения (2.65; 0.04). Восточнее несколько небольших тел, вероятно, также метаморфитов, 288.4–290.0 км (2.65; 0.00) и 290– 294 км (2.70; 0.00). В интервале 294–297 км (2.64; 0; вероятно гнейсы) – немагнитный пласт западного падения, выклинивающийся на глубине 8 км. Он ограничен с востока пластом западного падения (2.70; 0.04), который достигает нижней границы модели и на глубине 8 км имеет размер вдоль профиля около 7 км, а на поверхности выходит в диапазоне 297.0–299.8 км вдоль профиля. С востока его ограничивает дельтовидный выступ легких и магнитных пород (2.65; 0.06), идущий с глубины порядка 15 км до глубины 3.4 км.

Здесь в восточном контакте Салдинского метаморфического комплекса А.В. Рыбалкой и Г.А. Петровым с соавторами [35, 43, 44 и др.] выделена система разрывных нарушений, входящих в состав Медведевской шовной зоны, которая на сейсмическом разрезе представлена системой отражателей с пологим западным падением. В состав Медведевской зоны входят клиновидные тектонические блоки нижнекаменноугольных гравелитов и конгломератов арамильской свиты, вулканитов, туфоалевролитов, песчаников и известняков нижнедевонской медведевской свиты, а также сильно метаморфизованные базальты, долериты, габбро и ультрамафиты. По геологическим данным и смене рисунка сейсмических отражателей отрисован [44 и др.] также субвертикальный сдвиг, ограничивающий Медведевскую шовную зону с востока. Наша модель в принципе согласуется с этими данными.

Восточнее (299.8–312.3 км) выделяется крупный легкий немагнитный блок (2.60; 0.00), по данным [5] сложенный адуйским гранитным комплексом ранней перми и представленный биотитовыми и двуслюдяными гранитами и гранито-гнейсами. Эти граниты достигают нижней границы модели с тяжелым и сильно магнитным субизометричным телом-включением (2.79; 0.11; амфиболит-гнейсовый комплекс по Г.А. Петрову [44], думаем, вероятнее, это все же интрузия габбро), лежащим на глубине от 2.3 до 9.9 км в диапазоне 302–312 км по профилю.

На 312.3–315.5 км на поверхность выходит наклонный пласт восточного падения тяжелых слабомагнитных пород (2.77; 0.007; вероятно, базальтоиды), ограниченный на глубине порядка 1.3 км более магнитным телом (2.72; 0.06).

В диапазоне 315.5–326.7 км протяженный блок немагнитных пород (2.75; 0.00) погружается до 1.6 км на западе и до 2.8 км на востоке. В диапазоне 320.2–324.0 км этот блок прорывается слабомагнитной интрузией той же плотности (2.75; 0.015) на глубинах от 2.5 до 0.4 км. Далее в диапазоне 326.7–333.5 км немагнитные относительно тяжелые (2.76; 0.00) породы. Под этим комплексом пород устанавливается тяжелое магнитное тело (2.93; 0.02; габбро), нижняя граница которого с запада на восток поднимается с глубины 3.8 до 2 км.

Диапазон 333.5–334.6 км на поверхности занимает немагнитный слой (2.68; 0.00) мощностью до 0.2 км, к которому примыкает в диапазоне 334.6–336.7 км массив легких пород (2.60; 0.005). Под ними лежит почти изометричная слабомагнитная интрузия (возможно, диоритов – 2.76; 0.005), идущая до глубин порядка 2.3 км. Под перечисленными выше массивами пород в диапазоне 317.8–335.5 км находится легкое слабомагнитное субгоризонтальное тело (2.64; 0.02 – видимо терригенно-базальтовый комплекс среднего палеозоя) мощностью около 5 км, которое охватывается с запада и снизу менее легким и немагнитным (2.65; 0.00) телом, ограниченным с запада и востока разломами.

В диапазоне 334.6–341.7 км на поверхность выходит слабомагнитное тело пониженной плотности (2.62; 0.005), которое на западе представляет собой пласт западного падения, расширяющийся к поверхности с глубины 1.8 км, идущий вдоль разлома.

В диапазоне 341.7–347.4 км на поверхность выходят два наклонных пласта западного падения, разделенные на геодинамической модели А.В. Рыбалки и др. [44], но имеющие в нашей модели одинаковые свойства (2.69; 0.005). Западный пласт выклинивается на глубине 7.6 км на отметке 330.7 км по профилю и отделен у А.В. Рыбалки разломом от восточного пласта. Нижняя граница восточного пласта изрезана тяжелыми слабомагнитными интрузиями (≈2.80; 0.005), которые поднимаются с запада на восток в диапазоне 334.2–344.8 км от 6.2 до 1.2 км глубины. На западе в диапазоне 344.5–347.0 км к ним примыкает тело повышенной намагниченности (2.69; 0.01), но той же, что упомянутые пласты, плотности. Под западной интрузией (334.2–340.5 км) лежит тело той же плотности, но более высокой магнитной проницаемости (2.69; 0.01). Возможно, все эти тела одной и той же плотности имеют одну и ту же магнитную проницаемость, так как АМП в рассматриваемом и соседних диапазонах плохо удовлетворяет требованиям 2D-моделирования (см. рис. 7). В модели А.В. Рыбалки все эти субгоризонтальные интрузии рассматриваются как дунит-гарцбургиты. В пользу этого свидетельствует форма тел. А отмеченные параметры плотности и магнитной восприимчивости могут быть обеспечены неполной их серпентинизацией. Еще одна тяжелая интрузия лежит под указанными телами на глубинах 9–11 км в диапазоне 326–335.7 км. На глубинах от 6.4 км и до нижней границы модели в диапазоне 324–364 км гранитная интрузия (2.59; 0.01) подстилает описанные выше структуры.

Рассмотрим рис. 8. В диапазоне 347.4–352.2 км расположено тело (2.73; 0.01 – вероятно, острово-

дужные вулканогенные толщи), нижняя граница которого проходит на глубинах от 3.1 до 1.8 км. Далее в диапазоне 352.2–368.3 км на поверхность выходит субгоризонтальный немагнитный слой (2.69; 0.00 – вероятно, терригенно-карбонатные толщи верхнего палеозоя) мощностью около 2 км. Обе эти структуры снизу на глубинах от 3 до 2 км в диапазоне 345–367 км ограничивает массивный блок пород повышенной плотности и намагниченности (2.71; 0.01 – преимущественно базальты) мощностью в среднем около 5.2 км, западная и восточная границы которого имеют западное падение. Под этим блоком в диапазоне 349.1–357.9 км присутствует клиновидное немагнитное включение (2.69; 0.00), которое разграничивает данный блок от аналогичного и немагнитного (2.71; 0.00), лежащего ниже и восточнее (у А.В. Рыбалки – это дунит-гарцбургиты, что не соответствует их плотности и магнитной восприимчивости). Этот большой глубинный блок (2.71; 0.00) в свою очередь на западе перекрывает купол гранитоидов (2.59; 0.01) на глубинах от 9.4 до 15 км и, постепенно сужаясь, выходит на близповерхностный уровень в районе 374.1–379.3 км. По А.В. Рыбалке и Г.А. Петрову [35, 44], это протерозойский амфиболит-гнейсовые комплекс. В диапазоне 368.3–371.6 км на поверхность выходит немагнитный блок повышенной плотности (2.72; 0.00), который на глубине порядка 1.3–1.4 км ограничен менее плотным и магнитным блоком (2.69; 0.01) мощностью около 3.6 км. В диапазоне 371.6–374.1 км немагнитный пласт западного падения (2.70; 0.00) и повышенной плотности выклинивается на глубине около 4.3 км. Далее в диапазоне 379.3–381.6 км на поверхность выходит массив легких и магнитных пород (2.65; 0.01), имеющих западное падение, расширяющийся с глубиной и идущий до нижней границы модели. Под ним в диапазоне 375.5–382.1 км находится блок той же плотности, но менее магнитный (2.65; 0.005). В диапазоне 381.6–386.4 км немагнитный блок с плотностью, характерной для гранитоидов (2.60; 0.00), простирается до глубины 1.0–1.6 км и ограничен снизу и с востока блоком немагнитных пород пониженной плотности (2.65; 0.00), который выходит на поверхность в диапазоне 386.4–388.6 км. Восточная граница блоков с плотностью 2.65 г/см^3 лежит на отметке 388.6 км на поверхности и на отметке 382.1 км на глубине 15 км, т. е. имеет западное падение и представляет собой разлом, отделяющий структуры, лежащие далее к востоку.

В диапазоне от 388.6–391.7 км на поверхность выходит небольшое немагнитное тело (2.68; 0.00) мощностью около 0.6 км, восточная граница которого имеет западное падение. Снизу и с востока это тело ограничивается легким немагнитным блоком (2.60; 0.00 – гранито-гнейсы), который выходит на поверхность в диапазоне 391.7–394.8 км и погружается до глубины 6.7 км, где на отметке 385.3 км выклинивается. С востока к нему прилегает легкий немагнитный пласт сиалических пород западного падения (2.62; 0.00), выходящий на поверхность в диапазоне 394.8–396.5 км и выклинивающийся на глубине 3.7 км.

Далее в диапазоне 396.5–399.6 км на поверхность выходят легкие немагнитные (2.65; 0.00) осадочные и вулканогенно-осадочные породы, образующие антиклинальную структуру, погружающуюся на западе до 5.9 км, а на востоке – до 5.2 км. Под этой структурой расположена гранитоидная (но магнитная!) интрузия (2.60; 0.02), идущая до глубины порядка 10 км. На поверхности антиклинальную структуру (2.65; 0.00) в диапазоне 399.6–405.6 км перекрывает слой легких немагнитных осадочных пород (2.61; 0.00), который с отметки 405.6 до отметки 413.8 км погружается на глубину до 3.7 км.

В диапазоне 405.6–421.3 км на поверхность выходит очень легкое и слабомагнитое тело (2.50; 0.005), расширяющееся с глубиной до 4 км. По всей видимости, это осадочная, возможно, терригенная и угленосная толща карбона с прослоями базальтов. Восточнее мезозойский чехол достигает уже значимых величин (первые сотни метров), ниже него слабомагнитное тело (2.68; 0.005), лежащее на глубинах от 0.3 до 2.8 км в диапазоне 421.2–429.9 км, и немагнитный пласт западного падения (2.68; 0.00), расположенный под ним. Легкое слабомагнитное тело (2.62; 0.01) в диапазоне 431.8–439.2 км и расположенное ниже в диапазоне 418–436 км на глубинах 2.6–6.1 км субгоризонтальное более магнитное тело той же плотности (2.62; 0.03), возможно, серпентиниты (см. рис. 9).

Эти тела начиная с 382 км снизу подстилает массив тяжелых немагнитных пород (2.74; 0.00), которые в верхней части могут становиться магнитными (например, на глубине 4.4–6.9 км в диапазоне 410–419 км) и которые простираются до нижней границы модели. В диапазоне 493–511 км этот слой поднимается до нижней границы осадочного чехла. В диапазоне 444.5–493.0 км между осадочным чехлом и этим слоем находится субгоризонтальное тело (2.60; 0.01) с характерной плотностью гранитоидов и мощностью около 3 км. Это тело выклинивается на востоке. В диапазоне 501.0–509.5 км на глубине от 2.6 до 8.5 км легкая магнитная интрузия (2.65; 0.06) дает аномалию около 300 нТл в эпицентре на профиле моделирования, подобная аномалия наблюдается лишь на профиле N10 (см. рис. 9, нижняя часть). Это аномальное тело охватывают со всех сторон породы повышенной плотности (2.74; 0.00).

Судя по большой протяженности рассматриваемого нижнего слоя тяжелых немагнитных пород (2.74; 0.00) нашей модели, это вряд ли может быть чем-либо иным, чем метаморфические породы, слагающие нижнюю часть новообразованной земной коры континентального типа Уральского склад-

чатого пояса. Аналоги этого слоя выходят на поверхность (или на уровень верхней коры) при растяжении Урала и известны как метаморфические комплексы Восточно-Уральской и Зауральской мегазон. Примеры – салдинский комплекс, селянкинский комплекс, ильиновский комплекс, мариинская "свита", метаморфические комплексы Восточных Мугоджар и др. [14, 31, 35, 42, и др.]. Их возрасты, как правило, являются предметом активных дискуссий, рассмотрение которых выходит за рамки данной статьи.

Рассмотрим рис. 10. В диапазоне 509.5–524.0 км под осадочным чехлом легкое и магнитное тело (2.60; 0.01), имея восточное падение, погружается до глубины около 6 км. С востока оно ограничено немагнитным блоком (2.74; 0.00 – вероятно известняки среднего-верхнего девона), лежащем в диапазоне 524–539 км.

В диапазоне 539.0–553.1 км почти изометричный блок легких и слегка магнитных пород (2.59; 0.005 – вероятно гранитоиды) с глубины около 1 км погружается до глубины 4.7 км. В диапазоне 559.7–585.0 км под осадочным чехлом находится легкий немагнитный слой (2.66; 0.00) с деформированной нижней границей – вероятно, смятые в складки терригенные толщи карбона. В диапазоне 496–531 км у нижней границы модели на глубинах 10–15 км находится тяжелое и магнитное тело (2.75; 0.02) основного состава, которое на этих глубинах ограничено немагнитными породами повышенной плотности (2.73; 0.00).

Приуральская часть Западной Сибири в целом сложена формациями палеостроводужного сектора Урала [22, 24, 57 и др.]. На основании комплексных геолого-геофизических исследований (изучения керна глубоких скважин, данных гравиметрии, магнитометрии и др.) нами были составлены геолого-структурные карты (1 : 200 000 и 1 : 500 000) доюрского основания в Северо-Сосьвинском, Шаимском и др. районах Приуральской части Западно-Сибирской платформы [16, 23 и др.]. Сопоставление данных картирования фундамента Западной Сибири [17, 25 и др.] и глубинного сейсмопрофилирования [45 и др.] показало [18, 22, 46] очень высокую степень сходства этих независимо полученных результатов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе методологии, описанной в первой статье [19], построена новая, уточненная модель глубинного строения земной коры Урала и западной части Западной Сибири вдоль профиля моделирования (Средне-Уральского трансекта) в диапазоне 180–580 км до глубины 15 км. В первом приближении геометрия модельных тел бралась из модели А.В. Рыбалки и др. [44], затем форма тел изменялась, для того чтобы удовлетворить наблюденным аномальным полям. Учет фактора соответствия аномальных полей методу 2D-моделирования привел к ограничению изменения геометрии тел при подборе модельного АМП к наблюденному на участках, где структура поля имеет существенно трехмерный характер, что проявилось как некоторое расхождение модельных и наблюденных кривых АМП (верхняя часть рисунков 6–10). Для дальнейшего уточнения модели глубинного строения Урала и западной части Западной Сибири необходимо 3D-моделирование.

В целом нужно отметить, что проведенные нами исследования подтвердили высокое качество работ авторов Средне-Уральского трансекта [43–45 и др.]. Построенная нами модель конкретизирует представления о строении земной коры вдоль Среднеуральского трансекта, полученные предыдущими исследователями, давая возможные значения относительной плотности и магнитной восприимчивости геологических тел. В ряде случаев изменена геометрия тел. Причем все наши уточнения не противоречат положению отражающих площадок из сейсмической модели А.В. Рыбалки.

Наиболее заметные уточнения в восточной части трансекта следующие.

Изменена форма тяжелого магнитного тела в области Платиноносного пояса Урала (205–215 км) – вместо субизометричного тела с диаметром около 11 км по результатам моделирования получилась крутопадающая на восток линза сечением 5 × 10 км, начинается оно с глубины 3.2 км. Поскольку ближайшие обнаженные на поверхности массивы Платиноносного пояса расположены лишь в 19 км к югу от профиля моделирования, получается, что фактическая распространенность Платиноносного пояса еще больше, чем показано на геологических картах.

Зона серпентинитов маркирует Серовский разлом, ограничивающий Восточно-Тагильскую СФЗ с востока (238–240 км по профилю); вдоль этого разлома тела гипербазитов различной степени серпентинизации создают аномалию АМП, видимую на нескольких параллельных профилях. Здесь геолого-геофизические данные смоделированы нами (в отличие от А.В. Рыбалки и др.) **двумя телами** (субпараллельными меридиональными пластинами) гипербазитов различной степени серпентинизации (2.73; 0.01) и (2.82; 0.35). Причем последнее (восточное) тело в данном месте (сечении сейсмопрофиля) не выходит на поверхность. Оно и сильно магнитное (т.е. серпентинизированное) и тяжелое (не серпентинизированное?!). Это противоречие легко снимается, если предположить присутствие ряда тел хромитов в этой восточной (причем не непрерывной, а пунктирной) пластине гипербазитов. Наличие здесь и реальных тел хромитов – например, по факту уже выбранного без лицензии месторождения Куту-

зовское I (данные М.Н. Букина, 1930 г. и В. Иванова с коллегами, 1939 г.) и др., а также [33]) – подтверждает наше предположение.

Этим различия моделей далеко не исчерпываются – см. выше и [43–45 и др.], но не будем повторяться.

Наиболее значимое отличие самой восточной (начиная примерно с 390 км), Западно-Сибирской, части трансекта от более западных, "Уральских", его частей – это большая "растянутость" этой структуры. Здесь метаморфические породы, слагающие нижнюю часть новообразованной континентальной коры Урала, поднимаются на уровень верхней коры, а кое-где даже выходят на уровень доюрского эрозионного среза. Так, начиная с 382 км, внизу модели появляется протяженный массив тяжелых немагнитных пород (2.74; 0.00 – вероятно, метаморфических сланцев основного состава). В диапазоне 493–511 км этот слой поднимается до нижней границы осадочного чехла. Мы предполагаем, что эта растянутость структур и подъем глубинных метаморфических пород явились следствием раннетриасового растяжения, сопровождавшегося формированием системы триасовых грабен-рифтов Западной Сибири. На Урале растяжение в это время также имело место [10, 11 и др.] (и тоже сопровождалось образованием системы угленосных триасовых грабенов, вдоль восточного края Урала [40, 53 и др.]), но интенсивность растяжения Урала все же гораздо меньше. Что собственно и является главным различием между складчатым Уралом и Западно-Сибирской платформой. Это и видно как на нашей модели, так и на других, причем построенных по совершенно независимым данным, например, магнитотеллурического зондирования [7, 8 и др.]. На модели А.Г. Дьяконовой и др. [2008] (профиль проходит примерно в 170 км южнее) граница между складчатым Уралом и Западно-Сибирской платформой получилась структурно там же, где и у нас.

Исследования проводятся при поддержке Российского научного фонда (проект №16-17-10201).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьева Е.М., Винничук Н.Н., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н. (2008) О плотности пород востока Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 114 с.
2. Берзин С.В. (2016) Офиолиты мариинского комплекса в восточном и западном обрамлении Ревдинского массива. *Литосфера*, (1), 88-106.
3. Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М. (2010) Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 152 с.
4. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект УРАЛСЕЙС) (2001) (гл. ред. А.Ф. Морозов). Тверь: Изд. Герс, 286 с.
5. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. (Г.А. Петров, А.А. Жиганов, В.В. Стефановский и др.) (2011) СПб.: ВСЕГЕИ, 492 с.
6. Государственная геологическая карта России (ГГК-1000, ГГК-200) (2011-2016). СПб.: ФГБУ ВСЕГЕИ, http://www.geolkarta.ru/index.php.
7. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. (2007) Геоэлектрический разрез литосферы Северного Урала. *Физика Земли*, (4), 15-20.
8. Дьяконова А.Г., Иванов К.С., Сурина О.В., Астафьев П.Ф., Вишнев В.С., Коноплин А.Д. (2008) Строение тектоносферы Урала и Западно-Сибирской платформы по электромагнитным данным. *Докл. АН*, **423**(5), 685-688.
9. Иванов К.С. (1988) Развитие Сакмарской зоны Южного Урала в ордовике (Уральскому палеоокеану 480 млн лет). *Докл. АН СССР*, **299**(2), 428-432.
10. Иванов К.С. (1998) Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 252 с.
11. Иванов К.С. (1998а) Современная структура Урала – результат послепалеозойского растяжения земной коры. *Геология и геофизика*, **39**(2), 204-210.
12. Иванов К.С. (2001) Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала. *Докл. АН*, **377**(2), 231-235.
13. Иванов К.С., Винничук Н.Н. (2001) Геологическая природа Уральского гравитационного супермаксимума. *Докл. АН*, **376**(5), 654-657.
14. Иванов К.С., Ерохин Ю.В. (2015) О возрасте и природе метаморфических комплексов Ильменогорской зоны Урала. *Докл. АН*, **461**(3), 312-315.
15. Иванов К.С., Иванов С.Н. (1997) Основные проблемы рифея Урала. *Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии*: Мат-лы Всерос. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 111-127.
16. Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., Погромская О.Э., Ерохин Ю.В., Князева И.В., Калеганов Б.А. (2003) Основные черты строения доюрского фундамента Шаимского нефтегазоносного района. *Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Сборник докладов 6 научно-практической конференции. Т. 1*. Ханты-Мансийск, 102-113.
17. Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. (2009) История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. *Геология и геофизика*, **50**(4), 484-501.
18. Иванов К.С., Коротеев В.А., Федоров Ю.Н., Рыбалка А.В. (2010) Глубинное строение и развитие Урала и фундамента Западно-Сибирской платформы. *Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности*: мат-лы 2-й Всерос. конф. Новосибирск: Гео, 62-65.
19. Иванов К.С., Костров Н.П. (2016) Новая геолого-геофизическая интерпретация потенциальных полей в районе Средне-Уральского трансекта. Ста-

тья 1. Западная чать Урала. *Литосфера*, (5), 91-108.
20. Иванов К.С., Смирнов В.Н., Ерохин Ю.В. (2000) Тектоника и магматизм коллизионной стадии (на примере Среднего Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 133 с.
21. Иванов К.С., Снигирева М.П., Мянник П., Бороздина Г.Н. (2004) Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений раннего палеозоя, вскрытых Уральской сверхглубокой скважиной СГ-4. *Литосфера*, (4), 89-101.
22. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. (2016) Геологическое строение фундамента Приуральской части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 302 с.
23. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Кормильцев В.В. (2005) Система сдвигов в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна. *Докл. АН*, **404**(4), 413-417.
24. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Кормильцев В.В. (2006) Уралиды в структуре фундамента Западной Сибири. *Горные ведомости*, **27**(8), 16-29.
25. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Кормильцев В.В., Погромская О.Э., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2003) Строение и природа области сочленения Урала и Западной Сибири. *Докл. АН*, **393**(5), 647-651.
26. Иванов К.С., Федоров Ю.Н., Ронкин Ю.Л., Ерохин Ю.В. (2005) Геохронологические исследования фундамента Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна; итоги 50 лет изучения. *Литосфера*, (3), 117-135.
27. Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. (1986.) Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 248 с.
28. Карта доюрских образований: Лист О-41 (Екатеринбург). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Третье поколение. Уральская серия, масштаб: 1 : 1 000 000 (2009) (Ред. А.В. Жданов, СПб.: ВСЕГЕИ.
29. Кашубин С.Н., Дружинин В.С., Рыбалка А.В. (2007) Глубинные сейсмические исследования Уральского складчатого пояса. *Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования.* СПб.: ВСЕГЕИ, 68-72.
30. Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. (2001) Палеозоны субдукции в геологической истории Урала. *Отечественная геология*, (6), 50-58.
31. Краснобаев А.А., Чередниченко Н.В., Давыдов В.А., Калеганов Б.А. (2003) Цирконология Салдинского полиметаморфического комплекса: новые данные. *Ежегодник-2002.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 60-65.
32. Огаринов И.С. (1974) Глубинное строение Урала. М.: Наука, 86 с.
33. Перевозчиков Б.В., Булыкин Л.Д., Попов И.И. и др. (2000) Реестр хромитопроявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГ, 474 с.
34. Петров Г.А. (2006) Геология и минералогия зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. Екатеринбург: УГГУ, 195 с.
35. Петров Г.А. (2016) Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Дис. … докт. геол.-мин. наук. СПб.: Санкт-Петербургский госуниверситет, 329 с.
36. Петров Г.А., Бороздина Г.Н. (1996) Новые данные по геологии Салдинского метаморфического комплекса. *Палеогеография венда–раннего палеозоя*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 121-123.
37. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П. (2008) Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале, *Докл. АН*, **422**(3), 365-370.
38. Петров Г.А., Рыбалка А.В. (2011) Глубинное строение Урала по геофизическим трансектам. *Современное состояние наук о Земле: мат-лы Междунар. конф. памяти В.Е. Хаина.* М.: МГУ, 1430-1435.
39. Пучков В.Н. (2010) Геология Урала и Приуралья. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 280 с.
40. Расулов А.Т. (1982) Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 44 с.
41. Русин А.И. (1999) Высокобарический метаморфизм Салдинского комплекса. *Ежегодник-1998.* Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 70-78.
42. Русин А.И. (2004) Метаморфические комплексы Урала и проблема эволюции метаморфизма в полном цикле развития литосферы подвижных поясов. Дис. … докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 676 с.
43. Рыбалка А.В. (2015) Сейсмогеологическая модель земной коры Среднего Урала (по материалам Средне-Уральского трансекта). Дис. … канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: УГГУ, 137 с.
44. Рыбалка А.В., Кашубина Т.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н. (2007) Среднеуральский трансект: новые данные по глубинному строению Урала. *Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования*. СПб.: ВСЕГЕИ, 186-191.
45. Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубин С.Н., Юхлин К. (2006) Среднеуральский трансект ESRU. *Структура и динамика литосферы Восточной Европы. Вып. 2: Результаты исследований по программе ЕВРОПРОБА*. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 390-401.
46. Рыльков С.А., Рыбалка А.В., Иванов К.С. (2013) Глубинное строение и металлогения Урала: сопоставление глубинной структуры Южного, Среднего и Полярного Урала. *Литосфера*, (1), 3-16.
47. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. (2003) Палеомагнетизм ордовика Урала. (ред. В.А. Коротеев). Екатеринбург: УрО РАН, 134 с.
48. Смирнов В.Н., Бороздина Г.Н., Десятниченко Л.И., Иванов К.С., Медведева Т.Ю., Фадеичева И.Ф. (2006) О времени раскрытия Уральского палеоокеана. *Геология и геофизика*, **47**(6), 755-761.
49. Смирнов В.Н., Фадеичева И.Ф., Иванов К.С. (2008) Геохимические особенности вулканитов Тагильской зоны Урала как показатель геодинамических условий их образования. *Докл. АН*. **422**(6), 807-810.
50. Смирнов В.Н., Ферштатер Г.Б., Иванов К.С. (2003) Схема тектоно-магматического районирования территории восточного склона Среднего Урала. *Литосфера*, (2), 40-56.
51. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) (1993) Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; Уралгеолком, 152 с.
52. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). (А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков) (1977) М.: Наука, 120 с.

53. Тужикова В.И. (1973) История нижнемезозойского угленакопления на Урале. М.: Наука, 251 с.

54. Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. (1998) Schertektogen Sudural. *Freiberger Forschungsheft*, **470**, 1–19.
55. Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A. et al. (1997) The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals (Russia): a reappraisal. *Tectonophysics*, **276**. 229-251.
56. Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G. (2000) Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen. *Int. J. Earth Sci.*, **89**. P. 21-39.
57. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci., Geological Evolution of Asia.* **72**. 12-24.
58. Juhlin C., Friberg M., Echtler H., Hismatulin T., Rybalka A., Green A.G., Ansorge J. (1998) Crustal structure of the Middle Urals: results from the ESRU experiments. *Tectonics*, **17**(5), 710-725.
59. Kashubin S., Juhlin C., Friberg M., Rybalka A., Petrov G., Kashubin A., Bliznetsov M., Steer D. (2006) Crustal structure of the Middle Urals based on reflection seismic data. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoirs,* **32**, 427-442.
60. Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization. *Geophysical Prospecting*, **55**(1), 91-115.

New geological and geophysical interpretation of potential fields in the area of Middle Urals transect. Article 2. East of the Urals and Western Siberia

K. S. Ivanov, N. P. Kostrov

Institute of Geology and Geochemistry Urals Branch of RAS

A new 2D model had been built for the geological structure of the Urals and West Siberia along the eastern part of Europrobe seismic reflection profiling in the Urals (ESRU) up to the depth of 15 km. For the first time at the cost of anomalous fields analysis on the parallel profiles applicability of the method was evaluated in the course of density and magnetic susceptibility modeling. The fulfilled studies have confirmed high quality of works of the ESRU's authors under guidance A.V. Rybalka. Our model makes more concrete ideas on Earth crust structure along ESRU. It is shown that actual width of the Platinum Bearing Belt is much bigger than shown on geological maps. Into Serov fault zone two meridional ultrabasites plates of different degree of serpentinization were singled out. In the most eastern one according to the model can assume the presence of chromites. The most significant difference of the West Siberia part of ESRU (beginning approximately from 390 km of the model) from more western "Uralian" parts is the bigger "stretching" of entire structures of Earth crust. We suppose that this structure stretching and raising of deep metamorphic rocks is a consequence of early Triassic stretching accompanied by forming Triassic systems of West Siberia graben-rifts.

Key words: *Ural, West Siberia, deep structure, seismic profile, gravity and magnetic modeling.*

REFERENCES

1. Anan`eva E.M., Vinnichuk N.N., Ivanov K.S., Kormil`tsev V.V., Fedorov Yu.N. (2008) *O plotnosti porod vostoka Urala i fundamenta Zapadno-Sibirskoi platform*. [The density of rocks east of the Urals and the basement of the West Siberian platform]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 114 p. (In Russian)
2. Berzin S.V. (2016) Ophiolites of Mariinsky complex in the eastern and western framed Revda massif. *Litosfera*, (1), 88-106. (In Russian)
3. Borozdina G.N., Ivanov K.S., Bogoyavlenskaya V.M. (2010) *Stratigrafiya vulkanogennykh i vulkanogenno-osadochnykh otlozhenii Salatimskoi i Tagil`skoi zon Urala* [Stratigraphy of volcanic and volcanic-sedimentary and Salatimskoy Tagil Urals regions]. Ekaterinburg, UrO RAN, 152 p. (In Russian)
4. *Glubinnoe stroenie i geodinamika Yuzhnogo Urala (proekt URALSEIS)* (2001) (Glavnyi redactor A.F. Morozov) [Deep structure and geodynamics of the Southern Urals (URALSEYS project) (Chief ed. A.F. Morozov)]. Tver`, Gers Publ., 286 p. (In Russian)
5. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret`e pokolenie). Seriya Ural`skaya. List O-41 – Ekaterinburg. Ob``yasnitel`naya zapiska*. (G.A. Petrov, A.A. Zhiganov, V.V. Stefanovskii i dr.) (2011) [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series Ural. Sheet G-41, Ekaterinburg. Explanatory letter]. St-Petersburg, VSEGEI, 492 p. (In Russian)
6. State geological map of the Russia (GGK-1000, GGK-200). Sankt-Peterburg FGBU VSEGEI 2011–2016 http://www.geolkarta.ru/index.php
7. D`yakonova A.G., Ivanov K.S., Astaf`ev P.F., Vishnev V.S., Konoplin A.D. (2007) The geoelectric section of the lithosphere of the North Urals. *Izv. Ross. Akad. Nauk*, *Fiz. Zemli*, (4), 15-20. (In Russian)
8. D`yakonova A.G., Ivanov K.S., Surina O.V., Astaf`ev P.F., Vishnev V.S., Konoplin A.D. (2008) The structure tectonosphere Urals and West Siberian platform for electromagnetic data. *Dokl. Akad. Nauk*, **423(**5), 685-688. (In Russian)
9. Ivanov K.S. (1988) The development Sakmara zone of the Southern Urals in the Ordovician (480 Ma – age

Uralian Paleoocean). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **299**(2), 428-432.

10. Ivanov K.S. (1998) *Osnovnye cherty geologicheskoi istorii (1.6–0.2 mlrd let) i stroeniya Urala* [The main features of the geological history of (1.6–0.2 Ga) and the structure of the Urals. Ekaterinburg, UrO RAN, 252 p. (In Russian)
11. Ivanov K.S. (1998a) The modern structure of the Urals – the result of post-Paleozoic extension of the crust. *Geol. Geofiz*., **39**(2), 204-210. (In Russian)
12. Ivanov K.S. (2001) Evaluation of subduction and collision paleo-speed during the formation of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **377**(2), 231-235. (In Russian)
13. Ivanov K.S., Vinnichuk N.N. (2001) The geological nature of the Ural gravitational supermaximum. *Dokl. Akad. Nauk*, **376**(5), 654-657. (In Russian)
14. Ivanov K.S., Erohin Yu.V. (2015) On the age and nature of the metamorphic complexes Ilmenogorskaea zone of the Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **461**(3), 312-315. (In Russian)
15. Ivanov K.S., Ivanov S.N. (1997) The main problems of the Riphean of the Urals. *Rifei Severnoi Evrazii. Geologiya. Obshchie problemy stratigrafii. Materialy Vserossiiskogo soveshchaniya* [Riphean Northern Eurasia. Geology. Common problems of stratigraphy. Proc. of National Conference)]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 111-127. (In Russian)
16. Ivanov K.S., Kormil`tsev V.V., Fedorov Yu.N., Pogromskaya O.E., Erohin Yu.V., Knyazeva I.V., Kaleganov B.A. (2003) The main features of the structure of the pre-Jurassic basement Shaim petroleum district *Puti realizatsii neftegazovogo potentsiala KHMAO. Sbornik docladov 6 nauchno-prakticheskoi konferentsii V. 1* [Path implementation of KhMAO oil and gas potential. 6th Proc. of the scientific-practical conference V. 1]. Khanty-Mansiysk, 102-113. (In Russian)
17. Ivanov K.S., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Fedorov Yu.N., Erohin Yu.V. (2009) History of geological development and structure of foundation western part of the West Siberian petroleum megabasin. *Geol. Geofiz.*, **50**(4), 484-501. (In Russian)
18. Ivanov K.S., Koroteev V.A., Fedorov Yu.N., Rybalka A.V. (2010) Deep structure and development of the Urals and the basement of the West Siberian platform. *Fundament, struktury obramleniya Zapadno-Sibirskogo mezozoisko-kainozoiskogo osadochnogo basseina, ikh geodinamicheskaya evolyutsiya i problemy neftegazonosnosti. Materialy 2 Vserossiiskoi konferentsii* [Basement, framing structure West Siberian Mesozoic-Cenozoic sedimentary basin, their geodynamic evolution and problems of oil and gas potential. Proc. 2nd National Conference]. Novosibirsk, Geo. Publ. 62-65. (In Russian)
19. Ivanov K.S., Kostrov N.P. (2016) New geological and geophysical interpretation of potential fields in Middle Ural transect region. Article 1. Western Urals part. *Litosfera*, (5), 91-108. (In Russian)
20. Ivanov K.S., Smirnov V.N., Erohin Yu.V. (2000) *Tektonika i magmatizm kollizionnoi stadii (na primere Srednego Urala)* [Tectonics and magmatism of collision stage (on the example of the Middle Urals)] Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 133 p. (In Russian)
21. Ivanov K.S., Snigireva M.P., Myannik P., Borozdina G.N. (2004) Conodonts and biostratigraphy of volcanogenic-siliceous sediments of Early Paleozoic, exposed by Ural ultradeep wells SG-4. *Litosfera*, (4), 89-101. (In Russian)
22. Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Erohin Yu.V., Ponomarev V.S. (2016) *Geologicheskoe stroenie fundamenta Priural`skoi chasti Zapadno-Sibirskogo neftegazonosnogo megabasseina* [The geological structure of the foundation of Ural part of West Siberian petroleum megabasin]. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 302 p. (In Russian)
23. Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Kormil`tsev V.V. (2005) Shift system in the basement of the West Siberian megabasin. *Dokl. Akad. Nauk*, **404**(4), 413-417. (In Russian)
24. Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Kormil`tsev V.V. (2006) Uralides in the foundation structure of Western Siberia. *Gornye vedomosti*, **27**(8), 16-29. (In Russian)
25. Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Koroteev V.A., Pecherkin M.F., Kormil`tsev V.V., Pogromskaya O.E., Ronkin Yu.L., Erohin Yu.V. (2003) The structure and nature of the junction area of the Urals and Western Siberia. *Dokl. Akad. Nauk*, **393**(5), 647-651. (In Russian)
26. Ivanov K.S., Fedorov Yu.N., Ronkin Yu.L., Erohin Yu.V. (2005) Geochronological studies of the West Siberian petroleum megabasin basement; the results of 50 years of study. *Litosfera*, (3), 117-135. (In Russian)
27. Ivanov S.N., Puchkov V.N., Ivanov K.S. i dr. (1986) *Formirovanie zemnoi kory Urala* [The formation of the Earth's crust of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian).
28. *Karta doyurskikh obrazovanii: List O-41 (Ekaterinburg). Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiiskoi Federatsii. Tret`e pokolenie. Ural`skaya seriya, masshtab 1 : 1 000 000.* (2009) (Red. A.V. Zhdanov) [Map pre-Jurassic formations Sheet O-41 (Ekaterinburg). State geological map of the Russian Federation. Third generation. Ural series, scale 1 : 1 000 000 (Ed. A.V. Zhdanov) St.Petersburg, VSEGEI.
29. Kashubin S.N., Druzhinin V.S., Rybalka A.V. (2007) Deep seismic studies of the Ural fold belt. *Modeli zemnoi kory i verkhnei mantii po rezul`tatam glubinnogo seismoprofilirovaniy* [Models of the Earth's crust and upper mantle as a result of deep seismic profiling]. St.Petersburg, VSEGEI, 68-72. (In Russian)
30. Koroteev V.A., Yazeva R.G., Ivanov K.S., Bochkarev V.V. (2001) Subduction palaeozones in the geologic history of the Urals. *Otechestvennaya geologiya*, (6), 50-58. (In Russian)
31. Krasnobaev A.A., Cherednichenko N.V., Davydov V.A., Kaleganov B.A. (2003) Zirconology of Salda polymetamorphic complex, new data. *Ezhegodnik-2002*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 60-65. (In Russian)
32. Ogarinov I.S. (1974) *Glubinnoe stroenie Urala* [Deep structure of the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 86 p. (In Russian)
33. Perevozchikov B.V., Bulykin L.D., Popov I.I. i dr. (2000) Reestr khromitoproyavlenii v al`pinotipnykh ul`trabazitakh Urala [Register of chromit occurences in Alpine-type ultramafites of the Urals]. Perm`: KamNIIKIGS Publ., 474 p. (In Russian)
34. Petrov G.A. (2006) *Geologiya i mineralogiya zony Glavnogo Ural`skogo razloma na Srednem Urale* [Geology and mineralogy of the zone of the Main Uralian Fault in the Middle Urals] Ekaterinburg, UGGU Publ.,

195 p. (In Russian)
35. Petrov G.A. (2016) *Geologiya dopaleozoiskikh kompleksov srednei chasti Ural`skogo podvizhnogo poyasa.* Dis. … dokt. geol.-min. nauk [Geology pre-Paleozoic complexes of the middle part of the Ural mobile belt. Dr. geol. and min. sc. diss.]. St.Petersburg, St.Petersburg St. Univ. 329 p. (In Russian)
36. Petrov G.A., Borozdina G.N. (1996) New data on the geology of Salda metamorphic complex. *Paleogeografiya venda–rannego paleozoya* [Paleogeography Vendian-Early Paleozoic]. Ekaterinburg, IGG UrO RAS, 121-123. (In Russian)
37. Petrov G.A., Ronkin Yu.L., Maslov A.V., Svyazhina I.A., Rybalka A.V., Lepihina O.P. (2008) Time of collision beginning in the Middle and Northern Urals. *Dokl. Akad. Nauk*, **422**(3), 365-370. (In Russian)
38. Petrov G.A., Rybalka A.V. (2011) Deep structure of the Urals geophysical transects. *Sovremennoe sostoyanie nauk o Zemle. Materialy Mezhdunarodnoi konferentsii pamyati V.E. Haina* [The current state of Earth Sciences. Proc. the International Conference of Memory V.E. Khain]. Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 1430-1435 (In Russian)
39. Puchkov V.N. (2010) *Geologiya Urala i Priural`ya* [The geology of the Urals and the Cis-Urals]. Ufa: DizainPoligrafServis Publ., 280 p.
40. Rasulov A.T. (1982) *Tektonika rannemezozoiskikh vpadin vostochnogo sclona Urala* [Tectonics of the Early Mesozoic basins of the eastern slope of the Urals]. Sverdlovsk, IGG UNTs AN SSSR, 44 p. (In Russian)
41. Rusin A.I. (1999) High-pressure metamorphism of Salda complex. *Ezhegodnik-1998*. Ekaterinburg, IGG UrO RAN, 70-78. (In Russian)
42. Rusin A.I. (2004) *Metamorficheskie kompleksy Urala i problema evolyutsii metamorfizma v polnom tsikle razvitiya litosfery podvizhnykh poyasov.* Dis. … dokt. geol.-min.nauk [Metamorphic complexes of Urals and the problem of the evolution of metamorphism in a complete cycle of the lithosphere mobile belts. Dr. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, IGG UB RAS, 676 p. (In Russian)
43. Rybalka A.V. (2015) *Seismogeologicheskaya model` zemnoi kory Srednego Urala (po materialam Sredne-Ural`skogo transekta)*. Dis. … kand. geol.-min. nauk [Seismogeological model of the crust of the Middle Urals (based on the Mid-Urals transect). Cand. geol. and min. sci. diss.]. Ekaterinburg, UGGU, 137 p. (In Russian)
44. Rybalka A.V., Kashubina T.V., Petrov G.A., Kashubin S.N. (2007) Sredneuralsky transects: new data on the deep structure of the Urals. *Modeli zemnoi kory i verkhnei mantii po rezul`tatam glubinnogo seismoprofilirovaniya* [Models of the Earth's crust and upper mantle as a result of deep seismic profiling]. St.Petersburg, VSEGEI Publ., 186-191. (In Russian)
45. Rybalka A.V., Petrov G.A., Kashubin S.N., Yukhlin K. (2006) Middle-Urals transect ESRU. *Struktura i dinamika litosfery Vostochnoi Evropy. Vyp. 2: Rezul`taty issledovanii po programme EVROPROBA* [Structure and dynamics of the lithosphere of Eastern Europe. Vol. 2: Results EUROPROBE research program]. Moscow, GEOKART, GEOS Publ., 390-401. (In Russian)
46. Ryl`kov S.A., Rybalka A.V., Ivanov K.S. (2013) Deep structure and metallogeny of the Urals: comparison of the deep structure of the Southern, Middle and Polar Urals. *Litosfera*, (1), 3-16.
47. Svyazhina I.A., Puchkov V.N., Ivanov K.S., Petrov G.A. (2003) *Paleomagnetizm ordovika Urala*. (Red. V.A. Koroteev). [Paleomagnetism of Ordovician of the Urals (Ed. V.A. Koroteev)]. Ekaterinburg, UrO RAN Publ., 134 p. (In Russian)
48. Smirnov V.N., Borozdina G.N., Desyatneychenko L.I., Ivanov K.S., Medvedeva T.Yu., Fadeicheva I.F. (2006) About the time of the disclosure of the Ural Paleoocean. *Geol. Geofiz.*, **47**(6), 755-761. (In Russian)
49. Smirnov V.N., Fadeicheva I.F., Ivanov K.S (2008) Geochemical characteristics of volcanic rocks of Tagil Urals area as an indicator of geodynamic conditions of their formation. *Dokl. Akad. Nauk*, **422**(6), 807-810. (In Russian)
50. Smirnov V.N., Fershtater G.B., Ivanov K.S. (2003) Scheme of tectonic and magmatic zoning of the eastern slope of the Middle Urals. *Litosfera*, (2), 40-56. (In Russian)
51. *Stratigraficheskie skhemy Urala (dokembrii, paleozoi)* (1993) Stratigraphic schemes of the Urals (Precambrian, Paleozoic). Ekaterinburg: IGG UrO RAN, Uralgeolkom Publ., 152 p.
52. Tektonika Urala (ob``yasnitel`naya zapiska k tektonicheskoi karte Urala masshtaba 1 : 1 000 000) (A.V. Peive, S.N. Ivanov, V.M. Necheuhin, A.S. Perfil`ev, V.N. Puchkov) (1977) [Tectonics of the Urals (explanatory note to the Urals tectonic map scale of 1 : 1 000 000)]. Moscow, Nauka Publ., 120 p. (In Russian)
53. Tuzhikova V.I. (1973) *Istoriya nizhnemezozoiskogo uglenakopleniya na Urale* [Lower Mesozoic history of coal accumulation in the Urals]. Moscow, Nauka Publ., 251 p. (In Russian).

54. Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. (1998) Schertektogen Sudural. *Freiberger Forschungsheft*, **470**, 1–19.
55. Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A. et al. (1997) The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals (Russia): a reappraisal. *Tectonophysics*, **276**. 229-251.
56. Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G. (2000) Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen. *Int. J. Earth Sci.*, **89**. P. 21-39.
57. Ivanov K.S., Puchkov V.N., Fyodorov Yu.N., Erokhin Yu.V., Pogromskaya O.E. (2013) Tectonics of the Urals and adjacent part of the West-Siberian platform basement: main features of geology and development. *J. Asian Earth Sci., Geological Evolution of Asia.* **72**. 12-24.
58. Juhlin C., Friberg M., Echtler H., Hismatulin T., Rybalka A., Green A.G., Ansorge J. (1998) Crustal structure of the Middle Urals: results from the ESRU experiments. *Tectonics*, **17**(5), 710-725.
59. Kashubin S., Juhlin C., Friberg M., Rybalka A., Petrov G., Kashubin A., Bliznetsov M., Steer D. (2006) Crustal structure of the Middle Urals based on reflection seismic data. *European Lithosphere Dynamics. Geological Society of London, Memoirs,* **32**, 427-442.
60. Kostrov N.P. (2007) Calculation of magnetic anomalies caused by 2D bodies of arbitrary shape with consideration of demagnetization. *Geophysical Prospecting*, **55**(1), 91-115.