УДК 550.372+551.248

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ САЛАИРА И ГОРНОЙ ШОРИИ (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ Ф.И. Жимулев¹, Е.В. Поспеева², В.В. Потапов², И.С. Новиков¹, А.В. Котляров¹

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

Салаирское покровно-складчатое сооружение (Салаирский ороген, Салаир) расположено на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса. В структурном отношении Салаир представляет собой аллохтон, надвинутый на осадочное выполнение Кузнецкого прогиба по системе чешуйчатых надвигов. На южном фланге Салаирская аллохтонная пластина по системе разрывных нарушений совмещена с тектоническим блоком Горной Шории, резко отличающимся от Салаира по геологическому строению. В области сочленения Салаира и Горной Шории лежит глубокий, сложнопостроенный мезозойский грабен — Неня-Чумышский прогиб (НЧП). Салаирский ороген сложен кембрийско-раннеордовикскими вулканогенными и осадочными отложениями островодужного происхождения. В пределах его южного фланга распространены гранатовые амфиболиты и гнейсы ангурепского комплекса, а офиолитовая сутура Салаира — Аламбайская зона включает расширенный участок — ареал Шалапского субдукционного меланжа.

Структура земной коры южной части Салаира и области сочленения Салаира и Горной Шории была исследована с помощью магнитотеллурического зондирования, которое является эффективным методом изучения глубинного строения и тектонической эволюции складчатых областей. Зондирования проводились по профилю, имеющему длину 120 км и состоящему из 25 пунктов. Полученные данные выявили, что между Салаиром и Горной Шорией лежит широкая (до 70 км) и прослеженная до глубин 20 км проводящая зона со сложным внутренним строением. Контакты данной зоны и элементы ее внутреннего строения ориентированы субвертикально. В геологической структуре региона данная зона выражена Шалапским меланжевым ареалом Аламбайской офиолитовой зоны и мезозойским НЧП. В пределах данной зоны расположен Алтае-Салаирский глубинный правый сдвиг северо-восточного простирания, вдоль которого происходило смещение Салаирского аллохтона относительно Горного Алтая и Горной Шории. Этот сдвиговый разлом сопряжен с серией чешуйчатых надвигов Салаира на Кузнецкий прогиб.

НЧП представляет собой глубокий осадочный бассейн с асимметричным поперечным профилем. Западный борт прогиба субвертикальный, восточный борт ступенчатый: юго-восточная окраина прогиба представляет собой широкое плечо грабена с малой мощностью осадков и пологим погружением палеозойского фундамента в северо-западном направлении. Выявленные черты глубинного строения НЧП хорошо согласуются с тектонической моделью прогиба, в которой обосновывается пространственное совмещение раннеюрского пулл-апарт бассейна и раннемелового принадвигового прогиба. Раннемеловая активизация магистральных разломов представляет собой широко распространенное на юге Западной Сибири явление.

Магнитотеллурические исследования, аномалия электропроводности, офиолитовые меланжи, Алтае-Саянская складчатая область, Салаир, Неня-Чумышский прогиб

SALAIR-GORNAYA SHORIA JUNCTION (northwestern Central Asian Orogenic Belt): DEEP STRUCTURE AND TECTONICS FROM MAGNETOTELLURIC DATA

F.I. Zhimulev, E.V. Pospeeva, V.V. Potapov, I.S. Novikov, A.V. Kotlyarov

The Salair fold-thrust orogenic belt (Salair orogen, Salair) is located in the northwestern Altai-Sayan fold area within the Central Asian Orogenic Belt. The Salair orogen is an allochthon overriding the Kuznetsk Basin on a system of imbricate thrusts. The southern flank of the Salair thrust system is tectonically juxtaposed against the Gornaya Shoria terrane which differs markedly from Salair in its geological setting. The Salair and Gornaya Shoria terranes are separated by the Nenya-Chumysh Basin, a deep Mesozoic trough. The Salair orogen is composed of Cambrian–Early Ordovician island arc volcanic and sedimentary rocks, widespread garnet amphibolites and gneisses of the Angurep complex in its southern flank, and the Shalap subduction-related melange in the Alambai ophiolite suture.

© Жимулев Ф.И.[⊠], Поспеева Е.В., Потапов В.В., Новиков И.С., Котляров А.В., 2023

[™]e-mail: zhimulev@igm.nsc.ru

The southern Salair orogen and its junction with Gornaya Shoria have been imaged down to the lower crust by magnetotelluric (MT) soundings, which is an efficient tool for investigating the deep structure and tectonic history of orogenic areas. The MT surveys were performed at 25 stations on a 120 km long profile. MT data revealed an up to 70 km wide low-resistivity zone (a conductor) traceable till a depth of 20 km between the Salair and Gornaya Shoria terranes. The low-resistivity zone has a complex structure with its outer and interior boundaries dipping almost vertically. The conductor lies under several major geological structures: the Shalap melange, the Nenya-Chumysh Basin, and the NE trending Altai-Salair right-lateral strike-slip fault. The Altai-Salair fault, along which the Salair allochthon was displaced relative to Gorny Altai and Gornaya Shoria, joins the Salair system of imbricate thrusts.

The Nenya-Chumysh Basin at the Salair-Gornaya Shoria junction is a deep trough having an asymmetric transversal profile with a steep western side and a shallower-dipping stepped eastern side. The southeastern flank of the basin is a wide area of thin sediments over the Paleozoic basement dipping gently in the northwestern direction. The revealed deep structure of the Nenya-Chumysh trough is consistent with its tectonic model implying an Early Cretaceous basin superposed over an early Jurassic pull-apart basin. Early Mesozoic motions on major faults is a regional-scale phenomenon known from many areas of southern West Siberia.

Magnetotelluric soundings, conductivity anomaly, ophioloite melange, Altai-Sayan Fold Area, Salair, Nenya-Chumysh Basin

введение

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) представляет собой метод электроразведки, в основу которого положено изучение вариаций естественного электромагнитного поля Земли Бердичевский, Дмитриев, 2009]. Магнитотеллурические исследования, позволяющие восстанавливать картину пространственного распределения удельного электрического сопротивления геологической среды, являются источником информации о положении насыщенных флюидом зон, участков графитизации, областей дегидратации и частичного плавления, о термодинамическом состоянии земной коры, а в конечном итоге о ее тектоническом строении. МТЗ широко применяется для изучения структуры земной коры внутриконтинентальных орогенов Центрально-Азиатского складчатого пояса, таких как Тянь-Шань [Трапезников и др., 1997; Park et al., 2003; Макаров и др., 2010; Баталев, Баталева, 2013; Sass et al., 2014; Леонов и др., 2017; Рыбин и др., 2018, 2019; Пржиялговский и др., 2022] и Горный Алтай [Неведрова и др., 2011; Поспеева и др., 2014; Новиков, Поспеева, 2017; Плоткин и др., 2017]. В перечисленных работах приведена информация о глубинной структуре палеозойских орогенов, реактивированных на неотектоническом этапе с образованием тектонической расслоенности литосферы, утолщением континентальной коры и развитием высокогорного рельефа. Меньше известно о глубинной геоэлектрической структуре складчатых зон, находящихся на самых ранних стадиях процесса неотектонической активизации. Древняя тектоническая структура таких складчатых зон не претерпела глубоких неотектонических преобразований и является источником информации о многоэтапной эволюции, предшествовавшей позднекайнозойской активизации. Изучение соотношений наблюдаемых на поверхности элементов геологического строения, неотектонического структурно-геоморфологического плана и современной глубинной структуры позволяет выявлять новообразованные, древние и унаследованно развивающиеся структурные формы, а также строить модели тектонической эволюции складчатых зон на континентальном этапе развития.

Салаирское складчато-покровное сооружение (Салаирский ороген, Салаир) расположено на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (рис. 1). В его тектонической истории выделяются несколько орогенических событий: 1) раннеордовикская аккреция островодужных комплексов к Сибирскому континенту, вызвавшая складчатость кембрийско-раннеордовикского фундамента [Берзин и др., 1994; Метелкин, 2012]; 2) позднепермский орогенез, связанный с закрытием Палеоазиатского океана и явившийся причиной формирования гранитоидных интрузий и складчато-покровной структуры Салаира [Зоненшайн и др., 1990]; 3) мезозойский орогенез, проявившийся в накоплении грубообломочных отложений, сопряженных с Салаиром грабен-синклиналей, и реактивации позднепалеозойских надвигов [Вдовин, 1976; Лавренев и др., 2018; Новиков и др., 2019] и, наконец, 4) позднекайнозойская активизация, свидетельством которой служит неотектоническое поднятие Салаирского кряжа, возникшее в результате реактивации древних разломов [Novikov, Sokol, 2007; Новиков и др., 2008, 2013, 2019, 2022; Новиков, Сокол, 2009; Панина, Зайцев, 2012].

В работе [Жимулев и др., 20216] представлены данные о магнитотеллурических исследованиях Салаирского складчато-покровного сооружения (Салаирского орогена, Салаира), расположенного на северо-западе Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (см. рис. 1). На основе двух МТЗ профилей, пересекающих центральную часть Салаира и зону его сочленения с Кузнецким прогибом, было показано, что земная кора Салаира содержит субгоризонтально залегающую проводящую зону, типичную для



Рис. 1. Геологическая схема Салаира и сопредельных районов юга Западной Сибири с вынесенными МТЗ профилями (с упрощениями и изменениями, по [Бабин и др., 2007]).

1, 2 — венд (?)-раннеордовикский складчатый фундамент: 1 — Аламбайская офиолитовая зона, 2 — палеоостроводужные комплексы нерасчлененные; 3—6 — деформированный палеозойский осадочный чехол: 3 — карбонатно-терригенный ордовик, 4 — карбонатно-терригенный силур, 5 — вулканогенный девон, 6 — терригенный верхний девон и нижний карбон; 7—9 — осадочное выполнение позднепалеозойских прогибов: 7 — терригенный карбон, 8 — угленосная нижняя пермь, 9 — безугольная терригенных верхняя пермь; 10 — триасовые платобазальты, 11 — нижнесреднеюрские терригенные угленосные отложения наложенных впадин; 12 — нижний мел, глинистые сланцы и песчаники; 13 — тела гипербазитов; 14 — гранитоидные интрузии; 15 — диорит-габбровые интрузии, 16 — разрывные нарушения (а), фронтальные надвиги (б) Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны; 17 — стратиграфические границы; 18 — профили МТЗ, рассмотренные в работе [Жимулев и др., 20216] (а), профиль МТЗ, представленный в данной работе (б). На врезке показано положение исследованного района в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП).

внутриконтинентальных орогенов и интерпретируемую как глубинный разделительный срыв (деколемент), и подтверждено наличие надвига Салаира на Кузнецкий прогиб.

В данной работе рассмотрено глубинное строение южного фланга Салаирского орогена и область сочленения Салаира с Горной Шорией, включая глубокий, сложнопостроенный и малоизученный мезозойский грабен — Неня-Чумышский прогиб (НЧП), связанный с разломной зоной, разделяющей структуры Салаира и Горной Шории. В пределах южного фланга Салаирской структурной дуги простирание геологических структур резко меняется с северо-западного на северо-восточное (см. рис. 1—3). В южной части Салаира распространены метаморфические породы, представленные гранатовыми амфиболитами, мраморами и гранатовыми гнейсами ангурепского комплекса, а офиолитовая сутура Салаира — Аламбайская зона включает расширенный участок — Шалапский ареал офиолитового меланжа [Токарев и др., 2019а]. Геологическия структура южного фланга Салаира характеризуется совмещением контрастных по составу тектонических пластин.

Целью исследования является выявление глубинной геоэлектрической структуры земной коры южной части Салаира, НЧП и области сочленения Салаира и Горной Шории в рамках изучения тектоники и истории геологического развития данного региона. В статье представлены результаты МТЗ по линейному профилю (профиль III, см. рис. 1), пересекающему южную часть Салаира и НЧП (см. рис. 1—3).



Рис. 2. Положение пунктов МТЗ профиля на цифровой модели рельефа.

Желтыми точками ограничено поле распространения кайнозойских отложений чехла Бийско-Барнаульской впадины ББВ. Подписаны элементы орографической структуры района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮЖНОГО САЛАИРА, НЕНЯ-ЧУМЫШСКОГО ПРОГИБА И ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ САЛАИРА И ГОРНОЙ ШОРИИ

В плане Салаир имеет форму подковы, обращенной выпуклой стороной на северо-восток в направлении Кузнецкого прогиба, и может быть разбит на три звена различного простирания: среднюю часть северо-западного простирания, представляющую собой фронтальную часть сложнопостроенного аллохтона, и фланги юго-западного простирания (см. рис. 1). Средняя часть протяженностью около 250 км примерно соответствует неотектоническому поднятию Салаирского кряжа, представляющего собой холмистую гряду. По системе чешуйчатых надвигов раннепалеозойские отложения Салаира надвинуты на девонско-пермское осадочное выполнение Кузнецкого прогиба [Юзвицкий, 1982; Лавренов и др., 2018]. Участок северо-западного простирания на севере и юге ограничен резкими ороклинальными изгибами структуры — южный и северный фланги простираются в юго-западном направлении примерно на 70—100 км, постепенно погружаясь под кайнозойский осадочный чехол Бийско-Барнаульской впадины. Раннепалеозойские комплексы Салаирского складчато-покровного сооружения включают тектонические пластины вулканических пород кислого и основного составов, известняков, в подчиненном количестве присутствуют терригенные породы преимущественно вулканомиктового состава. Возраст отложений нижнего структурного этажа охватывает все отделы кембрия, а возможно, и часть венда, и ранний ордовик [Фомичев, Алексеева, 1961; Матвеевская, 1969; Ветрова и др., 2022]. Кембрийский вулканический комплекс Салаира формировался в обстановке энсиматической островной дуги [Зоненшайн и др., 1990; Берзин и др., 1994; Бабин и др., 2007]. Силурийские и девонские карбонатно-терригенные мелководно-морские отложения несогласно перекрывают кембрийский вулканический комплекс и образуют осадочный чехол, формировавшийся после завершения островодужного вулканизма и аккреции островных дуг к Сибирскому континенту. Покровная структура Салаира сформирована в пермском периоде, в результате коллизии Сибирского, Восточно-Европейского и Казахстанского континентов [Зоненшайн и др., 1990] и запечатана позднепермскими полифазными гранитоидными батолитами жерновского комплекса [Росляков и др., 2001]. На неотектоническом этапе произошла реактивация ограничивающих Салаирскую аллохтонную пластину разрывных нарушений [Новиков и др., 2022].



Рис. 3. Геологическая схема зоны сочленения Салаира и Горной Шории со снятым покровом кайнозойских отложений и вынесенными пунктами МТ зондирования (с упрощениями и изменениями, по [Захаров и др., 1964; Dobretsov et al., 2004; Бабин и др., 2007; Токарев и др., 2019а]).

1—7 — кембрийский складчатый фундамент Салаирского орогена: 1 — нерасчлененные кембрийские островодужные комплексы; з — кембрийские (?) известняки, кварц-хлоритовые сланцы и линзы кварцитов, слагающие Кивдинскую гряду; 4, 5 — Шалапский офиолитовый меланж: 4 — терригенный меланж; 5 — серпентинитовый меланж; 6 — линзы серпентинитов, вне масштаба схемы; 7 — гранатовые амфиболиты, плагиогнейсы, амфиболовые сланцы и мраморы ангурепского метаморфического комплекса; 8—11 — деформированные фрагменты палеозойского осадочного чехла Салаира: 8 — ордовикские терригенно-карбонатные отложения, 9 — девонские известняки, 10 — каменноугольные терригенные отложения, 11 — позднедевонско-раннекарбоновые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники Хмелевского прогиба; 12 — нижне-среднедевонские вулканиты и вулканокластиты Горной Шории; 13 — гранитоиды нерасчлененные; 14 — нижнемеловые отложения Неня-Чумышского прогиба, илекская свита, аргиллиты с прослоями песчаников; 15 — наиболее крупные зоны тектонической переработки, включая милонитизацию и катаклаз; 16 — разломы, контакты тектонических пластин; 17 — главные разломы, цифрами в кружках обозначены: 1 — Яминский разлом, 2 — Баркинский надвиг; 18 — пункты магнитотеллурического зондирования.

Шалапский меланжевый комплекс Аламбайской офиолитовой зоны

В осевой части Салаира проходит Аламбайская офиолитовая зона (АОЗ), включающая тела внутриплитных базальтов и серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, углеродистых микрокварцитов и кремнисто-карбонатных сланцев в матриксе из терригенных пород или серпентинитовых сланцев. АОЗ включает два ареала линзовидной формы, южный из которых Шалапский, он пересекается профилем МТЗ (см. рис. 3). Шалапский ареал АОЗ сложен одноименным меланжевым комплексом. Шалапский меланжевый комплекс как тектоностратиграфическое картируемое подразделение выделен В.Н. Токаревым в ходе картосоставительских работ в 1990-е гг. [Токарев и др., 2019а]. В пределах Шалапского ареала меланж прослежен в виде полосы шириной до 22 км и длиной около 120 км, простирающейся в северо-восточном направлении. Глубина распространения меланжа по магнитным и гравиметрическим данным превышает 5—6 км [Токарев и др., 2019а]. Полоса меланжа имеет неоднородное строение и включает линзовидные тела серпентинитового и терригенного меланжа. Серпентинитовый меланж имеет меньшее распространение и представлен серпентинитовыми сланцами с блоками массивных серпентинизированных дунитов и гарцбургитов размером до первых километров. Серпентинитовый меланж изучен по керну скважин до глубины 500 м. Терригенный меланж слагает основную часть комплекса. В составе глыб и блоков в меланже установлены амфиболиты и мраморы ангурепского метаморфического комплекса, высокотитанистые базальты аламбайской свиты, кремнистые сланцы и микрокварциты, а также известняки нижнего кембрия. Матрикс терригенного меланжа имеет невыдержанный состав и представлен алевролитами и вулканомиктовыми граувакковыми песчаниками с примесью карбонатов, кремнистого материала, рудной пыли и углеродистого вещества. Меланж прорван плагиогранитами позднепермского жерновского комплекса, с уран-свинцовым возрастом по циркону, составляющим 262.2 ± 2.3 млн лет [Токарев и др., 2019а]. К востоку от Шалапского ареала наблюдается еще несколько линз и полос развития меланжевого комплекса меньшего размера. Тела меланжа разделяют тектонические пластины, сложенные вулканитами и известняками.

Ангурепский метаморфический комплекс

Породы ангурепского метаморфического комплекса — гранатовые амфиболиты с жилами мигматитов, гранатовые плагиогнейсы и мраморы, к востоку от Шалапского меланжевого ареала слагают тектоническую пластину, которая по редким обнажениям и согласно гравиметрическим данным прослеживается примерно на 60 км. Учитывая субвертикальное падение контактов, мощность пластины составляет 2—4 км. Простирание пластины в северной части субширотное, в юго-западной части меняется на субмеридиональное. В геофизических полях метаморфические породы выражены положительными аномалиями силы тяжести [Туркин, 2018]. С севера и северо-запада тектоническая пластина метаморфических пород совмещена с пластиной нижнекембрийских вулканитов, на юге и юго-востоке с толщей пестрого состава, включающей вулканомиктовые песчаники, конгломераты, известняки и вулканиты и интерпретируемой как олистострома аккреционного клина [Dobretsov et al., 2004]. Разломные зоны, ограничивающие пластину метаморфических пород, трассируются телами рассланцованных серпентинитов и графитистых милонитов.

Кивдинский блок

В южной части Салаира расположен Кивдинский блок [Туркин, 2018], сложенный дислоцированными венд-кембрийскими вулканическими и осадочными породами островодужного происхождения. Юго-восточная часть блока выражена в рельефе узкой линейной возвышенностью — Кивдинской грядой, имеющей длину около 35 км при ширине до 6 км. В пределах Кивдинской гряды расположена высшая точка Салаирского кряжа — гора Кивда (621 м). Гряда приподнята над окружающими холмистыми равнинами на 150—200 м (см. рис. 3). Вершины Кивдинской гряды сложены пачками устойчивых к выветриванию микрокварцитов и представляют собой эрозионные останцы. Приподнятое положение всего блока Кивдинской гряды, в строении которого принимают участие карбонатные породы, сланцы и туфы, должно контролироваться неотектоническими причинами.

Зона сочленения Салаира и Горной Шории

Фундамент южной окраины Салаира сложен нижнепалеозойскими вулканогенными и терригенно-карбонатными отложениями палеоостроводужной природы, выходящими на поверхность в пределах Кивдинского блока. Позднепалеозойские отложения представлены карбонатными и терригенными породами верхнего девона—нижнего карбона, образующими узкие тектонические клинья между пластинами пород нижнепалеозойского фундамента в позднепалеозойской покровной структуре. В пределах сопредельного с Салаиром Тельбесского блока Горной Шории на нижнепалеозойском основании залегает слабодеформированный покров нижнесреднедевонских вулканитов. Эти геологические соотношения, как и южный ороклинальный изгиб Салаирских структур, объясняются наличием сдвиговой зоны северо-восточного простирания, вдоль которой происходило движение Салаирской аллохтонной пластины на северо-восток. Данная сдвиговая зона, называемая нами Алтае-Салаирским разломом (АСР), образует южный фланг Салаирского аллохтона и, исходя из кинематической картины, должна представлять собой правый сдвиг. На основании сопоставления девонских разрезов Присалаирской (Бачатско-Чумышской) фациальной зоны Кузнецкого прогиба с аналогичными разрезами Северо-Западного Алтая (верховье р. Ануй) в работе [Токарев и др., 20196] амплитуда смещения Салаирского аллохтона относительно Горно-Алтайского блока оценивается в 200—250 км. Зона АСР, разделяющего Салаир и Горную Шорию, в верхней части земной коры выражена приразломным осадочным бассейном — НЧП, осадконакопление в котором реагировало на импульсы активизации, поэтому осадочный разрез НЧП представляет собой геологическую летопись тектонических движений по АСР.

Неня-Чумышский прогиб

Неня-Чумышский прогиб (НЧП), называемый также Ненинско-Чумышским, Ненинским или Солтонским [Малолетко, 1972, 2008; Вдовин, 1976], расположен в зоне сочленения Кивдинского блока Салаира и Тельбесского блока Горной Шории. Граница прогиба с Кивдинским блоком тектоническая, а девонские вулканиты Тельбесского блока стратиграфически перекрываются мезозойскими отложениями прогиба. НЧП выполнен преимущественно мезозойскими терригенными отложениями (рис. 4). Протяженность прогиба составляет около 100 км, ширина по подошве меловых отложений 20 км, в расширенной северо-восточной части до 30 км. Северо-западный борт прогиба образован разрывным нарушением — Баркинским надвигом [Токарев и др., 20196] по которому палеозойские комплексы Салаира надвинуты на меловые отложения илекской свиты, выполняющей верхнюю часть НЧП. Надвиг прослеживается примерно на 150 км в северо-восточном направлении, буровыми скважинами установлено тектоническое перекрытие отложений илекской свиты породами девона и карбона [Токарев и др., 20196]. Вдоль плоскости разлома в глинах илекской свиты наблюдаются зеркала скольжения. Надвиг характеризуется падением сместителя на северо-запад, вертикальная амплитуда смещения по нему превышает 500 м.

В основании западной части НЧП находится узкий и глубокий грабен с крутопадающими бортами, выполненный нижнесреднеюрскими терригенными угленосными отложениями глушинской свиты. Максимальная глубина залегания палеозойского фундамента, согласно геофизическим данным, превышает 2.2 км [Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007]. Восточная часть НЧП характеризуется меньшими глубинами и более простой структурой: рельеф палеозойского фундамента полого, под углами 2—5°, погружается на северо-запад в направлении грабена западной части. Мощность осадочных толщ прогиба закономерно возрастает в северо-западном направлении. Нижнесреднеюрские отложения целиком выполняют глубокий грабен в западной части прогиба, где их мощность должна достигать, по меньшей мере, полутора километров, в восточной части прогиба юрские отложения образуют пологопадающую по направлению к грабену моноклинальную толщу мощностью до 250 м (плечо грабена). Меловые отложения слагают широкий принадвиговый прогиб, имеющий в разрезе клиновидную форму и ограниченный на западе Баркинским надвигом [Токарев и др., 20196]. Мощность меловых отложений постепенно возрастает по направлению к надвигу, достигая 450 м.

Исходя из геологических данных об эволюции осадочного бассейна НЧП и о тектонических движениях в регионе [Захаров и др., 1964; Малолетко, 1972, 2008; Вдовин 1976; Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007; Федак и др., 2018; Токарев и др., 20196], реконструируется многоэтапная эволюция зоны Алтае-Салаирского разлома (рис. 5): заложение разлома произошло в конце карбона—перми, в это время АСР представлял собой часть структурного ансамбля Салаирского аллохтона и развивался как правый сдвиг (см. рис. 5, *a*). В ранней юре произошло открытие узкого и глубокого присдвигового (пуллапарт) грабена, выполненного глушинской свитой. Форма грабена, реконструированная геофизическими исследованиями [Беляев и др., 2005], свидетельствует о его раскрытии в условиях левого сдвига. Субпараллельные борта грабена, имеющие ступенчатую форму в плане, позволяют «закрыть» грабен правосторонним смещением на 17—20 км вдоль сдвига. Раскрытие бассейна было связано с раннеюрской



Рис. 4. Внемасштабный, схематический геологический разрез зоны сочленения Салаира и Горной Шории.

1 — венд-кембрийские отложения палеоостроводужного происхождения, Южный Салаир; 2 — нижнесреднедевонские вулканиты Тельбесского блока Горной Шории; 3 — нижнесреднеюрские отложения глушинской свиты, нижний структурный ярус Неня-Чумышского прогиба; 4 — нижнемеловые отложения илекской свиты; 5 — палеоценовые отложения ненинской свиты; 6 — вулканогенные, терригенные и карбонатные породы Салаира, нерасчлененные; 7 — углеродистые микрокварциты, слагающие вершины Кивдинской гряды; 8 — лавы и туфы; 9 — конгломераты; 10 — песчаники; 11 — алевролиты; 12 — аргиллиты; 13 — угли; 14 — разломы и направления смещения по ним; 15 — пункты МТЗ и их номера.



Рис. 5. Структурно-кинематическая модель тектонической эволюции Салаира в перми (a), ранней юре (δ), раннем мелу (θ) и неоген-четвертичном периоде (z), на цифровой модели рельефа.

1 — поле современного распространения пермских отложений Кузнецкого прогиба; 2 — триасовые базальты Кузнецкого прогиба; 3 — юрские континентальные отложения синтектонических бассейнов, цифрами в кружках обозначены: 1 — Борбровский, 2 — Карагужевский, 3 — Доронинский, 4 — Центрально-Кузнецкий, 5 — Тутуясский, 6 — Неня-Чумышский (НЧП); 4 — нижнемеловые отложения НЧП, илекская свита; 5 — палеоценовые отложения НЧП, ненинская свита; 6 — активные надвиги; 7 — неактивные надвиги; 8 — предполагаемая ориентировка осей сжатия; 9 — предполагаемое направление разворота Салаирского блока, с раскрытием НЧП; 10 — направления сдвиговых смещений по Алтае-Салаирскому разлому. Синей линией на рис. 5, г показано положение МТЗ профиля, рассмотренного в данной работе.

реактивацией древнего разлома: пермский правый сдвиг преобразовался в ранней юре в левый сдвиг (см. рис. 5, б). В начале мелового периода сжатие в северо-восточном направлении, обусловленное Монголо-Охотской коллизией, привело к реактивации Томского надвига, что доказывается надвиганием палеозойских пород Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) на нижнеюрские отложения, выполняющие серию грабенов в палеозойском складчатом фундаменте [Жимулев и др., 2021а]. Ориентированный параллельно Томскому надвигу АСР также был реактивирован как надвиг, что выразилось в формировании принадвигового бассейна, образованного отложениями илекской свиты (см. рис. 5, *в*). Таким образом, в современной структуре НЧП совмещены приразломные осадочные бассейны двух типов — узкий присдвиговый грабен раннеюрского возраста мощностью более 1500 м и широкий клиновидный принадвиговый бассейн мелового возраста мощностью более 1500 м и широкий клиновидный принадвиговый бассейн мелового возраста мощностью до 450 м. Представляется вероятным, что в результате раннемелового надвигания Кивдинского блока Салаира какая-то часть раннеюрского грабена оказалась тектонически перекрыта Кивдинским блоком. При этом глубинная структура определяется положением зоны АСР на фланге Салаирского аллохтона и имеет сдвиговый характер, а меловые взбросонадвиговые смещения в зоне НЧП типичны только для самых верхних горизонтов земной коры района. В кайнозое НЧП при дифференцированных тектонических движениях всегда имел тенденцию к погружению, на что указывает распространение палеоценовой ненинской свиты и глинистых отложений неогена в поле мезозойских отложений НЧП (см. рис. 5, г). Унаследованное развитие НЧП свойственно и неотектоническому этапу: НЧП в современном рельефе приблизительно соответствует Неня-Чумышская котловина (НЧК) — сквозное понижение, разделяющее низкогорья Салаира и Горной Шории и соединяющее равнинные территории Бийско-Чумышской возвышенности с Кузнецкой впадиной (см. рис. 2). Висячее крыло Баркинского надвига образует геоморфологический уступ, являющийся южной границей Салаирского кряжа. Фронтальный уступ надвига в рельефе выражен южным склоном Кивдинской гряды.

Положение профиля МТЗ относительно геологических структур

В 2020 г. через структуры Южного Салаира пройден профиль МТЗ (см. рис. 1—3): пос. Порошино-пос. Новотроицкое. Профиль имеет длину 120 км и включает 25 пунктов зондирования (70-94). Пункты 70—77 лежат в поле распространения кайнозойского чехла ББВ. Согласно данным [Токарев и др., 2019а], основание ББВ сложено кембрийско-ордовикскими вулканогенными и осадочными породами раннепалеозойского фундамента и образованиями наложенного Хмелевского прогиба — верхнедевонско-нижнекарбоновыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Породы палеозойского фундамента интрудированы многочисленными гранитоидными интрузиями. В районе п. 74 гранитоиды образуют выход на поверхность (Горновский массив). Между точками 77 и 78, вблизи последней, профиль пересекает Яминский разлом, являющийся западной границей Шалапского меланжевого ареала. В интервале межлу точками 78 и 83 профиль пересекает ареал Шалапского меланжа, в том числе обособление серпентинитового меланжа, между пунктами 81 и 82. Интервал 83-84 хорошо соответствует зоне пересечения профилем тектонической пластины метаморфических пород ангурепского комплекса. Пункты 84—85 соответствуют пластине, интерпретируемой как олистострома аккреционного клина [Dobretsov et al., 2004]. Пункты 85—86 лежат в поле распространения нижнекембрийских вулканитов и вулканомиктовых отложений. Точки 86—89 соответствуют Кивдинской гряде, а точка 89 лежит точно в зоне Баркинского надвига. Интервал 89-93 отвечает НЧП, а пункт 94 находится в поле распространения девонских вулканитов Горной Шории.

МЕТОДИКА МТЗ И КАЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ

Магнитотеллурические исследования выполнялись на основе технологий V5 System-2000 тремя комплектами аппаратуры «МТU-5» компании «Phoenix Geophysics» (Канада). Регистрация четырех компонент магнитотеллурического поля (E_x, E_y, H_x, H_y) в диапазоне периодов 0.003—1000 с осуществлялась в синхронном режиме. Шаг наблюдений по профилю в среднем составил 5 км. Применялась стандартная крестообразная установка с длиной приемных линий 100 м. Длительность записи на точке наблюдения в среднем составила 19—22 ч.

Для обработки полевых данных использовалось программное обеспечение SSMT («Phoenix Geophysics»). 1D и 2D инверсии выполнены в программном комплексе «WinGLink». Качественная и количественная интерпретация проводилась по методике, подробно рассмотренной в [Поспеева и др., 2014]. Существуют другие подходы как к предварительной обработке, так и к интерпретации данных МТЗ [Поспеев, Сень, 2020]. Поскольку наша методика опробована в различных регионах страны, в том числе имеющих сложное геологическое строение, и ее использование позволило получить достоверные результаты интерпретации, что подтверждается как результатами других геофизических методов, так и априорной геологической информацией, она была применена и в данном случае.

Важным этапом качественной интерпретации является анализ магнитотеллурических данных, позволяющих построить интерпретационную модель. В первую очередь после обработки полевых данных определяются главные значения и главные направления тензора импеданса. Известно [Бердичевский, Дмитриев, 2009], что при вращении тензора импеданса [Z] можно получить множество амплитудных и фазовых кривых ρ_{xy} , ρ_{yx} и ϕ_{xy} , ϕ_{yx} . Конфигурация этих кривых существенно зависит от их ориентации, и они могут противоречить друг другу. Тензор импеданса [Z] имеет квадратную матрицу с компонентами Z_{xx} , Z_{yy} на главной диагонали и Z_{xy} , Z_{yx} на антидиагонали:

$$[Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}.$$
 (1)

Поворачивая систему координат против часовой стрелки на угол α, определяемый из уравнения:

$$tg2\alpha = \frac{Z_{xx}(\alpha) - Z_{yy}(\alpha)}{Z_{xy}(\alpha) + Z_{yx}(\alpha)},$$
(2)

можно преобразовать тензор [Z] в антидиагональный тензор с продольным Z^{\parallel} и поперечным Z^{\perp} импедансами на побочной диагонали:

$$\begin{bmatrix} Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z^{\parallel} \\ -Z^{\perp} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & \operatorname{Re}Z^{\parallel} \\ -\operatorname{Re}Z^{\perp} & 0 \end{bmatrix} + i \begin{bmatrix} 0 & \operatorname{Im}Z^{\parallel} \\ -\operatorname{Im}Z^{\perp} & 0 \end{bmatrix},$$
(3)

где $Z^{\parallel} = Z_{xy}$ — продольный импеданс (ТЕ-импеданс) и $Z^{\perp} = Z_{xy}$ — поперечный импеданс (ТМ-импеданс). Угол α характеризует главные направления тензора импеданса, а продольный и поперечный импедансы являются его главными значениями, по которым рассчитываются продольные (ρ^{\parallel}) и поперечные (ρ^{\perp}) кривые. После определения угла «доворота» системы координат вновь выполняется обработка полевых данных уже с учетом этого угла. Эта операция называется приведением симметричного тензора к главным осям и является обязательной процедурой.

Вторым важным этапом качественной интерпретации является анализ магнитотеллурических данных, на основе которого проводится геоэлектрическое районирование, локализация и идентификация структур, а также определяется их размерность и простирание. Основную роль при этом играют магнитотеллурические параметры и полярные диаграммы тензора импеданса. Анализ магнитотеллурических параметров выполнялся на основе упрощенного теста Бердичевского (рис. 6). Анализировались три магнитотеллурических параметра: N_{mt} — параметр неоднородности [Бердичевский, Дмитриев, 2009], $skew_s$ — параметр асимметрии Свифта [Swift, 1967], $skew_B$ — параметр асимметрии Бара [Bahr, 1988]. Они оценивались по отношению к пороговым значениям б, лежащим в интервале 0.05-0.15 [Бердичевский, Дмитриев, 2009]. В пределах изученного профиля на высоких частотах (\sqrt{T} <1 с^{1/2}) параметр N_{mt} лежит в диапазоне пороговых значений, за исключением пунктов 76—78, 82—83 и 86—89. Начиная с $\sqrt{T} = 1 c^{1/2}$ значения N_{mt} меняются от 0.15 до 0.5 (см. рис. 6). Параметры асимметрии Свифта $(skew_s)$ и Бара $(skew_B)$ лежат в диапазоне пороговых значений на периодах $\sqrt{T} < 4.6 \text{ c}^{1/2}$ (см. рис. 6, б, в). С понижением частоты ($\sqrt{T} > 4.6 \text{ c}^{1/2}$) они возрастают до 0.4—0.5. Повышенным значениям skew_s отвечают повышенные значения skew_в, что свидетельствует об отсутствии трехмерных неоднородностей в верхней части разреза. Таким образом, согласно [Bahr, 1988], мы можем рассматривать глубинный региональный фон как двумерную структуру, вытянутую с юга-востока на северо-запад. Глубинные трехмерные эффекты проявляются на периодах $\sqrt{T} > 7$ с^{1/2}. Полярные диаграммы тензора импеданса соответствуют 1D модели на периодах, лежащих в диапазоне $\sqrt{T} = 0.056 - 0.500$ с^{1/2} (см. рис. 7). Начиная с $\sqrt{T} > 0.5$ с^{1/2}, диаграммы $|Z_{rr}|$ приобретают форму регулярных овалов с более или менее узкой талией, а диаграммы |Z_{rr}| имеют четырехлепестковую форму (см. рис. 7), что соответствует 2D модели. На самых низких частотах ($\sqrt{T} > 10 c^{1/2}$ полярные диаграммы отвечают осесимметричной 3D среде.

При проведении интерпретации данных МТЗ важной задачей является выявление искажений на кривых зондирования, связанных с латеральной неоднородностью разреза. Изученный профиль характеризуется сложным геологическим строением и включает породы с высоким значением удельного сопротивления (до первых тысяч Ом·м), что формирует в магнитотеллурическом поле гальванические эффекты. В основном наблюдается «ρ-эффект», проявляющийся в статическом смещении поперечной составляющей магнитотеллурического поля по оси сопротивлений вверх. На рисунке 7 показаны типичные кривые МТЗ для участков профиля с различным геологическим разрезом. Все кривые совмещены с кривой глобального магнитовариационного зондирования (MB3) [Файнберг и др., 1977; Поспеев, 1979], которая служила критерием неискаженности их нисходящих ветвей. Из рисунка следует, что продольные кривые не выходят за уровень глобального MB3, что является основанием их использования для одномерной оценки геоэлектрического разреза. Поперечные кривые близки к уровню глобального MB3 только в пределах ББВ (северо-восточный участок профиля (пункты 70—77). В центральной и юго-восточной частях профиля, в пределах Салаирского кряжа и Горной Шории (пункты 78—94), они значительно выходят за уровень кривой MB3.

РЕЗУЛЬТАТЫ МТЗ

Полученный геоэлектрический разрез показан на рис. 8, *а*. Выявленные неоднородности электропроводности для удобства описания пронумерованы: римские цифры в кружках — аномалии первого порядка, арабские — аномалии второго порядка. В тексте их номера указаны в скобках. Разрез может быть подразделен на три интервала — западный, представленный высокоомным блоком с довольно однородными значениями УЭС, более 500 Ом м (I), пункты МТЗ 70—78; центральный (II), пункты МТЗ 78—91, представляющий собой область пониженных значений УЭС (менее 100 Ом м) и характеризующийся значительной контрастностью электропроводности, позволяющей выделить ряд локальных неоднородностей; восточный (пункты МТЗ 91—94), представляющий собой краевую часть высокоомного блока (III). Геоэлектрические модели для каждой точки были получены независимо друг от друга и не





а — параметр неоднородности N_m, б — параметр асимметрии *skew*₅, в — фазочувствительный параметр асимметрии *skew*₈.

менялись при построении разреза, поэтому повышение УЭС в юго-восточной части профиля (блок III) не может быть объяснено краевым эффектом обработки данных. Важная особенность разреза — резкое преобладание вертикальных контактов между геоэлектрическими неоднородностями. В пределах проводящей центральной зоны (II) можно выделить тела с экстремально высокой проводимостью, менее 20 Ом м (1) и (2) и тела с относительно высокими значениями УЭС, более 200 Ом м — (3) и (4). Все эти неоднородности характеризуются крутым падением. В восточной части профиля выделяется весьма контрастная аномалия (5) со значениями УЭС менее 30 Ом м, локализованная в приповерхностных условиях и имеющая сложную, резко асимметричную форму, с вертикальным западным контактом и пологим, изогнутым восточным. Данная аномалия может быть подразделена на западную (5.1) и восточную (5.2) части, разделенные участком относительно повышенных сопротивлений. На глубинном уровне аномалии (5) соответствует участок однородно низких сопротивлений (6), пункты МТЗ 88—91, ограниченный субвертикальными контактами.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МТЗ

Важнейшей особенностью геоэлектрического разреза является наличие широкой, субвертикальной проводящей зоны сложного внутреннего строения, имеющей ширину около 70 км (II) и разделяющей коровые блоки с относительно повышенными значениями УЭС. Данная зона включает АОЗ и ряд ассоциирующих с ней тектонических пластин и мезозойский НЧП (см. рис. 8, б). В региональном масштабе она представляет собой южную границу Салаирского орогена и область сочленения Салаира со складчатыми сооружениями Горной Шории. Для геоэлектрических профилей, проходящих через фрон-



Рис. 7. Поперечные и продольные кривые МТ зондирований и амплитудные полярные диаграммы тензора импеданса для участков профиля, пересекающих территории с различным геологическим строением.

I — амплитудные полярные диаграммы тензора основного (*a*) и дополнительного (*б*) импеданса; 2 — кривая глобального магнито-вариационного зондирования (MB3); 3 — поперечные кривые MT зондирований; 4 — продольные кривые MT зондирований.



Рис. 8. Глубинный геоэлектрический разрез по профилю (пос. Порошино—Новотроицкое) (*a*). Интерпретационный глубинный геоэлектрический разрез по профилю (пос. Порошино—Новотроицкое) с вынесенными элементами геологической структуры (б).

a — над геоэлектрическим разрезом помещен гипсометрический профиль местности. Треугольниками обозначены пункты зондирования. Римскими цифрами в кружках обозначены геоэлектрические аномалии первого порядка, арабскими цифрами в кружках — геоэлектрические аномалии второго порядка. $\delta - 1$ — разломы достоверные (a) и предполагаемые (δ), 2 — Шалапский офиолитовый меланж, 3 — гранатовые амфиболиты, плагиогнейсы, амфиболовые сланцы и мраморы ангурепского метаморфического комплекса, 4 — кембрийские вулканические и вулканомиктовые породы нерасчлененные, 5 — кембрийские (?) известняки, кварц-хлоритовые сланцы и линзы кварцитов, слагающие Кивдинский блок, 6 — кембрийские олистостромовые комплексы, 7 — зоны милонитизации и катаклаза, 8 — гранитоиды нерасчлененные, 9 — нижнесреднедевонские вулканиты и вулканокластиты Тельбесского блока Горной Шории, 10 — юрские отложения НЧП, 11 — меловые отложения НЧП, 12 — кайнозойские рыхлые отложения ББВ.

тальную часть Салаира, характерно наличие субгоризонтальных и пологонаклонных коровых структур, интерпретируемых как элементы надвиговой структуры Салаира, типичной для зоны сочленения Салаира и Кузнецкого прогиба [Жимулев и др., 20216; Новиков и др., 2022]. На данном профиле, пересекающем южный фланг Салаира, тектонические границы блоков вертикальные, что согласуется с представлениями об их сдвиговой природе.

Высокоомный блок (I) с малоконтрастным распределением УЭС, соответствующий перекрытой осадочным чехлом ББВ внутренней части Салаирской дуги, содержит большое количество гранитоидных интрузий, что подтверждается современными данными, полученными в рамках геолого-съемочных работ [Токарев и др., 2019а] и обнажениями гранитоидов Горновского массива в районе п. 74, выражен-

ными на профиле поднятием высокоомного фундамента (см. рис. 8, б). Внутренние неоднородности в пределах этого блока проявлены проводящей зоной, расположенной между пунктами 71 и 72 и представляющей собой, вероятно, разлом палеозойского фундамента. Данная зона имеет вертикальное падение, что согласуется со структурным мотивом, характерным для всего разреза. Зона высокого градиента УЭС между пунктами МТЗ 77 и 78 соответствует Яминскому разлому, который ограничивает Шалапский ареал офиолитового меланжа.

Внутренние неоднородности проводящей зоны (II) хорошо сопоставляются с элементами геологического строения. Выход на поверхность высокопроводящей области (1) между пунктами 81 и 82 соответствует зоне развития серпентинитового меланжа внутри терригенного, а также области интенсивного катаклаза и милонитизации. Область относительно повышенных сопротивлений (3) между пунктами 83 и 84 соответствует пластине высокометаморфизованных пород ангурепского комплекса — гранатовых амфиболитов и плагиогнейсов. Данная пластина, согласно полученному разрезу, погружается субвертикально. Проводящая зона (2) в районе п. 85 на поверхности выражена толщей пестрого хаотического строения, интерпретируемой как олистострома аккреционного клина [Dobretsov et al., 2004]. Глубинная часть проводящей области (2) по аналогии с аномалией (1) может быть обусловлена зонами катаклаза, милонитизации и серпентинитовым меланжем. Геоэлектрический разрез свидетельствует, что тектоническая пластина метаморфических пород ангурепского комплекса находится внутри зоны субдукционного меланжа, а не за ее пределами, как это и должно быть, исходя из геологических моделей.

Проводящая область (5), локализованная в приповерхностной части между точками 88 и 91, должна интерпретироваться как узкий и глубокий осадочный бассейн с резко асимметричным внутренним строением и соответствовать НЧП. Однако при сопоставлении геоэлектрического разреза с геологическими данными видно, что п. 88, являющийся западной границей аномалии, лежит на гребне Кивдинской гряды, в поле распространения кембрийских пород Салаира, границей же НЧП является пункт 89, лежащий в зоне сместителя Баркинского надвига. НЧП соответствует только восточная часть аномальной зоны (5.2), лежащая между пунктами 89 и 91. Полученные данные о форме прогиба на глубине крутой западный борт, очень большая мощность осадков в западной части прогиба (пункт 90, около с. Солтон), еще один разрыв, ограничивающий глубокий грабен и выраженный на геоэлектрическом профиле изгибом восточного борта прогиба (между пунктами 90 и 91), и пологое восточное плечо грабена, в пределах которого маломощный покров отложений падает под углами в первые градусы в северо-западном направлении, — хорошо согласуются с имеющимися геологическими [Малолетко, 2008; Токарев и др., 20196] и геофизическими [Беляев и др., 2005] данными о прогибе и с тектонической моделью формирования НЧП, которая предполагает наложение раннемелового принадвигового прогиба на раннеюрский пулл-апарт бассейн.

Что касается проводящей аномалии (5.1), которая лежит в поле распространения палеозойских пород южного склона Кивдинской гряды, то для геологической интерпретации данного явления нужны более детальные геофизические работы с меньшим расстоянием между пунктами зондирования. Пространственное разрешение проведенного зондирования не позволяет надежно выявлять локальные структурные формы. В качестве предположения, можно высказать следующее объяснение. Кивдинская гряда между точками 88 и 89 в геологическом строении соответствует тонкой (менее 1 км) тектонической пластине, надвинутой по Баркинскому надвигу на мезозойские отложения западной части НЧП. В этом случае очень значительная и наиболее глубокая часть НЧП (аномалия 5.1) является тектонически перекрытой палеозойскими породами Салаира, а Кивдинская гряда подстилается мощной толщей мезозойских осадков низкой плотности, что может быть объяснением ее высокого положения в рельефе в результате изостатического эффекта. Природа проводящей аномалии (5.1.) дискуссионна и далее НЧП рассматривается в контуре аномалии (5.2). Представленные геофизические данные подчеркивают резкую асимметрию НЧП: глубокий участок прогиба, в пределах которого мощность мезозойских осадков превышает 2.2 км, имеет ширину менее 10 км (неполное расстояние между пунктами 89 и 91), а эрозионные останцы тонкого покрова юрских и меловых отложений встречаются в Горной Шории на расстоянии до 30 км от п. 91, за пределами геоэлектрического профиля. При сопоставлении современного рельефа с глубинным строением НЧП видно, что наиболее пониженная часть современной НЧК — расширенный участок долины р. Неня, лежащий между пунктами 91 и 92, смещен на юг относительно глубокой части НЧП (см. рис. 2). Эти соотношения могут быть связаны с неотектонической активизацией региона и началом тектонического подъема территории перед фронтом Баркинского надвига. Проводящая аномалия (6) — субвертикальная область отсутствия высокоомных блоков, лежащая строго под чехлом НЧП и южным склоном Кивдинской гряды и разделяющая структуры Салаира и Горной Шории, рассматривается нами как зона повышенной флюидопроницаемости и дезинтеграции пород в области динамического воздействия Алтае-Салаирского сдвига регионального масштаба, вдоль которого происходило движение Салаирской аллохтонной пластины на северо-восток. Рост значений УЭС в интервале между пунктами 93 и 94 соответствует границе тектонического блока Горной Шории (III).

выводы

1. Палеозойский фундамент восточной окраины ББВ, согласно данным МТЗ, имеет относительно однородное геологическое строение, характеризующееся широким распространением гранитоидных интрузий.

2. Между двумя коровыми блоками (террейнами) с различным геологическим строением, Салаиром и Горной Шорией лежит широкая (до 70 км) и прослеженная до глубин 20 км проводящая зона со сложным внутренним строением. Контакты данной зоны и элементы ее внутреннего строения ориентированы субвертикально. В геологической структуре региона данная зона выражена Шалапским меланжевым ареалом АОЗ и мезозойским НЧП. В пределах данной зоны расположен Алтае-Салаирский глубинный правый сдвиг северо-восточного простирания, вдоль которого происходило смещение Салаирского аллохтона относительно Горного Алтая и Горной Шории. Этот сдвиговый разлом сопряжен с серией чешуйчатых надвигов Салаира на Кузнецкий прогиб.

3. Ширина Шалапского меланжевого ареала АОЗ достигает в южной части Салаира 40 км. Высокобарические породы ангурепского метаморфического комплекса образуют крутопадающую тектоническую пластину, залегающую внутри субдукционного меланжа. Шалапский меланж имеет сложную геоэлектрическую и геологическую структуру и погружается субвертикально до глубин 20 км.

4. НЧП — глубокий осадочный бассейн с асимметричным поперечным профилем. Западный борт прогиба субвертикальный, восточный борт ступенчатый: юго-восточная окраина прогиба представляет собой широкое плечо грабена с малой мошностью осалков и пологим погружением палеозойского фундамента в северо-западном направлении. Выявленные черты глубинного строения НЧП хорошо согласуются с тектонической моделью прогиба, в которой обосновывается пространственное совмещение раннеюрского пулл-апарт бассейна и раннемелового приналвигового прогиба. Глубокий грабен в основании прогиба, в пределах которого мощность мезозойских осадков, согласно геофизическим данным [Беляев и др., 2005; Бабин и др., 2007] превышает 2.2 км, имеет ширину менее 10 км. Мощность мезозойских осадков и унаследованное развитие раннеюрского грабена в мелу и в последующие эпохи делают НЧП уникальным для региона континентальным осадочным бассейном. Зона сочленения Салаира и Горной Шории, сформированная на коллизионном этапе в позднем палеозое, испытавшая ряд импульсов активизации в мезозое и кайнозое и выраженная в современном неотектоническом рельефе, в глубинном строении земной коры проявлена субвертикальной проводящей областью. Ранее нами была описана раннемеловая активизация позднепалеозойского Томского надвига, являющегося границей Колывань-Томской складчатой зоны [Жимулев и др., 2021а], что позволяет считать раннемеловую активизацию магистральных разломов региональным явлением.

5. Строение зоны сочленения палеозойских комплексов Салаира и мезозойского НЧП, амплитуда смещения по Баркинскому надвигу, глубинное строение тектонического блока Кивдинской гряды и возможность тектонического перекрытия значительной западной части НЧП палеозойскими породами представляются вопросами, требующими дополнительных исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке базового проекта ИГМ СО РАН и проекта фундаментальных научных исследований (ФНИ) № 0331-2019-0007 ИНГГ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дубский В.С., Черных А.И., Щигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Булычев А.В., Радюкевич Н.М., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Шипов Р.В., Суслова С.В., Сазонов В.А., Юрьева В.В., Хлебникова Т.В., Кондрашова А.К., Тереда Н.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 Новокузнецк. Объяснительная записка. СПб, Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007, 665 с.

Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Состояние литосферы зоны сочленения Тарима и Тянь-Шаня по результатам петрологической интерпретации магнитотеллурических данных // Физика Земли, 2013, № 3, с. 87—94.

Беляев С.Ю., Сенников Н.В., Букреева Г.Ф., Зайцев А.И., Клец А.Г., Филонов А.В. Пликативная тектоника подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла юго-восточной части Западно-Сибирской геосинеклизы (Степной Алтай) и структурные предпосылки нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2005, № 7, с. 18—26.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики. М., Научный мир, 2009, 679 с.

Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28. **Вдовин В.В.** Основные этапы развития рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока, М., Наука, 1976, 270 с.

Ветрова Н.И., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Солошенко Н.Г. Возраст кинтерепской свиты Северо-Западного Салаира: данные хемостратиграфии и U-Pb датирования циркона // Геодинамика и тектонофизика, 2022, т. 13, № 2.

Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Новиков И.С., Ван Ранст Г., Начтергаеле С., Докашенко С.А., де Граве Й. Мезозойский внутриконтинентальный орогенез в тектонической истории Колывань-Томской складчатой зоны (Южная Сибирь), синтез геологических данных и результатов трекового анализа апатита // Геология и геофизика, 2021а, т. 62 (9), с. 1227—1245.

Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В., Новиков И.С., Потапов В.В. Глубинное строение Салаирского складчато-покровного сооружения по данным магнитотеллурического зондирования (северо-запад Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геодинамика и тектонофизика, 20216, т. 12, № 1, с. 125—138.

Захаров А.П., Захаров В.А., Кузьмин Ю.В. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVII (Солтон). Объяснительная записка. М., Недра, 1964, 88 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 т. М., Недра, 1990, т. 1, 325 с.; т. 2, 334 с.

Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Шелеметева Н.В., Филиппова Н.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий). Объяснительная записка. М., Московский филиал ВСЕГЕИ, 2018, 115 с.

Леонов М.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Матюков В.Е., Щелочков Г.Г. Гиссаро-Алай и Памир. Сравнительно-тектонический анализ и геодинамика. М., Геос, 2017, 132 с.

Макаров В.И., Алексеев Д.В., Баталев В.Ю., Баталева Е.А., Беляев И.В., Брагин В.Д., Дергунов Н.Т., Ефимова Н.Н., Леонов М.Г., Мунирова Л.М., Павленкин А.Д., Рёкер С.В., Рослов Ю.В., Рыбин А.К., Щелочков Г.Г. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю Manas (Кашгар-Сонкёль) // Геотектоника, 2010, № 2, с. 23—42.

Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1972, 227 с.

Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2008, 288 с.

Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М., Наука, 1969, 286 с.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2012, 460 с.

Неведрова Н.Н., Поспеева Е.В., Санчаа А.М. Интерпретация данных комплексных электромагнитных методов в сейсмоактивных районах (на примере Чуйской впадины Горного Алтая) // Физика Земли, 2011, № 11, с. 63—75.

Новиков И.С., Сокол Э.В. Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области: геологическое обоснование // Геоморфология, 2009, № 3, с. 77—93.

Новиков И.С., Поспеева Е.В. Неотектоника восточной части Горного Алтая по данным магнитотеллурического зондирования // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (7), с. 959—971.

Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А. Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (6), с. 503—526.

Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Наставко В.Г. Этапы активации и тектоническая делимость Кузнецкого угольного бассейна (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 424—437.

Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., Савельева П.Ю. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (7), с. 988—1003.

Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Поспеева Е.В. Неотектоническая структура Салаира (юг Западной Сибири) и ее соотношение с докайнозойской системой разломов // Геология и геофизика, 2022, т. 62 (1), с. 3—19.

Панина Л.В., Зайцев В.А. Неотектоника и геодинамика Кузнецкой впадины // Вестник Моск. унта. Сер. 4. Геология, 2012, № 6, с. 13—20.

Плоткин В.В., Поспеева Е.В., Губин Д.И. Инверсия магнитотеллурических данных в разломных зонах Горного Алтая на основе трехмерной модели // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (5), с. 801—811.

Поспеев В.И. Результаты статистической обработки экспериментальных данных по глобальному магнитотеллурическому зондированию // Методы и результаты геофизических исследований Восточной Сибири. Иркутск, 1979, с. 46—52.

Поспеев А.В., Сень Е.А. Влияние «геологического шума» на данные магнитотеллурического зондирования и способы его учета // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (11), с. 1595—1602.

Поспеева Е.В., Витте Л.В., Потапов В.В., Сахарова М.А. Магнитотеллурические исследования в районах новейшей тектоники и сейсмической активности (на примере Горного Алтая) // Геофизика, 2014, № 4, с. 8—16.

Пржиялговский Е.С., Рыбин А.К., Морозов Ю.А., Лаврушина Е.В., Леонов М.Г., Баталева Е.А. Геолого-геофизический трансект Срединного Тянь-Шаня через Нарынскую и Атбашинскую впадины // Геодинамика и тектонофизика, 2022, т. 13, № 1, с. 1—20.

Росляков Н.А., Щербаков Ю.Г., Алабин Л.В., Нестеренко Г.В., Калинин Ю.А., Рослякова Н.В., Васильев И.П., Неволько А.И., Осинцев С.Р. Минерагения области сочленения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 243 с.

Рыбин А.К., Баталева Е.А., Морозов Ю.А., Леонов М.Г., Баталев В.Ю., Матюков В.Е., Забинякова О.Б., Нелин В.О. Особенности глубинного строения системы Нарынская впадина—хребет Байбичетоо—Атбашинская впадина по комплексу геолого-геофизических данных // ДАН, 2018, т. 479, № 5, с. 565—568.

Рыбин А.К., Матюков В.Е., Баталев В.Ю., Баталева Е.А. Глубинная геоэлектрическая структура земной коры и верхней мантии Памиро-Алайской зоны // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (1), с. 127—139.

Токарев В.Н., Куртигешев В.С., Ефремова Н.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXVI (Целинное). Объяснительная записка. М., Московский филиал ВСЕГЕИ, 2019а, 89 с.

Токарев В.Н., Юрьев А.А., Косякова Л. Н., Глаас Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснительная записка.СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019, 210 с.

Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Волыхин А.М., Голубцова Н.С., Рыбин А.К. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли, 1997, № 1, с. 3—20.

Туркин Ю.А. Структуры латерального выжимания западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геосферные исследования, 2018, № 1, с. 33—43.

Файнберг Э.Б., Фискина М.В., Ротанова Н.М. Экспериментальные данные по глобальному электромагнитному зондированию Земли //Исследования пространственно-временной структуры геомагнитного поля. М., Наука, 1977, с. 102—113.

Федак С.И., Гусев А.И., Туркин Ю.А., Русанов Г.Г., Карабицына Л.П., Поважук Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская. Лист N-45-XXXIII (Красногорское). Объяснительная записка. М., Московский филиал ВСЕГЕИ, 2018, 140 с.

Фомичев В.Д., Алексеева А.Э. Геологический очерк Салаира. М., Госгеолтехиздат, 1961, 216 с. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 63).

Юзвицкий А.З. Тектоника и глубинное строение Кузбасса // Советская геология, 1982, № 12, с. 96—103.

Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion // J. Geophys., 1988, v. 62, p. 119–127.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Yu U. Fragments of oceanic islands in accretion–collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia, Russia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian–Early Cambrian time // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23 (5), p. 673–690.

Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // Acta Petrol. Sin., 2007, v. 23 (7), p. 1561—1572.

Park S.K., Bielinski R., Thompson S.C., Rybin A., Batalev V.Yu. Structural constraints in neotectonic studies of thrust faults from the magnetotelluric method, Kochkor basin, Kyrgyz Republic // Tectonics, 2003, v. 22 (2), 1013, TC001318.

Sass P., Ritter O., Ratschbacher L., Tympel J., Matiukov V.E., Rybin A.K., Batalev V.Yu. Resistivity structure underneath the Pamir and Southern Tian Shan // Geophys. J. Int. 2014, v. 198 (1), p. 564—579.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. Ph.D. Thesis. Cambridge, Mass. Inst. Technol., 1967, 211 p.