

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И ОСВОЕНИЯ НЕДР

Четвертичные отложения, слагающие основную массу речных террас, представлены аккумулятивными отложениями рек, а именно – галькой разной размерности (от 0,3 см до 40 см). Галька сложена песчаником, кварцем и глауконитом, известняками, кремнием и доломитом. Разрез четвертичных отложений представлен на берегу р. Басу, высота – 1,5 м. Данный разрез четвертичных отложений нестабилен, так как происходит выклинивание некоторых слоев. На некоторых участках четвертичные отложения перекрыты делювиальным шлейфом. В районах быстрого течения размерность гальки увеличивается.

При изучении территории и его картировании работа проходила в 3 этапа: предполевой, полевой и камеральный. Во время предполевых работ заранее изучали всю литературу на данную тематику, отчеты, карты, разрезы, составляли маршруты на следующие дни. В ходе полевого этапа ходили по заранее намеченным маршрутам, зарисовывали объекты, измеряли элементы залегания, наносили все данные на карту и отбирали образцы горных пород. Камеральный этап предполагал анализ собранной за день информации, интерполяцию и увязку границ, определение структурного плана района и построение геологической карты территории в электронном виде [1].

Исходя из вышеизложенного, мы можем сделать заключение о том, что специфика рельефа predetermined с одной стороны преимущественным развитием в регионе устойчивых к выветриванию, достаточно «крепких» пород, с другой – активными неотектоническими восходящими движениями, которые не успели компенсироваться эрозией.

Литература

1. Геологическое картирование / Под ред. Швецова П.Н. Уфа: БашГУ, 2006. – 112 с.
2. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы) / Том I, IV. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. – 351 с.
4. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК / Екатеринбург, 1993.
5. Швецов П.Н. Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала // Автореф. Дисс. канд. геол.-минер. наук. - Казань, 1975. – 30 с.

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНИХ ЯРУСОВ ПАЛЕОЗОЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ГИССАРСКОГО ХРЕБТА (НА ПРИМЕРЕ ЗИДДИНСКОЙ ВПАДИНЫ)

Ш.А. Одинаев

Научный руководитель профессор М.Т. Таджикибеков

Таджикский национальный университет, г. Душанбе, Республика Таджикистан

Зиддинская впадина расположена на южном склоне Гиссарского хребта в верхнем течении реки Варзоб. В структурном отношении впадина расположена в тектоническом грабене, называемым Зиддинским и ограничена с севера Анзобским взбросом, а с юга – Главным Гиссарским разломом.

В геологическом строении Зиддинской впадины принимают участие различные по составу и возрасту породы. В периферийных частях основная роль принадлежит отложениям палеозоя; в центральных ее частях, наряду с палеозойскими образованиями, широко развиты MZ-KZ породы. На палеозойских отложениях с отчетливо выраженным угловым и стратиграфическим несогласием залегают отложения верхнего мезозоя и кайнозоя. Породы триасового и юрского возраста отмечаются фрагментарно. Разрезы MZ-KZ отложений однотипны в пределах Зиддинской долины.

Результаты геологических исследований района показывают, что рельеф описываемого района формировался в соответствии с общими закономерностями новейшего тектогенеза. Новейшие движения, создавшие структуру Гиссаро-Алая, во времени имели неравномерное проявление. Такой ход развития неотектонического процесса выразился в вертикальной ярусности рельефа. Морфологически ярус рельефа представляет террасовидную поверхность эрозионного или эрозионно-денудационного происхождения в сочетании с прилегающим склоном. Каждый ярус подразделяется на подъярусы, отражающие малые циклы эрозионного расчленения территории. Ярусность рельефа имеет региональный характер, причем каждому ярусу рельефа соответствует комплекс коррелятивных отложений [1, 2].

По полученным ранее данным рельеф водораздельной поверхности Гиссарского хребта не древнее позднего плиоцена-раннего плейстоцена. В связи с этим, возраст верхнего яруса рельефа условно принимается как $N_2^3-Q_1$, среднего – Q_2 , и нижнего – Q_3 .

Фрагменты домезозойского пенеплена сохранились в Зиддинской впадине под плащом MZ отложений. В Зиддинской впадине поверхность палеозойского фундамента слагают различные по возрасту и составу породы. Вверх по долине р. Зидды, в левом ее борту напротив сел. Обихирф, в строении палеозойской толщи присутствуют породы бачаульдинской свиты ($C_2b\delta$), которые прослеживаются по левому и правому бортам долины. Вышеуказанные породы нередко образуют отвесные, труднопроходимые обрывы. Состав свиты довольно разнообразный: известняки, известняковые конгломераты, конгломерато-брекчии, известняковые песчаники с прослоями, линзами и желваками кремней, линзами бокситов и бокситоподобных пород.

Одной из характерных особенностей бачаульдинской свиты является присутствие в ее составе конгломератов, гальки карбонатного состава. В нижней и в верхней частях разреза встречаются, в основном, грубообломочные

породы. Мощность свиты около 400 м. Палеозойский цоколь по левому борту р. Зидды бронируется нижнемеловыми базальными конгломератами K_1ks и представлена гравийно-галечными отложениями и песчаниками. В нижней части разреза основное распространение получают конгломераты и гравелиты, в верхней – песчаники. Свита характеризуется характерной буровато-коричневой окраской. На подстилающих отложениях толща залегает с отчетливо выраженным угловым стратиграфическим несогласием. Мощность свиты 30-35 м.

По правому и левому борту реки в основании меловых отложений залегают отложения коры выветривания условно Р-Т возраста, которые располагаются на высоте 1950-2030 м. Породы указанного возраста обнажаются восточнее кишл. Обихирф и представлены сильно раздробленными, красновато-бурыми сланцами и кремнистыми породами, сероцветными мукоподобными образованиями, слегка слоистыми в верхней части разреза. Породы сильно ожелезнены и трещиноваты, трещины заполнены пропластками гематита. Выше указанного пункта, по левому борту основной долины, развиты отложения дарахтисурхской свиты ($C_{2,3}dh$). Они представлены алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами серого и темно-серого цвета и перекрываются породами K_1ks , а также образованиями латеритной коры выветривания мощностью от 10 до 100 м. По саю Обиборик породы свиты пересечены дайками порфириров серого и темно-зеленого цвета. Мощность отложений 50-100 м. В рельефе отложения сангалтской свиты (C_{1sg}), которые представлены плотными известняками как правило, образуют отвесные обрывы. Мощность свиты 100-150 м. Поверхность пород сангалтской свиты перекрывается конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, углистыми сланцами и каменными углями юрской системы развитыми в долине р. Сангалт и восточнее, а также на водораздельной части правого борта р. Ахрут. Следует отметить, что на тех участках, где палеозойский цоколь выведен на поверхность, его не следует отождествлять с древним пенеплом, поскольку он сформирован после размыва отложений мезозоя-кайнозоя.

Предороженная поверхность выравнивания (P_3-N_1) сохранилась лишь в северном борту характеризуемой впадины, где она перекрыта отложениями орогенического неоген-четвертичного комплекса. На южном борту донеогеновая поверхность уничтожена позднейшими эрозионно-денудационными процессами. Отложения неогенового возраста прослеживаются вдоль правого борта р. Зидды. Особенно широкое распространение они получают к северу от кишлаков Зидды и Камадон и в районе родника Ходжа-Сангхок. Неогеновые отложения Зиддинской долины имеют двухчленное строение (N_1zv-N_2gz).

Они в основном представлены песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, сильно песчанистых глин. Ближе к кровле песчаной толщи наблюдается прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность свит составляет 170 м.

К верхнему ярусу ($N_2^3-Q_1$) относятся наиболее древние элементы современного рельефа. Это остатки рельефных форм позднелиоценово-раннеплейстоценовой эпох. В связи с высокой интенсивностью эрозионно-денудационных процессов элементы более древних уровней не сохранились. Основными морфоструктурными элементами рассматриваемой территории являются поднятия (Гиссарский хребет, горы Санги-Навишта, Осман-Тала) и, собственно Зиддинская впадина в ее тектоническом понимании, ограниченная Анзобским взбросом и Главным Гиссарским разломом. Геоморфологический репер находится в пределах Гиссарского хребта на абсолютных высотных отметках 3600-4400 м, а в горах Санги-Навишта и Осман-Тала – 3700-4400 м. В центральной части впадины минимальная абсолютная отметка этой поверхности достигает 2700-2800 м. Здесь поверхность нижнего плейстоцена реконструирована на основании анализа мощностей мезозойских и неогеновых отложений. Характеризуемая поверхность на водоразделах хребтов, окружающих впадину выработана на палеозойских образованиях. Наклон поверхности увеличивается с севера и с юга к центру впадины. Рассматриваемая поверхность в центральной части впадины деформирована больше по сравнению с бортами, осложнена пликативными и дизъюнктивными деформациями.

Оценивая возраст верхнего яруса рельефа в Зиддинской впадине, следует отметить, что по северному борту сохранились известняковые брекчии ледникового и обально-осыпного происхождения, залегающие на породах мела, палеогена и неогена, местами они перекрывают и породы палеозоя. Ранее эти отложения относились к кулябскому комплексу (Чедия, 1963). Вероятно, эти образования имеют более молодой, скорее среднечетвертичный возраст. Установлено, что брекчии приурочены к днищам среднечетвертичных долин. К моменту формирования этих осадков рельеф уже был выработан на коренных породах. Степень дислоцированности описанных брекчий не является показателем дочетвертичного возраста, наблюдаемый наклон связан с первичным рельефом. В образцах, взятых из указанных брекчий, определены формы пыльцы, характерные для позднего плейстоцена-голоцена. Более древняя пыльца не обнаружена.

В большинстве впадин Центрального Таджикистана при наличии полного разреза неогена нижнечетвертичные отложения залегают на плиоценовых. Подобная картина наблюдается в Пенджикентской и Магианской впадинах. Этот факт свидетельствует, что в стратиграфическом разрезе нижнечетвертичные осадки, как правило, венчают разрез неогеновых отложений, а вышележащие молодые образования залегают на подстилающих толщах с размывом. Обоснование возраста дочетвертичных поверхностей выравнивания в Зиддинской впадине производится также на основании корреляции с одновозрастными поверхностями южного склона Гиссарского и Каратегинского хребтов, аккумулятивными террасами Предгиссарского прогиба и Зеравшанской впадины.

Средний ярус (Q_2) составляют крупные по масштабу формы эрозионно-денудационного происхождения. Сравнение гипсометрического положения останцов аккумулятивных террас и фрагментов морен впадины дало возможность приблизительно установить возраст поверхностей выравнивания как среднечетвертичный. Возраст среднего яруса рельефа определяется на том основании, что современные водоразделы, окружающие Зиддинскую впадину, имеют раннеплейстоценовую датировку, а более низкие уровни формировались в среднечетвертичную

эпоху. Формирование их происходило на протяжении среднелейстоценовой эпохи. В соответствии с характером ведущего фактора рельефообразования – тектонического, в условиях значительно возросших темпов поднятия происходило интенсивное расчленение выработанной ранее поверхности. В составе яруса выделяются три подъяруса. Возраст верхнего подъяруса нами принимается как раннеилякский (Q_2^1); средний подъярус соответствует среднеилякскому времени (O_2^2) и нижний подъярус формировался в позднеилякское время (O_2^3).

Нижний ярус рельефа ($Q_{3,4}$) образовался в условиях резко возросших и прогрессивно нараставших скоростей поднятий при интенсивной деятельности эрозионных процессов. Ярус выражен на большей части рассматриваемой территории узкими, крутосклонными, глубокими эрозионными врезами, заложенными в днищах среднечетвертичных долин. Такая картина характерна для восточной части Зиддинской впадины, где сохранились самые нижние, обычно цокольные террасы. Глубина вреза в этих участках достигает 120 м. В наиболее расширенном участке долины р. Зидды, где располагается одноименный кишлак, террасы выражены очень слабо. Эта территория является наиболее прогнута частью впадины. Судя по отсутствию эрозионных и цокольных террас по бортам указанной долины, западная и центральная части Зиддинской впадины в настоящее время прогибаются. На это указывает переуглубление долины в устьевой части и в районе кишла. Зидды. Восточнее кишла. Зидды намечается увеличение глубины вреза. Формирование современного рельефа Зиддинской долины обусловлено новейшими тектоническими движениями и находится на стадии восходящего развития. История развития и стадийности формирования рельефа имеет важное значение для оценки величины денудационного среза рудных полей и месторождений и для выявления зон возможного возникновения гравитационных явлений. Таким образом, возраст палеозойского фундамента, перерабатывался и формировался в разные геологические эпохи новейшего этапа.

Литература

1. Таджикибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. – Душанбе: Дониш, 2005. – 258 с.
2. Учебное пособие по геологической практике в Зиддинской долине / Ю.М. Казаков, Г.П. Крейденков, А.Н. Мамонтов, М. Таджикибеков, А.Х. Хасанов. – 2-е изд. – Душанбе, 2002. – 96 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАК ИНСТРУМЕНТ РАСШИФРОВКИ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА

А.В. Ощепкова

*Научные руководители с.н.с. В.А. Бычинский, м.н.с. С.А. Сасим
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия*

Большой объем геологической информации, необходимый для расшифровки изменений климата Внутриконтинентальной части Азии в кайнозое, содержится в осадках озер Байкальского региона. Донные отложения были подняты в рамках программы глубоководного бурения «Байкал-бурение» [2]. Наиболее детальная последовательность климатических и геологических событий позднего плейстоцена и голоцена может быть реконструирована по осадкам с Селенгино-Бугульдейской переемычки, с которой был поднят керн 24GC до глубины 472.5 см. Место бурения находится недалеко от устья р. Бугульдейка под 354-метровой толщей воды на подводном поднятии, характеризующимся непрерывным осадконакоплением в гемипелагических условиях. Полученный керн состоит из двух частей: нижней (472.5–350 см), сложной тонкими уплотненными ледниковыми алевритистыми глинами и верхней (350–0 см), представленной диатомовыми илами с различным содержанием биогенного кремнезема. В разрезе встречаются прослой бурого цвета, обогащенные терригенным органическим углеродом и обломочными карбонатами. Верхняя толща диатомовых илов от 0 до 350 см характеризуется значительными вариациями в содержании створок диатомовых [3].

Существующие реконструкции палеоклимата основываются на изучении створок диатомовых водорослей, палинологическом анализе, поиске и расшифровке геохимических индикаторов. Условия выветривания, существовавшие в водосборном бассейне, отражаются в составе и соотношении глинистых минералов в осадке. В геологическом строении территории водосборного бассейна озера Байкал преобладают граниты и в холодные климатические периоды в результате физического выветривания в озеро сносятся мусковит и хлориты. Потепление в регионе сопровождается развитием почв, образованием иллитов и иллит-сметтитов. Таким образом, соотношение этих индикаторов может использоваться в реконструкциях условий окружающей среды в геологическом прошлом.

Биогенные индикаторы изменения климата и общий химический состав получить относительно просто, в то время когда минералогические исследования многометровых осадочных разрезов – очень дорогостоящий и занимающий много времени процесс. К настоящему моменту рентгенофазовым анализом, характеризующим минералогию, исследовано ограниченное число проб [5]. С целью детального анализа изменения минералов-индикаторов по разрезу была создана универсальная физико-химическая модель донных осадков,