

УДК 550.83

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КРУПНОМАСШТАБНОЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ ПРИ ПОИСКАХ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПЕРЕДОВОГО ХРЕБТА (КАБАРДИНО-БАЛКАРСКАЯ РЕСПУБЛИКА)

© 2013 А. С. Емкужев¹, к.г.-м.н., С. Г. Парада², д.г.-м.н., В. В. Столяров²,
В. А. Тарасов³

¹Управление по недропользованию по Кабардино-Балкарской республике, Россия, Кабардино-Балкарская республика, 360030, г. Нальчик, ул. Тарчокова, 18-а; e-mail: emku58@mail.ru;

²Институт аридных зон Южного научного центра РАН, Россия, 344006, Ростов-на-Дону, пр. Чехова, 41; e-mail: parada@ssc-ras.ru;

³НПК «Элгео», Россия, 195196, г. С.-Петербург, Петровская коса, д. 1, корп. 1, лит. Р, e-mail: vladtar@yandex.ru.

Проведены исследования восточной части Передового хребта, сделаны записи магнитных вариаций на данном участке. На отдельных профилях проводилось численное моделирование с подбором двумерной модели аномальных объектов. Составлены карты графиков приращения магнитного поля и изолиний приращения магнитного поля участка и др.

Ключевые слова: минерагения, магнитная съемка, магнитная восприимчивость горных пород.

Введение

В последние годы на Северном Кавказе проводятся поисковые и геологоразведочные работы на золото, выполняемые за счет средств Федерального бюджета. В Кабардино-Балкарской республике они уже привели к приросту запасов благородного металла на известном ранее Радужном месторождении и открытию новых золоторудных объектов в Малка-Муштинском междуречье и в восточной части Передового хребта. Ученые отдела геологии ИАЗ ЮНЦ РАН принимали и продолжают участвовать в этих работах на основе хозяйственных договоров и по Программам фундаментальных исследований Президиума РАН. В связи с этим Кабардино-Балкарская республика стала полигоном для разработки и внедрения новых подходов к поискам и оценке золотого оруденения в условиях высокогорья [Емкужев А. и др., 2009; Матишов и др., 2010; Матишов и др., 2011; Зеленщиков и др., 2011; Парада и др., 2011]. Одним из таких подходов является специальное математическое преобразование первичных данных магнитной съемки [Парада и др., 2011]. Результатам такой обработки для восточной части Передового хребта, позволившей выделить региональную и локальную составляющие магнитного поля, посвящена данная статья.

Геолого-минерагеническая характеристика исследованной территории

Площадь исследования охватывает восточную часть геоморфологической и структурно-формационной зоны Передового хребта. В соответствии с [Тамбиев, 1986; Ящинин, 2008; Сомин и др., 2010], она является окончанием вулканотектонического грабен-синклинория, представляющего собой узкий тектонический

блок. Схождение пограничных разломных зон по вертикали и латерали приводит к постепенному выклиниванию грабен-синклинория на глубине в восточном направлении и к возникновению клиновидной его морфологии. На тектонику и минерагению изучаемого района также оказало влияние транскавказское поперечное поднятие, ось которого вытянута в меридиональном направлении и проходит через хребет Гитче-Тырныауз, пересекая изучаемую площадь. По мнению некоторых исследователей [Ляхович, 1976; Тамбиев, 1986; Ящинин, 2008] ему отводится решающая роль в формировании альпийского вольфрамо-молибденового и, возможно, сурьмяного и золотого оруденения.

В минерагеническом отношении восточная половина изучаемой территории представлена северным флангом Тырныаузского рудного поля, к которому с юго-востока примыкает собственно Тырныаузское вольфрамо-молибденовое месторождение. Исследуемая площадь вместе с указанным месторождением составляет единый рудный район с минерализациями вольфрама, молибдена, меди, сурьмы, и золота.

Все породы в пределах изучаемой площади объединены нами в составе четырех стратифицированных и трех интрузивных комплексов (рис. 1) [Парада, Столяров, 2012а].

К стратифицированным комплексам отнесены осадочно-вулканогенный, морской терригенный, карбонатный и континентальный обломочный.

В составе осадочно-вулканогенного комплекса объединены породы, относимые к кызылкольской и эльмезтубинской свитам нижнего-среднего девона. В основании установлены спилиты, выше располагаются лавы среднего и кислого состава, пирокластические породы и красные яшмы. Основная часть комплекса представлена андезитами. С этой частью разреза генетически связано медно-колчеданное оруденение Передового хребта. Нарастивается разрез преимущественно туфогенной толщей. Кроме собственно туфов выделяются пачки кремнистых полосчатых сланцев с примесью туфогенного материала и маломощные пачки глинистых сланцев. Общая мощность туфогенной части вулканогенного комплекса достигает 750 м.

К морскому терригенному комплексу отнесены темно-серые филлитовидные аргиллиты с маломощными прослоями алевролитов, песчаников и гравелитов, известные как артыкчатская или бахмуткинская свита. В основании комплекса залегает горизонт базальных конгломератов, состоящий, в основном, из обломков черных кремнистых сланцев. В верхней части разреза отмечаются пакеты буроватых и бордово-красных филлитовидных аргиллитов и тонкие прерывистые прослои известняков. Суммарная мощность всех отложений не более 400 м.

Карбонатный комплекс объединяет в своем составе отложения гаралыкайской, чимулярской, пастуховской и колсуйской свит, относимые к верхнему девону-нижнему карбону. В основании залегает пачка переслаивания средне-грубозернистых кварцевых песчаников и тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов с прослоями глинисто-известковистых сланцев. Перекрывает ее мощный (до 600 м) пласт массивного светло-серого известняка. На известняке залегает пачка глинисто-алевритистых аргиллитов (150 м) с подчиненными прослоями песчаников, глинистых известняков, в отдельных случаях конгломератов с галькой известняков. Выше располагается пачка (до 60 м) переслаивания плитчатых мраморизованных известняков и тонколистоватых алевритистых глинистых сланцев. Венчает разрез пласт глинистого сланца (30 м). Суммарная мощность пород карбонатного комплекса составляет 750 м.

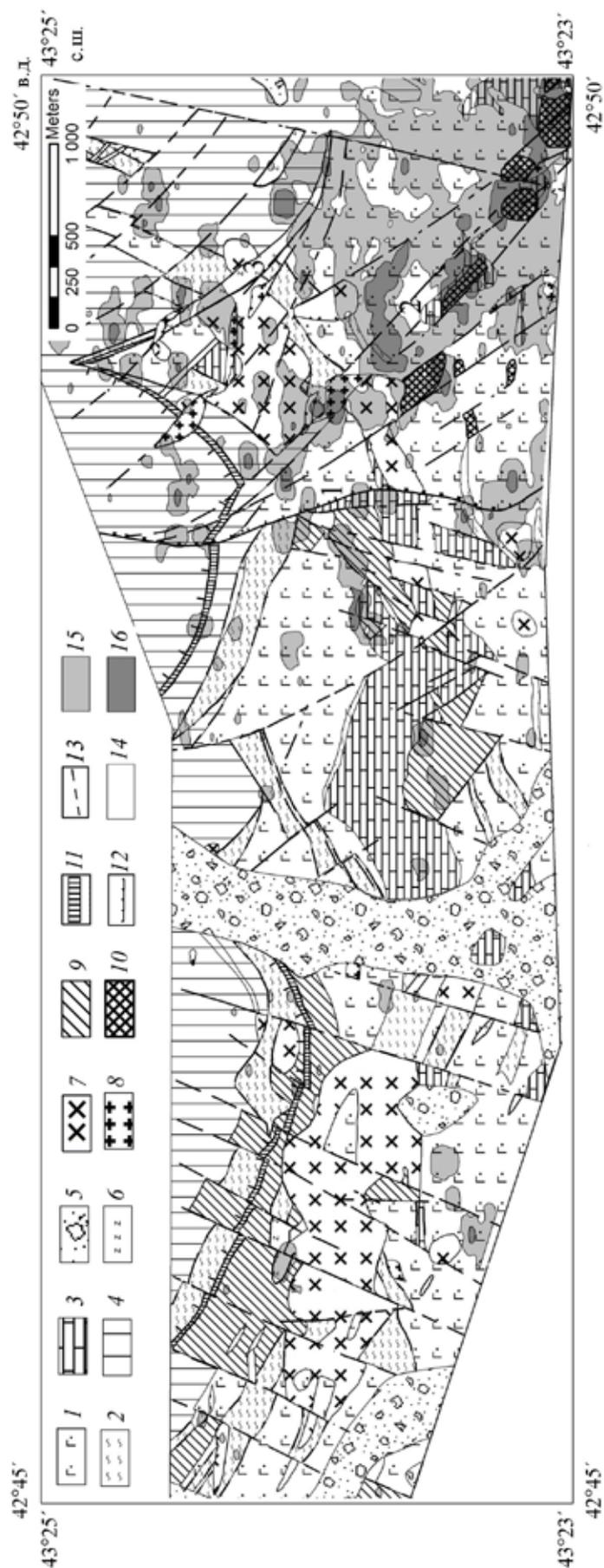


Рис. 1. Карта геологических комплексов и геохимических аномалий золота восточной части Передового хребта

1-5 – стратифицированные комплексы: 1 – осадочно-вулканогенный (D_2), 2 – морской терригенный (D_3), 3 – карбонатный (D_3-C), 4 – континентальный обломочный ($S_{2,3}$), 5 – горно-ледниковых отложений (Q_{3-4}); 6-8 – интрузивные комплексы: 6 – улуу-таллыкольский гипербазитовый герцинский (PZ₃), 7 – чучкурский диорит-гранодиорит-порфировый гипабисальный позднегерцинский (P-T), 8 – тырныузский лейкограново-гранитовый альпийский (N); 9-11 – гидротермально-метасоматические образования: 9 – кварц-карбонатные метасоматиты, 10 – скарны, 11 – листенизитизированные милониты; 12 – надвиги: Перевальный (1); 13 – сбросы и взбросы: Зыгыркольский (2), Хромитовый (3); 14-16 – содержания золота во вторичных ореолах рассеяния (в г/т): 14 – менее 0,01; 15 – от 0,01 до 0,09; 16-0,1 и более.

Континентальный обломочный комплекс объединяет отложения караджелмасской и гремучинской свит среднего-верхнего карбона и с размывом залегает на различных палеозойских породах. В генетическом отношении представляет собой позднегерцинскую молассу, сложенную различными сочетаниями песчаников, гравелитов, конгломератов с пачками переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников в которых отмечаются единичные тонкие (до 0,01 м) линзочки угля. Общая мощность составляет 480 м.

Изучаемая территория характеризуется наличием интрузивных пород двух магматических циклов: позднегерцинского и альпийского [Ажгирей, Баранов, 1976; Баранов, Кропачев, 1976]. В позднегерцинский цикл происходит внедрение ультраосновных пород по многочисленным разрывам преимущественно близширотного простирания, даек и штоков кварцевых диорит-порфиров и гранит-порфиров чучкурского комплекса в зоне Передового хребта. В это же время происходит становление батолита гранитов Главного хребта. В альпийский магматический цикл внедрились эльджуртинские граниты и лейкократовые граниты тырнаузского комплекса.

Комплекс гипербазитов герцинского цикла представлен небольшими телами серпентинитов иногда с реликтами пироксена и оливина и с примесью карбоната. Для серпентинитов характерна лиственитизация. При максимальной степени переработки по серпентинитам образуются полосчатые кварцево-карбонатные породы.

Чучкурский комплекс диорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный представлен дайками, штоками, силлами, приурочеными к северной части зоны Передового хребта. От разновозрастных гранитов уллукамского комплекса он отличаются специфическими особенностями химизма, что, скорее всего, отражает явления гибризма в магматических очагах или по крайней мере влияние более глубоких мантийных процессов [Тамбиев, 1986]. Породы чучкурского комплекса представлены, в основном, гранодиорит-порфирами. В восточной части Передового хребта, в пределах исследуемой территории, его выходы отмечаются в бассейне правых притоков р. Джуарген, где они представлены в основном кварцевыми диорит-порфирами. Наиболее крупными является массив, слагающий хребет Гитче-Тырныауз и вытянутый вдоль него с перерывами на 2,2 км и массив, расположенный на водоразделе верховий рек Ташорун и Суарык длиной 2,0 км при ширине выходов до 0,5 км. Некоторые исследователи указывали на возможную временную связь с ними вольфрамового оруденения [Гурбанов, Рехарский и др., 1992].

Альпийские интрузии тырнаузского комплекса отмечаются только в восточной половине изученной площади, где они приурочены к Зыгыркольской зоне взбросо-сдвигов северо-западного простирания и представлены небольшими штоками и дайками лейкократовых гранитов и аплитов. Именно со становлением альпийских интрузий чаще всего связывается формирование ореола ороговикования, рудоносных скарнов и околосокарновых роговиков вольфрамово-молибденового месторождения Тырнауаз [Пэк, 1962; Пэк и др., 1970; Ляхович, 1976; Ящинин, 2008] и золоторудной минерализации в Зыгыркольской зоне разломов [Парада, Столяров, 2012б].

Основная золотоносность исследуемой площади в структурном отношении связана с Зыгыркольской северо-западной зоной разломов, расположенной в восточной части изучаемой площади, где выявлено не менее четырех скарновых тел (см. рис. 1). Повышенная золотоносность приурочена главным образом к гранатсодержащим скарнам, реже к лейкократовым гранитам и скарнированным и орогови-

кованным туфам в участках их более позднего дробления. В основном она связана с наложенными минерализациями разноориентированных микропрожилков кварца и с неравномерной вкрапленностью рудных минералов, в составе которых отмечаются переменные количества пирротина, арсенопирита, магнетита, халькопирита, пирита; редко отмечаются галенит, сфалерит, жозеит, кобальтин, рикардит. Типоморфными являются тетрадимит и самородное золото, которые отложились после образования основной массы сульфидов.

Зыгыркольская рудоносная зона четко проявляется во вторичных геохимических ореолах рассеяния золота. При этом наиболее интенсивные аномалии Au совпадают с выходами скарнов и альпийских даек лейкократовых гранитов, вместе с которыми вытягиваются цепочкой в северо-западном направлении [Парада, Столяров, 2012б].

Методика

Магнитометрическая съемка выполнялась сотрудниками ООО НПК «Элгео» (г. С.-Петербург) по договору с ООО «Каббалкгеология» (г. Нальчик) в составе поисковых работ на золото в восточной части минерагенической зоны Передового хребта (Кабардино-Балкарская Республика) в 2010-2011 гг. Съемка проводилась по сети 100x10 м с меридиональной ориентировкой профилей. Разбивка и привязка сети выполнена с помощью GPS приемников. Точки сети привязаны в координатах прямоугольной системы «Пулково-1942» (зона 8N). Измерения осуществлялись протонным пешеходным магнитометром МИНИМАГ производства ФГУ НПП «Геологоразведка» (г. С.-Петербург). Второй такой же магнитометр использовался в автоматическом режиме в качестве магнитовариационной станции. Магнитометры МИНИМАГ обеспечивают измерения модуля полного вектора геомагнитного поля (Т) с суммарной погрешностью (температурной, ориентационной, изменения напряжения питания и др.) не превышающей 1 нТл. Результаты измерения записывались в собственную память приборов, а затем считывались в память компьютера.

Для обеспечения высокой точности магнитной съемки, не превышающей 5 нТл, применялся ряд методических приемов: измерения и учет магнитных вариаций, наблюдения на контрольном профиле или контрольном пункте (КП) в начале и конце каждого съемочного маршрута, контроль наблюдений на профилях рядовой сети по наблюдениям на текущей магистрали.

Измерения вариаций магнитного поля в течение всего периода съемки 2010 г. производились на фиксированной точке, расположенной недалеко от полевого лагеря в области спокойного магнитного поля – КП-2010 с координатами: X: 321521, Y: 4810984. В течение полевого сезона 2011 г. магнитовариационная станция – КП-2011 – была оборудована в точке с координатами X: 324583, Y: 4808823. По результатам одновременных измерений магнитных вариаций на контрольных пунктах была выполнена взаимная увязка КП2010 и КП2011:

$$T_{КП-2010} = T_{КП-2011} + 78 \text{ нТл}$$

Значения вариаций магнитного поля измерялись и записывались автоматически через равные промежутки времени, с интервалом от 10 до 30 сек. Пример суточной записи представлен на рис. 2. Суточные вариации магнитного поля обычно не превышали 30-40 нТл и достигали пика днем между 12:00 и 14:00 Московского времени.

Измерения на контрольном профиле или точке позволяли контролировать точность учета вариаций и отслеживать изменение собственного уровня рабочего съемочного магнитометра. В качестве контрольного профиля в 2010 г был выбран отрезок длиной 70 м, на северном конце профиля 39, в области спокойного магнитного поля, в 2011 г. – контрольная точка рядом с магнитовариационной станцией.



Рис. 2. Пример записи магнитных вариаций в восточной части Передового хребта

Измерения на секущих магистралях, проходивших по концам профилей рядовой сети, производилось с увеличенной точностью. Их результаты использовались для дополнительной увязки измерений, выполненных на разных профилях участка.

Для оценки качества полевых измерений были выполнены повторные наблюдения в объеме 5% от общего количества наблюдений. Погрешность магнитной съемки составила 4,02 нТл.

Считывание данных измерений съемочного магнитометра и магнитовариационной станции из памяти приборов в память персонального компьютера производилось в конце каждого рабочего дня по завершении съемочных маршрутов. Для этого использовалась программа-интерфейс МИНИМАГ.exe, поставляемая вместе с магнитометром.

Первичные данные съемки по профилям представляют собой текстовые файлы, содержащие записи измеренных значений поля в наноТеслах (нТл), времени измерения (часы:минуты:секунды), порядковые номера записей, соответствующие пикетам профиля, номер профиля измерений и ряд дополнительных параметров и записей (дата, имя файла, параметр погрешности измерения). Затем с помощью программы VvodVar, созданной в НПП ВИРГ-Рудгеофизика (г. С.-Петербург), поправки за магнитные вариации вводятся в результаты измерений по профилям. Программа также позволяет привести данные к среднему значению поля на участке (49530 нТл), которое было рассчитано с помощью калькулятора геомагнитного поля [<http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels>]. В результате создан файл с колонками чисел, соответствующих номерам пикетов профиля, значениям исходного (измеренного) магнитного поля, величиной поправки за вариации и магнитного поля с учетом поправки. Этот файл дополняется данными о координатах пикетов профиля измерений в принятой системе координат.

Точность учета поправок контролируется по результатам измерений на контрольном профиле в начале и конце съемочного маршрута. В том случае, когда средние значения поля с учетом поправок на контрольном профиле существенно (более чем на 5 нТл) отличаются от принятого среднего значения поля (49530 нТл) в результаты измерений вводится дополнительная поправка за уход собственного уровня магнитометра (аппаратурная поправка).

Дополнительная увязка измерений, выполненных на разных профилях участка, производится по результатам измерений на секущих профилях, расположенных перпендикулярно профилям рядовой сети. Данные после ввода всех поправок и увязки представлены в виде файла, содержащего колонки номера профиля, номера пикета, координат по долготе (X) и широте (Y) и значения полного вектора магнитного поля с учетом всех поправок (табл. 1).

Таблица 1

Вид файла данных магнитной съемки с учетом всех поправок и увязок

Профиль	Пикет	Координата X	Координата Y	Модуль полного вектора магнитного поля T
L0	218	317630	4809778	49585,59
L0	219	317630	4809788	49585,25
L0	220	317630	4809798	49588,23
L0	221	317630	4809808	49587,34
L0	222	317630	4809818	49586,87
L0	223	317630	4809828	49589,34
L0	224	317630	4809838	49591,75
L0	225	317630	4809848	49591,36
L0	226	317630	4809858	49592,7
L0	227	317630	4809868	49592,99
L0	228	317630	4809878	49599,63
L0	229	317630	4809888	49598,84

Из полного значения поля вычитается среднее значение геомагнитного поля на участке T_c (49530 нТл):

$$\Delta T = T - T_c$$

и в дальнейшем при построении карт используется значение приращения модуля полного вектора магнитного поля ΔT .

Результаты измерений по профилю могут быть осложнены высокочастотной составляющей пространственных изменений магнитного поля (одиночные выбросы и резкие колебания поля), связанной с локальными приповерхностными неоднородностями и другими внешними помехами. Высокочастотная составляющая обычно не коррелируется от профиля к профилю, осложняет построение карт изолиний и затрудняет анализ данных. Поэтому, при последующей обработке данных производилось профильное сглаживание (низкочастотная фильтрация) данных, позволяющая исключить наиболее высокочастотную составляющую.

В итоге, в файле первичных данных магнитной съемки содержатся две дополнительные колонки: приращение полного вектора магнитного поля ΔT и сглаженное приращение полного вектора магнитного поля ΔT_f .

Для выяснения природы магнитных аномалий и увязки результатов магнитной съемки с конкретными разностями пород на исследованной площади были выполнены измерения магнитной восприимчивости пород (χ) в естественном залегании с помощью полевого измерителя (ПИМВ) производства ФГУ НПП «Геологоразведка» (г. С-Петербург). Для каждой из разностей горных пород выполнялось по 40-80 независимых измерений с осреднением по трем замерам.

На отдельных (детализационных) профилях проводилось численное моделирование с подбором двумерной модели аномальных объектов. Аномальные объекты геомагнитного разреза в этом случае моделируются вытянутыми поперек профиля съемки призмами с заданной формой, размерами и магнитной восприимчивостью (χ). Подбор параметров аномальных объектов производится вручную, так, чтобы добиться наилучшего совпадения между измеренной и расчетной кривой.

Результаты изучения магнитной восприимчивости горных пород и руд

Осредненные результаты замеров магнитной восприимчивости горных пород и руд приведены в табл. 2.

Наиболее распространенные породы исследованной площади, – андезиты осадочно-вулканогенного комплекса – характеризуются относительно невысокой магнитной восприимчивостью ($5,7 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ). Еще меньшая магнитная восприимчивость свойственна филлитовидным аргиллитам морского терригенного комплекса ($2,9 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ) и конгломератам континентального обломочного комплекса ($2,7 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ). Менее распространенные мрамора и мраморизованные известняки карбонатного комплекса обладают самой низкой магнитной восприимчивостью из исследованных пород стратифицированных комплексов ($7,5 \cdot 10^{-5}$). Для наиболее распространенных из магматических пород кварцевых диорит-порфиров характерна не высокая магнитная восприимчивость ($1,6 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ), заметно меньшая, чем у вмещающих осадочных и вулканогенных пород. Значительно большей магнитной восприимчивостью, как и следовало ожидать, характеризуются серпентиниты ($3,2 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ), что позволяет достаточно надежно выделять их по результатам магнитной съемки. Однако это возможно, когда мощности линзовидных тел серпентинитов имеют достаточно большие размеры (не менее 10 м), и когда они не полностью преобразованы метасоматическими процессами в кварцево-карбонатные породы.

Дайки лейкократовых гранитов по магнитной восприимчивости ($2,4 \cdot 10^{-4}$) мало отличаются от кварцевых диорит-порфиров. Зато дайки аплитов обладают самой низкой из всех изученных пород магнитной восприимчивостью ($1,8 \cdot 10^{-5}$).

Важной особенностью рудоносных скарнов является их относительно высокая магнитная восприимчивость ($4,0 \cdot 10^{-2}$ – $1,6 \cdot 10^{-3}$), что при достаточной мощности скарновых тел позволяет надежно выделять их при магнитной съемке. Высокой магнитной восприимчивостью, соизмеримой с таковой для рудоносных скарнов, обладают также скарнированные туфы ($1,8 \cdot 10^{-2}$ ед. СИ).

Таким образом, выявленная высокая магнитная восприимчивость рудоносных скарнов является их важным поисковым признаком.

Результаты магнитной съемки

Дальнейшая обработка данных магнитной съемки сводится к построению карты графиков (рис. 3) и карты изолиний (рис. 4). При построении первичной карты

Таблица 2

**Осредненные результаты замеров магнитной восприимчивости
горных пород и руд в естественном залегании**

Порода	Неровности за- меряемой поверхно- сти, мм	Кол-во замеров	Значения магнитной восприимчиво- сти в ед. СИ		
			min	max	среднее
Андезит	1-2	43	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Филлитовидный аргиллит	1-2	21	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$
Гравелит	2-3	17	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$
Мрамор	0-1	20	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$
Серпентинит	2-3	24	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$
Кварцевый диорит-порфир	1-2	21	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Лейкократовый гранит	1-2	12	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
Аплит	0-2	22	$<1,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$
Гранатовый скарн	1-2	20	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Пироксен-гранатовый скарн	2-3	30	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Геденбергитовый скарн	2-3	16	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$
Скарнированный туф	1-2	21	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$

изолиний использован стандартный метод интерполяции данных измерений на регулярную сетку (гридирование) «kriging» (крайгинг), описанный в работах [Силкин, 2008; Golden Software Surfer 10, 2011]. Крайгинг используется для построения карт в изолиниях, но, в отличие от обычных алгоритмов оконтуривания, он имеет статистически оптимальные свойства.

Построение карт изолиний затрудняется неравномерностью сети наблюдений: расстояние между профилями значительно, в 10 раз, превышает расстояние между пикетами по профилю, что осложняет межпрофильную корреляцию линейных аномалий. Поэтому применялось принудительное задание направления корреляции по широте, в соответствии с простираем основных геологических структур. Наиболее важным является то, что этот метод обеспечивает измерение ошибки или неопределенности поверхности изображаемой изолиниями. Крайгинг использует информацию из полувариограммы для нахождения оптимального множества весов, для оценки поверхности в точках, отличных от точек непосредственного измерения. Поэтому такая технология позволяет не только получить расчетную поверхность, но также определить значение точности или достоверности расчета. Крайгинг создает вариограммы и ковариационные функции для оценки значений статистических зависимостей (называемых пространственной автокорреляцией), которые зависят от модели согласования [Давыденко, Финкельштейн, 2004; Давыденко, 2005].

Полученная таким образом карта изолиний магнитного поля отражает многопорядковые аномалии, включающие, как минимум, региональную и локальную составляющие. Разделение их на отдельные составляющие является первой и необходимой задачей, без решения которой их дальнейшая геологическая интерпретация крайне затруднена. Поэтому дальнейшая обработка результатов и их интерпретация заключалась в построении карт мелкомасштабных (региональных) и крупномасштабных (локальных) аномалий магнитного поля.

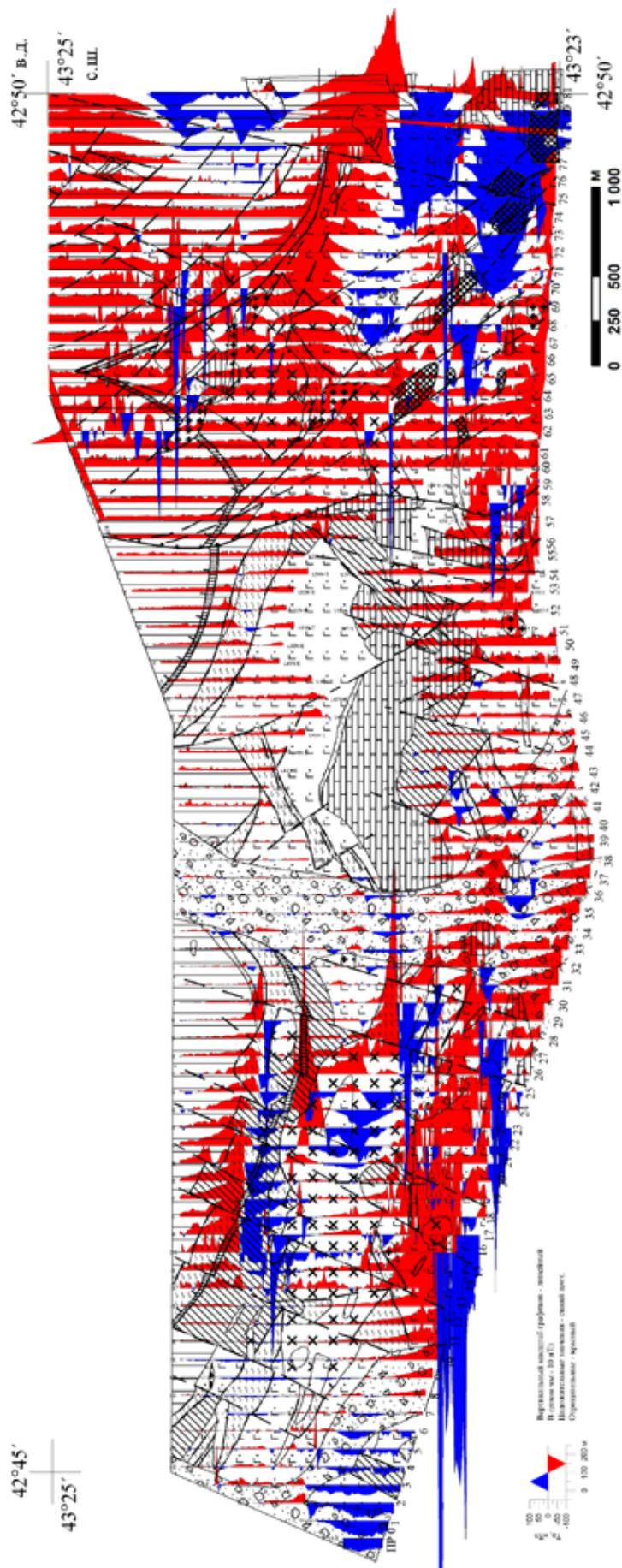


Рис. 3. Карта графиков приращения магнитного поля восточной части Передового хребта на геологической основе

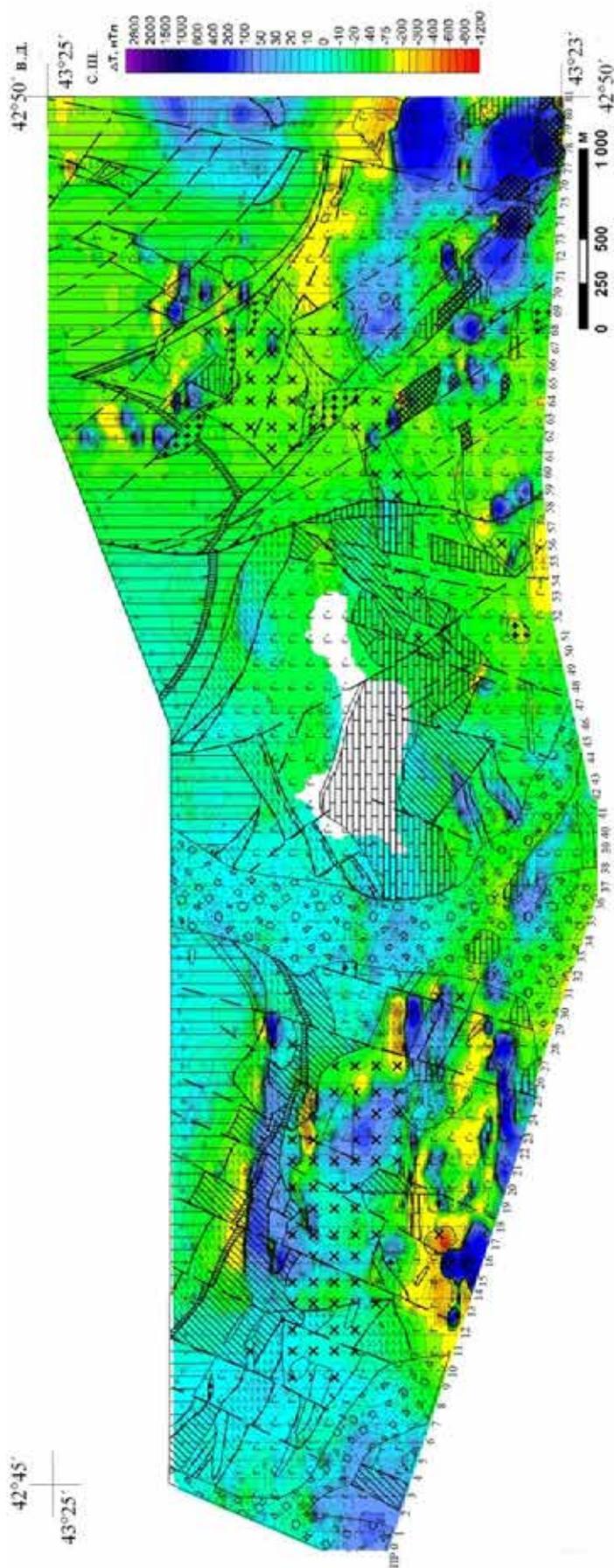


Рис. 4. Карта изолиний приращения магнитного поля восточной части минерагенической зоны
Передового хребта на геологической основе

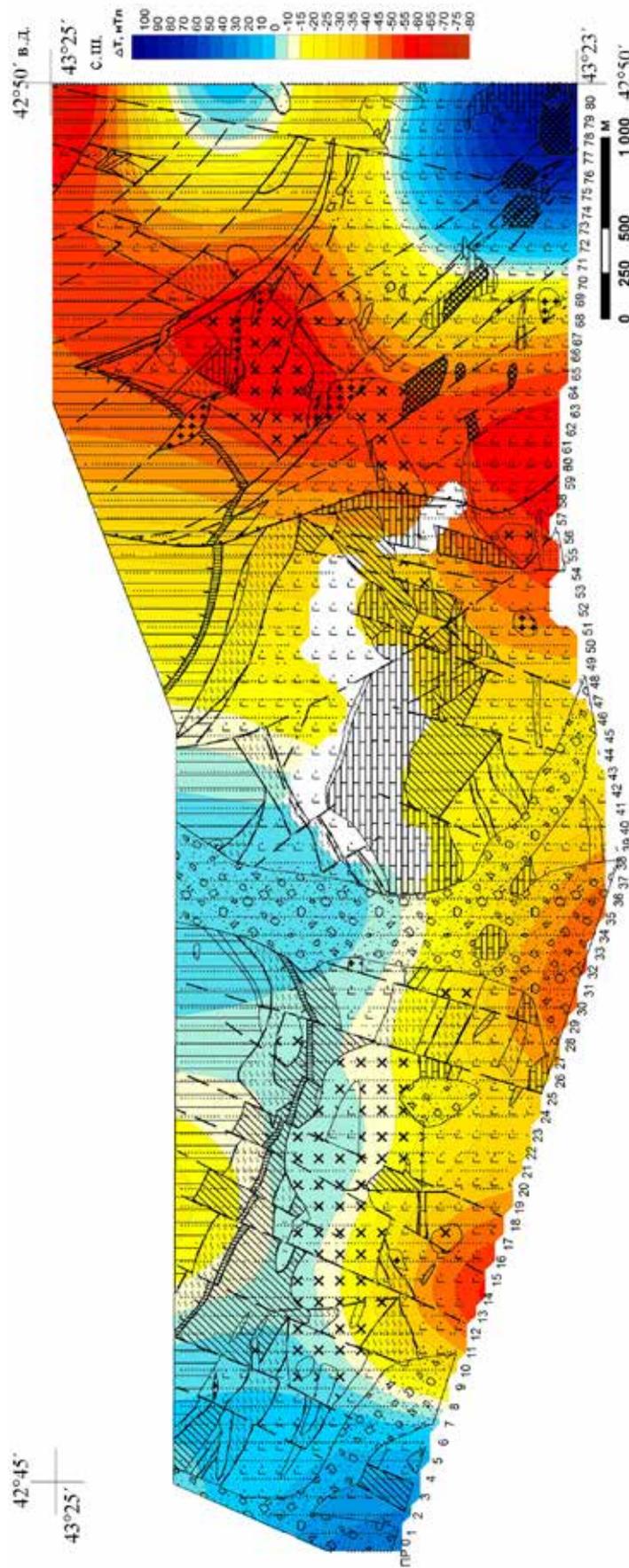


Рис. 5. Карта региональных аномалий магнитного поля восточной части Передового хребта на геологической основе

Региональные аномалии магнитного поля

Региональные аномалии магнитного поля получены в результате низкочастотного сглаживания исходных данных магнитного поля, путем применения к Grid метода цифрового анализа её образа. Процедура реализуется в программе Surfer 10 командой Grid/Filter. Для этих целей используется Nonlinear Filters – Median, при которой задается необходимый размер площадки Filter Size (Rows, Cols), Rows соответствует X, Cols соответствует Y в столбце «Spacing», заданный при создании Grid (исходных изолиний), умноженное на заданное число, т. е. сглаживание вкрест профиля $X 50 \times 15 = 750$ м, а по профилю $Y 50 \times 7 = 350$ м.

Карта региональных аномалий магнитного поля представлена на рис. 5. Она характеризует глубинную геологическую ситуацию на уровне фундамента. На изученном участке общая разница уровня магнитного поля составляет около 180 нТл. Выделяются две наиболее интенсивные положительные площадные аномалии: юго-западная (ПР 0-8) и юго-восточная (ПР 68-81), и часть положительной площадной аномалии уходящей за восточную границу изученной территории. Все эти аномалии никак не коррелируются с приповерхностным геологическим строением территории.

Самая интенсивная из выделенных нами положительных площадных аномалий магнитного поля (с интенсивностью в эпицентре 100 и более нТл) на изученной территории представлена в юго-восточном ее углу северо-западной своей частью. Судя по региональной карте магнитного поля масштаба 1:500000, где выделены аномалии более 100 нТл, она представляет собой относительно изометрическое самостоятельное звено в составе цепочки подобных аномалий с перерывами продолжающейся далее на юго-восток до р. Баксан и далее на правобережье этой реки уже в широтном направлении. Именно к эпицентру этой аномалии приурочен наиболее продуктивный на золото Нижний скарн.

Другая, с менее интенсивным эпицентром (более 30 нТл) площадная аномалия выделяемая в юго-западном углу, также является составной частью региональной аномалии с интенсивностью более 100 нТл, выделяемой на карте масштаба 1:500000. Похожесть ее с юго-восточной аномалией, к которой приурочены золотоносные скарны, позволяет предполагать возможность обнаружения золотоносных объектов к юго-западу от изученной территории. Геохимические предпосылки для этого имеются в виде нескольких металлометрических проб с повышенными содержаниями золота. Еще меньшая по интенсивности аномалия (более 10 нТл) выделяется у восточной границы площади.

Наиболее интенсивная отрицательная площадная аномалия магнитного поля (более –50 нТл) пересекает изученную территорию в северо – северо-восточном направлении, протягиваясь через гору Тырнауз вдоль северо-западного склона хребта Гитче-Тырнауз, и у северной границы площади поворачивает на восток, огибая ранее охарактеризованные положительные площадные аномалии. Она совпадает с положением транскавказского поперечного поднятия, связанного с кайнозойской тектоно-магматической активизацией.

Еще два эпицентра отрицательных аномалий отмечаются у южной границы территории, являясь «заливами» расположенной южнее в зоне Главного хребта крупная отрицательная аномалия с интенсивностью –100 нТл и более.

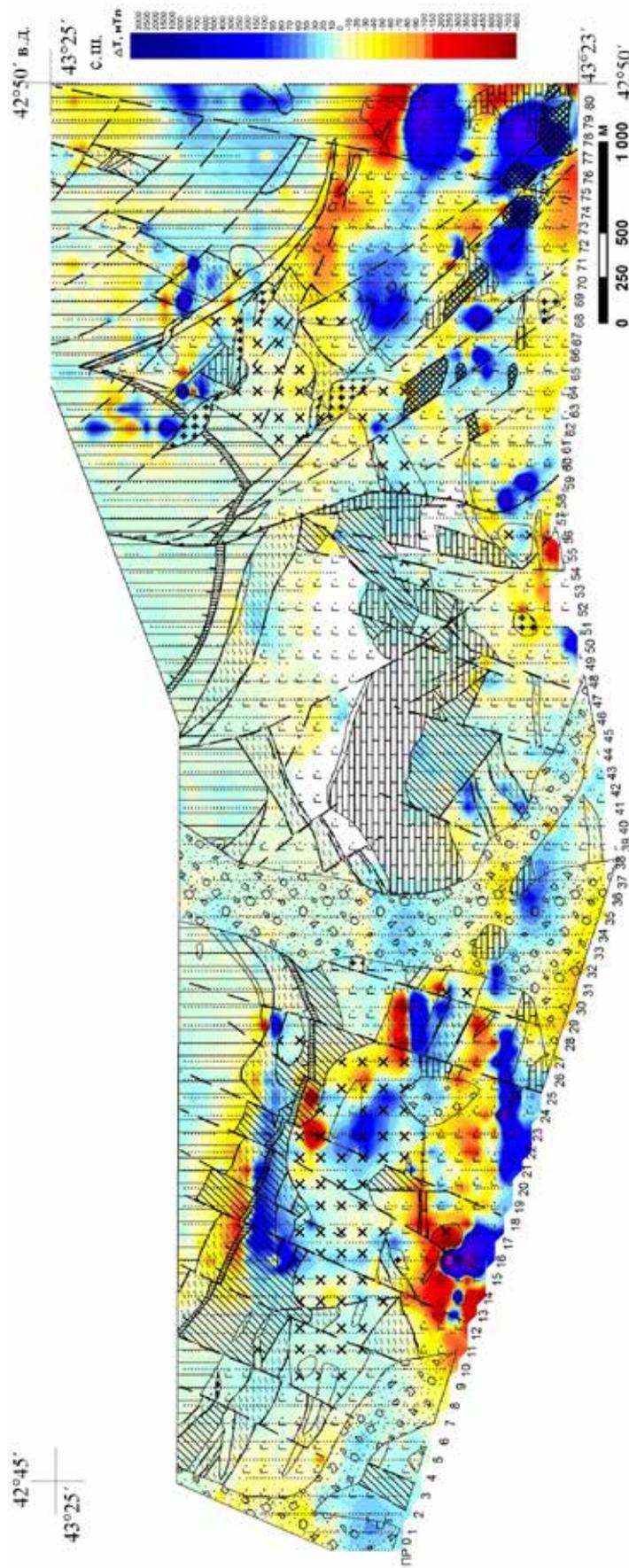


Рис. 6. Карта локальных аномалий магнитного поля восточной части Передового хребта на геологической основе

Локальные аномалии магнитного поля

Локальные аномалии магнитного поля получены путем вычитания из Grid исходного параметра аномалий Grid мелкомасштабных (региональных) аномалий, в результате полученные значения магнитного поля уже не содержат региональной составляющей [Дэвис, 1990]. Процедура производится в программе Surfer 10 командой Grid/Math. Данная команда создает сеточный файл на основе заданной пользователем математической функции вида $C=f(A,B)$, где A и B – входные сеточные файлы, а C – выходной сеточный файл. Заданная функция вычисляется над значениями узлов входных файлов с одинаковыми X-, Y-координатами, а результат вычислений помещается в выходной файл в узел с теми же X-, Y-координатами.

Полученная таким образом карта локальных аномалий магнитного поля представлена на рис. 6. Она отражает неоднородности вблизи дневной поверхности внутри крупных геологических структур, уже выделенных при низкочастотном сглаживании магнитного поля, в том числе связанные с оруденением.

На представленной карте часть исследованной площади, ограниченная ПР 12-32, и восточная ее часть, начиная от ПР 60, отличаются обилием локальных изометричных и линейно-вытянутых положительных и сопровождающих их отрицательных аномалий магнитного поля, обусловленных небольшими по мощности и, судя по аномалиям сопровождения, неглубоко залегающими магнитными телами. Так в западной половине площади аномалии обусловлены телами даек серпентинитов, преобразованных в кварц-карбонатные породы. На севере восточной половины территории подобные аномалии также связаны с телами даек серпентинитов и в связи с ороговикованными и скарнированными разностями туфов.

Наиболее интересные в поисковом отношении аномалии обнаруживаются в южной части восточной половины исследованной площади. Положительные локальные аномалии магнитного поля с отрицательными аномалиями сопровождения здесь связаны с телами гранат-пироксеновых и пироксеновых скарнов, в том числе золотоносных, расположенных в пределах Зыгыркольской рудной зоны (Перевальный, Верхний, Средний и Нижний скарны) и Рудной зоны 69.

Таким образом, локальными аномалиями магнитного поля отмечаются практически все выходящие и не выходящие на поверхность скарны, в том числе золотоносные. В большинстве случаев с этими положительными аномалиями сопряжены отрицательные аномалии магнитного поля, что свидетельствует о достаточно близком от земной поверхности залегании нижнего контакта скарнов и их наклоне в сторону аномалий сопровождения, чаще всего на север. Поэтому локальные аномалии магнитного поля можно предложить в качестве одного из поисковых признаков золотоносных скарнов восточной части Передового хребта.

Литература

1. Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И. Геология Большого Кавказа. М., Недра, 1976. 263 с.
2. Баранов Г.И., Кропачев С.М. Стратиграфия, магматизм и тектоника Большого Кавказа на докембрийском и палеозойском этапах развития. Геология Большого Кавказа. М., Недра, 1976. С. 45-153.
3. Гурбанов А.Г., Рехарский В.И., Андрианов В.И. и др.. О временной связи вольфрамового оруденения с гранитами позднепалеозойской диорит-гранитной формации (Северный Кавказ). Изв. АН СССР, сер. геол., 1992, №6. С. 124-132.

4. Давыденко Д. Б., Финкельштейн М. Я. Прогнозирование нефтегазоносности по многоспектральным космоснимкам в среде ГИС ИНТЕГРО // Геоинформатика, 2004. № 1. С. 41-49.
5. Давыденко Д. Б. Прогнозирование полезных ископаемых по дистанционным и геофизическим данным / Проблемы и перспективы комплексного освоения минеральных ресурсов Восточного Донбасса. Ростов-на-Дону. Изд-во ЮНЦ РАН, 2005. С. 273-290.
6. Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии. Том 2 // Под ред. Д. А. Родионова; пер. с англ. В. А. Голубевой. М. Недра. 1990. 427с.
7. Емкужев А. С., Емкужев М. С., Парада С. Г. Перспективы развития минерально-сырьевой базы золота и цветных металлов Кабардино-Балкарской республики / Материалы научно-практической конференции «Состояние минерально-сырьевой базы Юга России и перспективы ее развития». Ростов-на-Дону, 2009. С. 76-83.
8. Зеленщиков Г. В., Парада С. Г., Давыденко Д. Б. Опыт применения дистанционной флюидоиндексации для поиска руд благородных металлов и их спутников на юге России // Руды и металлы (специальный выпуск), 2011. № 3-4. С. 134-135.
9. Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом. (Тырныауз). М.: Наука. 1976. 336 с.
10. Матишов Г. Г., Парада С. Г., Давыденко Д. Б. Выбор рудоперспективных площадей по результатам дистанционной флюидоиндексации как фактор рационального недропользования в условиях горных территорий // Устойчивое развитие горных территорий. 2010. № 3 (5). С. 57-62.
11. Матишов Г. Г., Парада С. Г., Давыденко Д. Б. Технологии прогнозирования залежей углеводородов и минеральных месторождений будущей России (на примере южного региона) // Геология и геофизика Юга России. 2011. № 1. С. 20-31.
12. Парада С. Г., Маркин М. Ю., Холод Ю. В., Шишкалов И. Ю. Минерагенические аспекты геохимических исследований Малкинского рудного района // Вестник ЮНЦ. 2011. Т. 7, № 1. С. 47-58.
13. Парада С. Г., Холод Ю. В., Шишкалов И. Ю. Геохимия вторичных ореолов рассеяния Малка-Муштинского рудного узла (Северный Кавказ) // Вестник ЮНЦ. 2011. Т. 7, № 3. С. 55-60.
14. Парада С. Г., Столяров В. В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырныаузского рудного поля // Вестник ЮНЦ. 2012а. Т. 8, № 2. С. 33-40.
15. Парада С. Г., Столяров В. В. О связи золотого оруденения северного фланга Тырныаузского месторождения с интрузивными комплексами (Кабардино-Балкарская республика) // ДАН. 2012б, том 445, № 4. С. 437-440с.
16. Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. Тр. ИГЕМ, М.: Наука, 1962. Вып. 56. 168 с.
17. Пэк А. В., Снежко Е. А., Курдюкова З. И. Новые данные о структуре рудного поля месторождения Тырныауз. В кн.: Проблемы геологии Донбасса и Сев. Кавказа. Новочеркасск, 1970. С. 73-82.
18. Силкин К. Ю. Геоинформационная система Golden Software Surfer 8: Воронеж: Изд-во ВГУ. 2008. 66 с.
19. Сомин М. Л., Потапенко Ю. Я., Смутьская А. И. Чучкурские ксенолиты и проблема тектонического положения среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ Передового хребта Северного Кавказа // Докл. Академии Наук. Т. 428, № 3, 2009. С. 368-370.

20. Тамбиев А. С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. Тбилиси, изд. «Сабчота Сакартвело», 1986. 232 с.

21. Ящинин С. Б. Геология, металлогения, рудноминеральные ресурсы Северного Кавказа в начале XXI века. ОАО «Кавказгеология»: Ессентуки, 2008. 198 с.

22. Golden Software Surfer 10. Golden Software, Inc, Colorado, U. S. A. 2011. 60 p.

23. <http://www.ngdc.noaa.gov/geomagmodels>

EXPERIENCE OF LARGE-SCALE MAGNETIC SURVEY USE IN SEARCH OF GOLD MINERALIZATION IN THE EASTERN PART OF THE FRONT RANGE (KABARDINO-BALKAR REPUBLIC)

**A. S. Emkuzhev¹, Sc. Candidate (Geol.), S. G. Parada², Sc. Doctor (Geol.),
V. V. Stoliarov², V. A. Tarasov³**

¹Department of Subsoil Resources Management of Kabardino-Balkar Republic, Tarchokova str. 18-a, Nalchik, Kabardino-Balkar Republic, Russia, 360030, e-mail: emku58@mail.ru; ²Institute of Arid Zones of the Southern Scientific Centre RAS, Chekhov str. 41, Rostov-on-Don, Russia, 344006, e-mail: parada@ssc-ras.ru; ³NPK «Elgeo», Petrovskaya Cosa str., build. 1, block 1, lit. P, St.Petersburg, Russia, 195196, e-mail: vladtar@yandex.ru.

The eastern part of Front Range was explored and magnetic variations at this site were recorded. On individual profiles the numerical simulation using selection of a two-dimensional model of anomalous objects was conducted. Maps of the magnetic field increment charts and the magnetic field increments isolines were developed, etc.

Keywords: minerageny, magnetic survey, magnetic susceptibility of rocks.