

Магнитотеллурическое зондирование в Арктике с использованием станции на дрейфующей льдине (численный эксперимент)

Плоткин В. В., Потапов В. В.

Аннотация

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) на дрейфующих льдах в Арктике приемлемо для обнаружения 3D-неоднородностей электропроводности коры в случае регистрации потенциала поперечно-магнитной (ТМ) моды электромагнитного поля. Хорошо проводящие слои морской воды и осадков экранируют подстилающие 3D-неоднородности. Их присутствие практически не сказывается на изменениях стандартных откликов среды, используемых при МТЗ, но вполне заметно по характеристикам ТМ-моды. Для ее регистрации можно использовать круговой электрический диполь (КЭД), расположенный на поверхности льда. Измерения электрического поля на дрейфующем льду можно проводить с помощью электродов в морской воде. Магнитные датчики также можно опустить под лед в морскую воду, так как деформации льда мешают измерениям компонент магнитного поля. Координаты станции наблюдений МТЗ на дрейфующих льдах в Арктике (по аналогии с более ранними наблюдениями на станциях Северный Полюс) могут существенно изменяться. Для учета эффекта горизонтальных перемещений дрейфующей станции мы предлагаем сопровождать все регистрируемые временные ряды координатами точек измерений. Предлагается техника обработки таких данных, которая также позволяет учесть эффекты неоднородности первичного источника, возникающие в Арктике в случаях близости ионосферных струй тока. Мы выполняем синхронизацию всех наблюдений в исследуемой области, используя модель пространственно-временных вариаций поля и накопление данных. Для проверки нашего подхода мы используем синтетические экспериментальные данные для модели, учитывающей присутствие морской воды, осадков, резистивной коры, объекта в коре и подстилающей мантии. Мы определяем параметры 3D-объекта в коре, учитывая распределения потенциала ТМ-моды на поверхности морской воды, восстановленные по синтетическим экспериментальным данным дрейфующей станции при ее перемещениях. Для оптимизации характеристик объекта мы используем метод Нелдера-Мида. Параметры объекта оказываются практически такими же, как их тестовые значения, если траектория дрейфующей станции проходит через объект, охватывая его наиболее полно.

Ключевые слова:

Магнитотеллурическое зондирование, Арктика, дрейфующая станция, круговой электрический диполь, неоднородности электропроводности

**МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ В АРКТИКЕ С
ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СТАНЦИИ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ ЛЬДИНЕ
(численный эксперимент)**

В.В. Плоткин, В.В. Потапов

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. ак. Коптюга, 3, Россия*

Магнитотеллурическое зондирование (МТЗ) на дрейфующих льдах в Арктике приемлемо для обнаружения 3D-неоднородностей электропроводности коры в случае регистрации потенциала поперечно-магнитной (ТМ) моды электромагнитного поля. Хорошо проводящие слои морской воды и осадков экранируют подстилающие 3D-неоднородности. Их присутствие практически не сказывается на изменениях стандартных откликов среды, используемых при МТЗ, но вполне заметно по характеристикам ТМ-моды. Для ее регистрации можно использовать круговой электрический диполь (КЭД), расположенный на поверхности льда. Измерения электрического поля на дрейфующем льду можно проводить с помощью электродов в морской воде. Магнитные датчики также можно опустить под лед в морскую воду, так как деформации льда мешают измерениям компонент магнитного поля. Координаты станции наблюдений МТЗ на дрейфующих льдах в Арктике (по аналогии с более ранними наблюдениями на станциях Северный Полюс) могут существенно изменяться. Для учета эффекта горизонтальных перемещений дрейфующей станции мы предлагаем сопровождать все регистрируемые временные ряды координатами точек измерений. Предлагается техника обработки таких данных, которая также позволяет учесть эффекты неоднородности первичного источника, возникающие в Арктике в случаях близости ионосферных струй тока. Мы выполняем синхронизацию всех наблюдений в исследуемой области, используя модель пространственно-временных вариаций поля и накопление данных. Для проверки нашего подхода мы используем синтетические экспериментальные данные для модели, учитывающей присутствие морской воды, осадков, резистивной коры, объекта в коре и подстилающей мантии. Мы определяем параметры 3D-объекта в коре, учитывая распределения потенциала ТМ-моды

на поверхности морской воды, восстановленные по синтетическим экспериментальным данным дрейфующей станции при ее перемещениях. Для оптимизации характеристик объекта мы используем метод Нелдера-Мида. Параметры объекта оказываются практически такими же, как их тестовые значения, если траектория дрейфующей станции проходит через объект, охватывая его наиболее полно.

Магнитотеллурическое зондирование, Арктика, дрейфующая станция, круговой электрический диполь, неоднородности электропроводности

ВВЕДЕНИЕ

Новые возможности применения магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Арктике на дрейфующих льдах для обнаружения неоднородностей электропроводности коры рассматривались в работе [Plotkin et al., 2020]. Отсутствие растительности и техногенных шумов в полярных регионах способствует получению высококачественных данных МТЗ [Hill, 2020]. Знание структуры дна Северного Ледовитого океана облегчает поиск полезных ископаемых.

Однако в арктическом регионе МТЗ осуществлялось в основном в береговых точках (см., например, [Hoffman, Horton, 1966; Trofimov, Fonarev, 1976; Evans et al., 2005; Beka et al., 2015]). Можно отметить лишь некоторые наблюдения, выполненные на дрейфующих станциях в Арктике [Swift, Hessler, 1964; Fütterer, 1992; Thiede, 2002].

МТЗ с ледовой поверхности проводилось в Антарктиде [Wannamaker et al., 1996; 2004; 2017]. Так как при измерениях электрического поля электроды помещались в лед, для учета их высокого контактного сопротивления применялись буферные усилители [Wannamaker et al., 1996; Peacock, Selway, 2016]. Все исследования внутренних районов Антарктики, проведенные на полярной ледяной шапке, указывают на трудности измерений электрического поля, вызванные шумами, генерируемыми ветрами [Hill, 2020]. Шумы являются результатом перемещений заряженных частиц снега и льда в атмосфере. Локальное электрическое поле этих частиц может проникать на электроды, находящиеся внутри льда.

В Арктике толщина дрейфующих льдов существенно меньше, чем во внутренних районах Антарктики. Это позволяет поместить электроды ниже льда в морской воде [Thiede, 2002; Fütterer, 1992]. Устраняются упомянутые трудности измерений электрического поля в Антарктике. Отсутствует высокое сопротивление заземлений. Локальное электрическое поле перемещающихся в атмосфере заряженных частиц соответствует ТМ-моду и

направлено по нормали к поверхности хорошо проводящих слоев морской воды. ТМ-мода практически не проникает в морскую воду из-за большого различия электропроводностей воздуха, льда и воды. Можно предполагать, что измерения электрического поля с помощью электродов, находящихся в морской воде, в Арктике не будут затруднены шумами, генерируемыми ветрами.

Локальные деформации льда вызывают смещения магнитных датчиков в статическом геомагнитном поле и мешают измерениям вариаций компонент магнитного поля. Уровень шумов увеличивается и не позволяет делать качественные измерения магнитных компонент поля. Мы предлагаем также опускать магнитные датчики в морскую воду. Для этого необходимо использовать немагнитные герметичные емкости, плавающие подо льдом на глубине, которая обеспечивает неподвижность датчиков, а также разработать систему контроля их ориентации. Окончательные выводы можно сделать по результатам соответствующих экспериментов.

При проведении магнитотеллурических измерений в Арктике необходимо учитывать и другие трудности [Fünterer, 1992; Hill, 2020]. Глобальные магнитосферные и ионосферные токовые системы в полярных областях могут быть причиной неоднородности первичного источника поля при МТЗ на дрейфующих льдинах. Необходимы численные оценки вклада эффекта и анализ его возможных проявлений при интерпретации данных МТЗ.

Проводящие слои морской воды существенно ослабляют поле первичного источника на целевых горизонтах в земной коре [Thiede, 2002]. Поскольку отклик 3D-неоднородностей электропроводности коры ослаблен, повысить отношение сигнал/шум можно методом накопления полезных сигналов в длительных сеансах наблюдений. В этом случае координаты станции наблюдений при МТЗ на дрейфующих льдах в Арктике (аналогично ранее проведённым наблюдениям на станциях Северный Полюс) могут существенно изменяться.

Чтобы учесть эффект перемещений дрейфующей со льдами станции, мы предлагаем сопровождать записываемые временные ряды координатами точек измерения и соответствующую технику обработки таких данных. Надеемся, что ее применение позволит также учесть и неоднородности первичного источника в Арктике в случаях близости мощных ионосферных струй тока. Обсуждаемый подход основывается на синхронизации всех наблюдений в исследуемой области. Применение метода накопления данных приведет к большей достоверности получаемых результатов.

В статье сначала мы описываем модель пространственно-временных вариаций компонент электромагнитного поля, параметры которой следует определять по всей совокупности зарегистрированных во время дрейфа данных. Далее излагаем, как мы получаем синтетические экспериментальные данные для дрейфующей станции. Затем приводим результаты определения 3D-неоднородностей электропроводности коры с учетом изменений координат станции в течение дрейфа и неоднородности первичного ионосферного источника.

СПОСОБ СИНХРОНИЗАЦИИ ДАННЫХ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ

При проведении магнитотеллурического зондирования на дрейфующих льдах в Арктике постоянно меняются координаты станции наблюдений. Поэтому мы должны сопровождать любое измерение временем и координатами его выполнения. Такие экспериментальные данные представляют собой временные ряды отсчетов компонент электромагнитного поля и координат точек их измерений. Это обеспечивает синхронизацию наблюдений во всей области. Следовательно, мы можем осуществлять площадное синхронное зондирование, используя только одну дрейфующую станцию. Конечно, для выполнения такого площадного синхронного зондирования на поверхности можно также использовать несколько станций, последовательно меняя их координаты.

Частота выборки зависит от исследуемых вариаций поля и скорости дрейфа. Необходимо провести не менее двух измерений на периоде и длине волны вариации. Поскольку частоты выборки координат и частоты выборки компонент поля могут отличаться, мы можем применять методы интерполяции данных.

Мы будем выполнять синхронизацию всех наблюдений в исследуемой области, используя следующую модель $F(t, x, y)$ пространственно-временных вариаций компонент электромагнитного поля:

$$F(t, x, y) = \text{real} \left\{ \sum_{\omega, k_x, k_y} S(\omega, k_x, k_y) e^{i(\omega t + k_x x + k_y y)} \right\}, \quad (1)$$

где $S(\omega, k_x, k_y)$ – амплитуда гармоники, ω – угловая частота, k_x, k_y – компоненты волнового вектора, x, y – декартовы координаты и t – время с начала наблюдений в исследуемой области. Мы должны так выбрать набор гармоник в (1), чтобы адекватно описать наши полученные временные ряды отсчетов и координат во всей области для всех рассматриваемых измерений. Частота выборки должна в два раза превышать наибольшую частоту рассматриваемых вариаций. Длительность рассматриваемого интервала измерений определяет наименьшую частоту. Распределение координат наблюдений в исследуемой области определяет набор волновых векторов в (1). Учитывая характеристики дрейфа, мы должны правильно выбирать рассматриваемые параметры измерений и размеры площади. Мы будем считать, что наши измерения на дрейфующей станции адекватно описывают характеристики поля, возбуждаемого в среде первичным источником, если решение обратной задачи определения характеристик среды устойчиво.

Заметим, что для простоты мы здесь не учитывали возможное вращение дрейфующей льдины. Чтобы учесть вращение, необходимо сопровождать любое измерение как временем и координатами, так и дополнительно азимутом фиксированных относительно льдины осей

координат. Изменение азимута будем учитывать при подстановке данных по компонентам полей в (1), выполняя соответствующие их преобразования к стандартной географической системе координат МТЗ.

Чтобы получить систему уравнений для амплитуд $S(\omega, k_x, k_y)$, мы последовательно подставляем в (1) отсчеты, времена и координаты всех измерений, используя члены $F(t, x, y)$ и $e^{i(\omega t + k_x x + k_y y)}$. Для уменьшения помехи на угловой частоте ω от вариаций на других частотах во временных рядах, можно использовать полосовой фильтр с полосой пропускания $\omega_1 < \omega < \omega_2$. При правильном выборе $\omega_{1,2}$ мы решим системы уравнений и определим амплитуды $S(\omega, k_x, k_y)$ в (1) отдельно для каждой частоты ω . Количество полученных уравнений зависит от частоты выборки и длительности рассматриваемого временного интервала. Мы можем решить эту переопределенную систему уравнений для $S(\omega, k_x, k_y)$ методом наименьших квадратов. Иногда матрица системы оказывается плохо обусловлена из-за неудачного расположения точек измерения. Тогда мы применяем *SVD*-разложение этой матрицы для регуляризации ее инверсии [Senkaya, Karsli, 2016].

МОДЕЛЬ СРЕДЫ И СИНТЕТИЧЕСКИЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ

Для апробации нашего подхода мы проводим численное моделирование со структурой модели, используемой в работе [Plotkin et al., 2020] и представленной на рис. 1. Модель учитывает наличие морской воды, осадка, резистивной коры, объекта в коре и подстилающей мантии. Параметры нормального разреза для океанической коры взяты нами из работы [Korotaev et al., 2010], в которой доказана эффективность метода МТЗ в Северном Ледовитом океане для определения типа подстилающей водный слой земной коры. Объект в коре – высокоомное включение, моделирующее залежь углеводородов. Параметры объекта - $d_n = 2.8$ км, $h_n = 0.2$ км и $\rho_n = 1000$

Ом·м. Взятая модель среды безусловно не отражает все возможные реальные ситуации. Она используется лишь, чтобы продемонстрировать возможности МТЗ с привлечением КЭД для поиска полезных ископаемых в Арктике.

Мы должны получить синтетические экспериментальные данные для используемой модели. Сначала для получения таких данных вычисляем распределения компонент E_x и E_y поля на поверхности морской воды для рассматриваемой частоты ω . Для расчетов мы применяем метод Треффца [Plotkin, Gubin, 2015] и метод возмущений [Plotkin, 2017]. Метод Треффца более затратный. Метод возмущений позволяет на том же компьютере рассчитывать поля в среде с латеральными неоднородностями меньших масштабов, но при малых отклонениях от фоновой среды. Размеры полигона и численная сетка зависят от параметров исследуемой 3D-неоднородности. Взятая для выбранной модели неоднородности численная сетка показана на рис. 1b точками. Приняты стандартные в МТЗ направления осей координат (Ox на север, Oy на восток и Oz вертикально вниз).

Амплитуды геомагнитных вариаций, наблюдаемых на земной поверхности в спокойных условиях, в зависимости от их происхождения составляют величины от единиц до сотен нТл [Olsen, Stolle, 2017]. В общем случае магнитное поле вариаций эллиптически поляризовано, параметры эллипса неизвестны и могут быть определены по данным датчиков магнитного поля.

Для конкретности рассмотрим 3D-среду, возбуждаемую вертикально распространяющейся плоской волной с амплитудой 1 нТл и поляризацией вдоль оси Oy (случай поляризации вдоль оси Ox также рассмотрен, но в другом разделе). Это позволяет с помощью численных расчетов просто и наглядно показать, как зависят результаты от особенностей перемещений плавающей льдины. Первичное поле относится к поперечно-электрической (ТЕ) моде, в которой вертикальная компонента электрического поля равна нулю. Вертикально распространяющаяся первичная волна возбуждает ток в 3D-среде. Это наблюдается в появлении поперечно-магнитной (ТМ) моды, в

которой присутствует вертикальная компонента электрического поля. Применяя двумерное преобразование Фурье компонент электромагнитного поля, мы можем представить электрическое поле в слое морской воды суммой двух мод с амплитудами Фурье-гармоник $\sim \exp(i\omega t + ik_x x + ik_y y)$ как [Plotkin et al., 2011]:

$$e_x = ik_x e^{TM} + ik_y e^{TE}, e_y = ik_y e^{TM} - ik_x e^{TE},$$

$$e^{TM} = -i \frac{k_x e_x + k_y e_y}{k_x^2 + k_y^2}, e^{TE} = -i \frac{k_y e_x - k_x e_y}{k_x^2 + k_y^2}, (2)$$

$$e_z = \frac{k_x^2 + k_y^2}{k^2} \frac{de^{TM}}{dz}, h_z = i \frac{k_x^2 + k_y^2}{\omega \mu_0} e^{TE},$$

Здесь e^{TM} и e^{TE} – потенциалы возмущений электрических полей ТМ- и ТЕ-мод соответственно, $e_{x,y,z}$ и h_z – компоненты электрического и магнитного полей, $k_{x,y}$ компоненты волнового вектора, $k^2 = k_x^2 + k_y^2 + i\omega \mu_0 \sigma$ и σ – электропроводность морской воды. Мы рассматриваем здесь возмущения электрических полей, так как хорошо проводящие слои морской воды и осадков экранируют подстилающие 3D-неоднородности. Их присутствие практически не сказывается на изменениях стандартных откликов среды, используемых при МТЗ, но вполне заметно по характеристикам ТМ-моды [Plotkin et al., 2020].

Для их регистрации можно использовать круговой электрический диполь (КЭД), расположенный на поверхности льда. КЭД представляет собой набор радиальных линий, равномерно распределенных по азимуту. Удаленные концы всех линий заземлены, внутренние концы линий замкнуты. КЭД регистрирует напряжение между внутренними концами радиальных линий и заземлением в центре КЭД [Plotkin, Mogilatov, 2019]. С помощью аналитического и численного моделирования установлено, что измеряемая с

помощью КЭД разность потенциалов в электрическом поле, возбуждаемом в 3D-среде вертикально падающей на нее волной, эквивалентна разности потенциалов, возникающей на длинной вертикальной линии в центре КЭД [Plotkin, Mogilatov, 2020]. Это означает возможность регистрировать разность потенциалов вдоль вертикальной линии: на суше - без бурения необходимой для нее скважины; для водоема - получать результаты при наличии разнонаправленных скоростей течений внутри него или на его малых глубинах (когда сложно обеспечить вертикаль линии, или ее длина ограничена). Понятно, что полностью выявить преимущества различных способов регистрации ТМ-моды можно лишь по результатам экспериментов.

При моделировании дрейфа мы задаем его скорость и направление в моменты измерений в рассматриваемой области. Для оценок мы взяли характеристики дрейфа по данным мультидисциплинарной экспедиции AMORE (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), выполнявшейся летом 2001 года на западе хребта Гаккеля. В этом экспериментальном исследовании [Schlindwein et al., 2007] дрейфующие льдины впервые использовались в качестве платформ для сейсмологических массивов. Наблюдались почти линейные перемещения льдины в восточном направлении в течение нескольких суток, а также изменения дрейфа в северном и южном направлениях. Скорости восточного дрейфа были $\sim 1-10$ км/сутки. При известных параметрах дрейфа и заданной частоте выборки данных, мы можем рассчитать смещения и траекторию дрейфующей станции.

Далее с помощью двумерного преобразования Фурье мы представляем расчетные распределения E_x и E_y компонент соответствующими функциями $S(\omega, k_x, k_y)$. Используя эти функции в (2), мы также можем получить аналогичные функции для распределений потенциала ТМ-моды. Далее вычисляем временные ряды $F(t_m, x_m, y_m)$ во всех точках с координатами x_m и y_m в моменты t_m траектории дрейфующей станции с помощью (1) и соответствующих функций $S(\omega, k_x, k_y)$ для нашей

структуры модели. Так мы получаем синтетические экспериментальные данные дрейфующей станции.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЯ ПО ДАННЫМ ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ

Для проверки пригодности нашего подхода мы провели численные расчеты с использованием синтетических экспериментальных данных для разных траекторий дрейфующей станции. Мы попытались восстановить исходные распределения компонент E_x и E_y и потенциала ТМ-моды для используемой структуры модели (см. рис. 1). Решая систему (1), мы теперь определяли амплитуды $S(\omega, k_x, k_y)$ по синтетическим экспериментальным данным дрейфующей станции $F(t_m, x_m, y_m)$ в ее правых частях.

Мы можем сравнить начальное и восстановленное распределения параметров поля. В качестве примера на рис. 2 показаны распределения компоненты E_x , восстановленные по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Внизу показаны распределения E_x компоненты, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета). Они полностью совпадают с исходными распределениями компоненты E_x для используемой структуры модели. Во всех этих случаях рассматривалась поляризация первичного волнового магнитного поля вдоль оси OY . Скорость дрейфа была равна 5 км в сутки. Частота выборки была равна 1 Гц на периоде 10 с и 0.1 Гц на периоде 139 с. Аналогичные распределения мы получили также для распределений E_y компоненты.

Мы видим, что качество восстановления распределения E_x компоненты улучшается, если траектория дрейфующей станции проходит через объект, покрывая его наиболее полно. Мы должны были применить SVD-разложения матриц уравнений (1) для восстановления распределений E_x компонент по данным всех указанных траекторий, поскольку эти

матрицы были плохо обусловленными. Мы смогли получить обратную матрицу точно только для однородной сети точек дрейфующей станции. Поэтому мы предполагаем, что сделать вывод о достоверности полученного распределения E_x компоненты можно, учитывая свойства матрицы уравнений (1).

Отметим, что мы показали на рис. 2 возмущения E_x компоненты, вызванные присутствием 3D-объекта коры в среде. Эти возмущения электрического поля являются небольшими, так как проводящие слои морской воды и осадка экранируют 3D-объект коры. Мы должны использовать для регистрации таких возмущений электрического поля специальное устройство, например, круговой электрический диполь (КЭД) [Plotkin, Mogilatov, 2019]. С помощью КЭД мы сможем регистрировать значения потенциала ТМ-моды.

Для ясности мы получили синтетические экспериментальные данные для дрейфующей установки КЭД и затем восстановили исходные распределения потенциала ТМ-моды подобно показанным распределениям E_x и E_y компонент. На рис. 3 показаны распределения потенциала ТМ-моды, восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Мы наблюдаем сходство в изменениях распределений, показанных на рис. 2 и 3. Внизу показаны распределения потенциала ТМ-моды, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета). Они полностью совпадают с исходными распределениями потенциала ТМ-моды для используемой структуры модели.

Мы видим, что амплитуда потенциал ТМ-моды на поверхности морской воды достигает нескольких мкВ. Следует заметить, что для конкретности магнитное поле первичного источника (вертикально распространяющейся волны или среднего поля) на поверхности в наших расчетах было 1 нТл. Но поскольку регистрируемый потенциал ТМ-моды зависит от амплитуды и поляризации первичной волны, возбуждающей среду,

эти оценки будут увеличиваться в реальной ситуации пропорционально амплитудам компонент горизонтального магнитного поля первичного источника. Конечно, для этого на поверхности морской воды необходима регистрация компонент магнитного поля.

Мы также рассмотрели возможность определения потенциала ТМ-моды при использовании восстановленных распределений E_x и E_y компонент. Подставляя в (2) вместо $e_{x,y}$ функции $S(\omega, k_x, k_y)$ распределений E_x и E_y компонент, восстановленных ранее, мы рассчитали e^{TM} , а затем распределения потенциала ТМ-моды. Мы показываем такие распределения потенциала ТМ-моды на рис. 4 для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Сравнивая рис. 3 и 4, можно сделать вывод, что сходство распределений потенциала ТМ-моды, полученных двумя способами, гарантирует их надежность.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

Теперь мы можем решить обратную задачу, чтобы определить параметры 3D-объекта коры, учитывая распределения потенциала ТМ-моды на поверхности морской воды, восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях. Считаем, что модель фоновой среды уже определена по стандартным кривым МТЗ. Анализ возможностей решения обратной задачи проводился численным моделированием для заданной структуры фоновой электропроводности (рис. 1) с 3D-объектом в коре. Параметры объекта - $d_n = 2.8$ км, $h_n = 0.2$ км и $\rho_n = 1000$ Ом·м.

Мы использовали синтетические экспериментальные распределения потенциала ТМ-моды, восстановленные по данным дрейфующей станции и показанные на рис. 3 и 4. Оптимизация характеристик объекта осуществлялась путем минимизации функционала невязок Φ зависимостей потенциала ТМ-моды от периода:

$$\Phi = \frac{1}{K} \sum_{k=1}^K \left| \frac{\lg U^{TM} - \lg U_0^{TM}}{\lg U_0^{TM}} \right|_k^2,$$

где U^{TM} и U_0^{TM} - модельные и экспериментальные потенциалы ТМ-моды соответственно, полученные для различных периодов (суммирование по k , K - количество периодов) в точке с максимальным значением модуля потенциала $|U_0^{TM}|$. Мы вычисляли потенциал ТМ-моды для варьируемых моделей среды тем же способом, что и синтетические экспериментальные данные.

Для оптимизации характеристик объекта мы использовали метод Нелдера-Мида. Это надежный метод прямого поиска оптимальных точек и легко применим для функций многих переменных, так как не использует вычислений ее градиентов. Идея метода состоит в сравнении значений функции в вершинах симплекса - множества удаленных от его центра точек (например, в двумерном пространстве в вершинах треугольника). Далее с помощью итерационной процедуры осуществляется перемещение симплекса в направлении оптимальной точки.

Следующие параметры были искомыми, а именно, глубина кровли h_n объекта под осадками, толщина объекта d_n и удельное сопротивление ρ_n среды в нем. Мы изучали, какими станут эти параметры с учетом искажений потенциала ТМ-моды U_0^{TM} при восстановлении по данным дрейфующей станции на разных траекториях (рис. 5, слева). Мы предполагали, что центр объекта и его размеры мы определим по виду распределения потенциала на поверхности. В этом предположении мы рассчитали функционал невязок Φ в зависимости от параметров объекта h_n , d_n и ρ_n . Это позволяет точно найти глобальный минимум функционала Φ . Мы показываем распределения значений функционала невязок Φ для разных траекторий дрейфующей станции (рис. 5, справа). Параметры объекта получаются $d_n = 2.8$ км, $h_n = 0.2$ км, $\rho_n = 1000$ Ом·м (вверху), $d_n = 2.29$ км, $h_n = 0.22$ км, $\rho_n = 291$ Ом·м (посередине) и $d_n = 2.8$ км, $h_n = 0.2$ км, $\rho_n = 970$ Ом·м (внизу).

Параметры объекта в случае однородной сети точек такие же, как и их тестовые значения, и почти совпадают с ними в случае графиков внизу на рис. 5.

Мы представили решения обратной задачи для синтетических экспериментальных данных, показанных на рис. 3 и 4. Эти данные получены для вертикально распространяющейся плоской волны с амплитудой 1 нТл и поляризацией вдоль оси OY . Для этой же ситуации мы рассчитывали модельные значения потенциала U^{TM} . В более общем случае, для решения прямых задач мы будем задавать на поверхности морской воды распределения компонент неоднородного магнитного поля. Мы можем получить такие распределения магнитных компонент в эксперименте также, как и в случае компонент электрического поля. Конечно, для этого на поверхности морской воды необходима регистрация компонент магнитного поля.

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПЕРВИЧНОГО ИСТОЧНИКА

В Арктике близость ионосферных струй тока может вызвать неоднородность первичного поля и его отклонение от вертикально распространяющейся плоской волны. В непроводящей атмосфере подобное неоднородное поле все еще принадлежит ТЕ-моду. Это первичное поле возбуждает в 3D-среде ТМ-моду. Из-за слабой проводимости атмосферы исключается возбуждение среды ТМ-модой. Поэтому ТМ-мода очевидно является внутренней по происхождению. Возникает вопрос, насколько неоднородность первичного магнитного поля может изменить потенциал U_0^{TM} ТМ-моды.

Чтобы ответить на этот вопрос, воспользуемся результатами расчета, полученными в случае вертикально распространяющейся плоской волны. Для конкретности мы рассматриваем здесь 3D-среду, возбуждаемую первичной плоской волной с амплитудой 1 нТл и поляризацией вдоль оси OX .

Сначала, применяя метод Треффца, мы вычисляем для этого случая компоненты неоднородного магнитного поля, возникающего на поверхности 3D-среды. Заметим, что верхнее граничное условие такой задачи подробно описано в работе [Plotkin, Gubin, 2015]. А именно, на поверхности среды мы применяем двумерное Фурье разложение компонент электромагнитного поля. Компоненты магнитного поля плоской волны (нулевая пространственная гармоника) известны на поверхности по условиям задачи: амплитуда волны 1 нТл и поляризация вдоль оси OX . Для других пространственных гармоник поля мы ставим условие их затухания вглубь атмосферы, так как они возбуждаются внутри 3D-среды.

Далее, также применяя метод Треффца, мы решаем задачу для случая неоднородного первичного источника. Но теперь верхнее граничное условие мы изменяем, предполагая известными на поверхности 3D-среды амплитуды всех пространственных гармоник горизонтальных компонент неоднородного магнитного поля. Мы принимаем, что поле на поверхности равно сумме двух неоднородных магнитных полей. Одно поле мы вычислили для случая плоской первичной волны. Другое создано близким ионосферным источником. Неоднородность магнитного поля естественного источника на поверхности 3D-среды мы смоделировали линейной зависимостью компоненты H_x магнитного поля от координаты оси абсцисс (напомним, что ось OX направлена на север, ионосферная токовая струя направлена вдоль широтного круга по оси OY). Конечно, можно использовать более сложное распределение неоднородного магнитного поля первичного источника. Следует лишь учитывать, что для непроводящей атмосферы в любой точке на поверхности морской воды должно выполняться условие $(rot H)_z = 0$. Все остальные граничные условия мы использовали такие же, как и в случае вертикально распространяющейся плоской первичной волны.

Результаты вычислений представлены на рис. 6. Мы приводим полученные на поверхности 3D-среды распределения компоненты H_x магнитного поля, потенциала ТМ-моды U^{TM} и зависимости кажущегося

сопротивления и фазы импеданса от периода для всех точек полигона. На рис. 6 слева приведены результаты для случая слабой линейной зависимости компоненты H_x от OX координаты, а справа для ее более сильной зависимости. Мы видим, что распределение потенциала ТМ-моды в этих случаях остается одинаковым.

Однако кривые МТЗ в случае сильно неоднородного первичного источника испытывают искажения (рис.6, справа). Чтобы решить обратную задачу МТЗ по данным о кривых, необходимо знать модель неоднородного источника. Это не всегда возможно. Проще применить наш подход. Мы должны сначала, используя данные дрейфующей станции, определить распределения горизонтальных компонент магнитного и электрического полей на поверхности 3D-среды, возбуждаемых неоднородным первичным источником. Потом можно решать обратную задачу определения нормального глубинного разреза, согласовывая на поверхности 3D-среды распределения компонент магнитного и электрического полей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При регистрации потенциала поперечно-магнитной моды U^{TM} электромагнитного поля магнитотеллурическое зондирование на дрейфующих льдах в Арктике может быть приемлемо для обнаружения 3D-неоднородностей электропроводности коры. Численные эксперименты показывают, что хорошо проводящие слои морской воды и осадка экранируют нижележащие 3D-неоднородности. Их присутствие практически не сказывается на изменениях стандартных откликов среды, используемых при МТЗ, но вполне заметно по характеристикам ТМ-моды. Для их регистрации можно использовать КЭД, расположенный на поверхности льда. Измерения на дрейфующем льду можно проводить с помощью электродов и магнитных датчиков, помещенных под лед в морскую воду.

Поскольку координаты станции наблюдений МТЗ на дрейфующих льдах в Арктике могут существенно изменяться, необходимо сопровождать все регистрируемые временные ряды координатами точек измерения. Можно реализовать синхронизацию всех наблюдений на дрейфующей станции в исследуемой области, используя модель пространственно-временных вариаций поля (1). Для определения параметров этой модели можно применить метод наименьших квадратов.

Мы восстановили поверхностные распределения E_x и E_y компонент и потенциала ТМ-моды для исследуемой области, используя синтетические экспериментальные данные дрейфующей станции. Численные эксперименты показывают, что распределение потенциала ТМ-моды может совпадать с первоначальным тестовым распределением, если траектория дрейфующей станции проходит через объект коры, охватывая его наиболее полно.

Для заданной фоновой электропроводности (рис. 1) мы решили обратную задачу, чтобы определить параметры 3D-объекта в коре, учитывая распределение потенциала ТМ-моды на поверхности морской воды, восстановленное по данным дрейфующей станции. Для оптимизации характеристик объекта мы использовали метод Нелдера-Мида. Рассматривались следующие искомые параметры, а именно: h_n - глубина кровли объекта под осадками, d_n - толщина объекта и ρ_n - сопротивление среды в нем. Параметры объекта практически совпадают с их контрольными значениями, если исходное распределение потенциала ТМ-моды восстановлено наиболее полно. Если станция проходит вблизи объекта, то можно обнаружить только его присутствие.

Используя модель пространственно-временных вариаций поля (1), можно учесть эффекты отклонения первичного поля от плоской волны, которые могут возникнуть в Арктике из-за близости ионосферных струй тока. Мы должны в эксперименте определить распределения горизонтальных компонент магнитного и электрического полей на поверхности 3D-среды,

возбуждаемой неоднородным первичным источником. Затем можно решить обратную задачу для определения нормального геоэлектрического разреза, согласовывая распределения компонент магнитного и электрического полей на поверхности 3D среды. Численные эксперименты показали, что такие эффекты не влияют на распределение потенциала ТМ-моды на поверхности морской воды.

Первые наблюдения МТЗ с установкой КЭД проведены на ледовой поверхности реки Обь [Plotkin et al., 2020]. В этом эксперименте отсутствовали перемещения льдины, не было сильного ветра, электроды помещались в пресную воду. Дальнейшие измерения предполагается провести в условиях Арктики. Для учета возможных нарушений строения дрейфующей льдины предлагается дополнительно сопровождать каждое измерение регистрацией координат точек заземления всех используемых линий и регистраций азимутов всех используемых осей координат. Повысить пространственное разрешение можно, используя несколько установок КЭД, размещаемых на разных льдинах.

Авторы благодарят Е.А. Баталеву, а также анонимного рецензента за внимание к работе и полезные советы. Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского научного фонда, проект № 18-17-00095. Электромагнитные поля в 3D-среде получены с помощью программно-алгоритмических средств, разработанных при поддержке проекта ФНИ № 0331-2019-0015.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Beka T.I., Smirnov M., Bergh S.G., Birkelund Y.** The first magnetotelluric image of the lithospheric-scale geological architecture in central Svalbard, Arctic Norway // *Polar Research*. - 2015. – V. 34. - 26766.
- Evans S., Jones A.G., Spratt J., Katsube, J.** Central Baffin electromagnetic experiment (CBEX): Mapping the North American Central Plains (NACP) conductivity anomaly in the Canadian arctic // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. - 2005. – V. 150(1-3).- P. 107-122.
- Fütterer D.K.** ARCTIC'91: The Expedition ARK-VIII/3 of RV “Polarstern” in 1991 // *Reports on Polar Research*. - 1992. – V. 107. – P. 267.
- Hill G.J.** On the Use of Electromagnetics for Earth Imaging of the Polar Regions // *Surveys in Geophysics*. - 2020. – V. 41(1). - P. 5-45.
- Hoffman A.A.J., Horton C.W.** An analysis of some magnetotelluric records from Tikhaya Bay, U.S.S.R. // *Journal of Geophysical Research*. - 1966. – V. 71(16). – P. 4047-4052.
- Korotaev S.M., Zhdanov M.S., Orekhova D.A., Kruglyakov M.S., Trofimov I.L., Schors Y.G., Shneyer V.S.** Study of the possibility of the use of the magnetotelluric sounding method in the Arctic ocean with quantitative modeling // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*.- 2010.- V. 46(9). – P. 759–771.
- Olsen N., Stolle C.** Magnetic Signatures of Ionospheric and Magnetospheric Current Systems During Geomagnetic Quiet Conditions—An Overview // *Space Sci. Rev.* - 2017. – V. 206. - P. 5–25.
- Peacock J. R., Selway K.** Magnetotelluric investigation of the Vestfold Hills and Rauer Group, East Antarctica // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. - 2016. – V. 121(4). – P. 2258–2273.

Plotkin V.V. Fast computation of MT curves for a horizontally layered earth with laterally inhomogeneous conductivity perturbations // *Russian Geology and Geophysics*. - 2017. – V. 58(11). – P. 1441-1451.

Plotkin V.V., Belinskaya A.Y., Gavrysh P.A. Nonlocal electromagnetic response: Implications in the regional sounding // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. - 2011. - V. 47(1) – P. 23-32.

Plotkin V.V., Gubin D.I. Accounting for near-surface inhomogeneities over a horizontally layered section in magnetotelluric sounding // *Russian Geology and Geophysics*. - 2015. – V. 56(7). - P. 1083-1090.

Plotkin V.V., Mogilatov V.S. About Measurement of Vertical Component of Electric Field at Magnetotelluric Sounding // *Problems of Geocosmos – 2018 - Proceedings of the XII International Conference and School (St. Petersburg, Petrodvorets, October 08-12, 2018)*, Series: Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences, Springer International Publishing. – 2019. - ISBN 978-3-030-21788-4. - P. 29-37.

Plotkin V.V., Mogilatov V.S. Recording the Vertical Component of the Electric Field in Magnetotelluric Sounding // *Russian Geology and Geophysics*. - 2020. – V. 61(2). - P. 234-240.

Plotkin V.V., Mogilatov V.S., Gurev V.A., Potapov V.V. Detection of 3-D inhomogeneities of the medium at magnetotelluric sounding in the Arctic (numerical experiment) // *Geophys. J.Int.* – 2020. – V. 220. – P. 1340–1351.

Schindwein V., Muller C., Jokat W. Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // *Geophys. J. Int.* - 2007. – V. 169. – P. 100–112.

Senkaya M., Karsli H. Joint inversion of Rayleigh-wave dispersion data and vertical electric sounding data: synthetic tests on characteristic subsurface models // *Geophysical Prospecting*. - 2016. – V. 64(1). - P. 228–246.

Swift D.W., Hessler V.P. A comparison of telluric current and magnetic field observations in the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. - 1964. – V. 69(9). P. 1883-1893.

Thiede J. POLARSTERN ARKTIS XVII/2 Cruise Report: AMORE 2001 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition) // *Reports on Polar and Marine Research*. - 2002. – V. 421. – P. 397.

Trofimov I.L., Fonarev G.A. Deep magnetotelluric surveys in the Arctic ocean // *Geoelectric and Geothermal Studies*. - 1976. - Akadémiai Kiadó. - P. 712-715.

Wannamaker P.E., Stodt J.A., Olsen S.L. Dormant state of rifting below the Byrd Subglacial Basin, West Antarctica, implied by magnetotelluric (MT) profiling // *Geophysical Research Letters*. - 1996. – V. 23. – P. 2983–2986.

Wannamaker P.E., Stodt J.A., Pellerin L., Olsen S.L., Hall D.B. Structure and thermal regime beneath the South Pole region, East Antarctica, from magnetotelluric measurements // *Geophys. J.Int.* - 2004. – V. 157. - P. 36–54.

Wannamaker P., Hill G., Stodt J., Maris V., Ogawa Y., Selway K., Boren G., Bertrand E., Uhlmann D., Ayling B., Green A.M., Feucht D. Uplift of the central transantarctic mountains // *Nature Communications*. - 2017. – V. 8. – P. 1588. doi: 10.1038/s41467-017-01577-2.

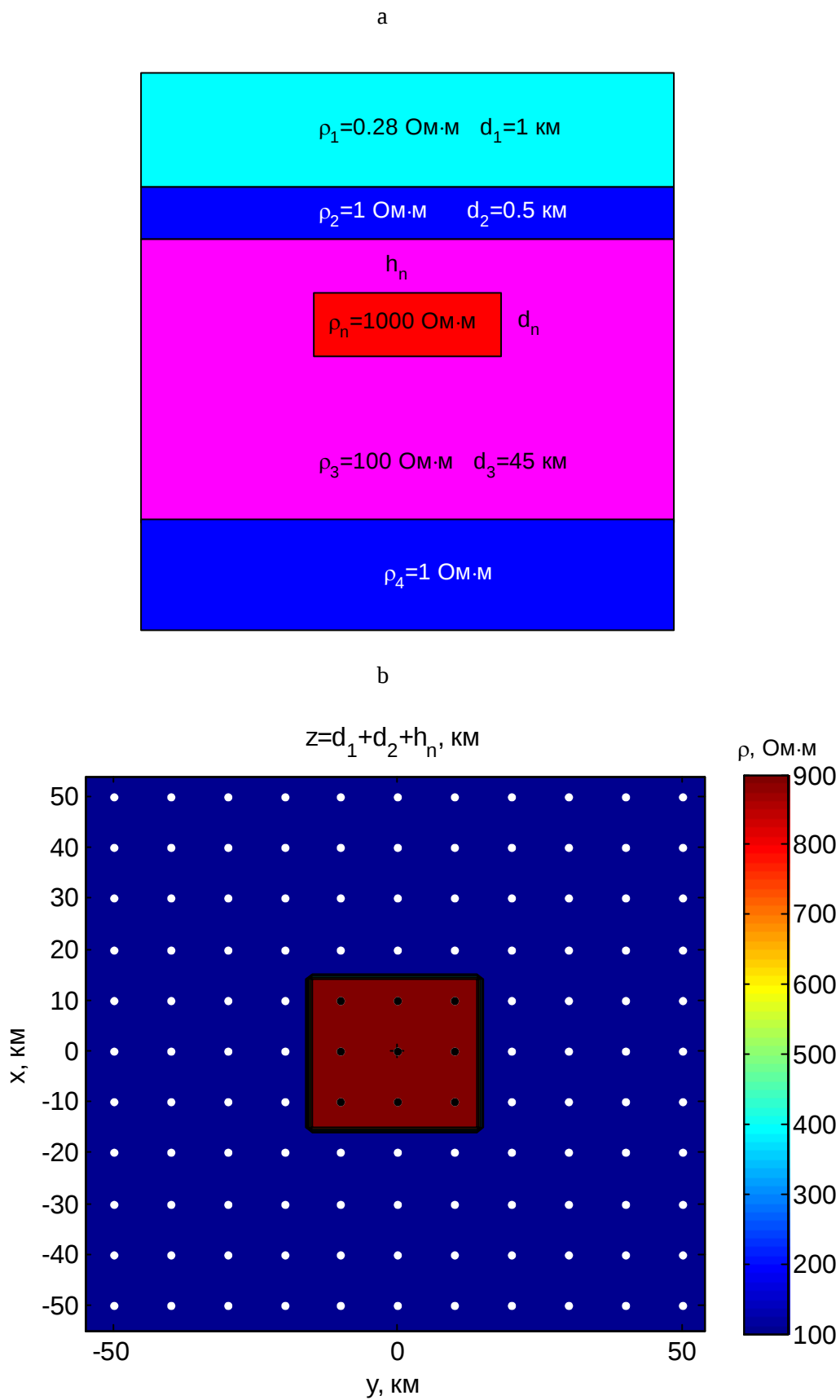
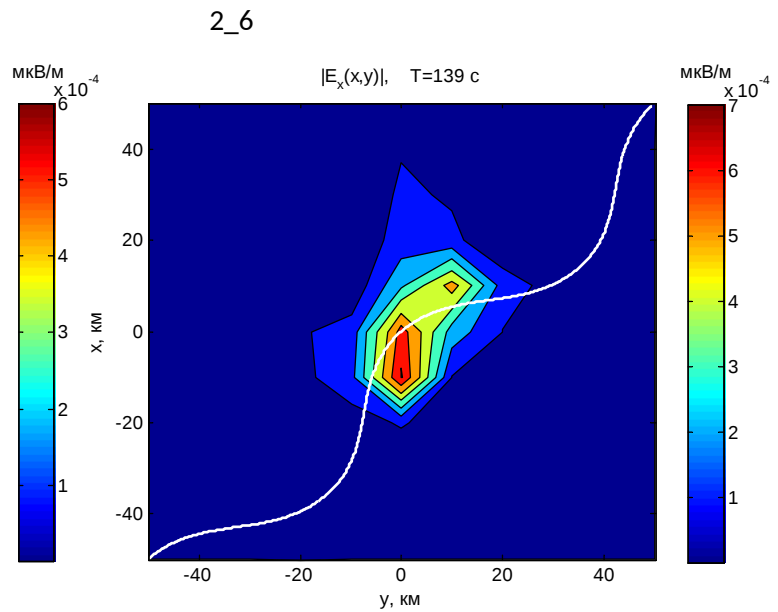
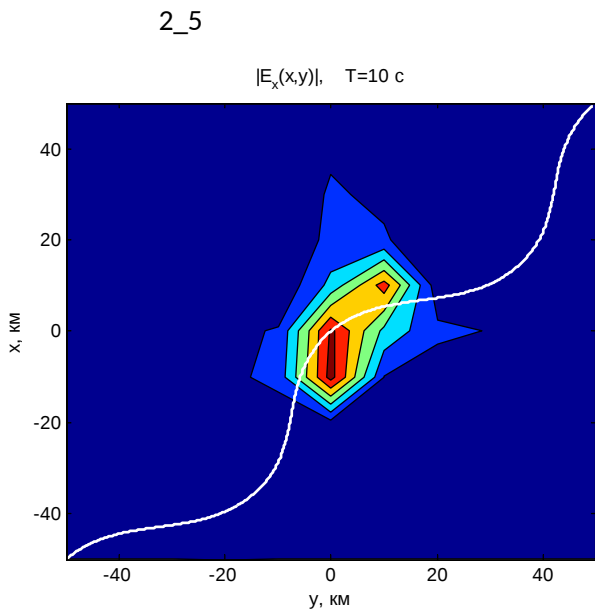
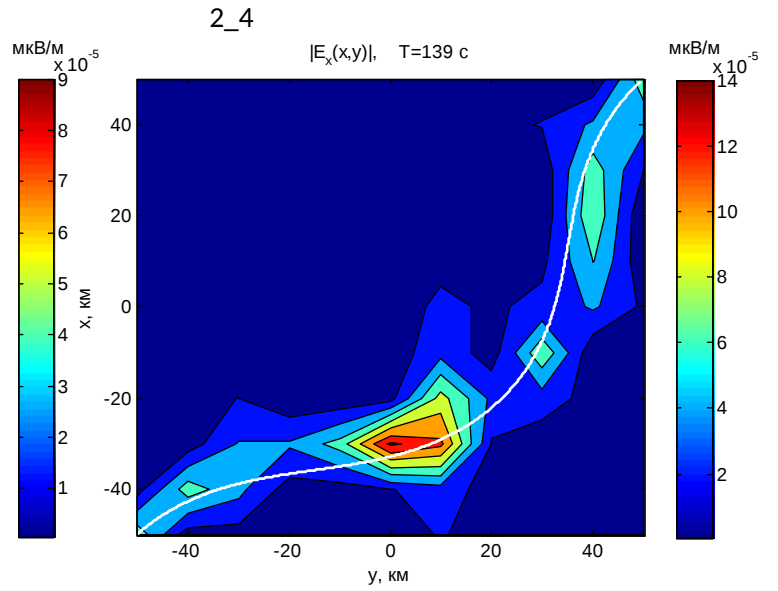
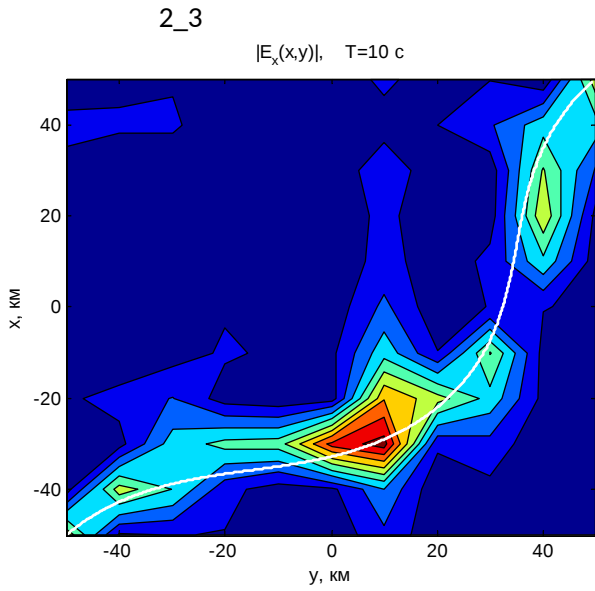
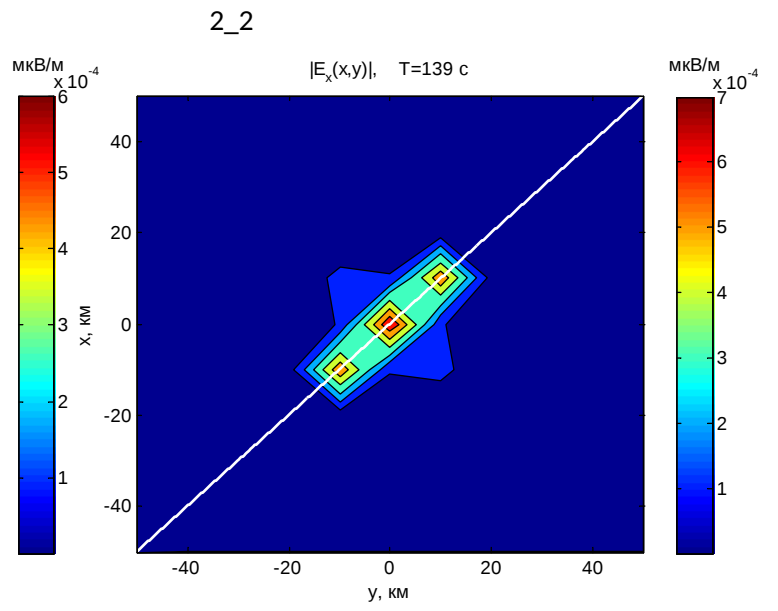
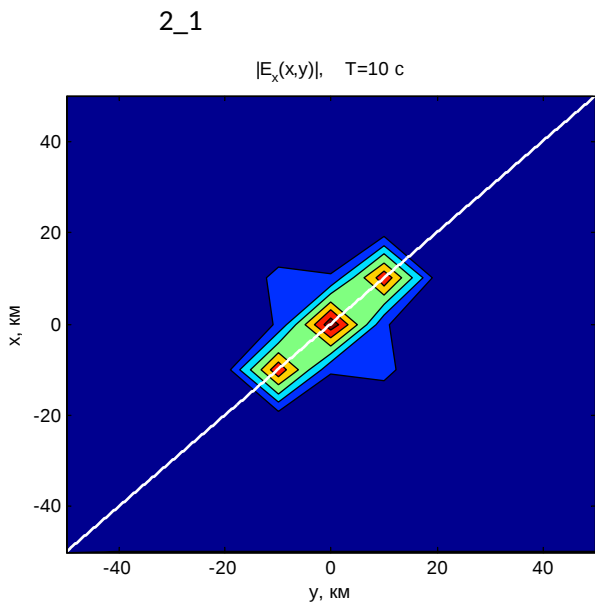


Рис. 1. Глубинный разрез (а) и пример плана неоднородности – целевого объекта под дном океана (б). Показаны точки, в которых определяются поля. Обозначения относятся: ρ_1, d_1 - морская вода, ρ_2, d_2 - осадки, ρ_3, d_3 - кора, ρ_4 - мантия и ρ_n, d_n, h_n - объект.



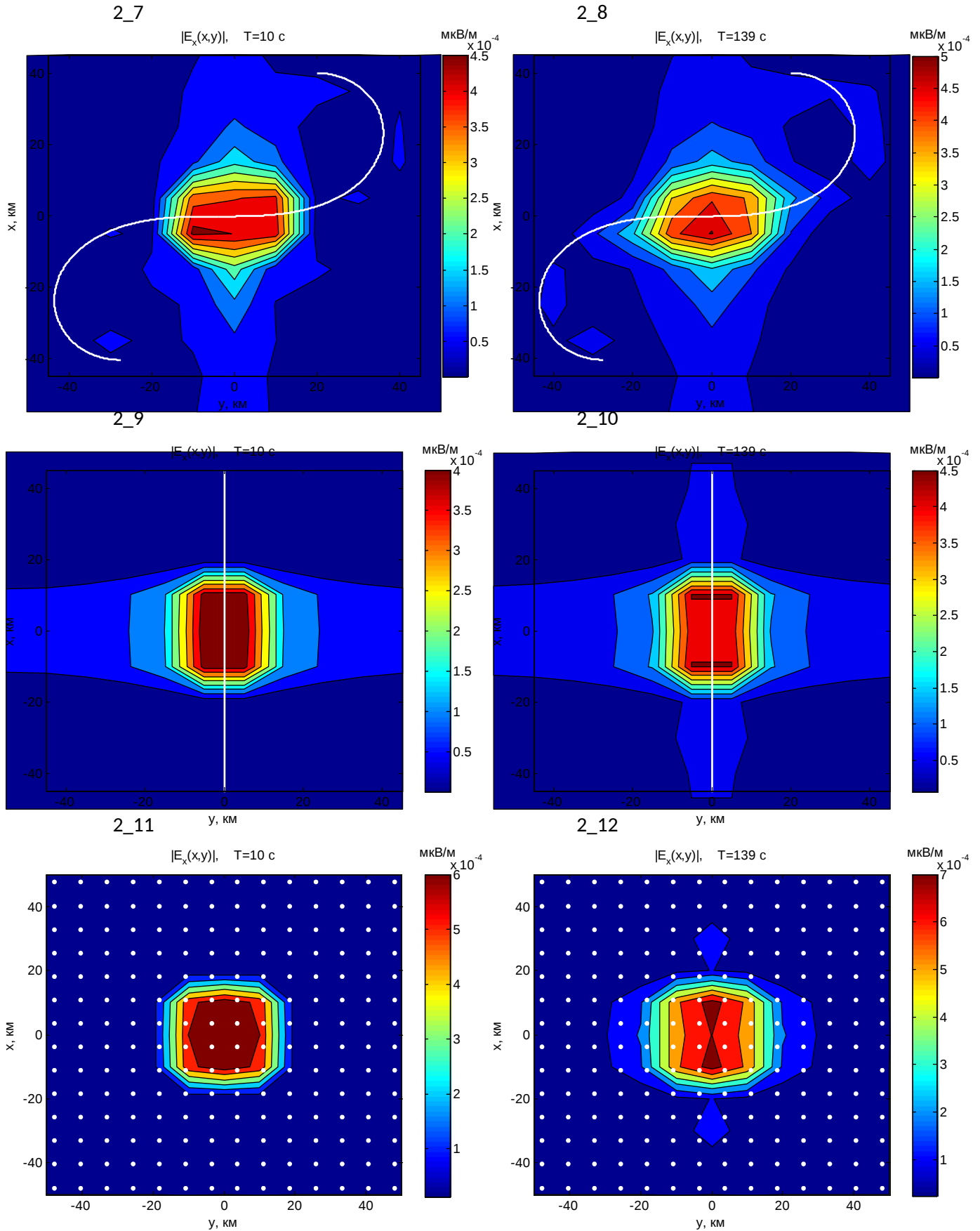
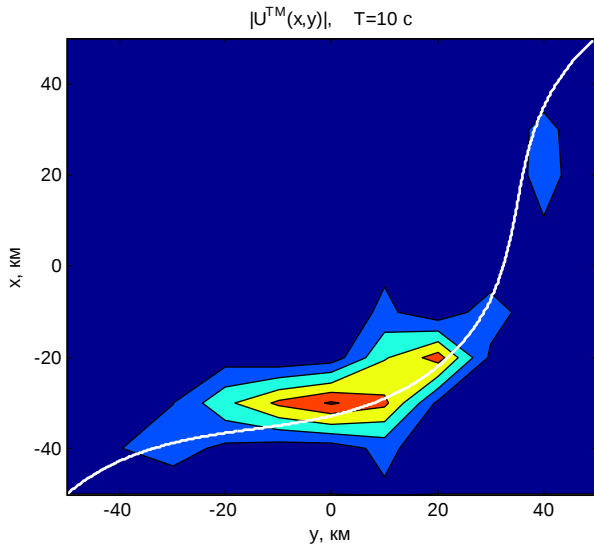


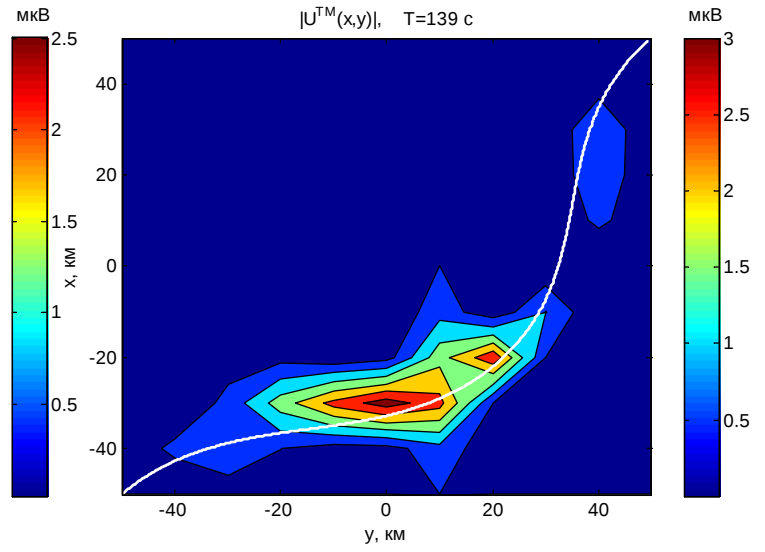
Рис. 2. Распределения компоненты E_x восстановленные по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии) для двух периодов

10 с (слева) и 139 с (справа). Внизу показаны распределения E_x компоненты, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета).

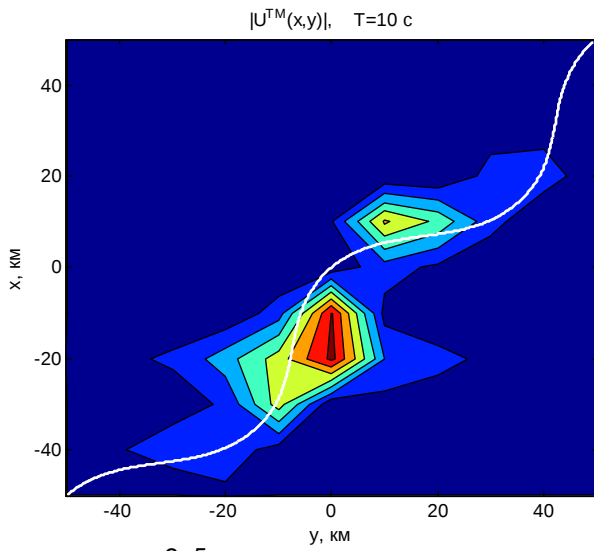
3_1



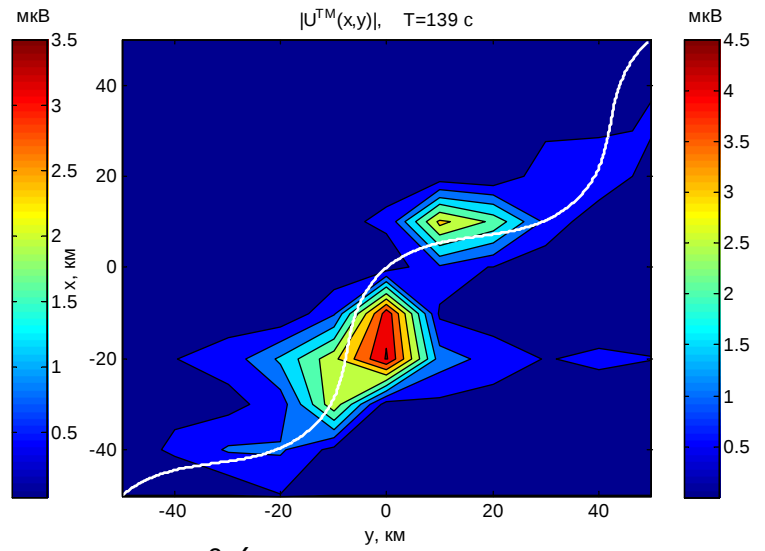
3_2



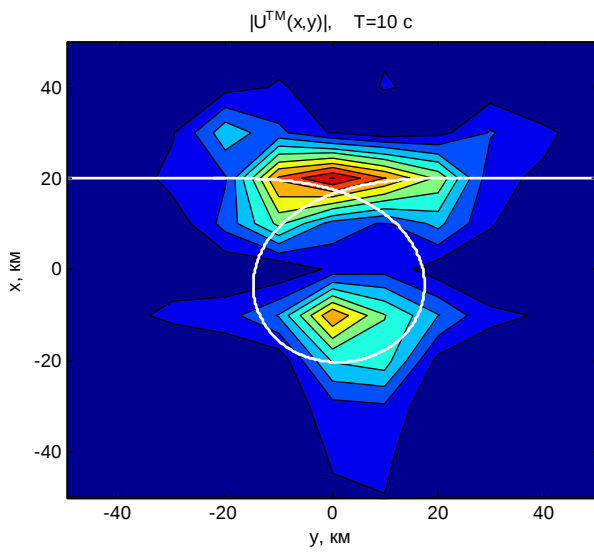
3_3



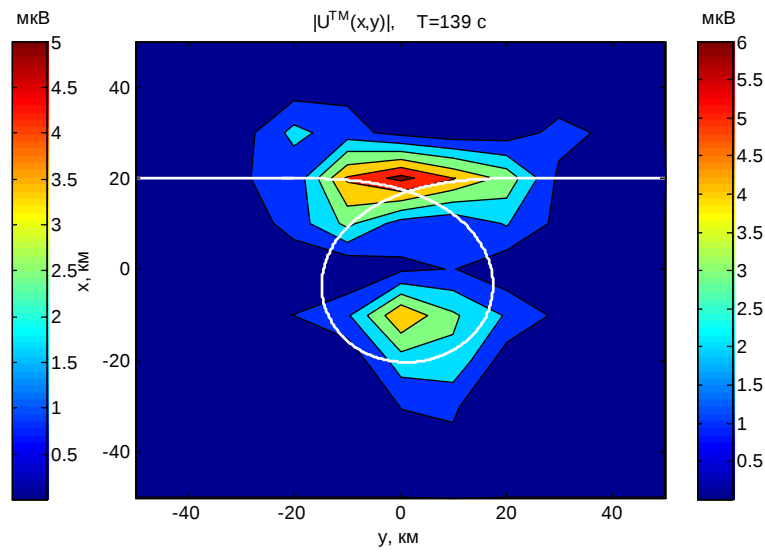
3_4



3_5



3_6



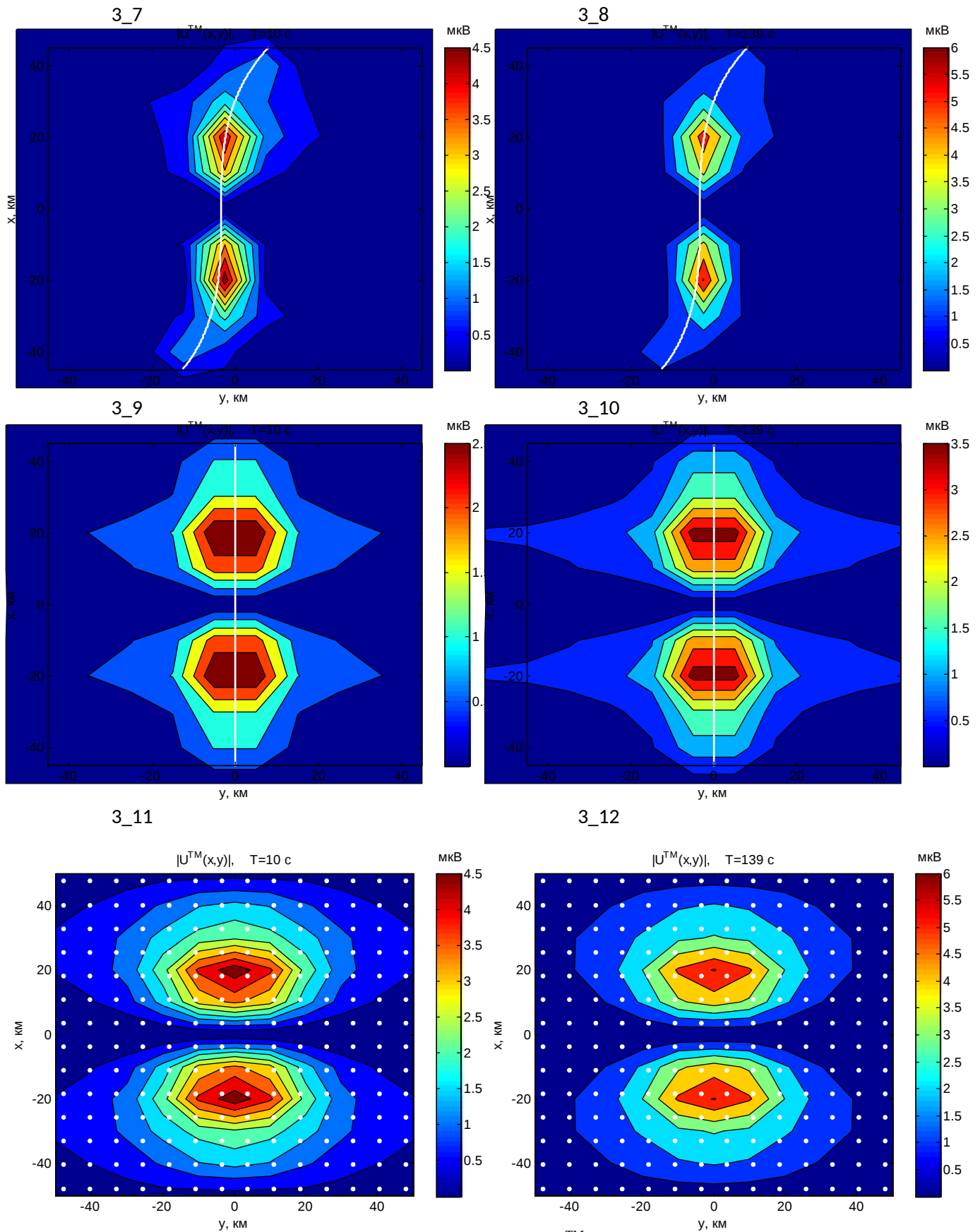


Рис. 3. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии) для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Внизу показаны распределения потенциала ТМ-моды, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета).

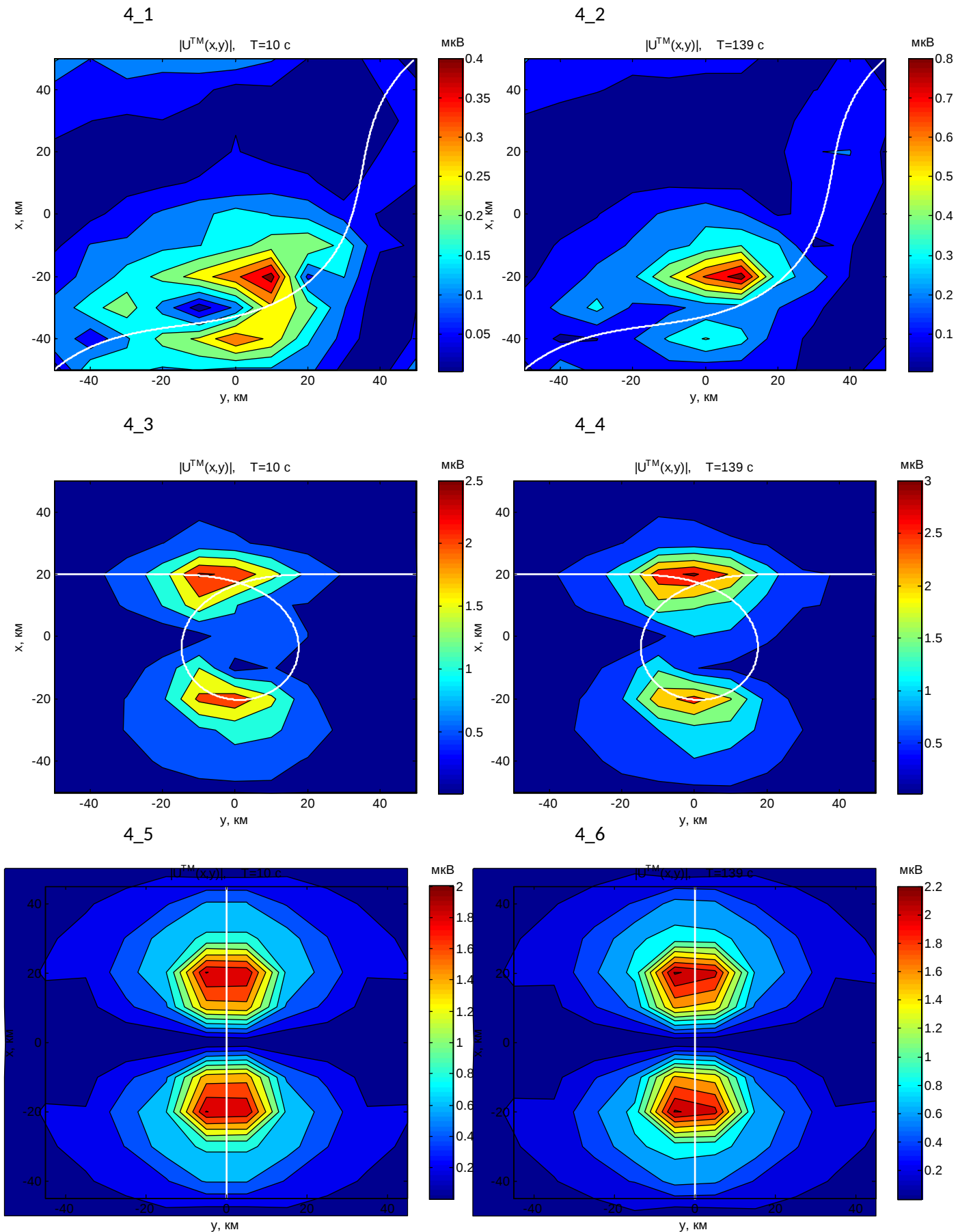


Рис. 4. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , вычисленного по распределениям компонент E_x и E_y , восстановленным ранее по разным траекториям (белые линии) дрейфующей станции для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа).

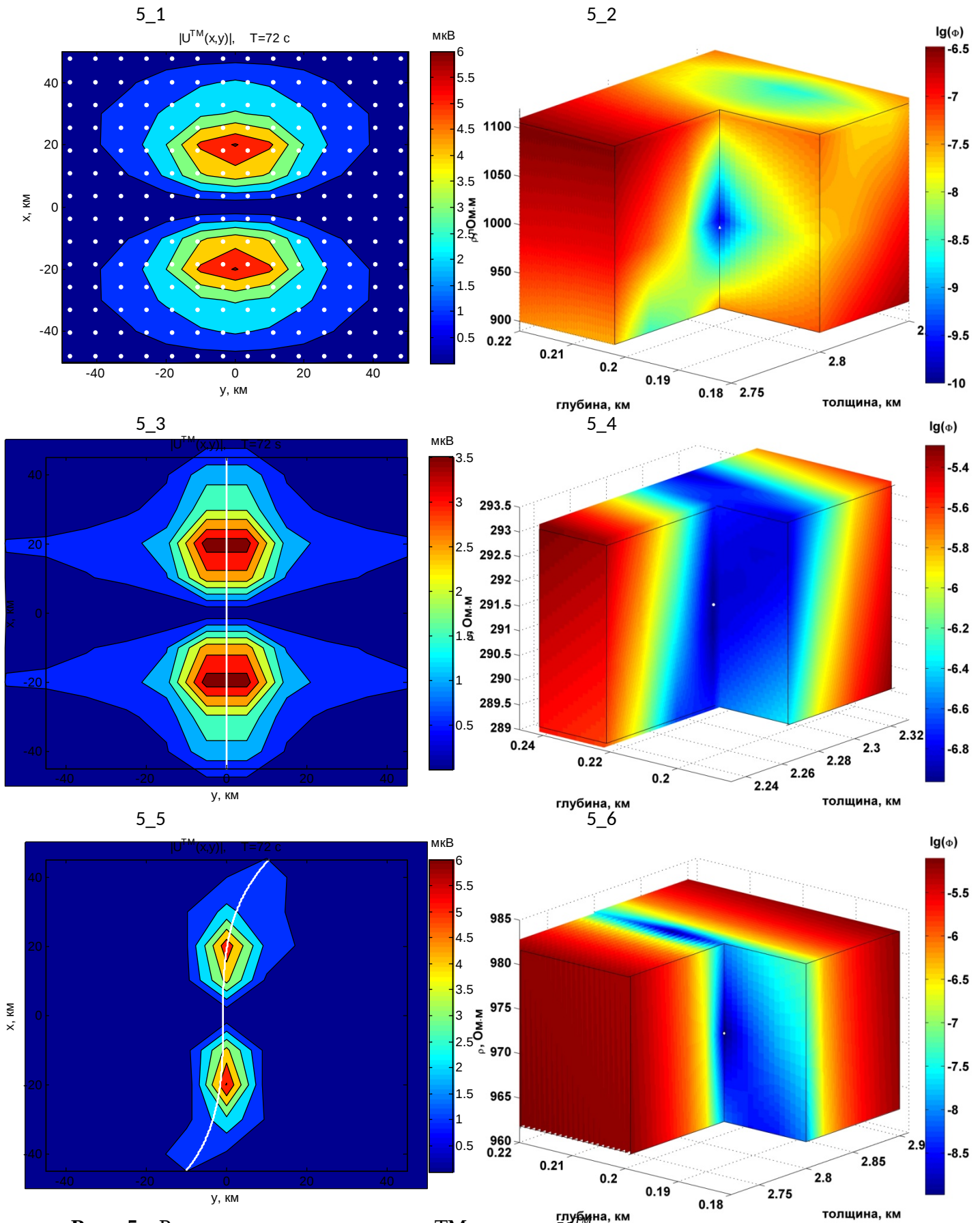


Рис. 5. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии или точки) для периода 72 с (слева) и распределения значений функционала невязок Φ (справа) вблизи его минимумов (белые точки).

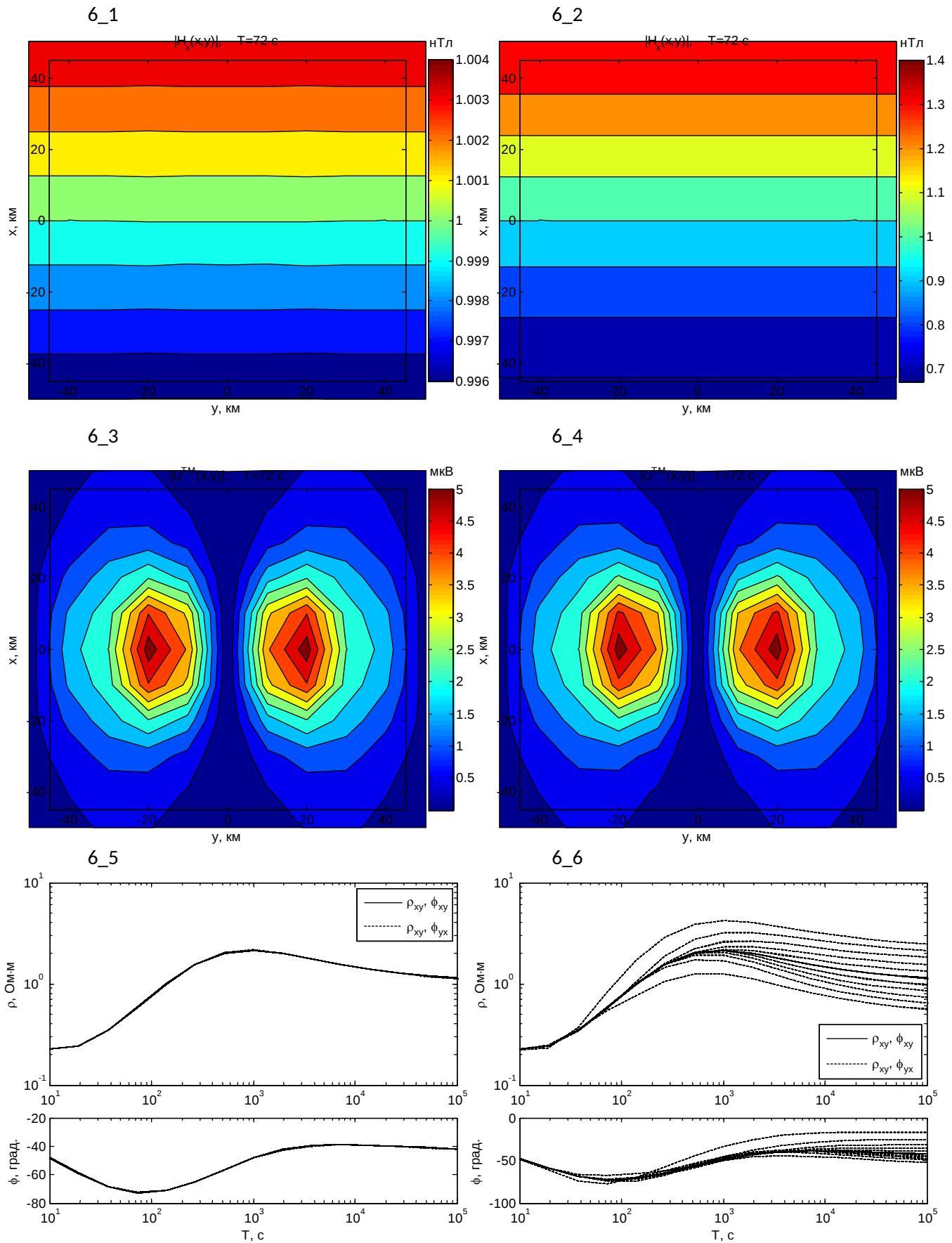


Рис. 6. Распределения компоненты H_x (вверху) и потенциала ТМ-моды U^{TM} (посредине), зависимости кажущегося сопротивления и фазы импеданса от периода

(внизу) в пунктах полигона для случаев слабой (слева) и сильной (справа) линейных зависимостей компоненты H_x от координаты OX .

ПОДПИСИ К РИСУНКАМ

Рис. 1. Глубинный разрез (а) и пример плана неоднородности – целевого объекта под дном океана (б). Показаны точки, в которых определяются поля. Обозначения относятся: ρ_1, d_1 - морская вода, ρ_2, d_2 - осадки, ρ_3, d_3 - кора, ρ_4 - мантия и ρ_n, d_n , h_n - объект.

Рис. 2. Распределения компоненты E_x восстановленные по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии) для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Внизу показаны распределения E_x компоненты, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета).

Рис. 3. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии) для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа). Внизу показаны распределения потенциала ТМ-моды, восстановленные по данным дрейфующей станции на однородной сети точек (белого цвета).

Рис. 4. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , вычисленного по распределениям компонент E_x и E_y , восстановленным ранее по разным траекториям (белые линии) дрейфующей станции для двух периодов 10 с (слева) и 139 с (справа).

Рис. 5. Распределения потенциала ТМ-моды U^{TM} , восстановленного по данным дрейфующей станции при ее перемещениях по разным траекториям (белые линии или точки) для периода 72 с (слева) и распределения значений функционала невязок Φ (справа) вблизи его минимумов (белые точки).

Рис. 6. Распределения компоненты H_x (вверху) и потенциала ТМ-моды U^{TM} (посередине), зависимости кажущегося сопротивления и фазы импеданса от периода (внизу) в пунктах полигона для случаев слабой (слева) и сильной (справа) линейных зависимостей компоненты H_x от координаты OX .

$\rho_1=0.28 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ $d_1=1 \text{ км}$

$\rho_2=1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ $d_2=0.5 \text{ км}$

h_n

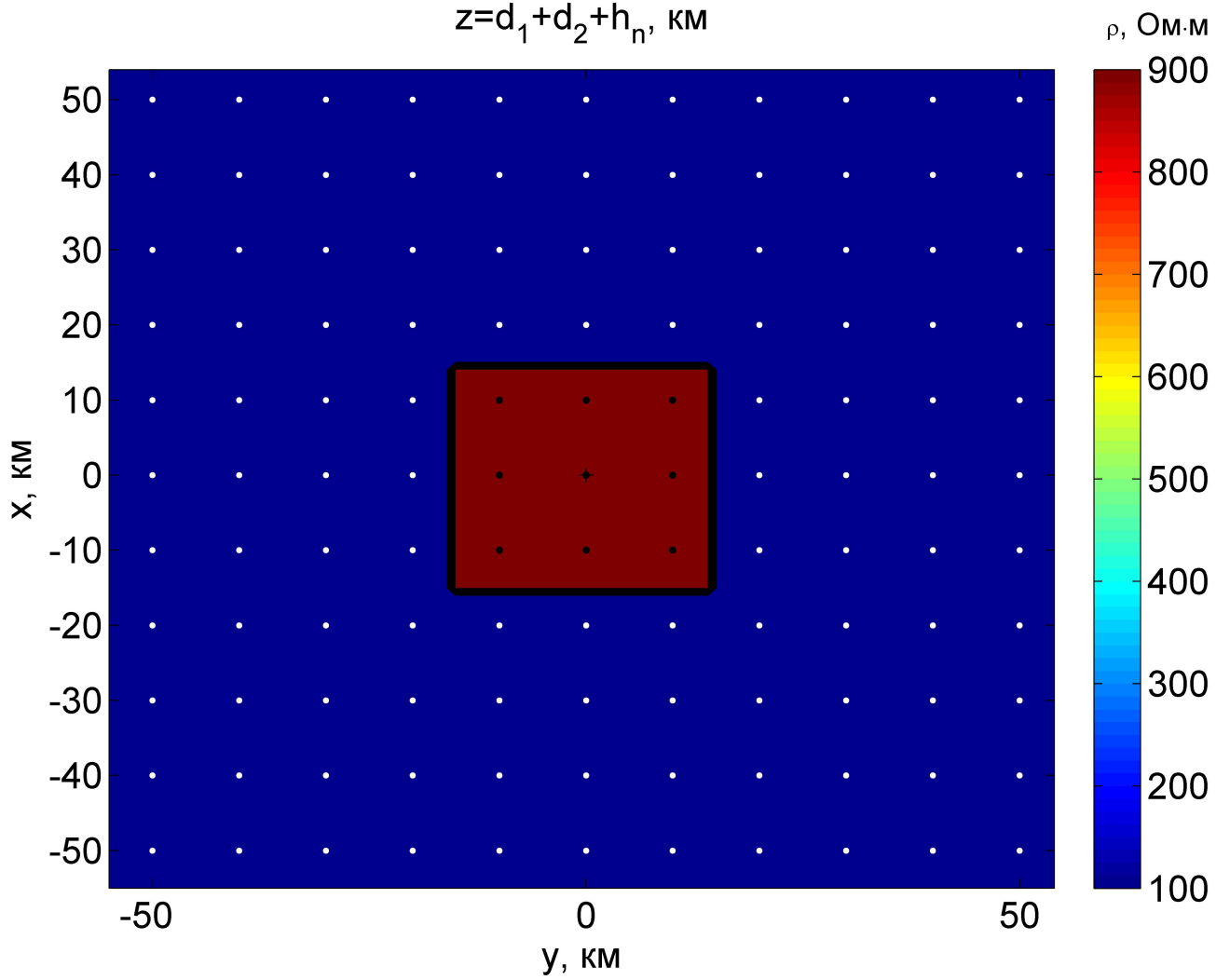
$\rho_n=1000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$

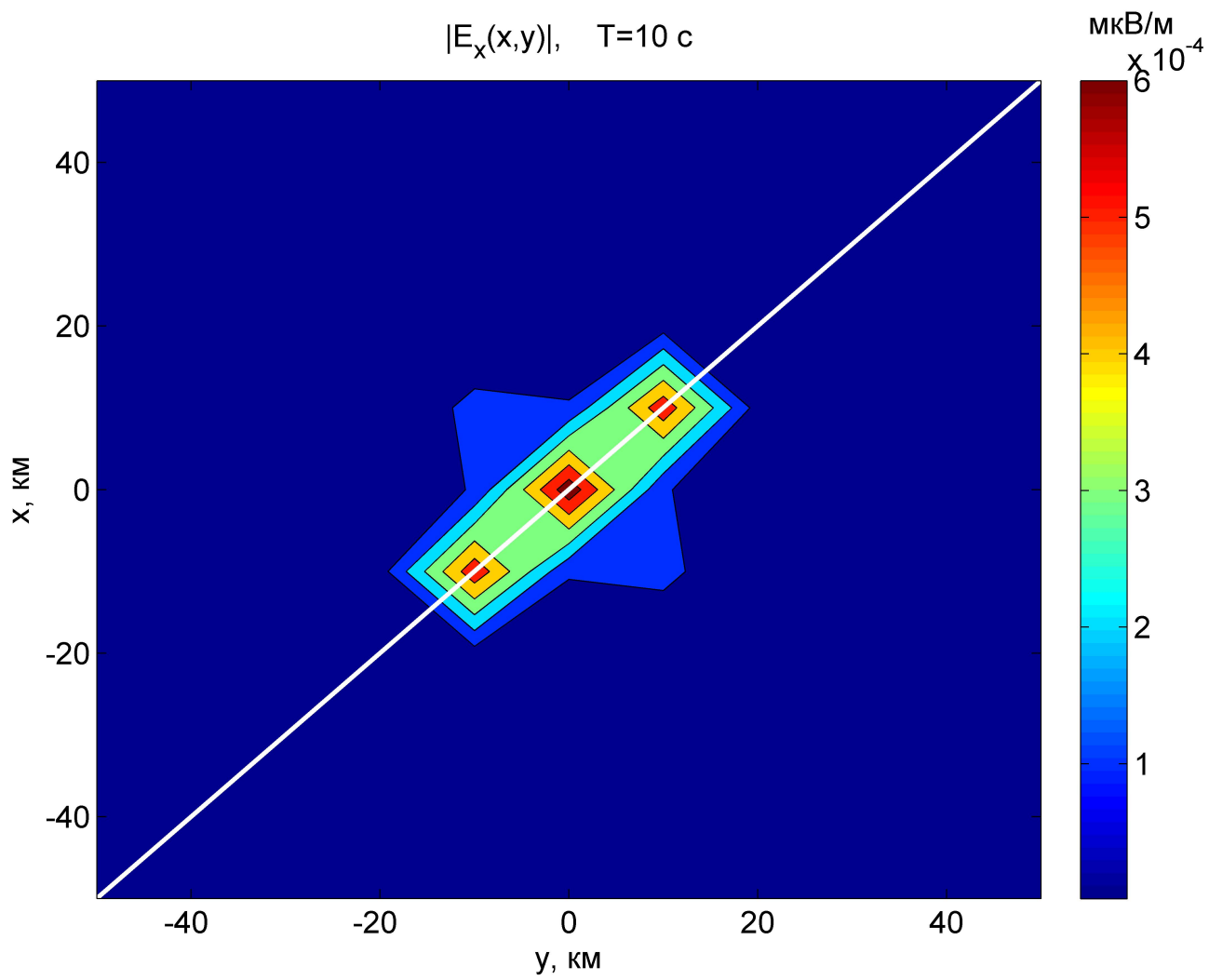
d_n

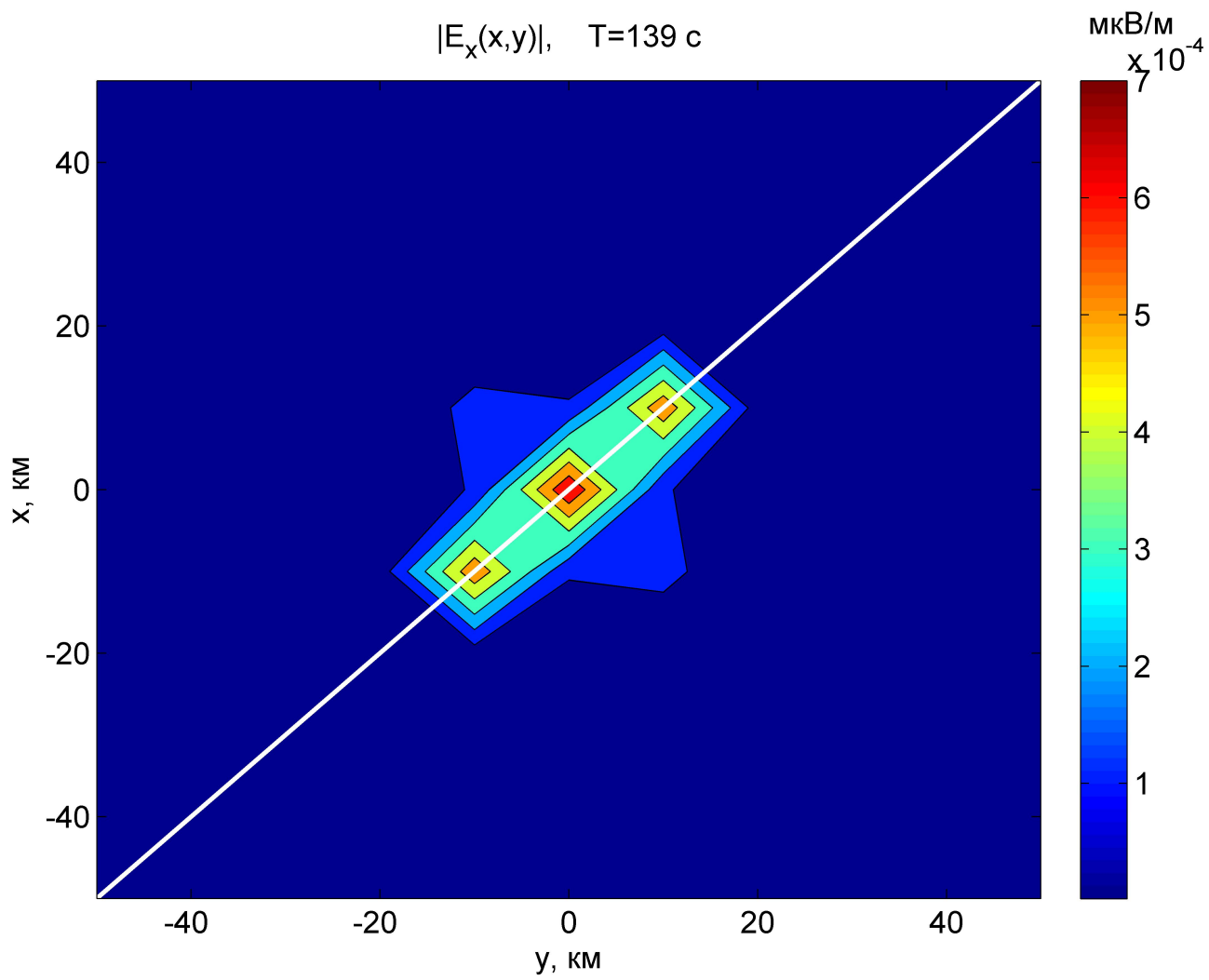
$\rho_3=100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ $d_3=45 \text{ км}$

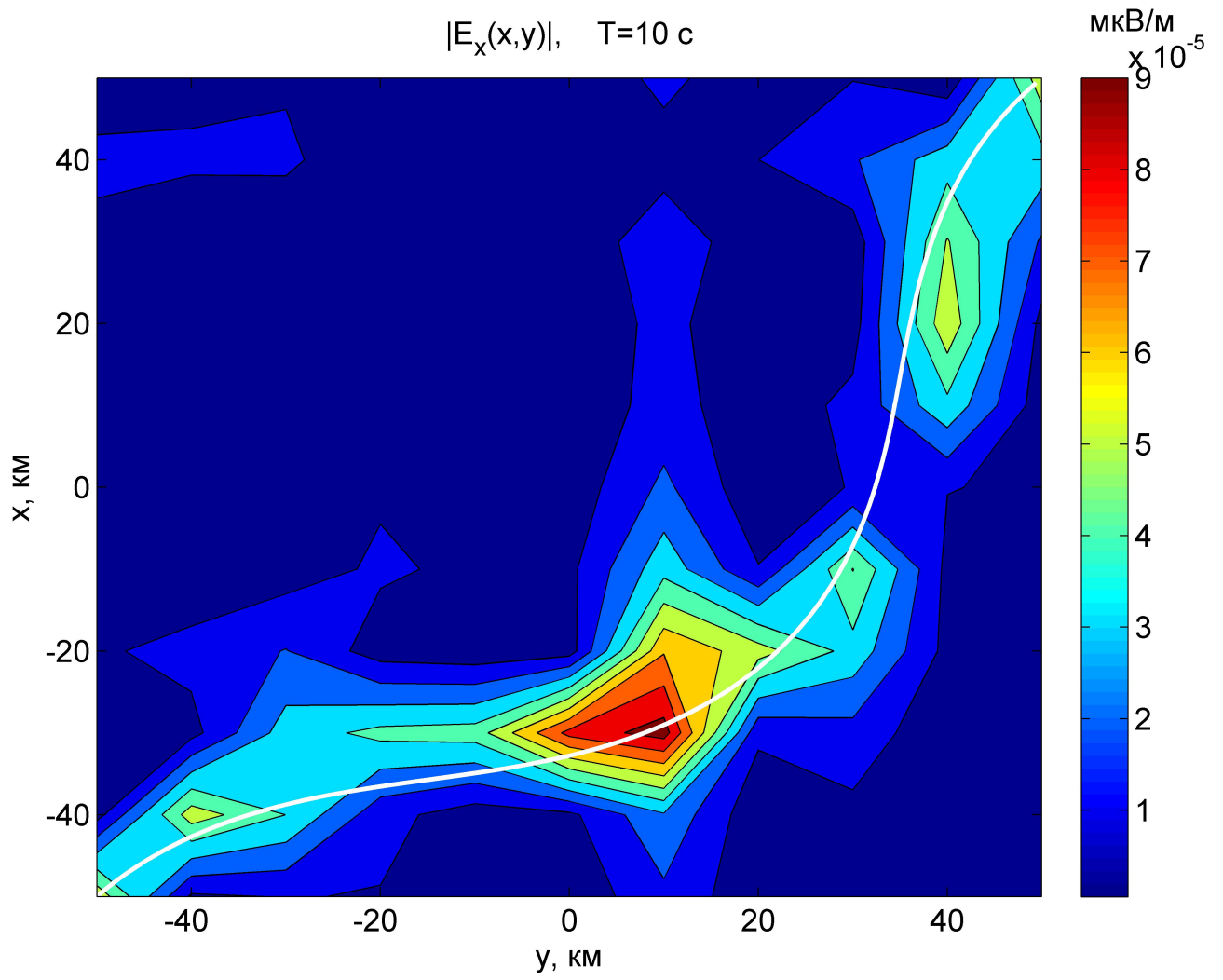
$\rho_4=1 \text{ Ом}\cdot\text{м}$

$z=d_1+d_2+h_n$, KM

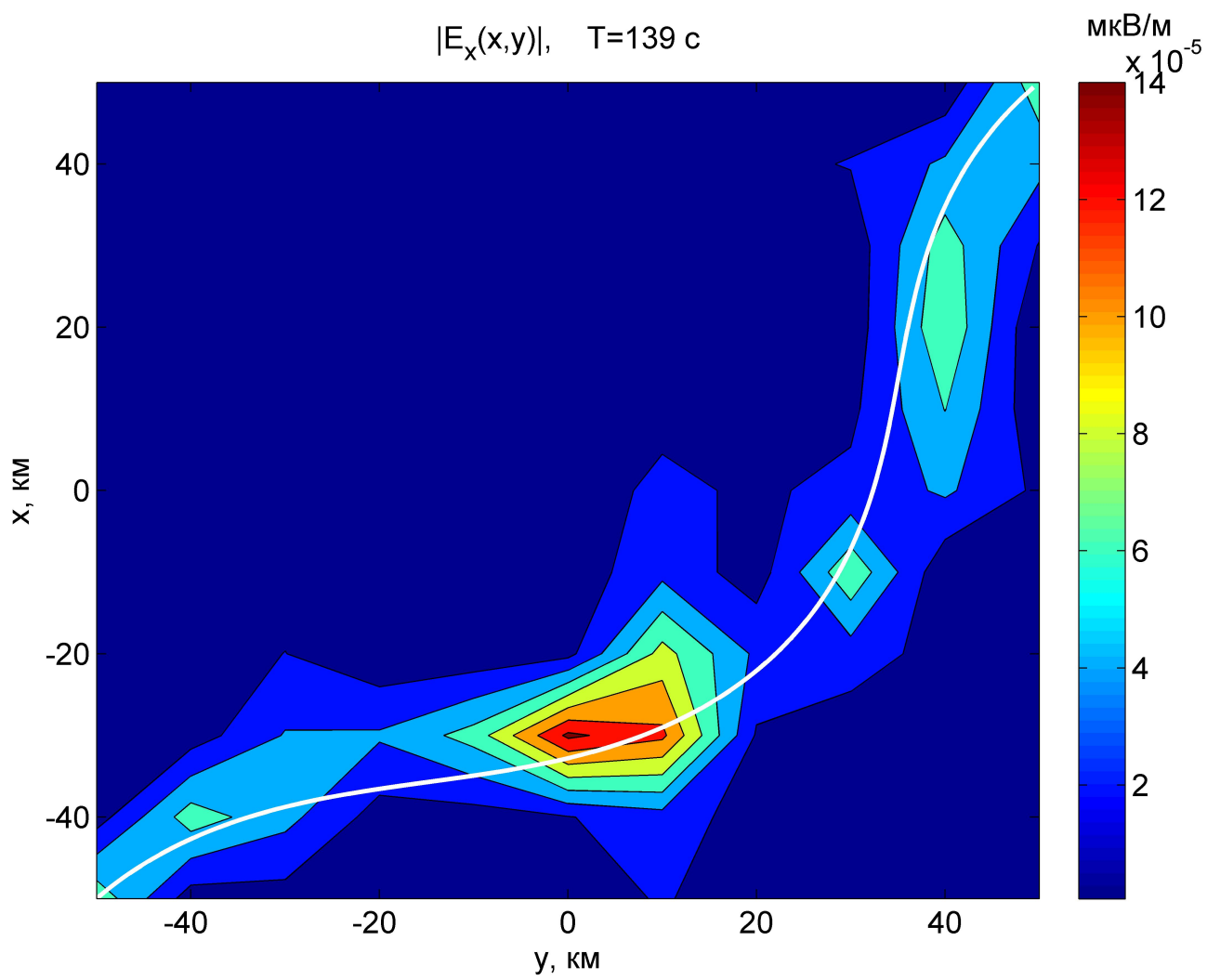


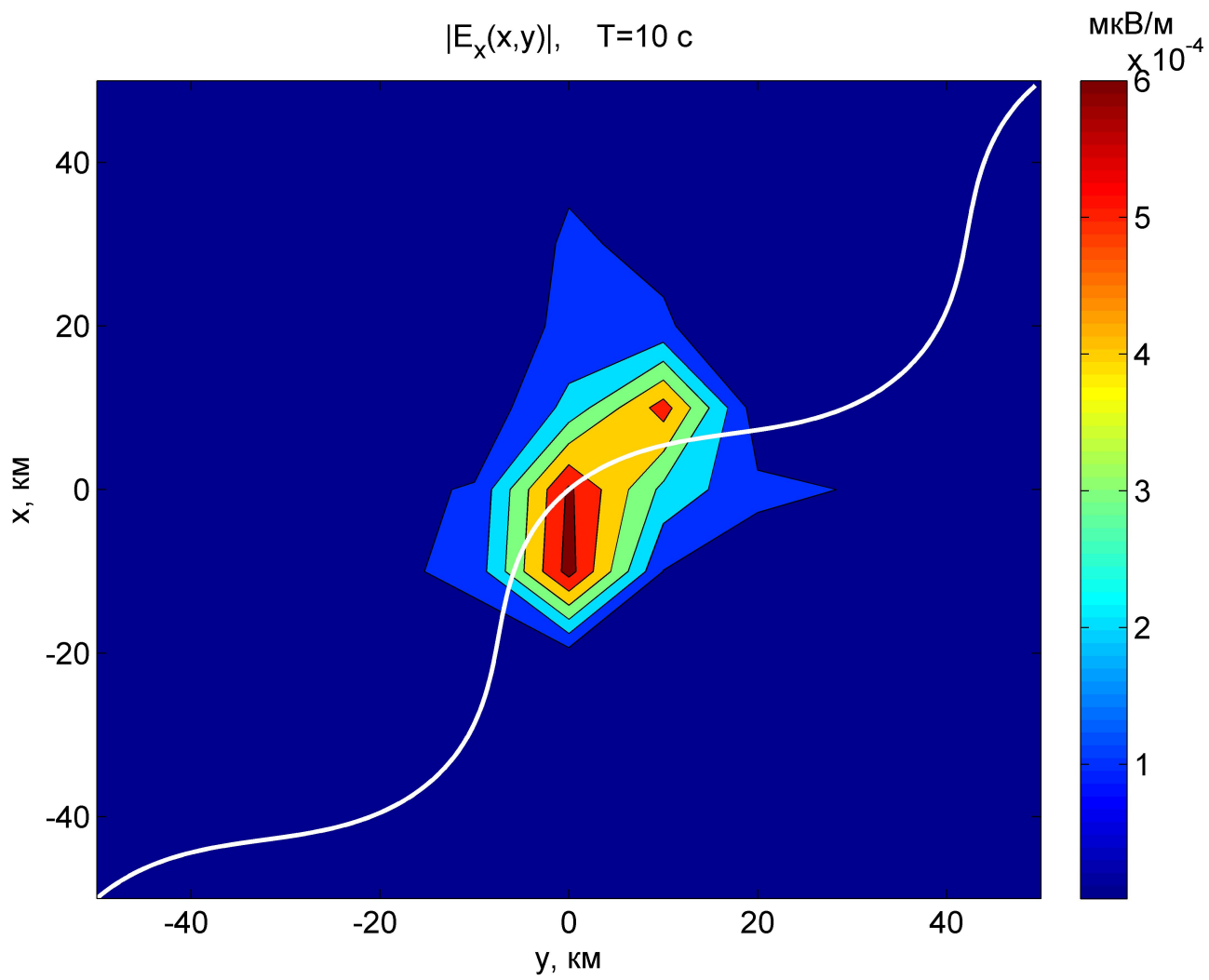




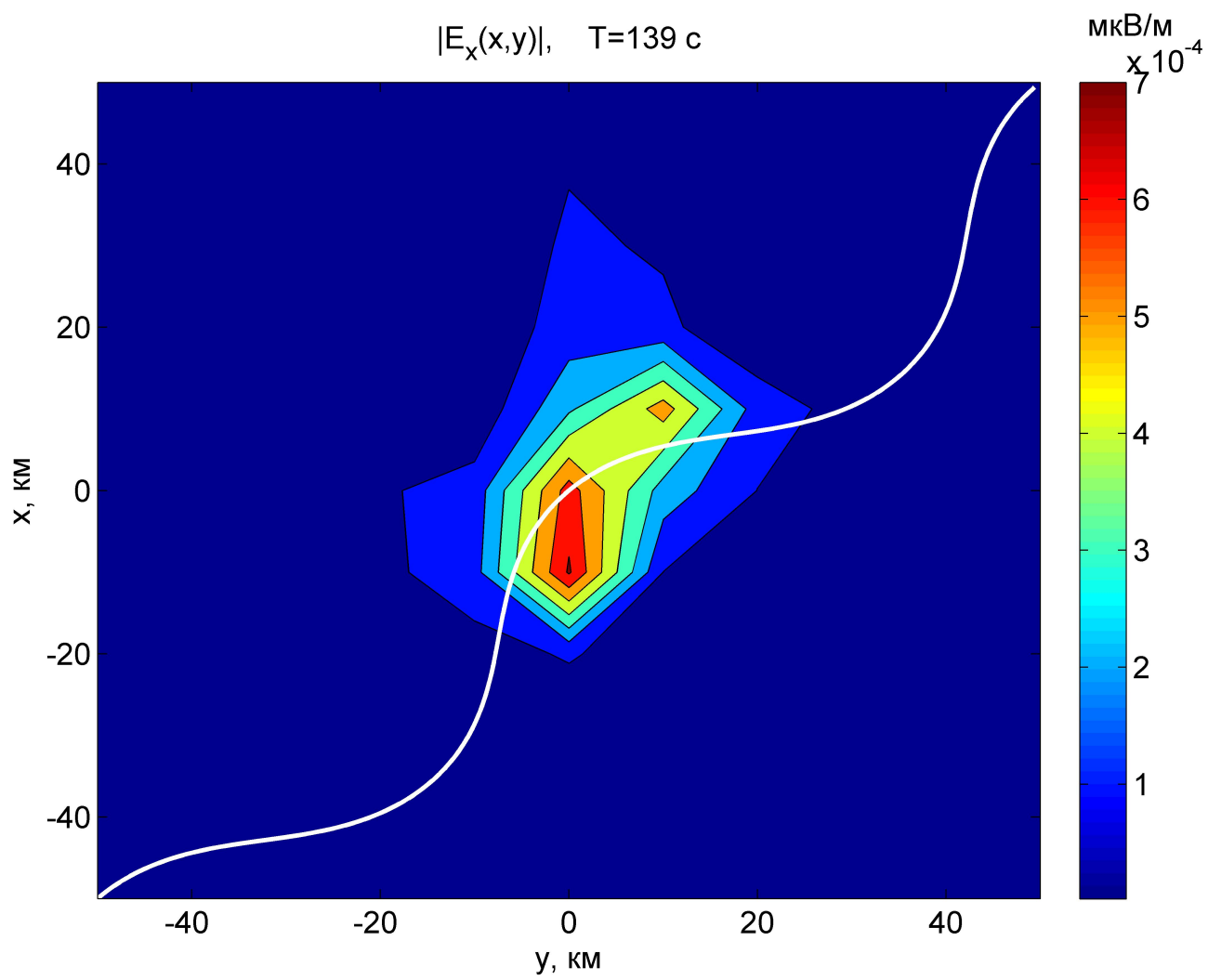


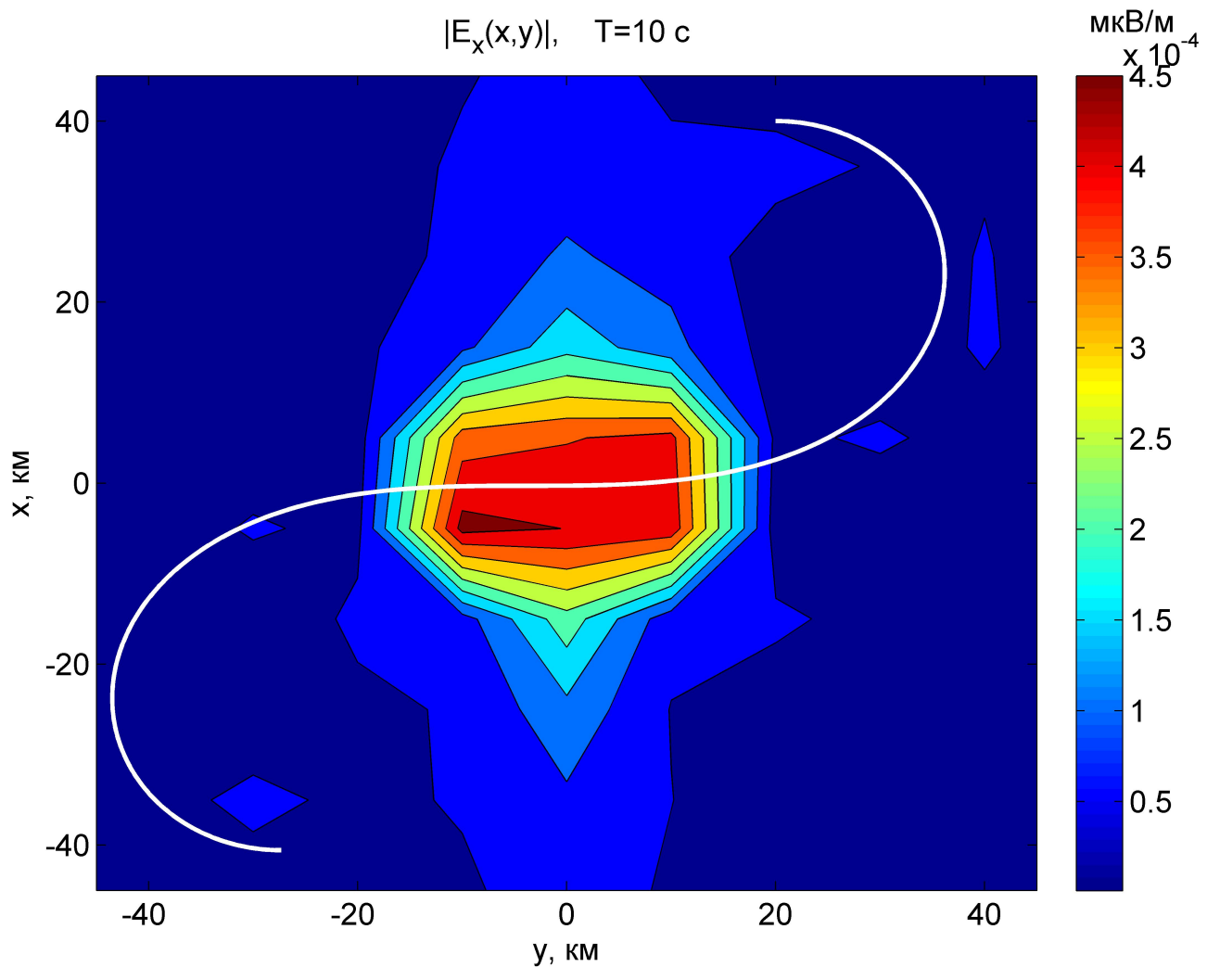
$|E_x(x,y)|$, $T=139$ с

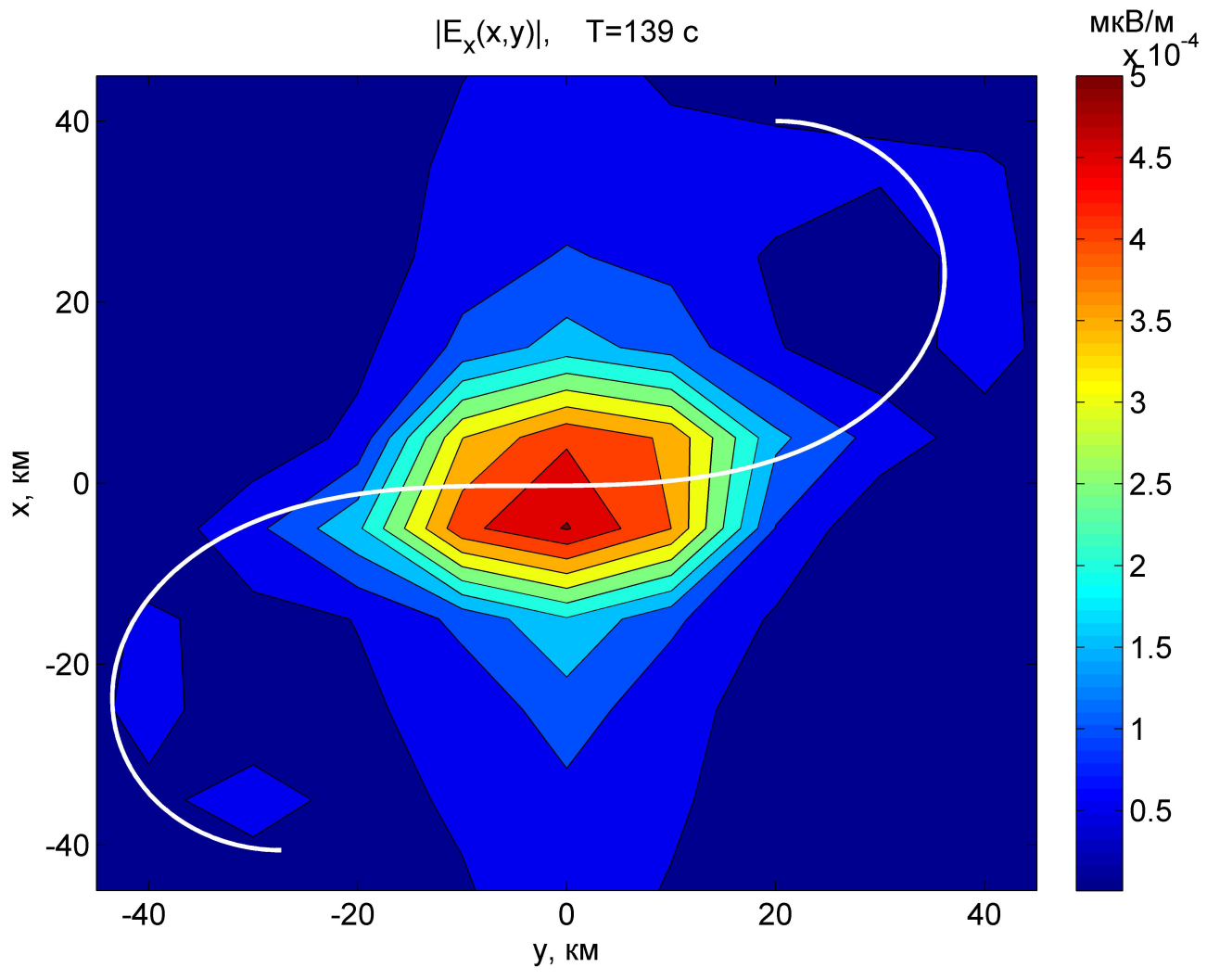


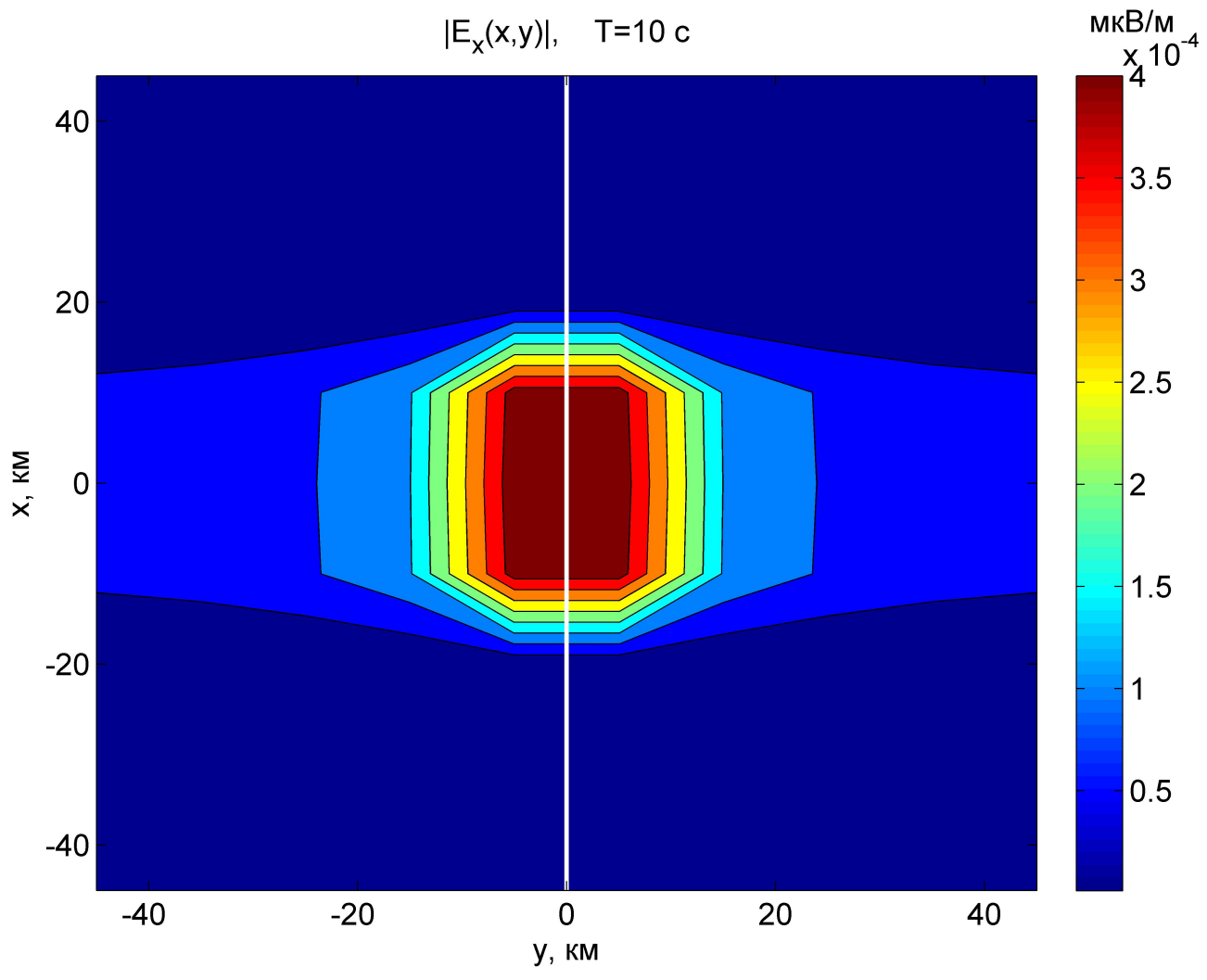


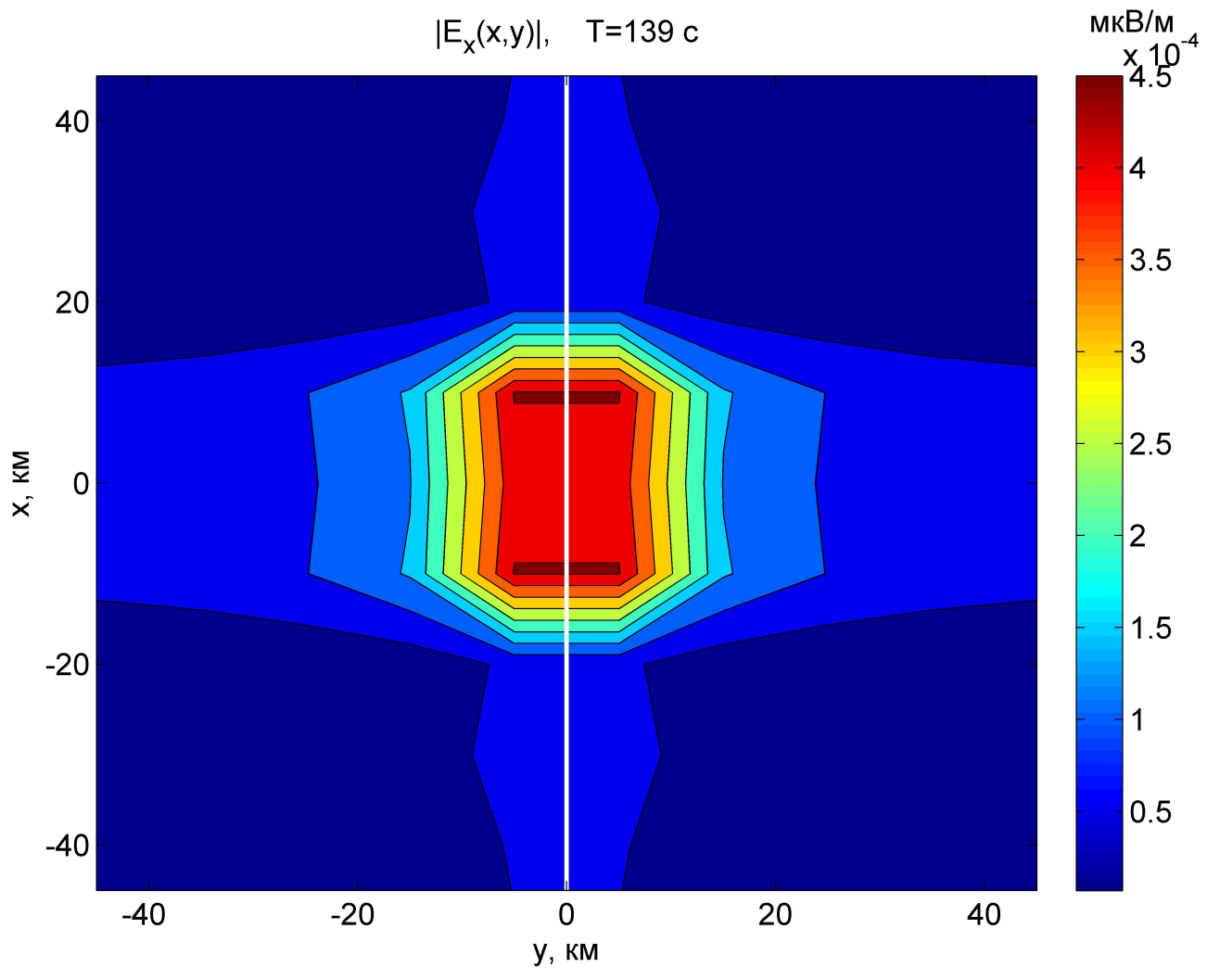
$|E_x(x,y)|$, T=139 c

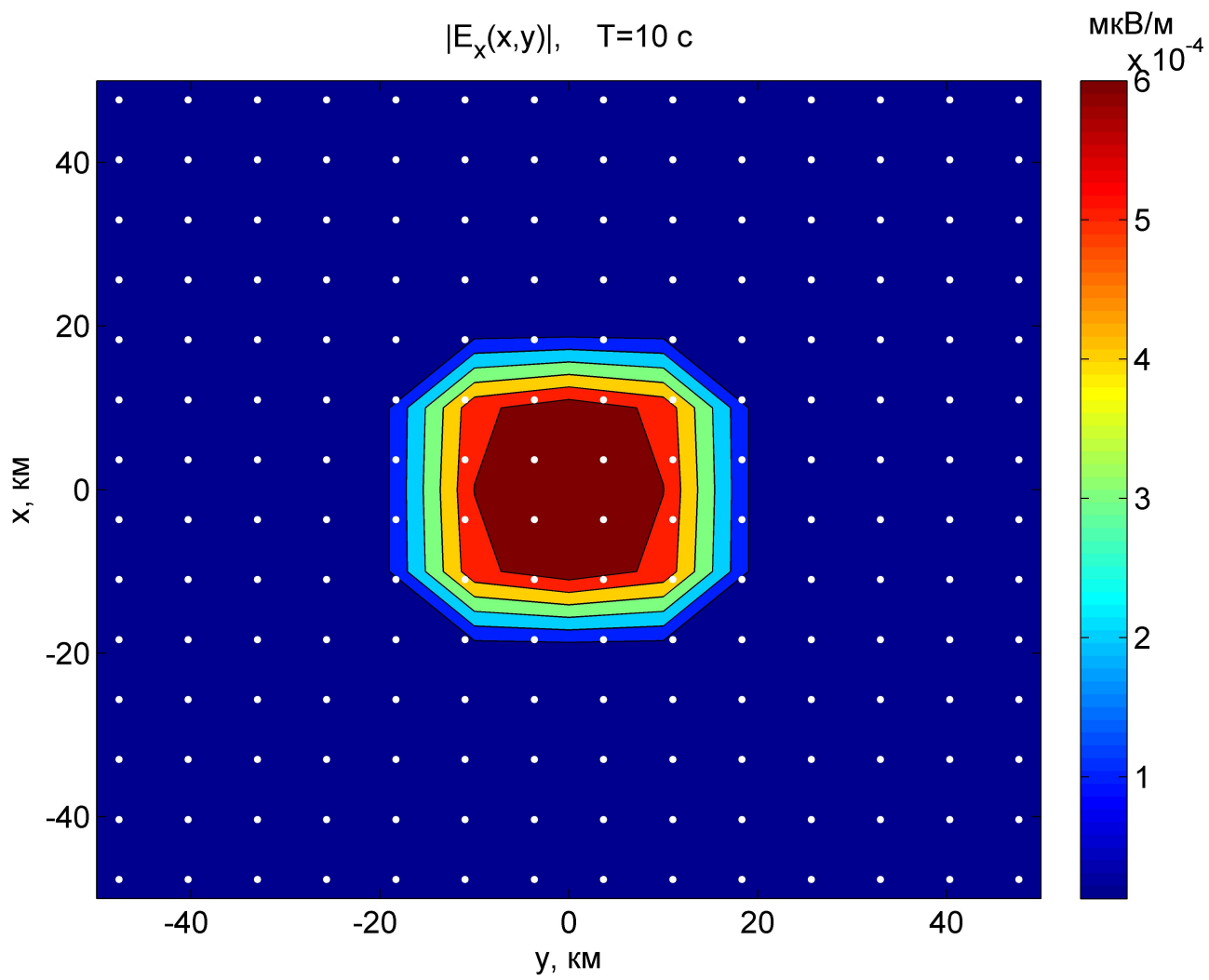




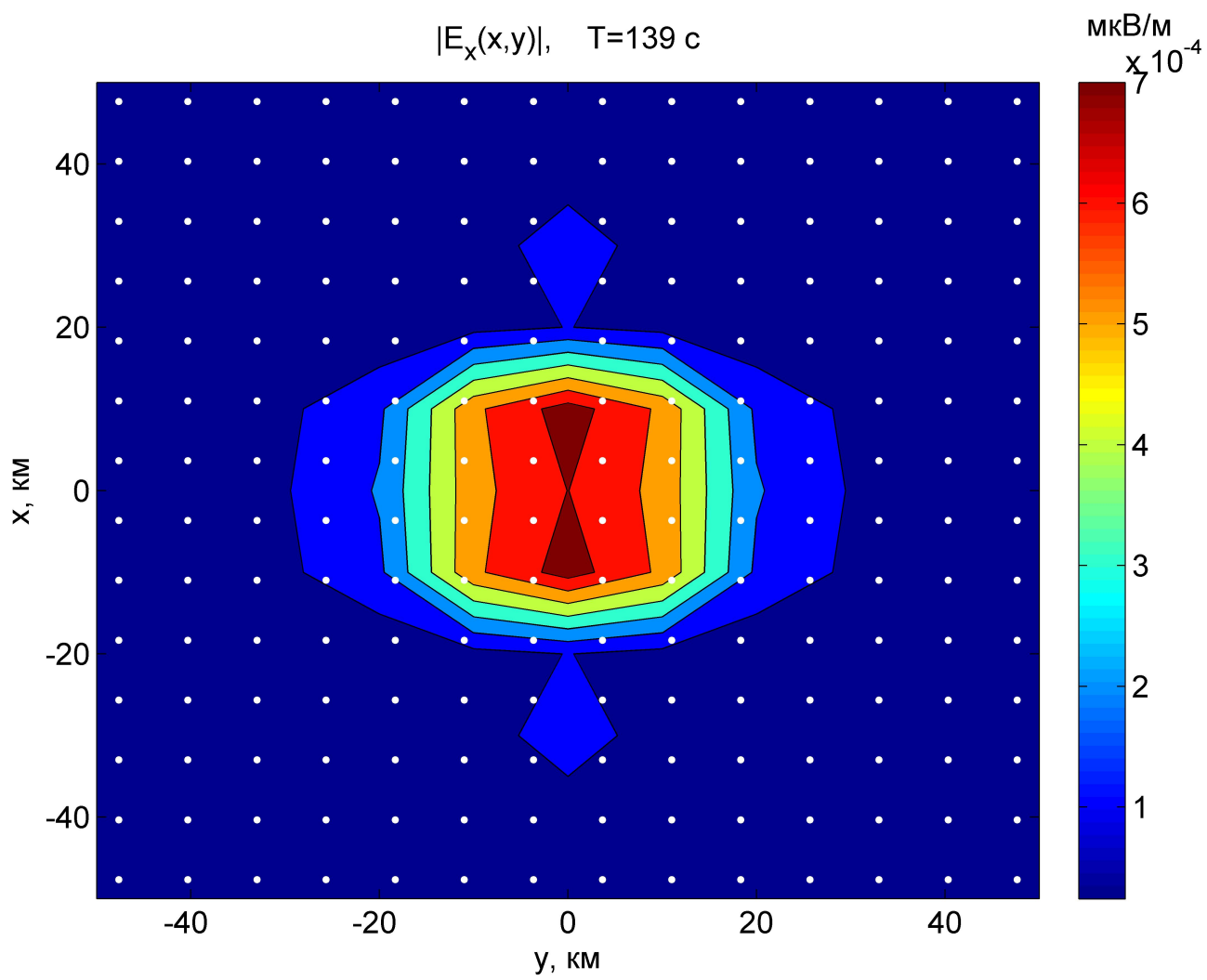




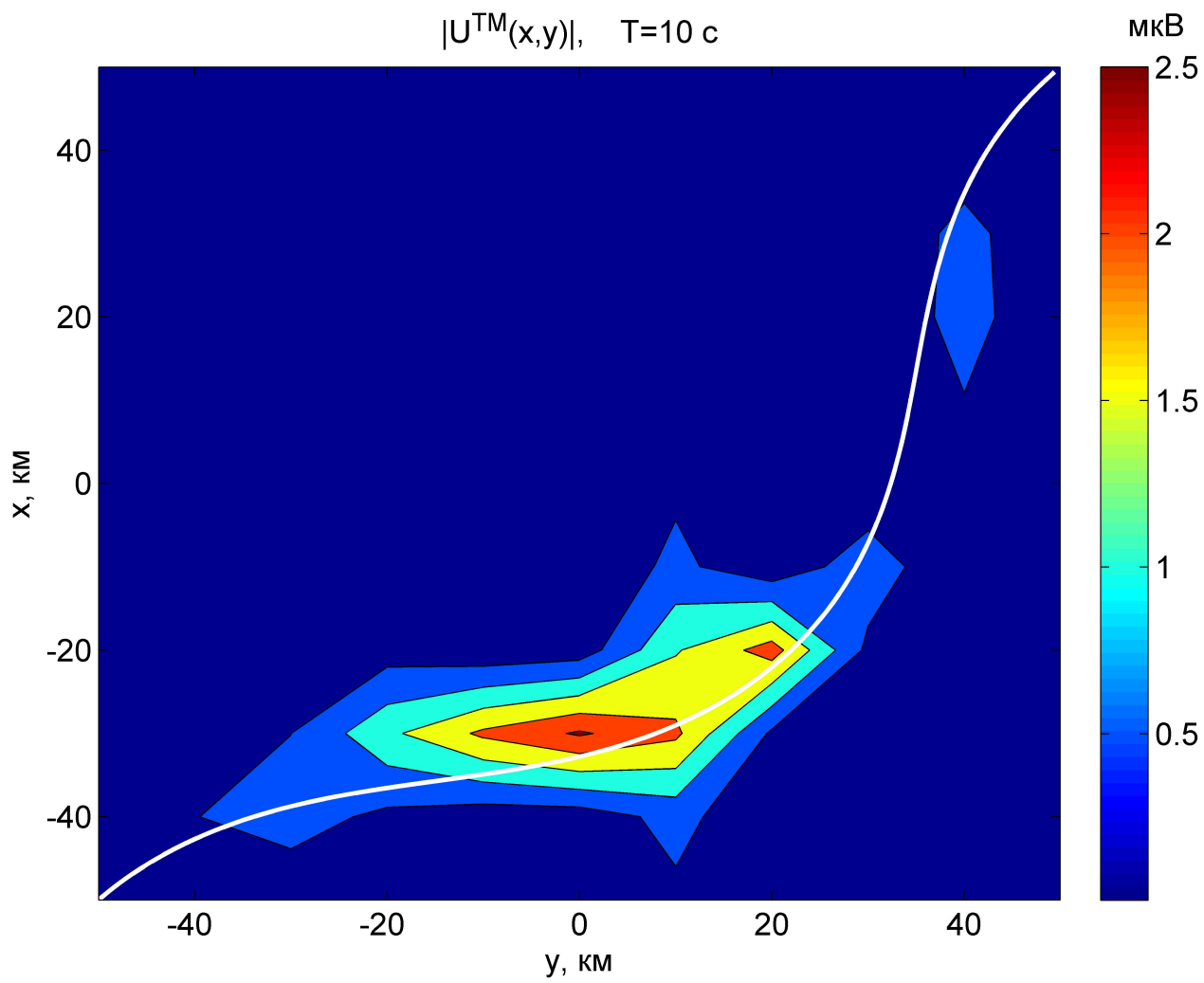


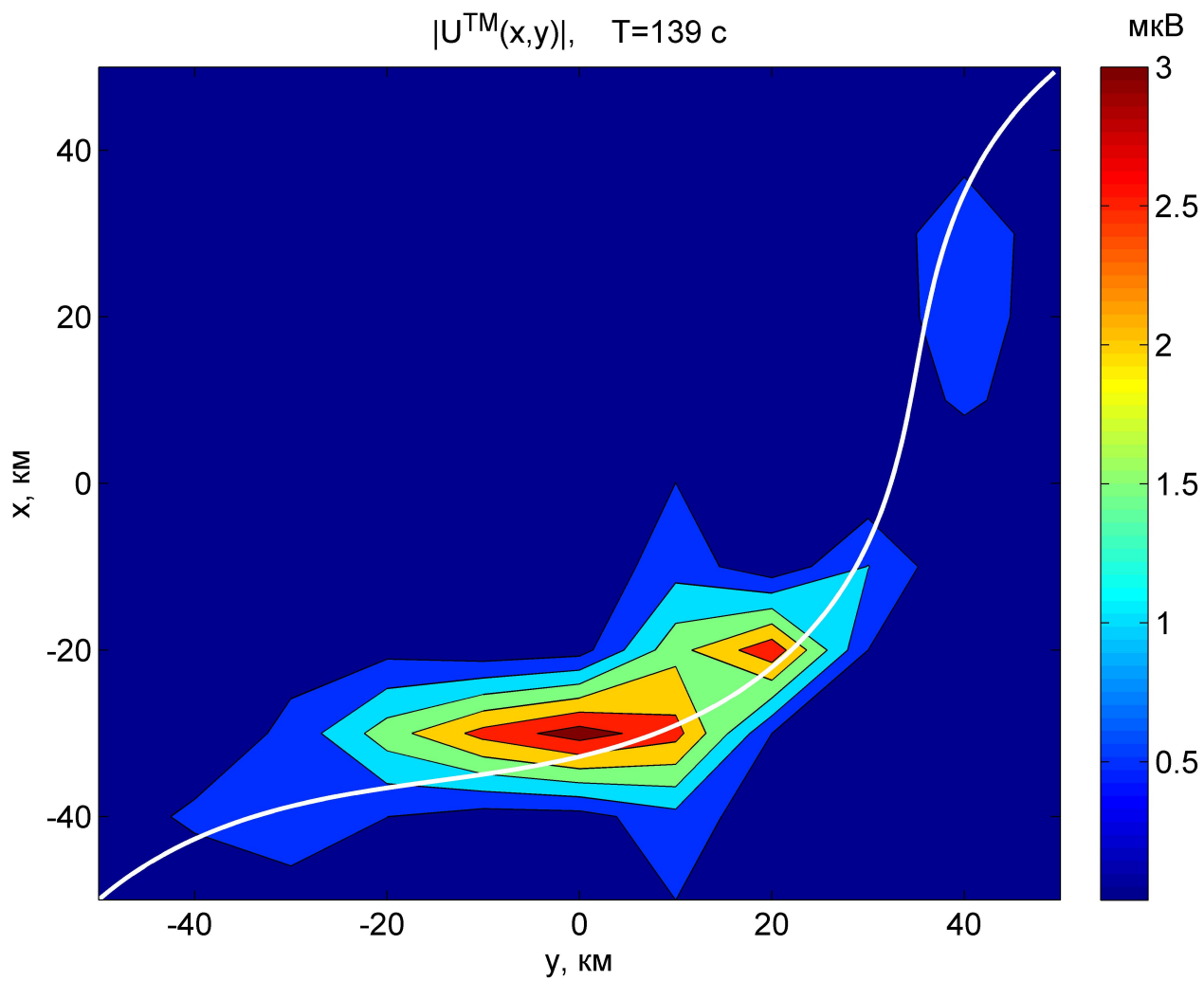


$|E_x(x,y)|$, $T=139$ с

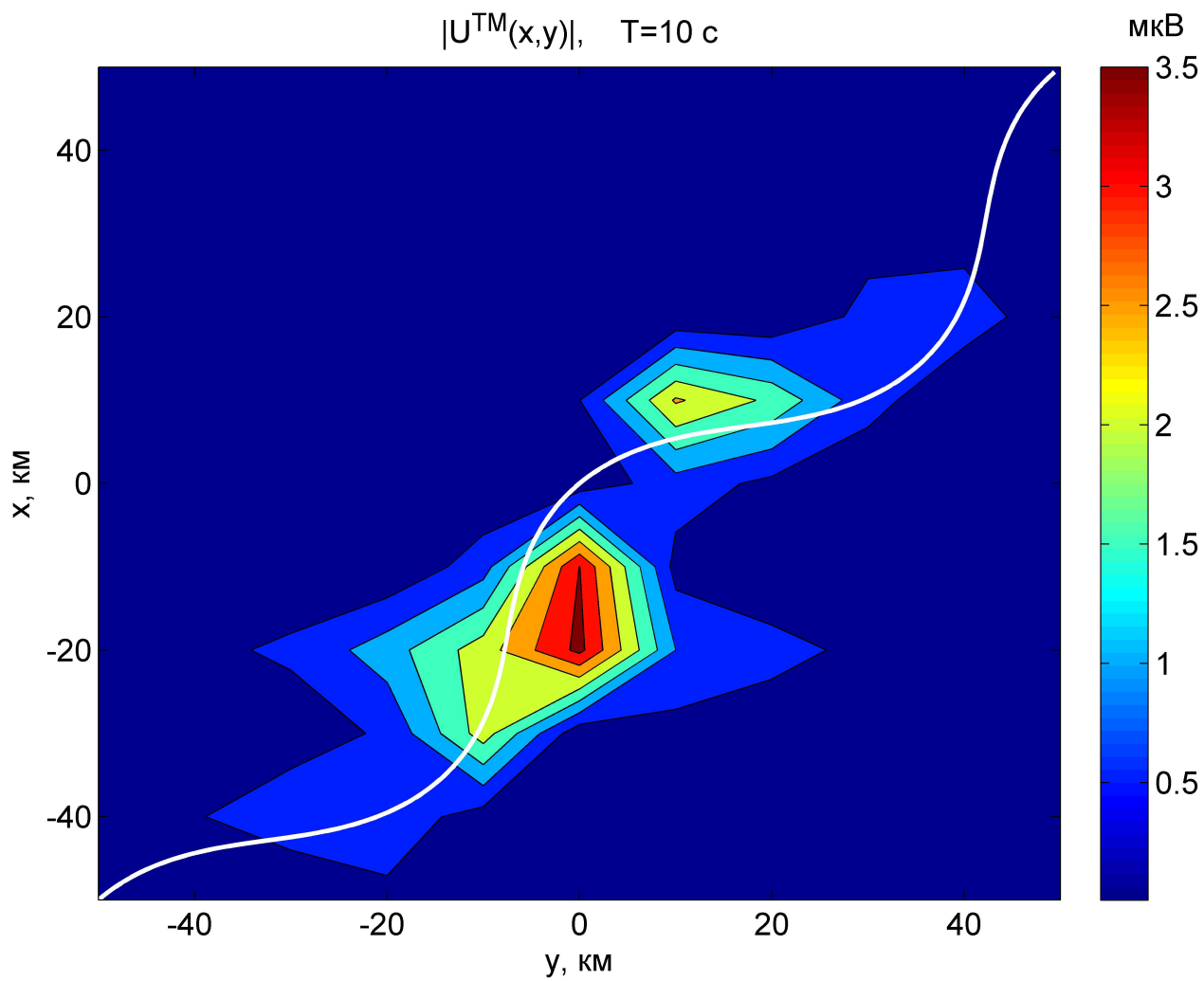


$|U^{TM}(x,y)|$, $T=10$ с

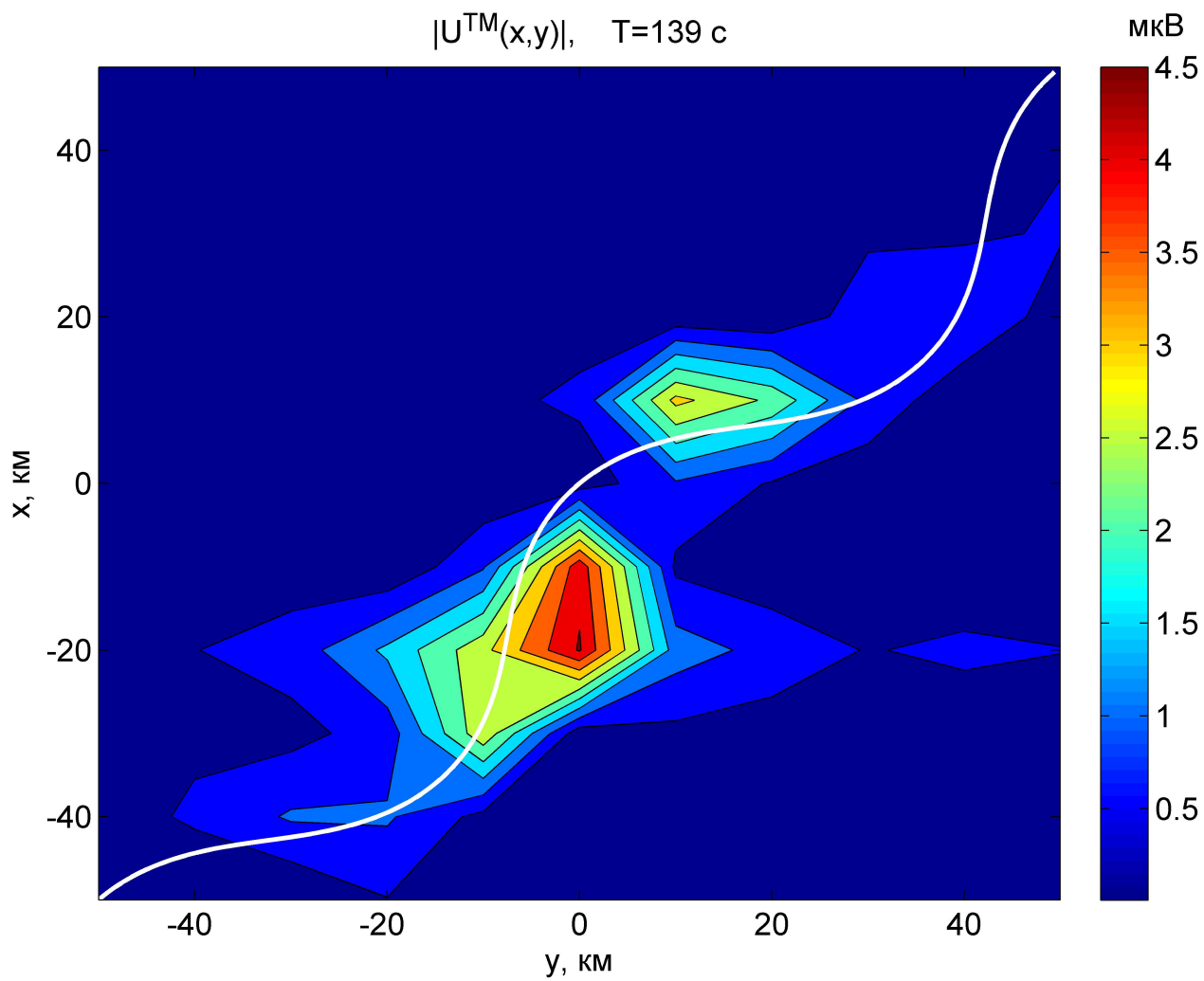




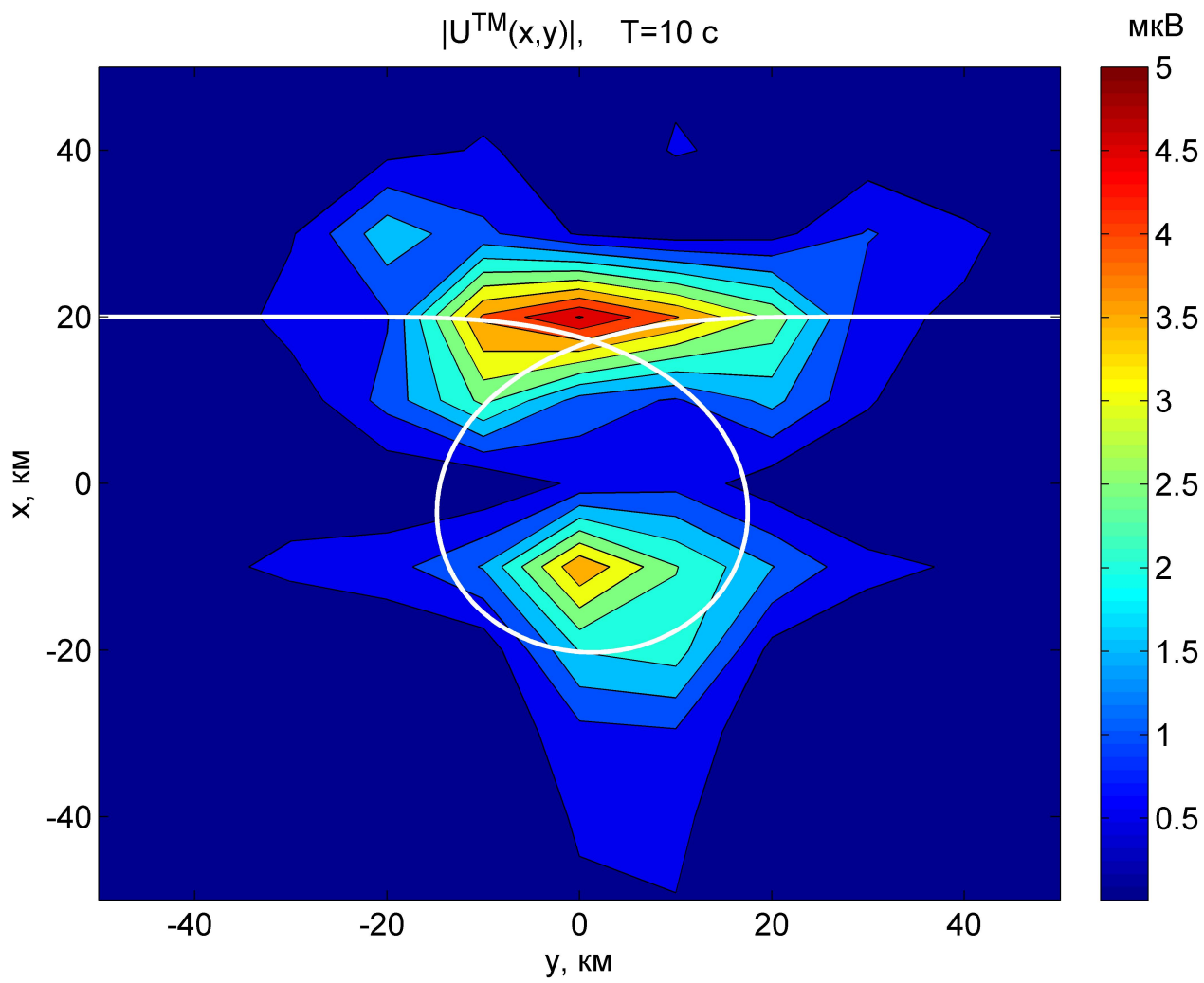
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=10$ с



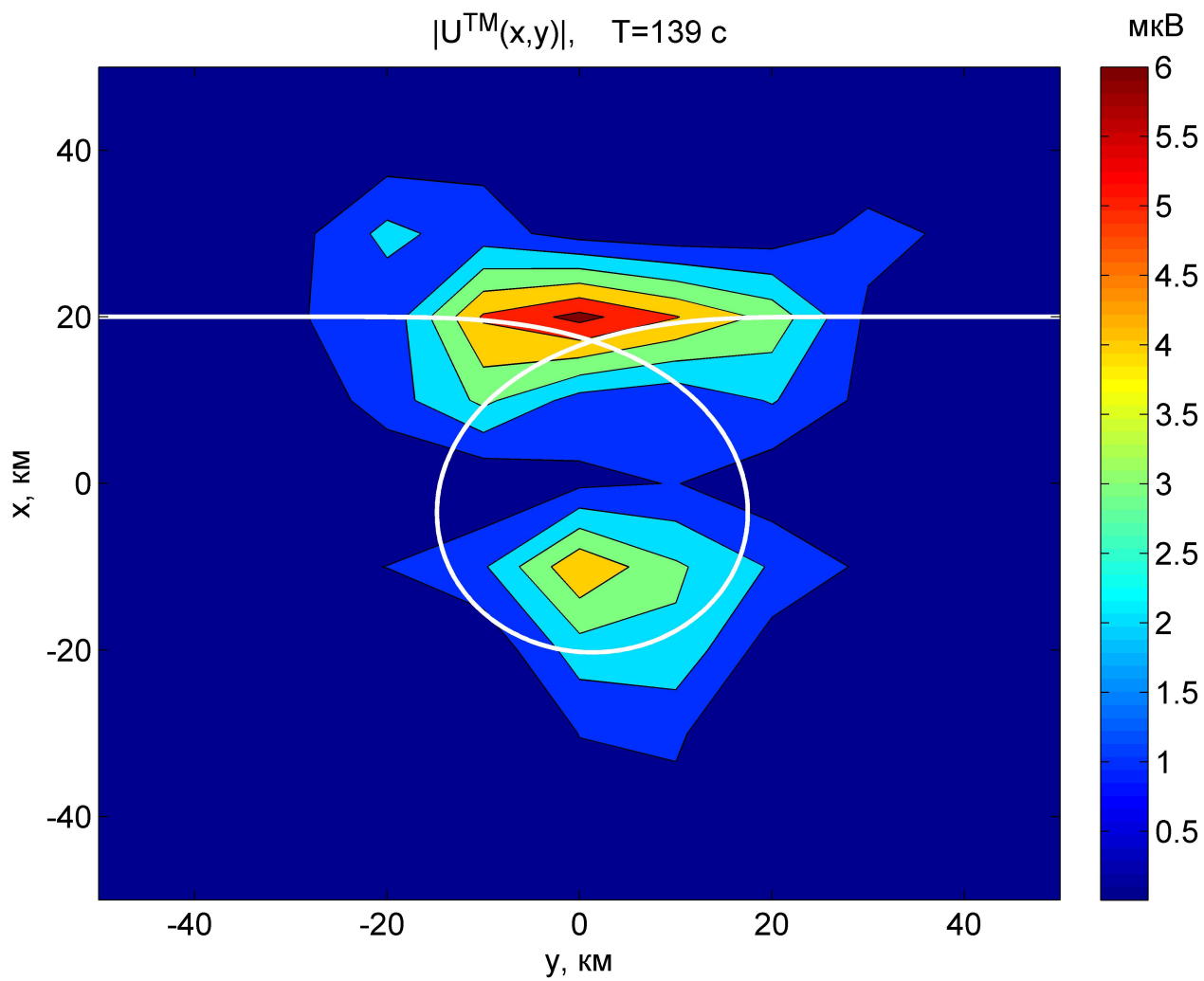
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=139$ с

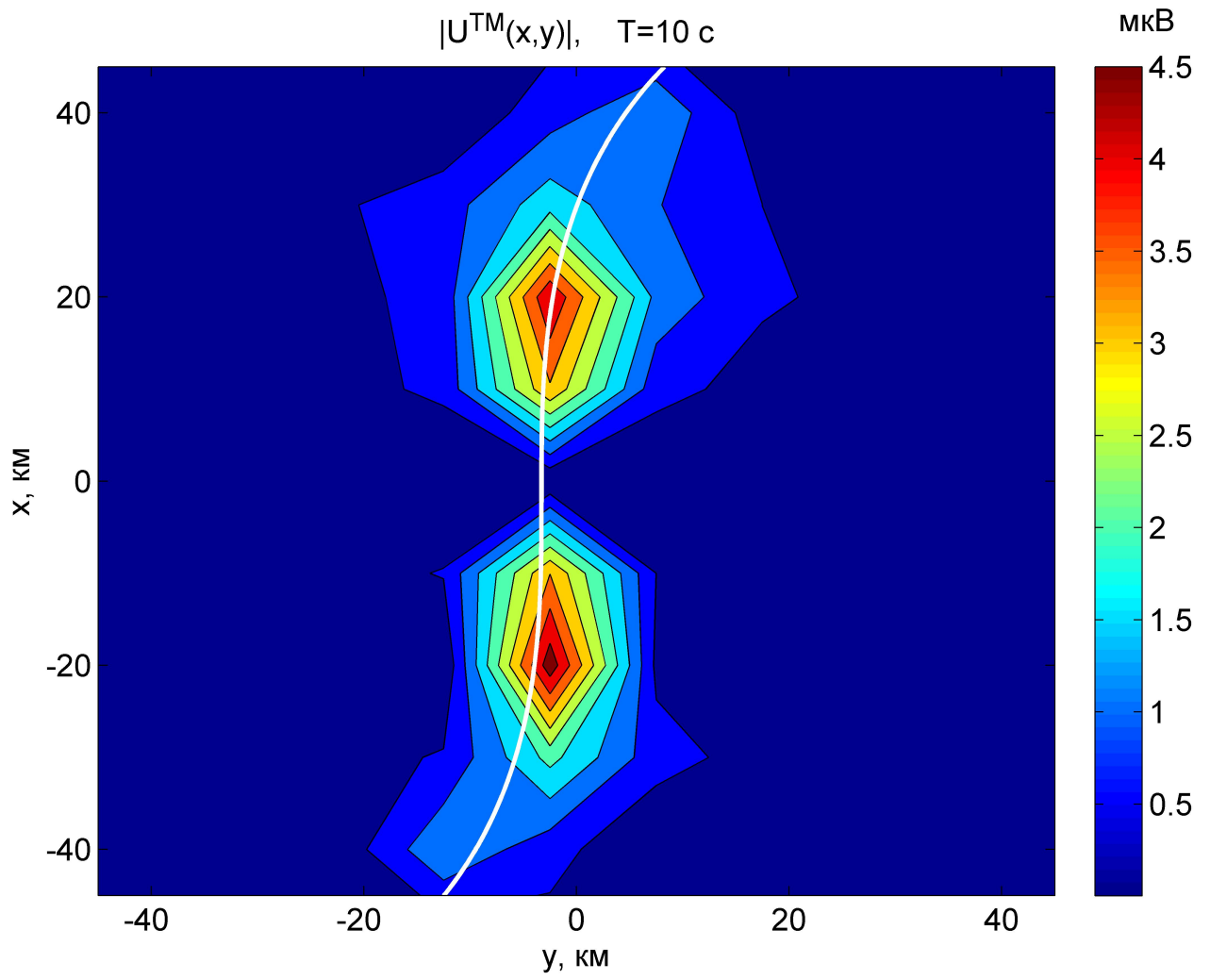


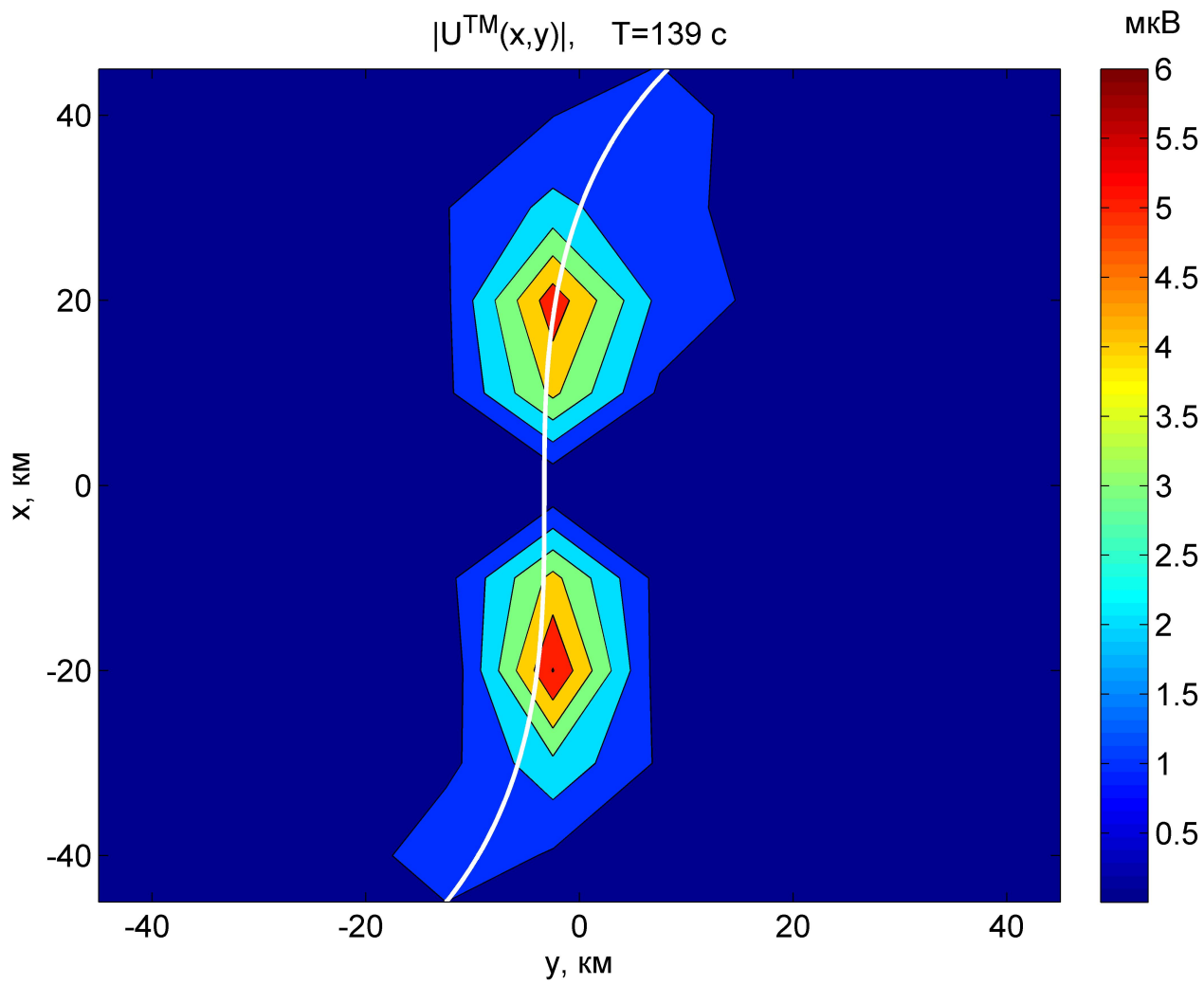
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=10$ с

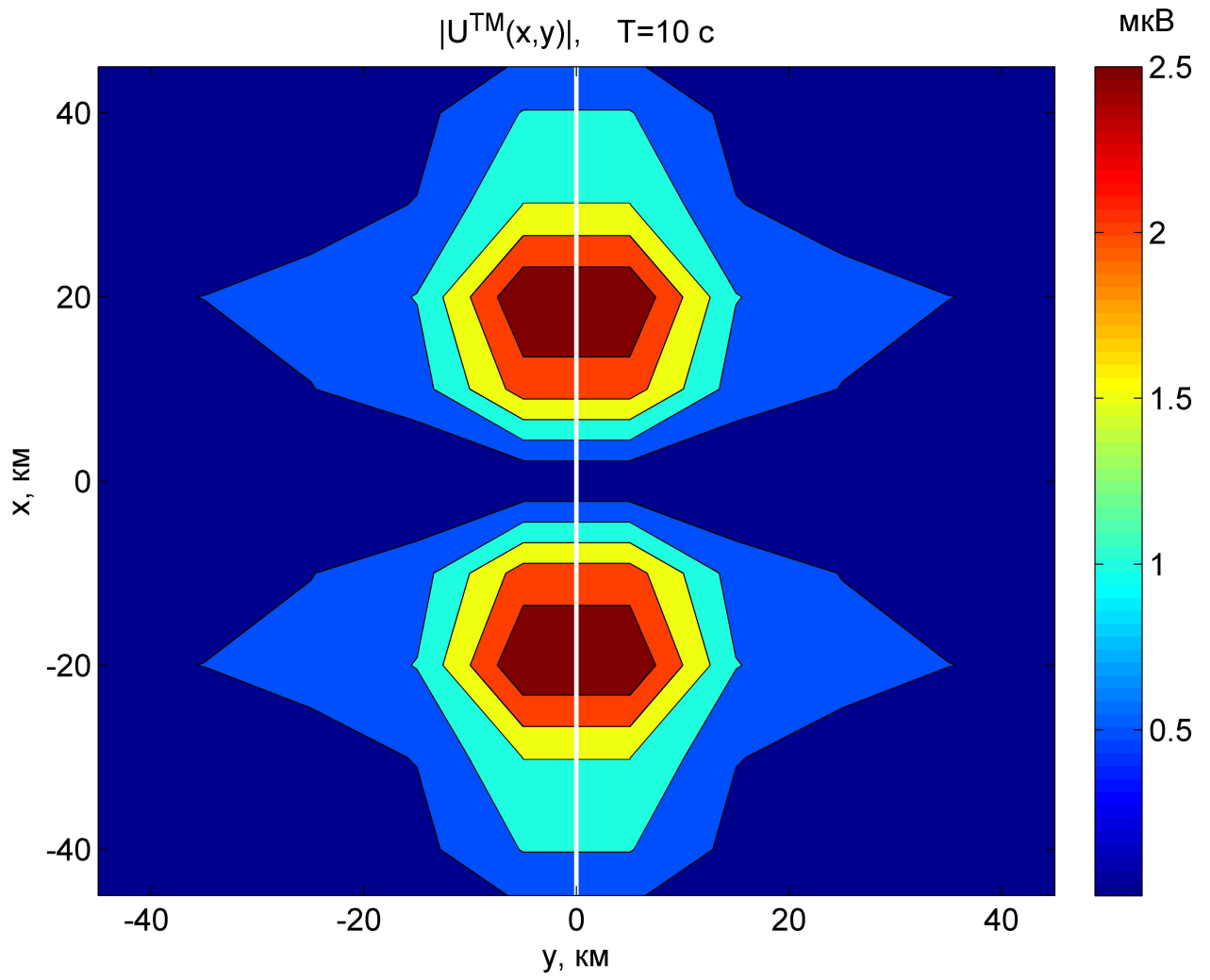


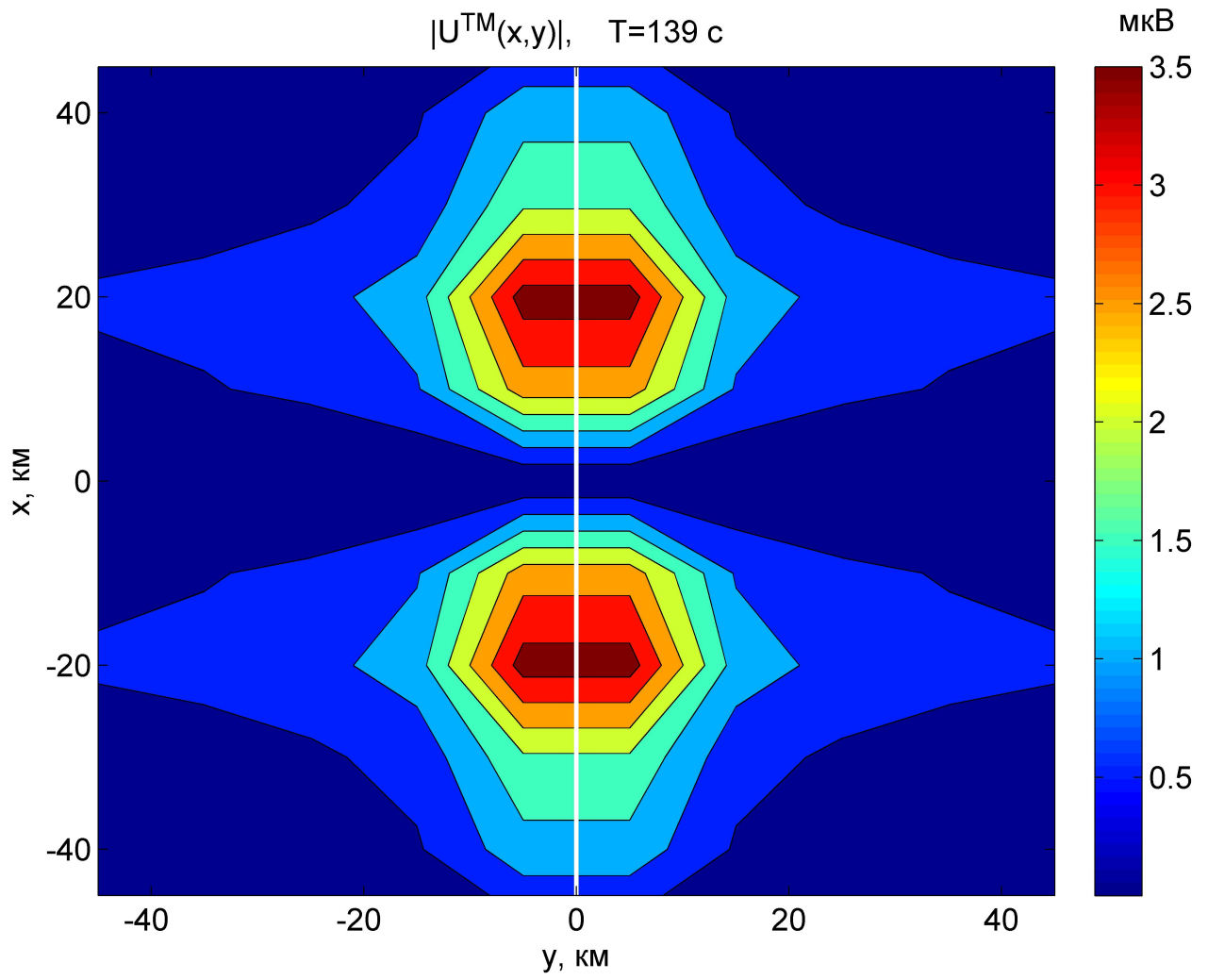
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=139$ с

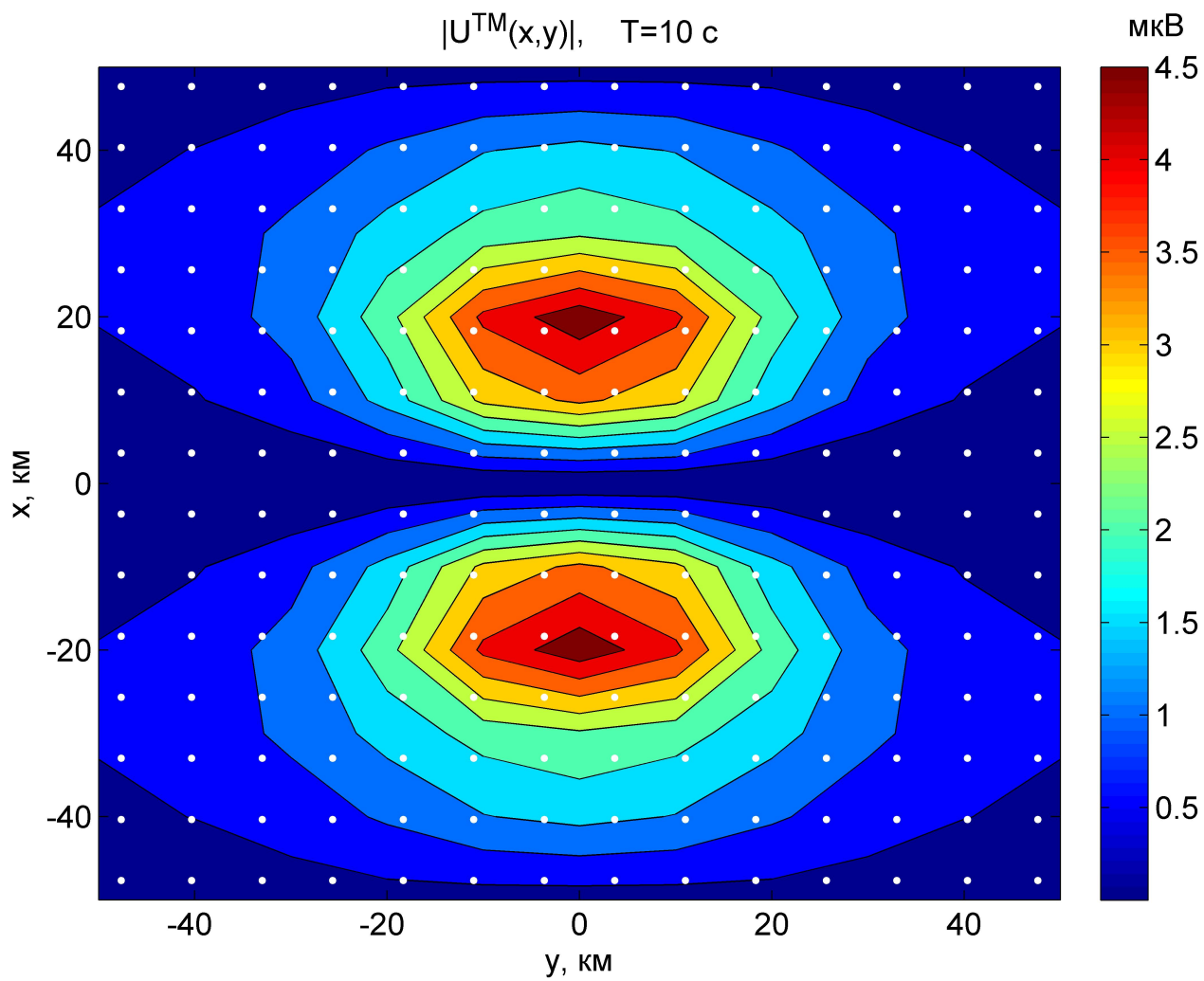




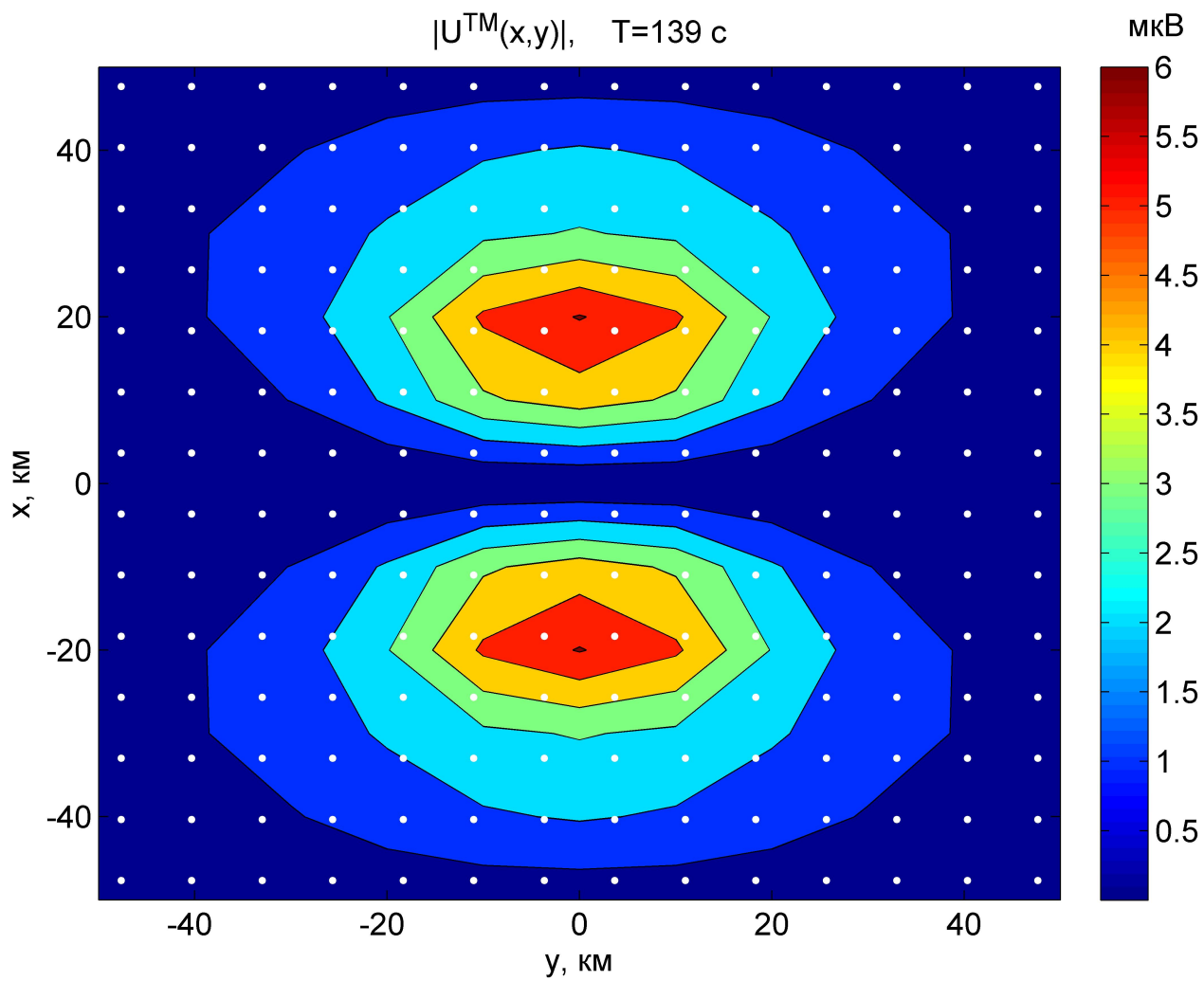


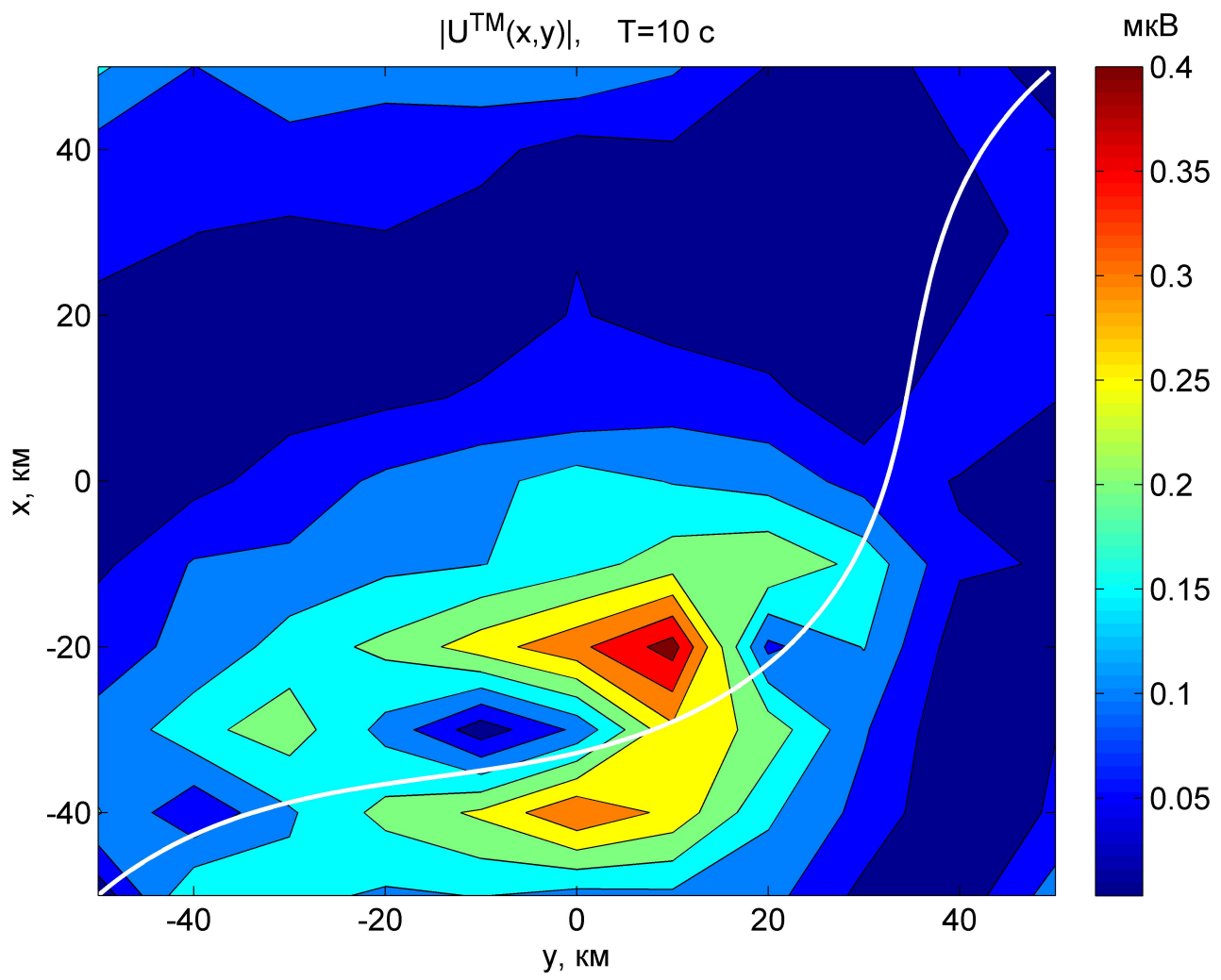


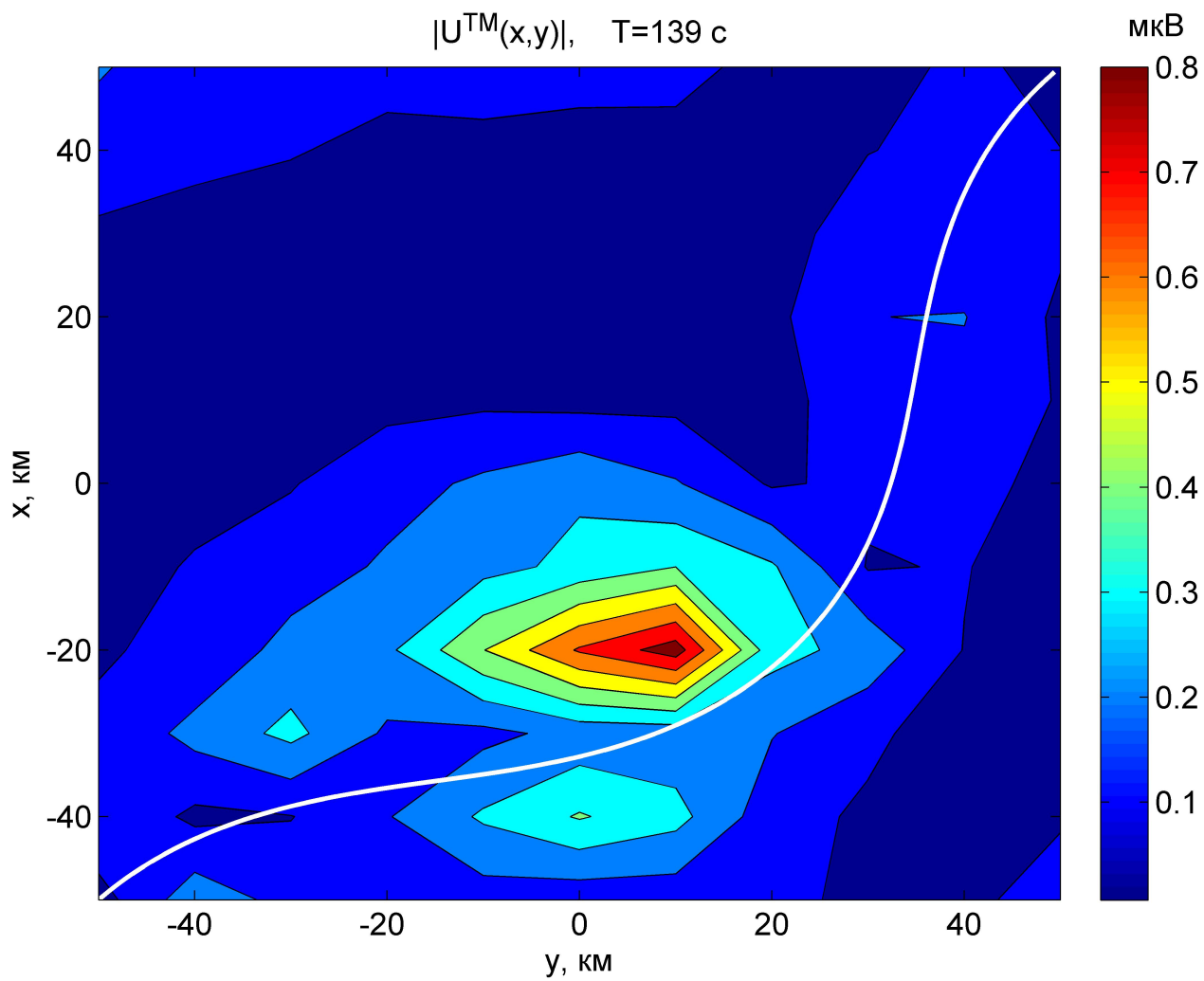




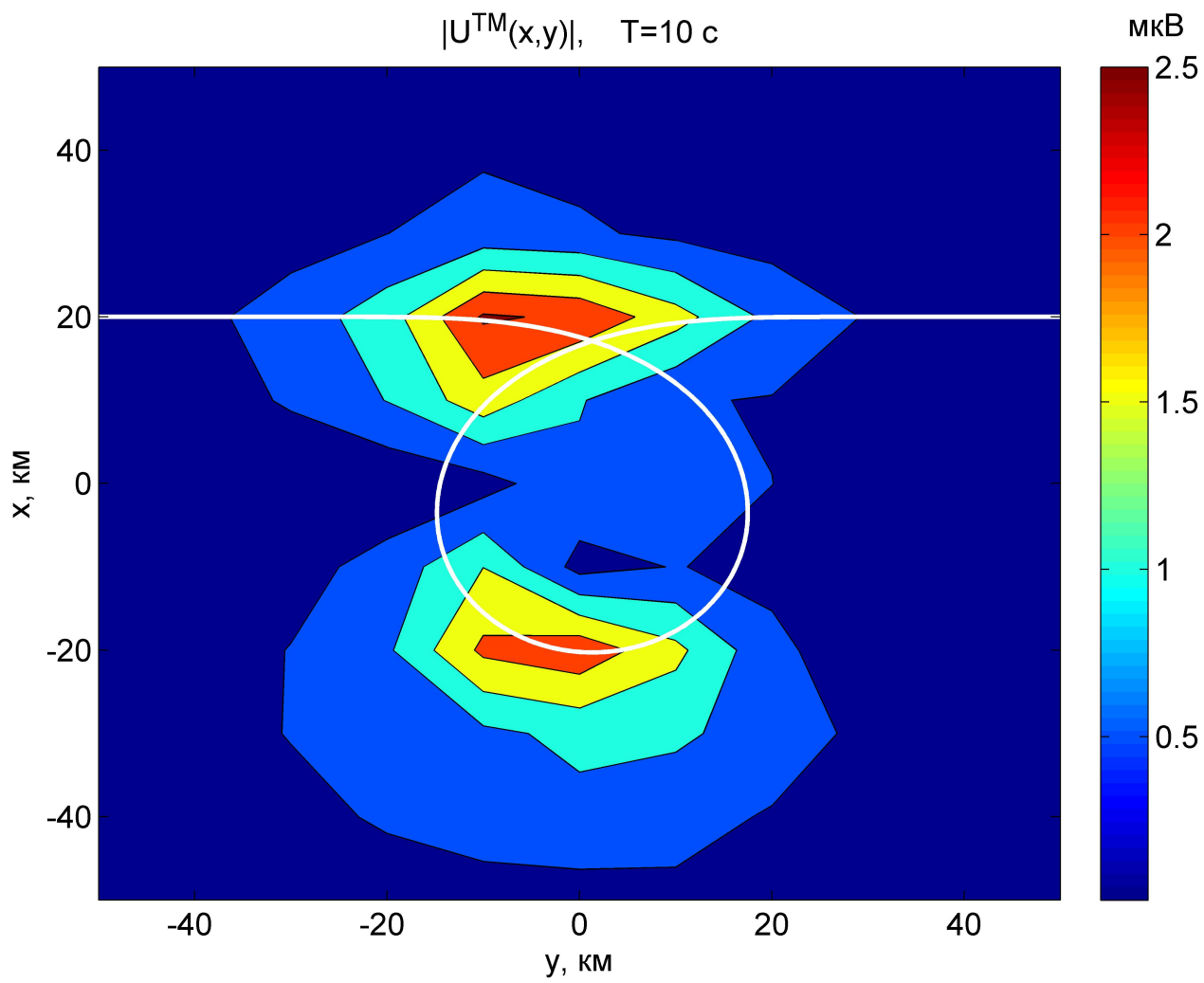
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=139$ с

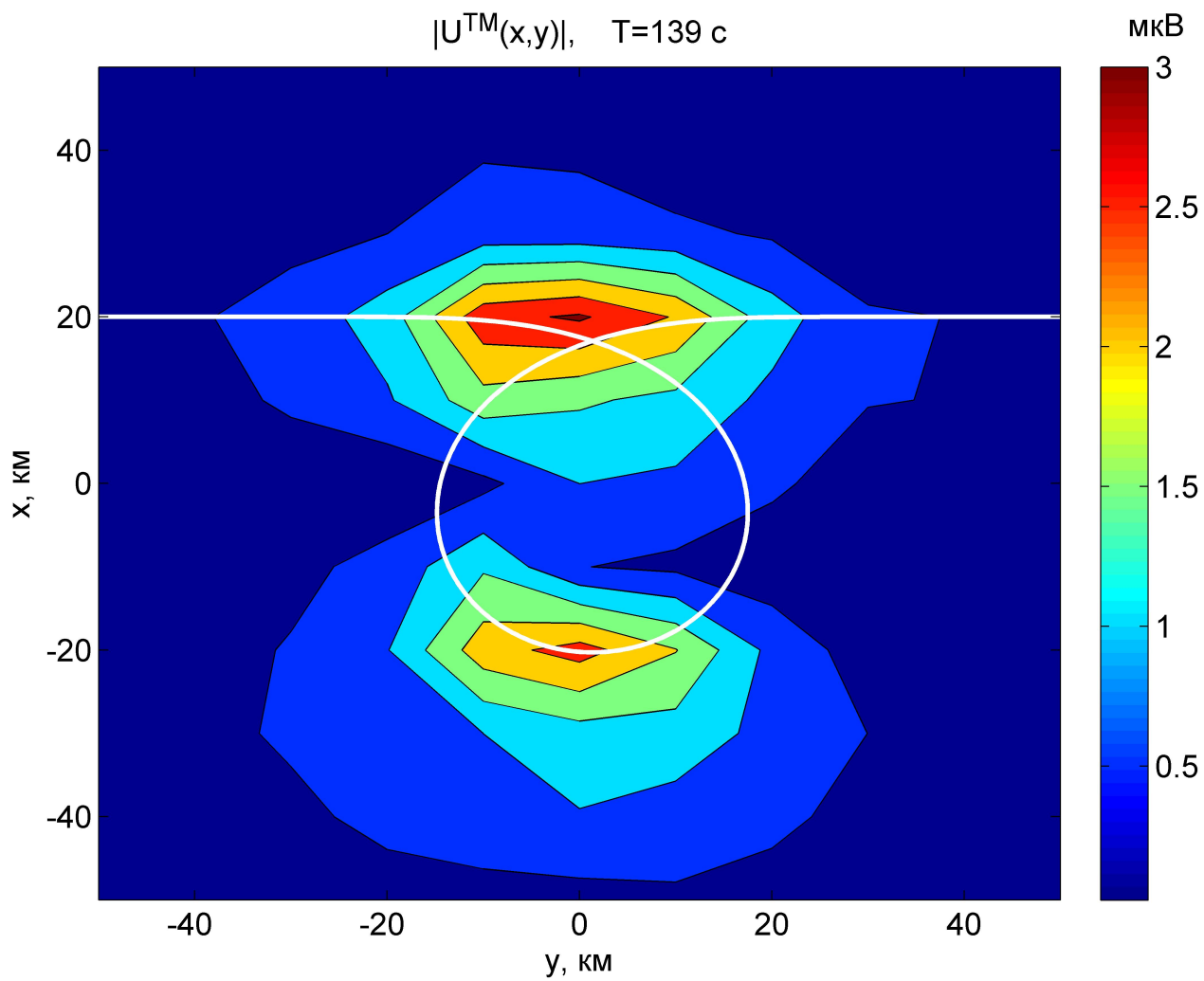


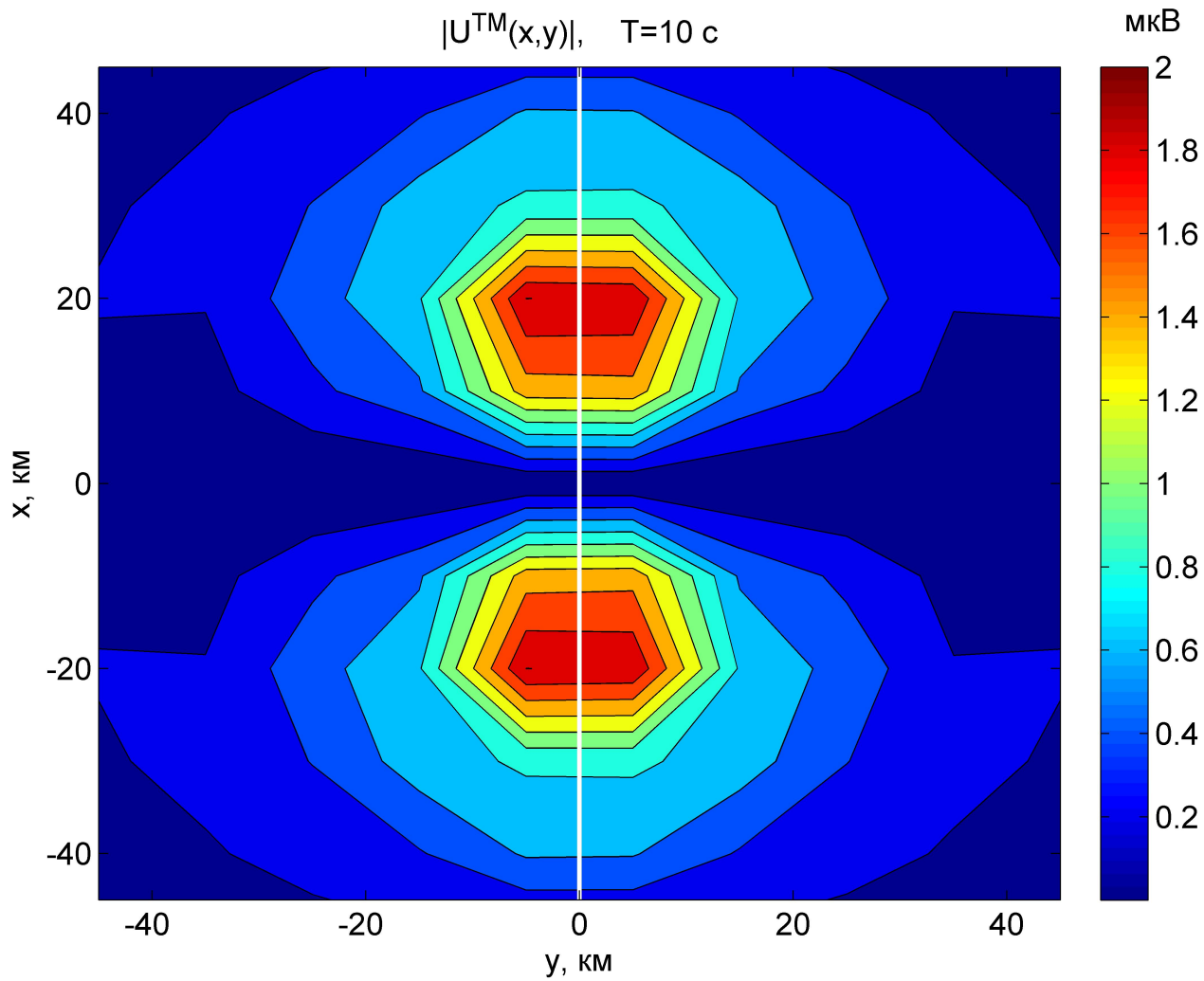


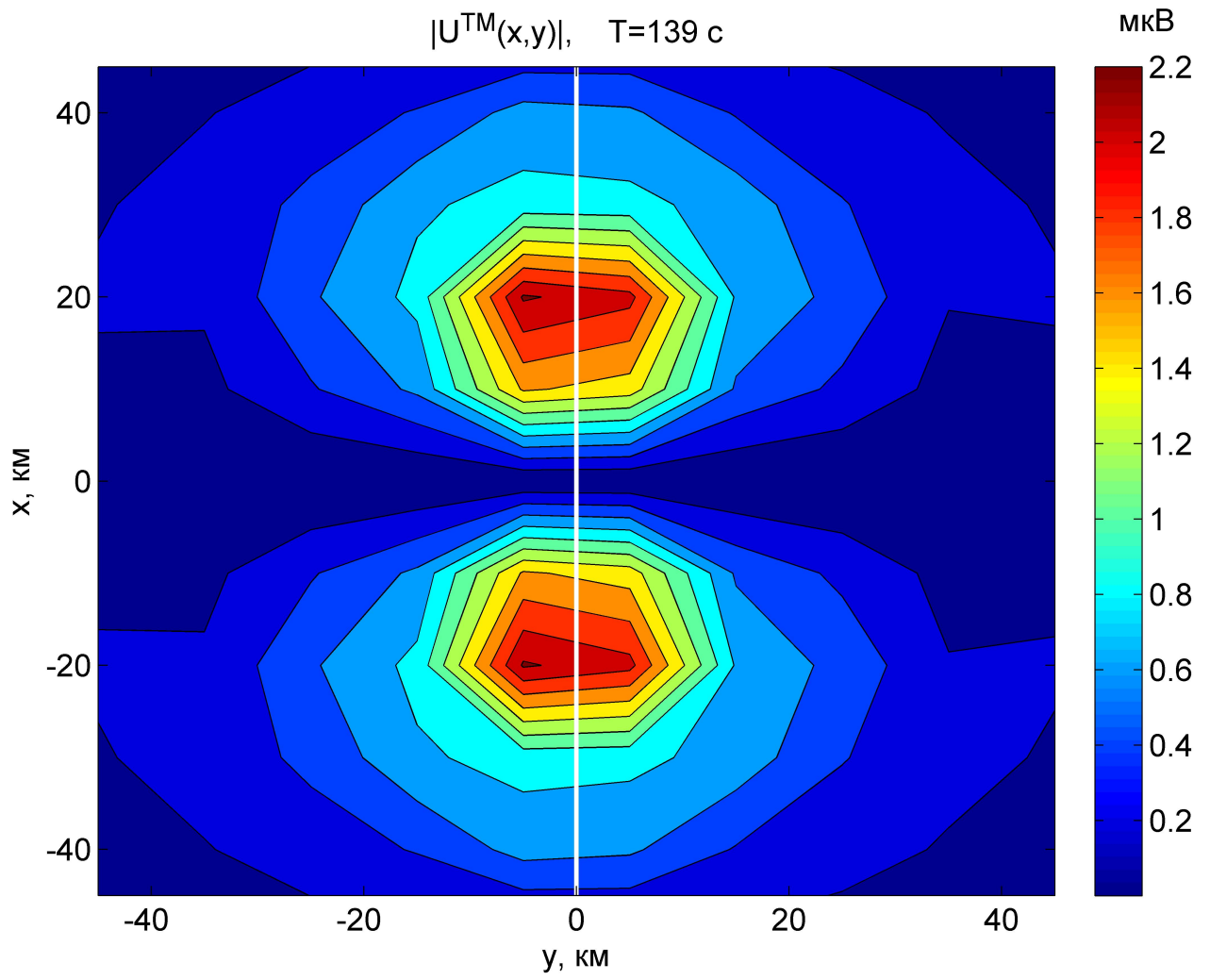


$|U^{TM}(x,y)|$, $T=10$ с

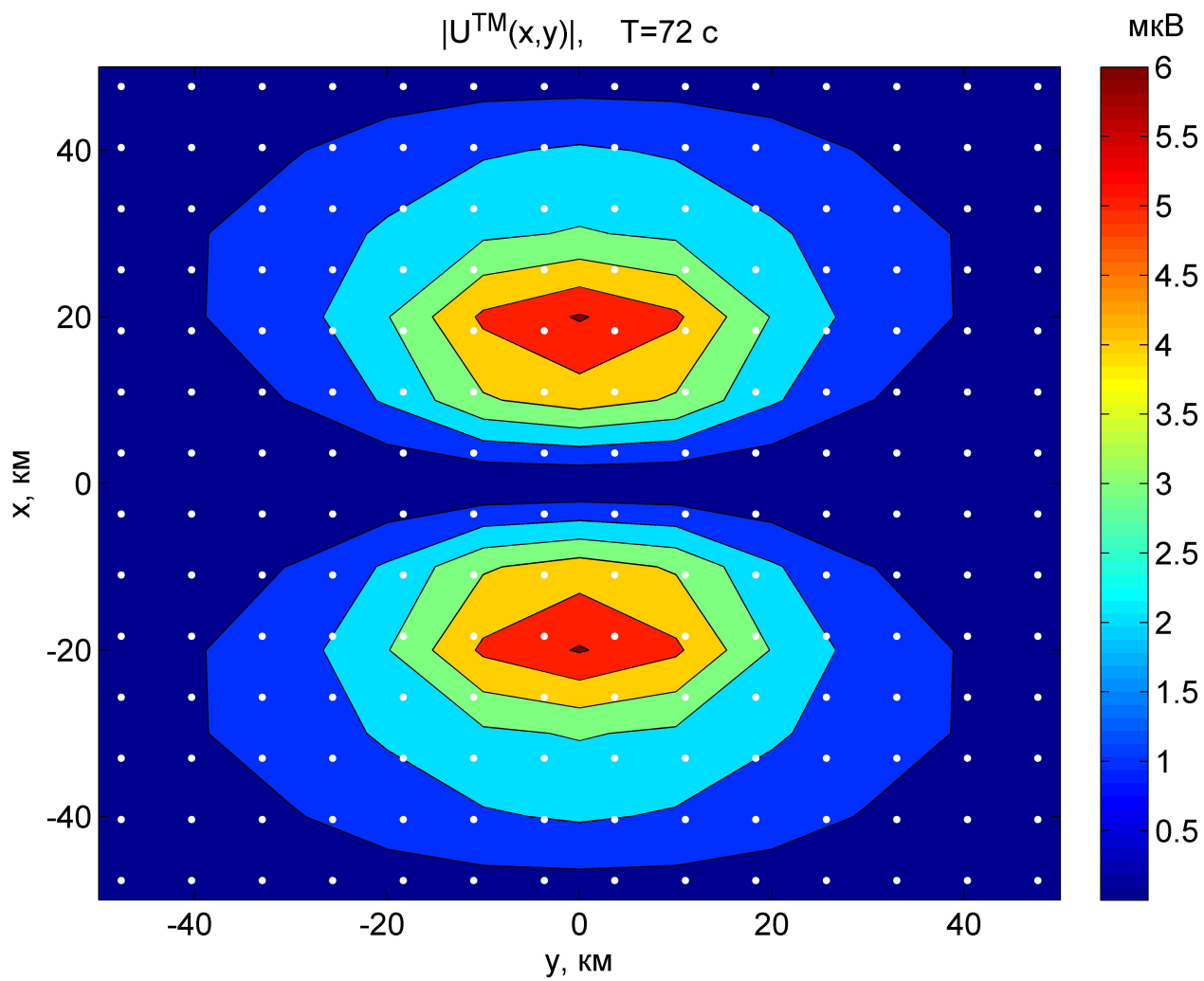


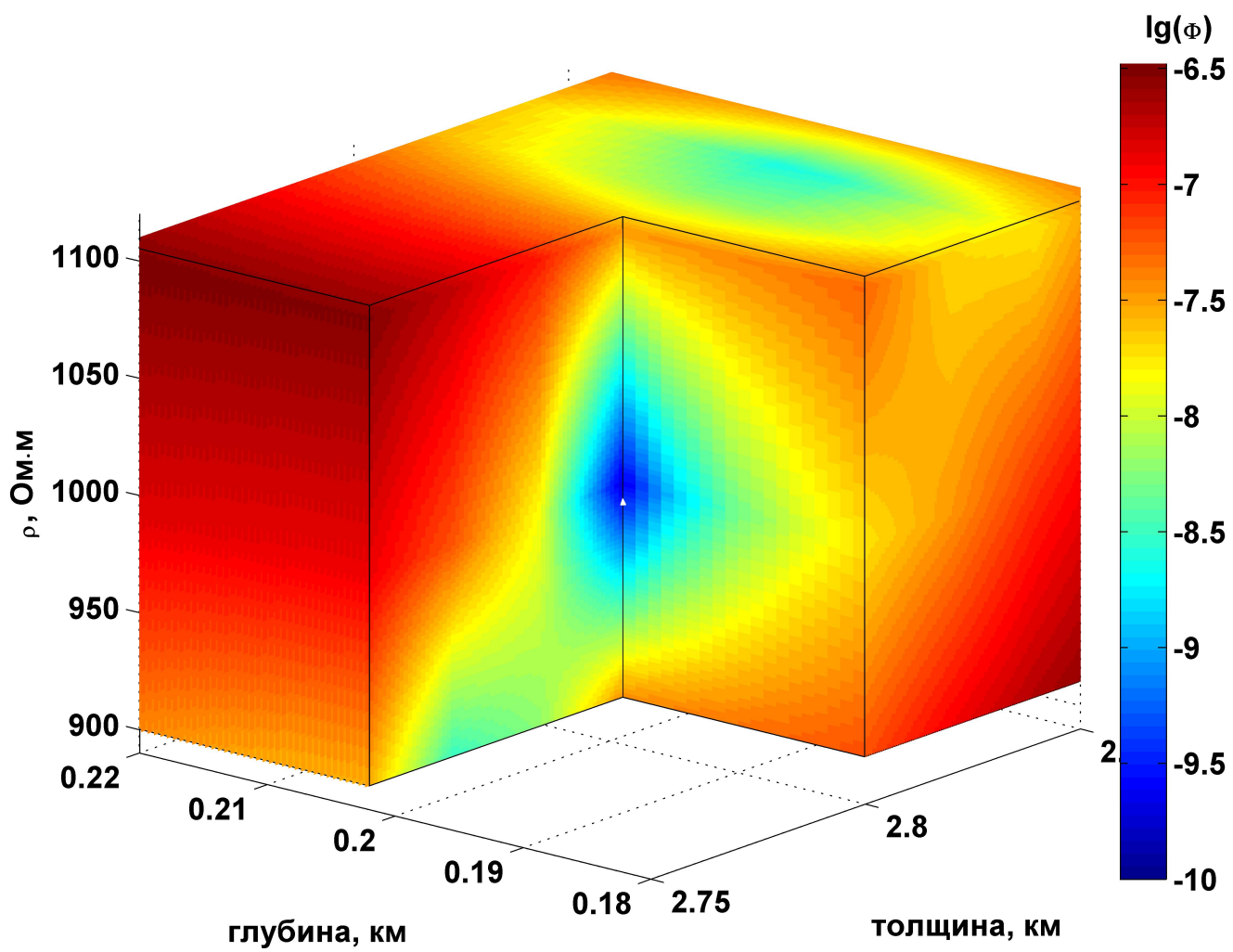


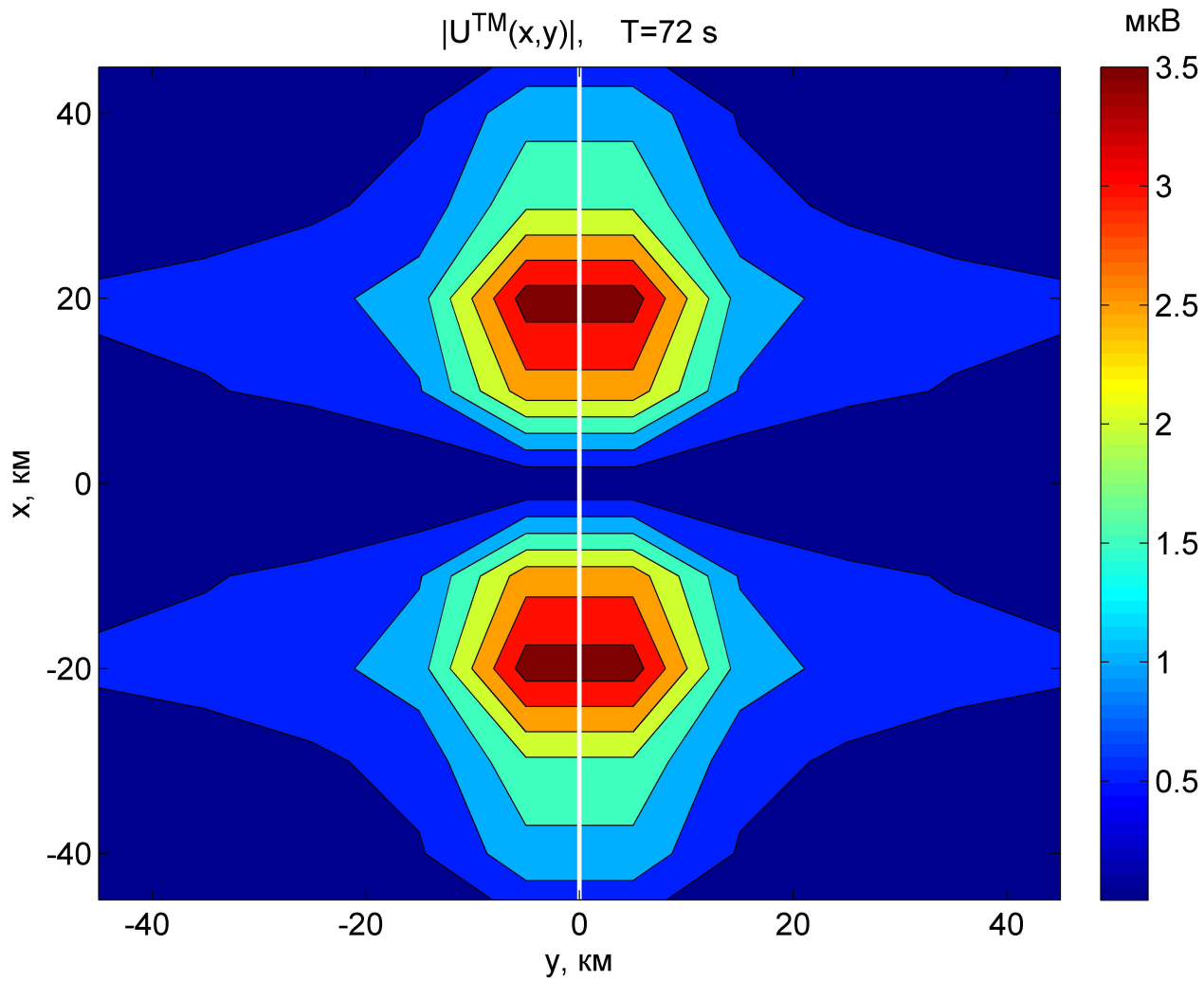


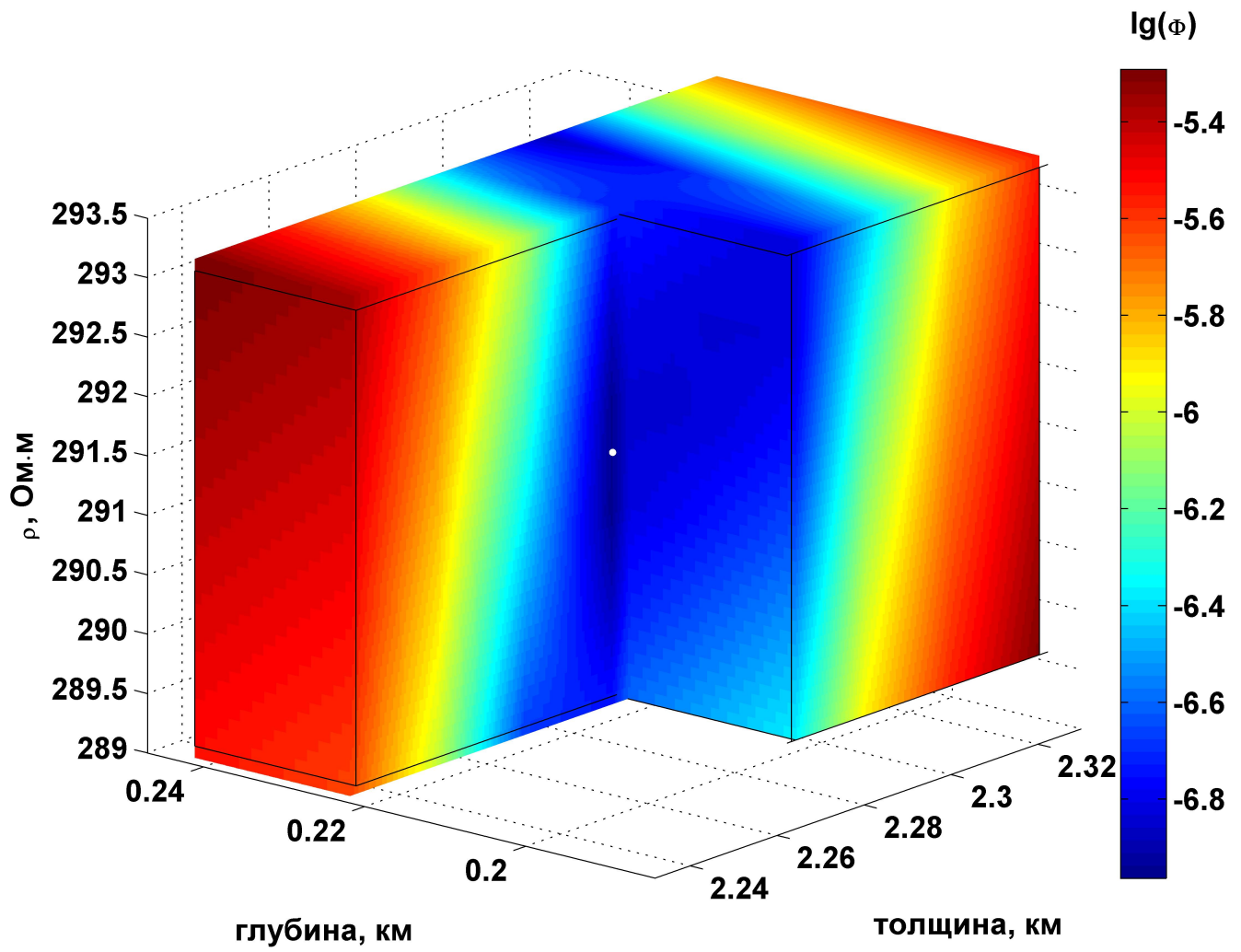


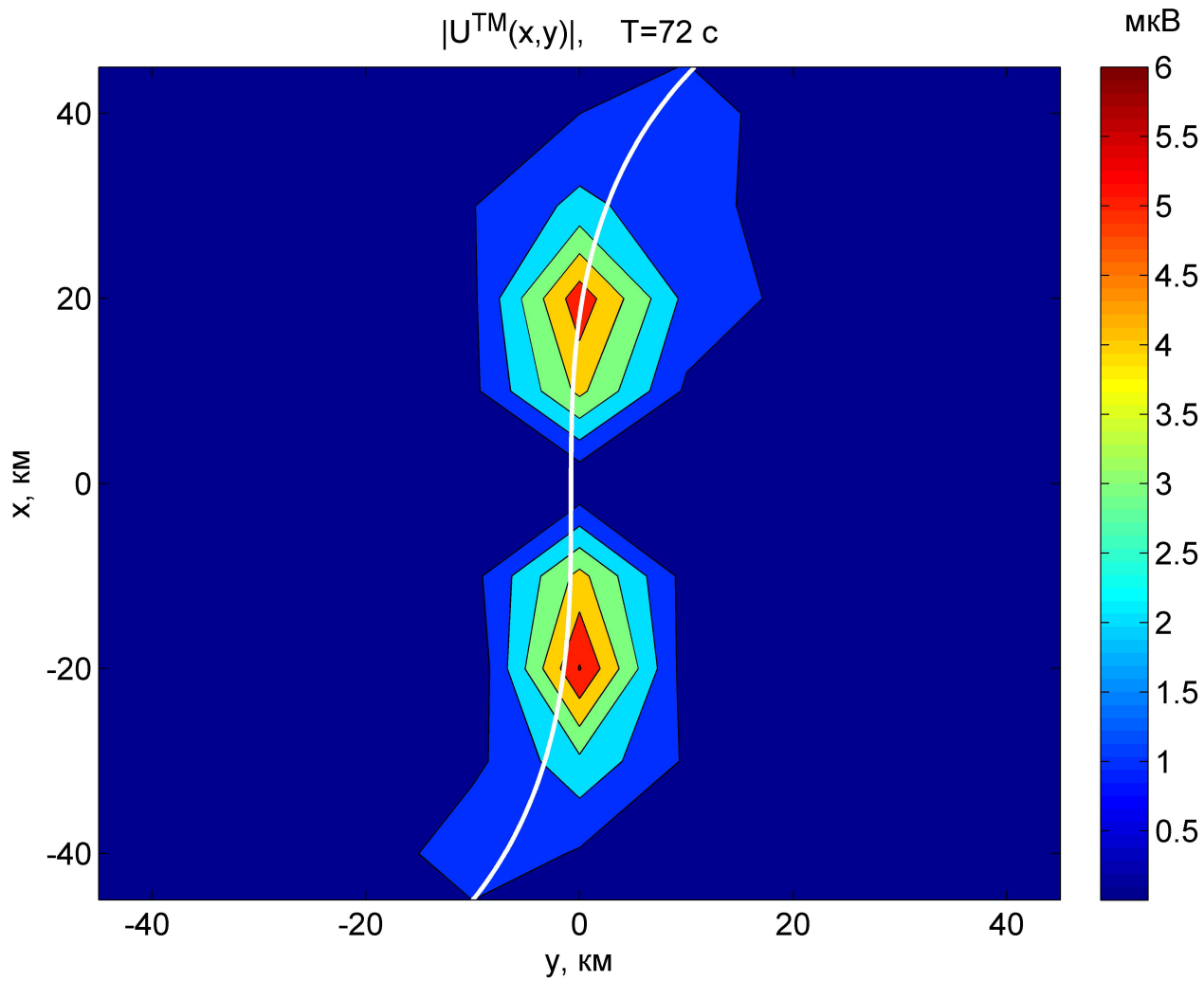
$|U^{TM}(x,y)|$, $T=72$ с

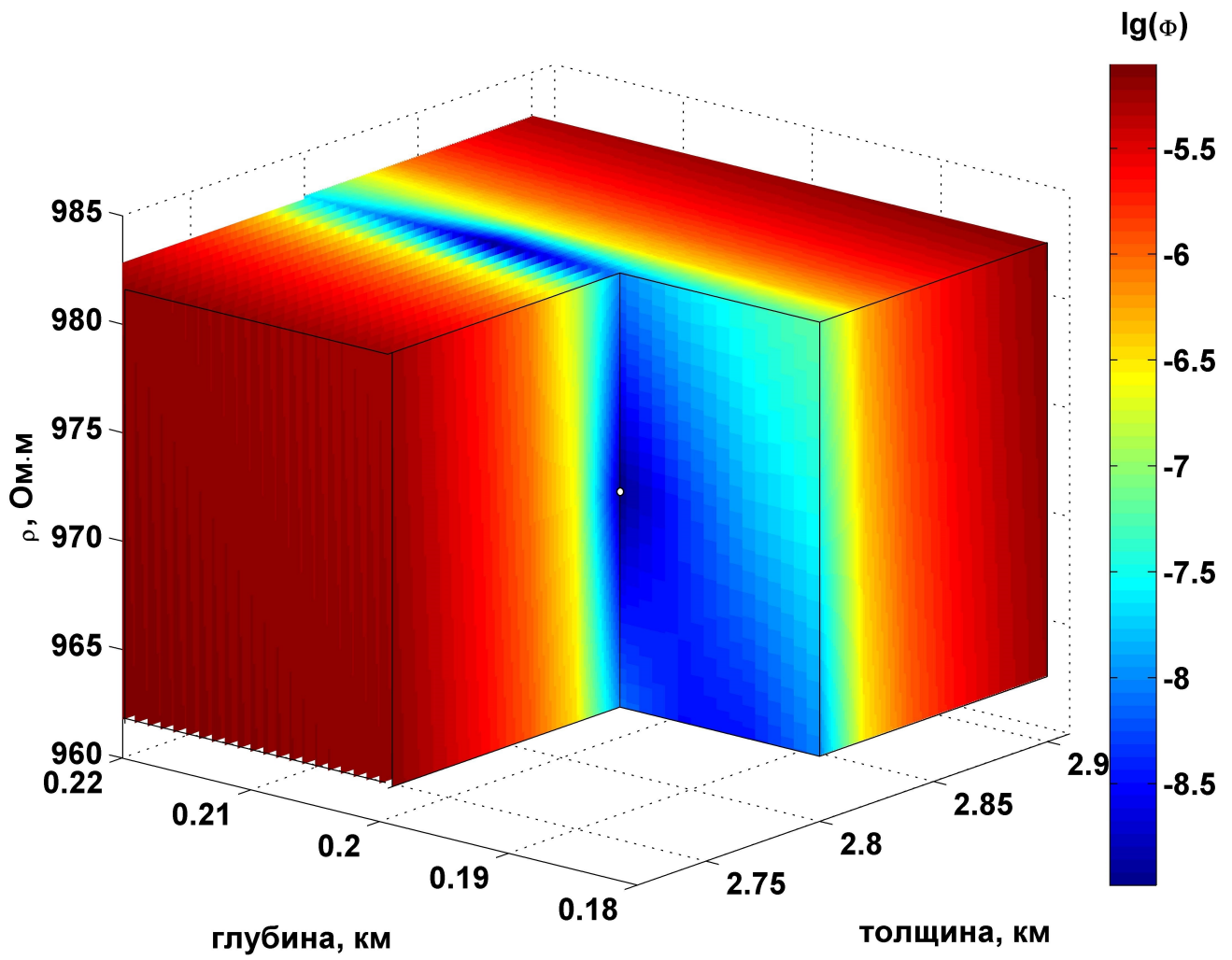




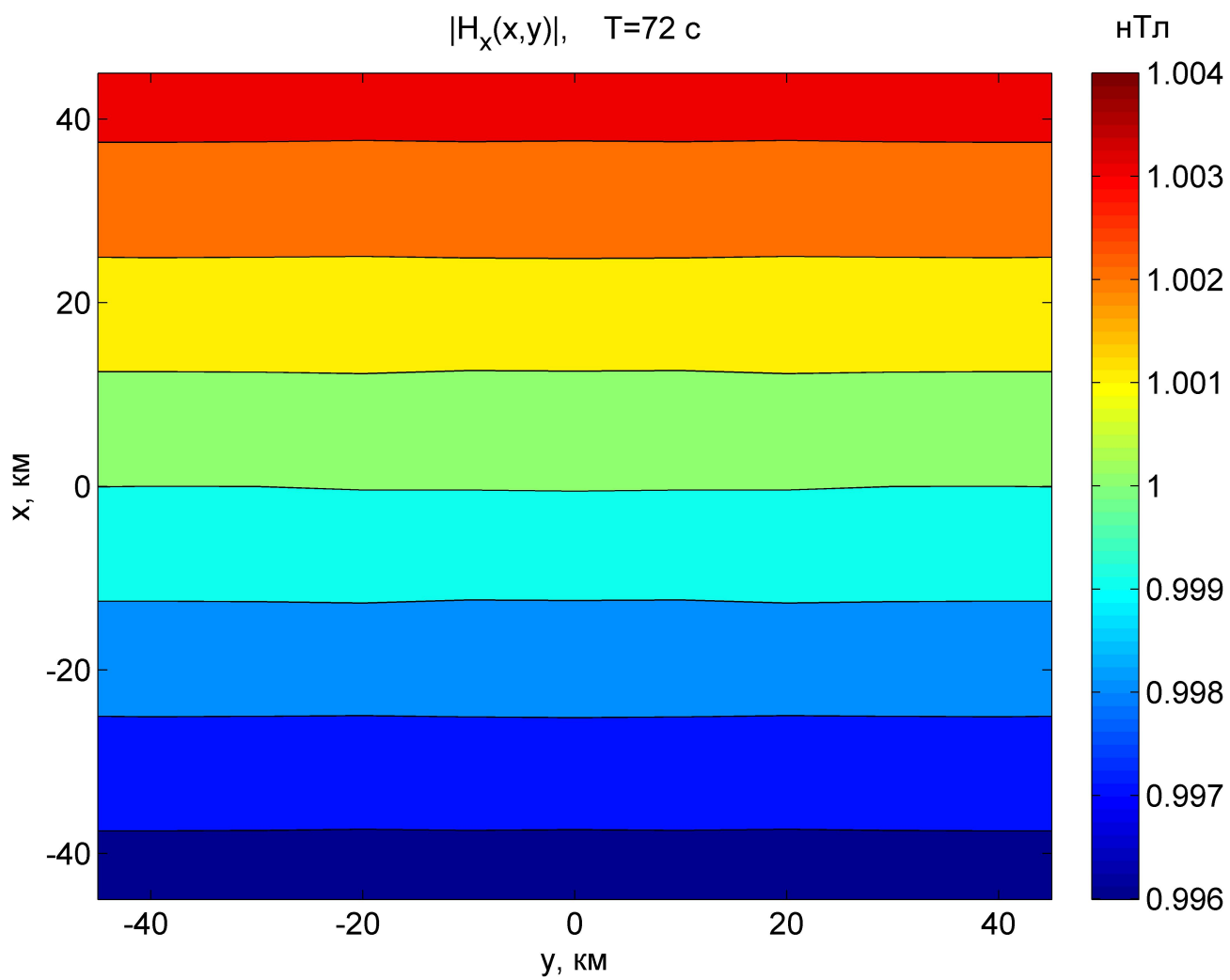




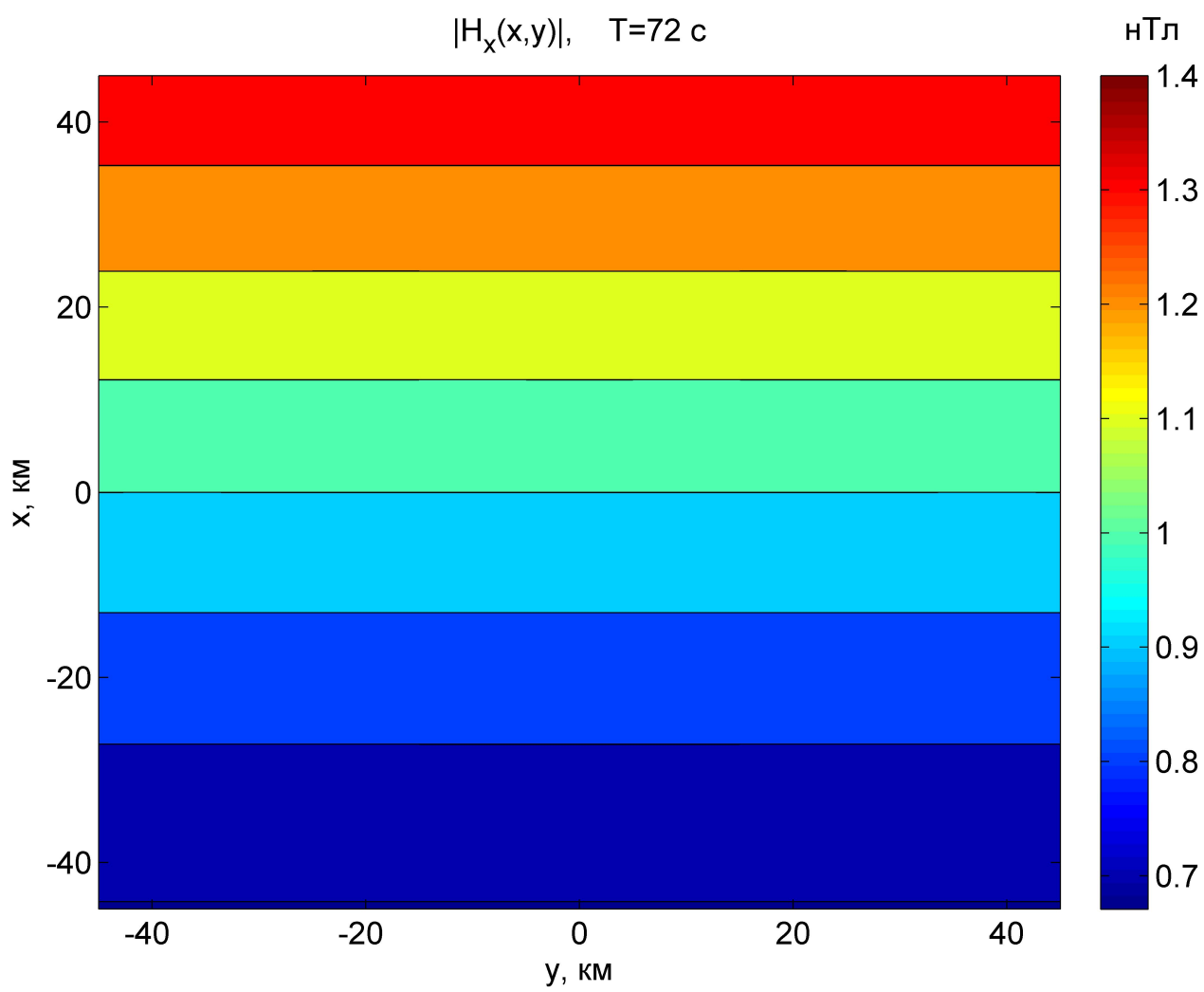




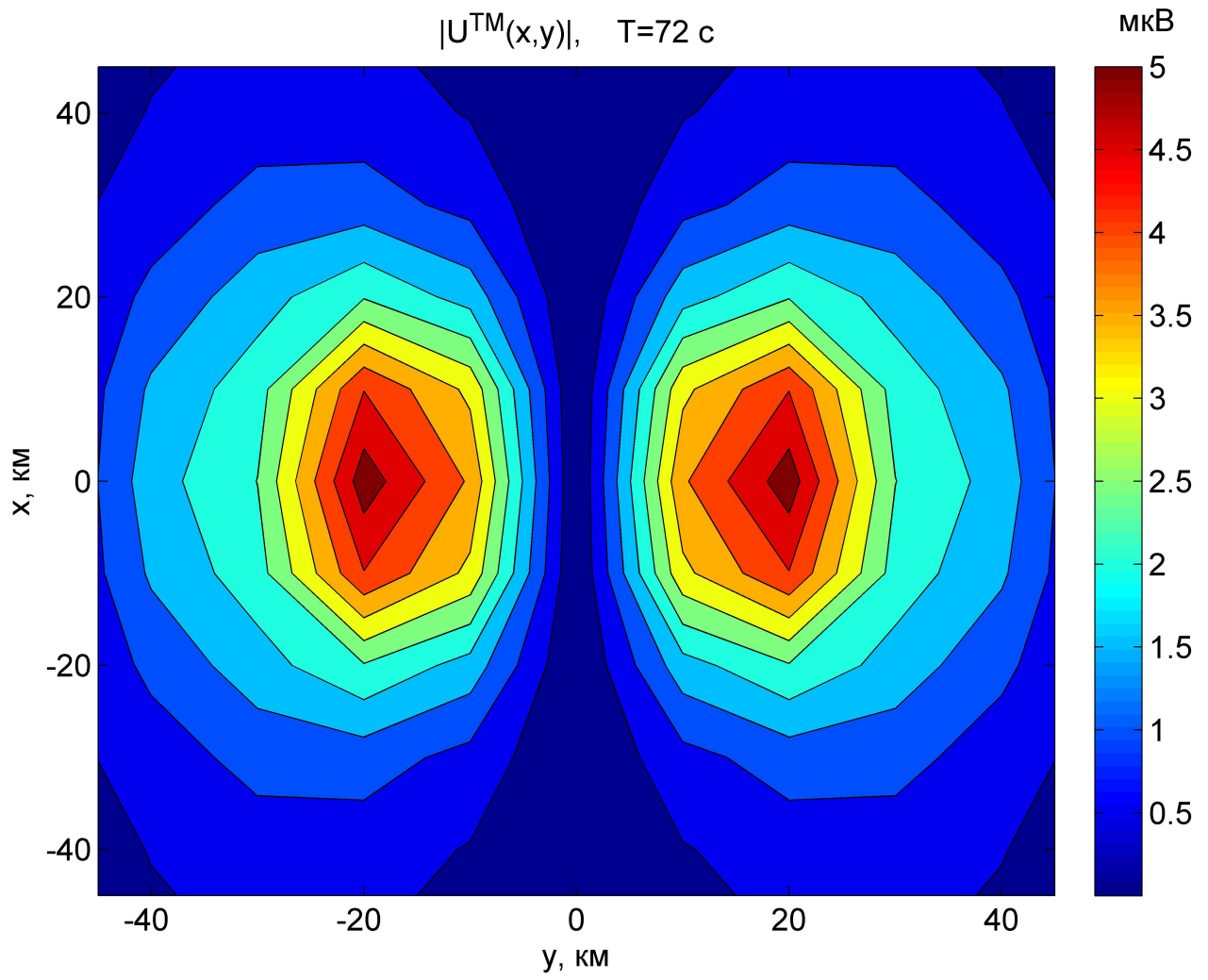
$|H_x(x,y)|$, $T=72$ с



$|H_x(x,y)|$, $T=72$ с



$|U^{TM}(x,y)|$, $T=72$ с



$|U^{TM}(x,y)|$, $T=72$ с

