

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вычислительных технологий
Сибирского отделения Российской академии наук

"УТВЕРЖДАЮ"
Директор ИВТ СО РАН

академик _____ Ю.И. Шокин

« 11 » марта 2015 года

ОТЧЕТ

о результатах выполнения научно-исследовательских работ по теме
**«Расчет характеристик воздействия волн цунами на побережье
в районе проектируемых гидротехнических сооружений на
акватории бухты Богатыревка и определение границы
затопления прибрежной территории»**
(договор № 33/20с-14 от «15» декабря 2014 г.)

Руководитель работ

г.н.с., д.ф.-м.н., профессор

_____ Л.Б. Чубаров

Новосибирск, 2015г.

Исполнители:

н.с., к.ф.-м.н.

С.А. Бейзель

1	ВВЕДЕНИЕ.....	5
2	ОБЗОР ИСТОРИЧЕСКИХ СВЕДЕНИЙ О ПРОЯВЛЕНИЯХ ВОЛН ЦУНАМИ В АВАЧИНСКОЙ ГУБЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ АКВАТОРИЯХ И О СВЯЗИ ЭТИХ ВОЛН С ПРОИСХОДИВШИМИ ЗДЕСЬ СЕЙСМИЧЕСКИМИ СОБЫТИЯМИ.....	6
2.1	Общие характеристики	6
2.2	Сейсмотектонические условия возникновения цунами в Курило-Камчатской зоне.....	7
2.3	Сейсмичность и очаги исторических цунамигенных землетрясений удаленной зоны.....	11
2.4	Землетрясение и цунами 17 октября 1737 г.....	15
2.5	Землетрясение и цунами 17 мая 1841 г.	16
2.6	Катастрофическое цунами 4-5 ноября 1952 г.....	18
3	ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РАСЧЕТНЫХ ОБЛАСТЕЙ	20
4	МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВОЛН ЦУНАМИ	25
4.1	Модель генерации волн цунами подводными землетрясениями.	25
4.1.1	Вычисление начальных смещений в очаговой области цунами	25
4.1.2	Статические смещения от внутренних сосредоточенных сил	26
4.1.3	Точечные модели очага землетрясения	28
4.1.4	Пространственная модель разрыва	32
4.1.5	Алгоритмическая реализация модели генерации волн цунами	33
4.2	Алгоритмы расчета распространения волн цунами	34
4.3	Методика моделирования наката волн цунами	37
4.3.1	Модели и алгоритмы расчета характеристик наката волны цунами на прибрежную зону	38
4.3.2	Верификация численных алгоритмов и валидация математической модели	41
5	СИСТЕМА МОДЕЛЬНЫХ ОЧАГОВ ЦУНАМИГЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОДХОДЯЩИХ К АВАЧИНСКОЙ БУХТЕ ВОЛН, НЕОБХОДИМЫХ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕРОЯТНОГО НАБОРА ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ПАРАМЕТРОВ НАКАТА ВОЛН ЦУНАМИ	51
6	ПРИЛОЖЕНИЯ: ХАРАКТЕРИСТИКИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОЛН ЦУНАМИ НА ПОБЕРЕЖЬЕ АКВАТОРИИ БУХТЫ БОГАТЫРЕВКА И НА ПРИЛЕГАЮЩИЕ К НЕЙ ПРИБРЕЖНЫЕ ТЕРРИТОРИИ БЕЗ УЧЕТА (В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ) И С УЧЕТОМ ПРОЕКТИРУЕМЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ.....	57
6.1	Приложение 1: Максимальные возвышения свободной поверхности в заданных точках акватории	57
6.1.1	Мареограммы для очага 8b с магнитудой $M_w = 8.4$	58
6.1.2	Мареограммы для очага 14d с магнитудой $M_w = 8.4$	68
6.1.3	Мареограммы для очага 17d с магнитудой $M_w = 8.4$	78
6.1.4	Мареограммы для очага 13d с магнитудой $M_w = 9.0$	88
6.1.5	Мареограммы для очага 15d с магнитудой $M_w = 9.0$	98
6.1.6	Мареограммы для очага 17d с магнитудой $M_w = 9.0$	108
6.1.7	Мареограммы для очага 18d с магнитудой $M_w = 9.0$	118

6.2	Приложение 2: Границы зон затопления прибрежной территории	128
6.2.1	Высоты свободной поверхности для очага 14d с магнитудой $M_w = 8.4$	131
6.2.2	Высоты свободной поверхности для очага 8b с магнитудой $M_w = 8.4$	132
6.2.3	Высоты свободной поверхности для очага 17d с магнитудой $M_w = 8.4$	133
6.2.4	Высоты свободной поверхности для очага 13d с магнитудой $M_w = 9.0$	134
6.2.5	Высоты свободной поверхности для очага 15d с магнитудой $M_w = 9.0$	135
6.2.6	Высоты свободной поверхности для очага 17d с магнитудой $M_w = 9.0$	136
6.2.7	Высоты свободной поверхности для очага 18d с магнитудой $M_w = 9.0$	137
6.3	Приложение 3: Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории, а также при накате и откате волны на береговой откос	138
6.3.1	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-8b с магнитудой $M_w = 8.4$	139
6.3.2	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-14d с магнитудой $M_w = 8.4$	151
6.3.3	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-17d с магнитудой $M_w = 8.4$	163
6.3.4	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-13d с магнитудой $M_w = 9.0$	175
6.3.5	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-15d с магнитудой $M_w = 9.0$	188
6.3.6	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-17d с магнитудой $M_w = 9.0$	200
6.3.7	Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-18d с магнитудой $M_w = 9.0$	212
7	ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	224
8	ЛИТЕРАТУРА	224

1 Введение

Согласно Техническому заданию, была установлена следующая цель выполнения работ:

Расчет характеристик воздействия волн цунами на побережье бухты Богатыревка и прилегающей к ней прибрежной территории.

При этом следовало решить следующие задачи:

- Выполнить обзор исторических сведений о проявлениях волн цунами в Авачинской губе и прилегающих акваториях и о связи этих волн с происходившими здесь сейсмическими событиями.
- Сформировать представительный набор входных данных в виде системы модельных очагов цунамигенных землетрясений и характеристик подходящих к Авачинской бухте волн, необходимых для определения вероятного набора экстремальных параметров наката волн цунами.
- Построить цифровые модели расчетных областей с дискретностью, обеспечивающей необходимую детальность расчетов и получения достоверных результатов моделирования (для области расчета наката волн шаг сетки не должен превышать 1 угловую секунду).
- Выполнить расчет следующих характеристик воздействия волн цунами на побережье акватории бухты Богатыревка и на прилегающие к ней прибрежные территории без учета (в естественных условиях) и с учетом проектируемых гидротехнических сооружений:
 - максимальные возвышения свободной поверхности в заданных точках акватории;
 - границы зон затопления прибрежной территории;
 - максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории, а также при накате и откате волны на береговой откос.
- Обеспечить достаточное для интерпретации результатов их графическое представление (визуализацию).

Предоставляемый по завершению работы научно-технический отчет должен содержать заключения о:

- параметрах волн в заданных точках исследуемой акватории;
- границах и величинах отметок затопляемой береговой территории;
- величинах и направлениях скорости водного потока в заданных точках расчетной области.

2 Обзор исторических сведений о проявлениях волн цунами в Авачинской губе и прилегающих акваториях и о связи этих волн с происходившими здесь сейсмическими событиями

2.1 Общие характеристики

Выполненные д.г.-м.н. Т.К.Пинегиной [Пинегина, 2001] исследования исторических данных, а также отложений исторических и доисторических цунами показали, что Камчатский регион является одним из наиболее сейсмически активных в мире. На протяжении тысячелетий частота цунами на Камчатке менялась. Период увеличения частоты цунами в нескольких районах восточного побережья Камчатки приходится на 0-1000 лет н.э. Это время совпало с периодом усиления сейсмической и вулканической активности на всей Камчатке.

За исторический период (около 260 лет) здесь отмечено два мега-цунами: в 1737 г. и в 1952 г. Они были наиболее разрушительными [Заякин, Лучинина, 1987; Крашенинников, 1949; Соловьев, Го, 1975].

Можно считать, что около 90 % катастрофических цунами на Камчатке возникают в результате мелкофокусных землетрясений с магнитудой $M > 7-8$ в Курило-Камчатской сейсмофокальной зоне. Цунами от удаленных источников воздействуют на побережье Камчатки с меньшей интенсивностью. Наиболее сильное из них – Чилийское цунами 1960 г. имело среднюю высоту 3-4 м, и лишь в узких заливах и бухтах заплеск достиг 5-7 м. Ограниченное число наблюдаемых событий в историческое время и отсутствие инструментальных наблюдений на Камчатке до середины XX века не позволяют статистически достоверно определить повторяемость и максимальную высоту заплесков волн цунами для отдельных пунктов на побережье.

Экспедиционные работы у побережья Авачинского залива в районе Халактырского пляжа выявили 13 горизонтов отложений цунами за последние 3,5 тысячи лет. Установлено, что за этот период времени максимальные дальности заплесков цунами в районе исследований не превышали 850-900 м. При этом высота волн при подходе к побережью достигала 10 м и выше. Цунами со средними высотами волн при подходе к побережью порядка 6-7 м (аналогичные цунами 1952 г.) в районе Халактырского пляжа затапливают участок побережья шириной до 600 м. Катастрофические цунами в этом районе происходят в среднем раз в 60 лет (по наиболее полным данным за последние 300 лет). По геолого-геоморфологическим данным установлено, что в начале нашей эры на побережье Авачинского залива был сформирован ряд сейсмоструктурных террас и береговых валов.

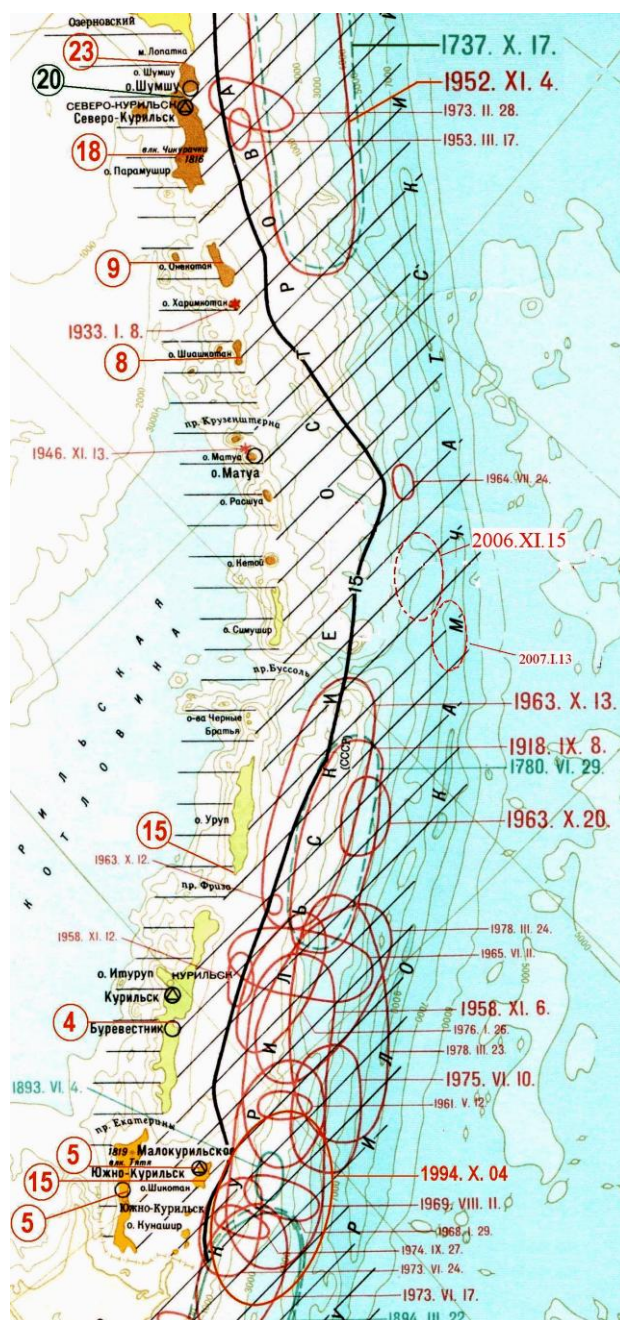


Рис. 2.1 Очаги цунами в Курило – Камчатской зоне. 40 цунами, 10 с высотой более 5 м. (из материалов доклада чл.-корр РАН Б.В.Левина)

Приведенный далее исторический анализ и определение размещения событий, связанных с проявлениями сейсмической и цунамической активности выполнялись с использованием информационной системы WinITDB.

2.2 Сейсмотектонические условия возникновения цунами в Курило-Камчатской зоне

Согласно широко распространенному представлению, вытекающему из концепции тектоники плит, сейсмические процессы в периферийных частях Тихого океана обусловлены поддвигом океанической плиты под континентальную в регионах островных дуг и активных континентальных окраин. Типичным примером такого региона является Курило-Камчатская сейсмоактивная зона. Северной оконечностью этой зоны можно считать район ее сочленения с Алеутской островной дугой, лежащий вблизи полуострова Камчатский, к северу от которого фоновая сейсмичность убывает достаточно быстро, хотя возможность редких сильных землетрясений на Беринговоморском побережье Камчатки сохраняется (подробнее об этом см. ниже). На юге Курило-Камчатская зона сопрягается с Японской сейсмоактивной зоной в районе пролива Цуруга (между островами Хоккайдо и Хонсю).

Очаги мелкофокусных землетрясений Курило-Камчатской зоны располагаются в широкой полосе, протягивающейся от глубоководного желоба до фронтальной невулканической гряды, морфологически выраженной хребтом Витязя в центральной и северной частях зоны и Малой Курильской грядой в ее южной части (см. Рисунок 2.2). Собственно наклонная фокальная зона (зона Заварицкого-Беньофа), падающая под континент под углом 45° - 60° , формируется ниже глубины 50-100 км, смещена от оси желоба в сторону островной дуги и хорошо прослеживается лишь до глубин 200-300 км (Балакина, 1979; Тараканов, Ким, 1980).

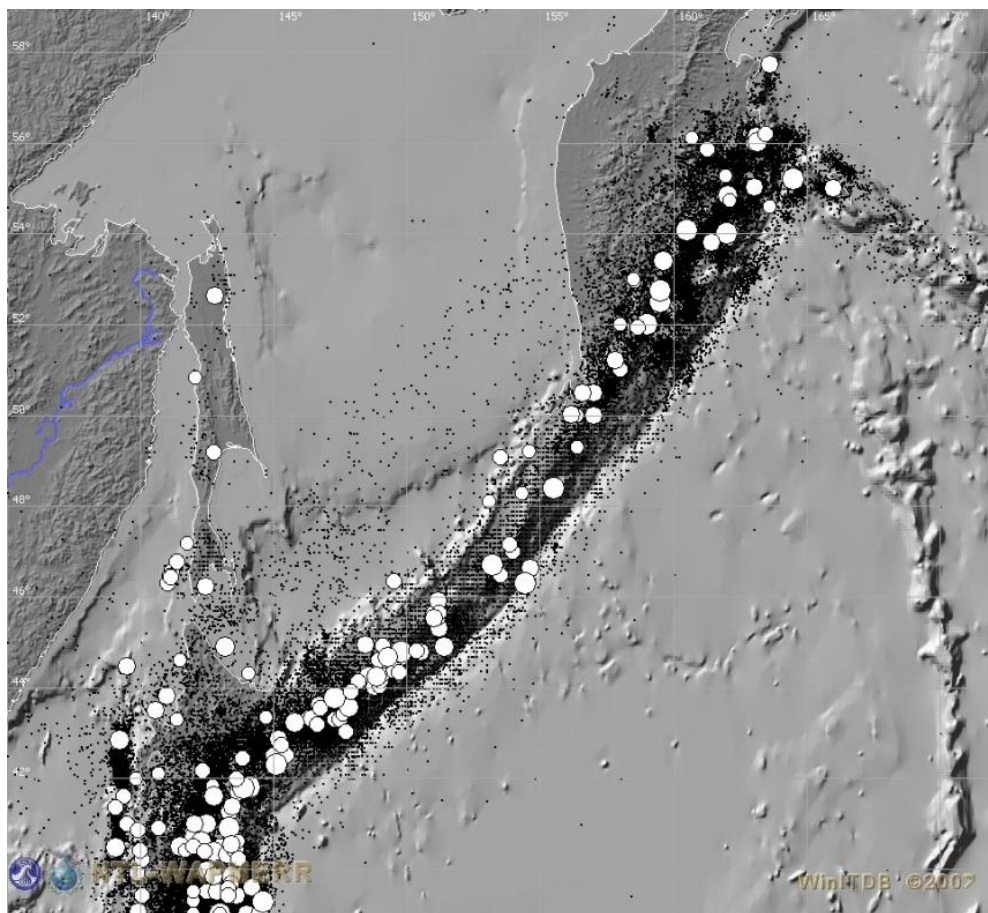


Рис. 2.2. Карта сейсмичности и очаги цунамигенных землетрясений Курило-Камчатской зоны. Точками показаны очаги инструментально определенных исторических землетрясений, произошедших в этом районе с 1900 года по 2007 год. Большими кружками показано положение очагов цунамигенных землетрясений, произошедших с 1737 по 2007 год. Источник данных – WinITDB, 2007.

Основное представление о сейсмичности, вытекающее из этой схемы, состоит в том, что очаги землетрясений должны располагаться на границе между погружающейся океанической и надвигающейся континентальной литосферой, а плоскости разрывов в очагах сильных землетрясений ориентированы вдоль этой границы, причем направление подвижек в очагах соответствует направлению относительного перемещения плит, то есть преобладающим механизмом в очагах должен быть пологий надвиг.

На основании сейсмических данных механизм очагов определяется с точностью до двух равновероятных плоскостей, перпендикулярных друг другу. Какая из них реализуется в очаге землетрясения – этого по сейсмическим данным сказать нельзя, поэтому необходимо использовать дополнительную информацию. Иногда выбор можно сделать, учитывая простираие обеих плоскостей и сейсмотектонические особенности зоны. Однако, если говорить об очагах землетрясений в Курило-Камчатской зоне, то для них, как правило, оказывается, что одна из плоскостей ориентирована вдоль дуги и круто падает под океан, вторая, в среднем с таким же простираием, имеет пологое падение под континент (Балакина, 1972, 1979). Следовательно, идентификация одной из плоскостей в качестве истинной требует выбора типа механизма между крутым взбросом и пологим надвигом (Рис. 2.3). Сторонники плитовой тектоники делают этот выбор обычно в пользу надвига, полагая, что разрывы в очагах развиваются вдоль зоны субдукции, отделяющей океаническую литосферу от континентальной. Противники этой концепции делают выбор чаще всего в пользу взбросов, основываясь, как правило, на лучшем совпадении простираия крутой плоскости с простираием островной дуги.

Несмотря на неопределенность в выборе истинной плоскости разрыва, система напряжений, обеспечивающая подвижки по возможным плоскостям, устанавливается на основании тех же сейсмических данных однозначно. При этом оказывается (Балакина, 1972), что в зонах островных дуг (в том числе Курильской) напряжения сжатия близгоризонтальны и ориентированы преимущественно ортогонально простираию дуги, напряжения же растяжения в большинстве случаев являются субвертикальными. Такая система напряжений согласуется в целом с концепцией поддвига плит и приводит к взбросам по крутым (либо надвигам по пологим) плоскостям разрывов, ориентированных вдоль островной дуги. Гораздо реже встречаются случаи, когда вертикальным оказывается промежуточное напряжение, а напряжения сжатия и растяжения близгоризонтальны и ориентированы, соответственно, вкрест и вдоль простираия дуги. Эта система напряжений должна приводить к землетрясениям со сдвиговыми подвижками по плоскостям, секущим островную дугу. Время от времени такие землетрясения действительно происходят, их положение хорошо увязывается с выявленными поперечными разломами, рассекающими островные дуги на отдельные сегменты (Аверьянова, 1968). Для Курило-Камчатской зоны, например, положение поперечных разломов часто совпадает с проливами между крупными островами (Удинцев, 1962).

Анализ исторических данных по землетрясениям Курило-Камчатской зоны показывает, что цунамигенными являются, как правило, землетрясения с магнитудой выше 7.5, очаг которых вспарывает отдельный сейсмотектонический блок, хотя в отдельных особых случаях (так. наз. «цунами-землетрясений») возможно возникновение опасных цунами и при более слабых землетрясениях. На рисунке 2.2 изображена карта очагов цунамигенных землетрясений, произошедших в рассматриваемой зоне с 1737 года по настоящее время. Всего за весь период исторических наблюдений в северной половине Курило-Камчатской зоны произошло 48 цунамигенных землетрясений, сильнейшими из которых были события 1737 и 1952 годов.

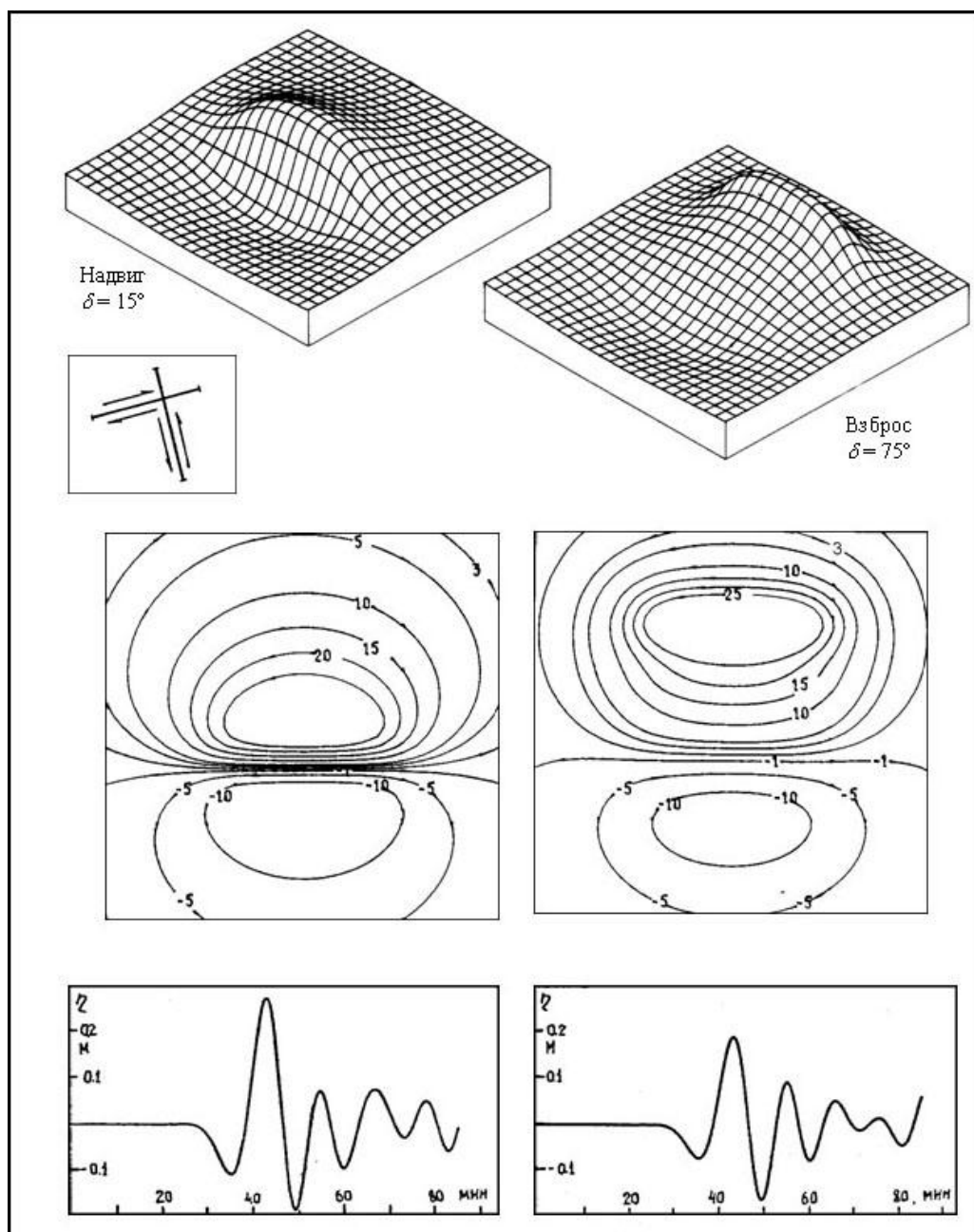


Рис.2.3. Остаточные смещения дна (вверху) и расчетные мареограммы цунами (внизу) для круглого взброса (справа) и пологого надвига (слева).

Наличие в очагах мелкофокусных курильских землетрясений крутых разрывов с падением под океан, а также разрывов со сдвиговым механизмом, секущим островную дугу, находит свое объяснение в рамках так называемой клавишной модели (Рис. 2.4) поддвига, разработанной в Институте океанологии РАН (Лобковский, Сорохтин, 1979, 1980; Лобковский, Баранов, 1982). Не останавливаясь подробно на всех особенностях этой модели, рассмотрим только те ее аспекты, которые касаются механизма цунамигенных землетрясений. В основе этой модели лежит концепция поддвига океанической плиты под островные дуги и активные континентальные окраины. При этом считается, что мелкофокусная сейсмичность фронтальной области островной дуги обусловлена взаимодействием пододвигаемой океанической плиты с перекрывающим ее островодужным выступом, простирающимся от глубоководного желоба до невулканической гряды, в районе которой погружающаяся плита испытывает резкий излом за счет развития в ее теле сдвиговых пластических деформаций. Это взаимодействие осуществляется вдоль узкой контактной зоны трения между пододвигаемой плитой и покрывающим ее литосферным выступом. В этой зоне происходят сильные землетрясения с магнитудами до 9.2 и с преимущественно поддвиговым типом механизма.

Однако в рамках этой модели оказывается возможным и другой тип механизма. Расчетные данные (Лобковский, Сорохтин, 1979) и физическое моделирование (Лобковский и др., 1980) показывают, что литосферный выступ под действием напряжений, возникающих на его подошве в процессе поддвига океанической плиты, будет деформироваться и разрушаться с образованием разрывов, круто падающих под океан, по которым должны происходить подвижки взбросового типа.

Важным аспектом этой модели является разбиение фронтальной части островной дуги поперечными разломами на отдельные клинообразные блоки (клавиши), характерный размер которых составляет порядка 100-150 км. О такой сегментированности островодужного клина свидетельствуют результаты многочисленных геофизических, геологических и геоморфологических исследований этой зоны (Аверьянова, 1968; Балакина, 1979; Гнибиденко и др., 1980; Тараканов, Ким, 1980), показывающих наличие системы поперечных разломов, разбивающих островодужный выступ на ряд сегментов, относительно независимых друг от друга. Эта сегментированность островной дуги хорошо увязывается с концепцией сейсмических брешей, выдвинутой С.А.Федотовым в начале 60-х годов прошлого века (Федотов, 1965, 1968).

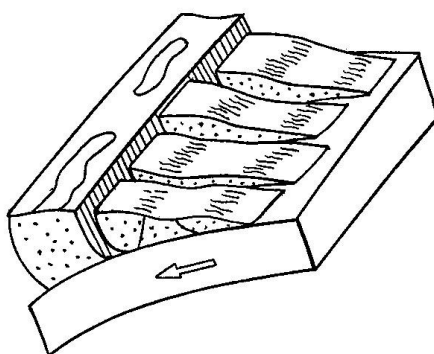


Рис.2.4. Клавишная модель сеймотектоники Курило-Каичатского региона (по Лобковский, Баранов, 1982). Фронтальная часть дуги разбита поперечными разломами на отдельные блоки (клавиши), находящиеся на различных стадиях сейсмического цикла. Очаги сильнейших землетрясений могут захватывать один-два или несколько соседних блоков.

Сейсмичность примыкающей с востока Алеутской сейсмической зоны обусловлена относительным движением Тихоокеанской и Берингоморской плит. Большинство сейсмических очагов здесь также располагаются в зоне островодужного клина, но в отличие от Курило-Камчатской зоны, отдельные блоки этого клина находятся в условиях фронтального сжатия, обусловленного косым (относительно зоны контакта) движением Тихоокеанской плиты, что находит свое отражение в преобладающих механизмах очагов этой зоны, в которых отмечается наличие значительной сдвиговой компоненты.

Отдельно следует сказать о сеймотектоническом режиме западной части Берингова моря, примыкающей к территории Корякского автономного округа (КАО). Особенностью этой зоны является то, что в ней отсутствует фоновая сейсмичность на уровне 7-8 энергетического класса (Викулин, 1998), однако возможны редкие сильные (с магнитудами до 7.7) землетрясения с большими или неизвестными периодами повторяемости. В отсутствие исторических данных о проявлениях цунами на берингоморском побережье КАО (за исключением проявления Чилийского цунами 23 мая 1960 года) реальностью его цунамиопасности в течение длительного времени пренебрегалось. Достаточно сказать, что во всех существовавших схемах цунамирайонирования Курило-Камчатского побережья (см., например, Атлас ..., 1978; Го и др., 1984, 1986; Пелиновский, Плинк, 1980) Берингоморское побережье Камчатки не рассматривалось вовсе. Возникновение сильного цунамигенного землетрясения 23 ноября 1969 года ($M = 7.7$) с высотами волн в районе полуострова Озерной до 10-15 метров оказалось полной неожиданностью, но поскольку оно произошло вблизи практически незаселенного побережья и не вызвало значительного материального ущерба и человеческих жертв, это событие не привело к пересмотру существовавших схем цунамирайонирования Камчатки.

Озерновское землетрясение явилось первым из серии достаточно сильных ощутимых землетрясений на территории Корякского автономного округа. Через шесть с небольшим лет, 21

января 1976 года произошло землетрясение магнитуды 6.2 с эпицентром в районе западного побережья острова Карагинский, которое ощущалось с интенсивностью до 5-6 баллов в пос. Оссора. Следующее ощутимое (5-6 баллов) землетрясение произошло 10 сентября 1985 года в районе пос. Пахачи, эпицентр которого находился в прибрежной части Олюторского залива. Через шесть лет после него сильное землетрясение с магнитудой 7.1 произошло 8 марта 1991 года в глубине Корякского нагорья в районе пос. Хаилино и вызвало панику в поселке Тиличики и других населенных пунктах округа. Последнее по времени разрушительное землетрясение с магнитудой $M=7.5$ в той же зоне произошло 20 апреля 2006 года и сопровождалось значительным материальным ущербом. Таким образом, можно говорить о происходящем в последние годы значительном усилении сейсмической активности на территории Корякского автономного округа. Эпицентры всех этих сильных землетрясений находились частично или полностью на суше, поэтому волны цунами с высотами, достаточными для визуального обнаружения, не возникали, мареографные же установки в данном районе отсутствуют. Однако очаг следующего сильного землетрясения вполне может оказаться непосредственно под дном Карагинского залива и в таком случае возникновение цунами становится весьма вероятным событием.

О реальности угрозы цунами для Берингоморского побережья КАО свидетельствует также обнаружение в полевых экспедиционных работах следов палеоцунами в торфяных отложениях прибрежных болот и маршей Укинской губы, острова Карагинский и на северном побережье Олюторского залива (Мелекесцев, Курбатов, 1993). Эти следы представляют собой прослой песка и мелкого гравия морского происхождения (часто с остатками морских ракушек) в прибрежных лагунах и торфяниках, которые интерпретируются как отложения поднятого волной донного и берегового осадочного материала в процессе набегания и обратного отката волн цунами (Minoura, Nakaya, 1991). В частности, возраст найденного в районе пос. Хайлюля прослоя торфа, содержащего цунамигенный песчаный слой, радиоуглеродным методом был определен в интервале 1500-1550 гг. н.э. В результате полевых работ сезона 1993 года на острове Карагинском были выявлены и датированы радиоуглеродным и тефрохронологическими методами три доисторических цунами – около 720, 820 и 940 гг. н.э. Предположительно, сейсмотектонический подъем, приведший к возникновению 1.5-2-метровой береговой террасы и следы локального цунами на мысе Крещенный Огнем, идентифицируемого по обнаруженному прослою раковин гастропод и устриц (возраст по C^{14} 820 ± 80 лет т.н.), вызваны одной причиной – катастрофическим землетрясением, произошедшим в этом районе около 1220-1230 гг. н.э. (Мелекесцев, Курбатов, 1994).

2.3 Сейсмичность и очаги исторических цунамигенных землетрясений удаленной зоны.

В задаче оценки цунамиопасности прибрежных территорий особого рассмотрения требует проблема удаленных цунами, генерируемых очагами, расположенными за тысячи километров от защищаемого побережья. Способность цунами распространяться на большие расстояния с минимально возможным с точки зрения закона сохранения энергии затуханием (в пределе пропорциональным $\frac{1}{\sqrt{r}}$, где r – расстояние) является одной из наиболее известных их особенностей и позволяет им пересекать весь океанский бассейн, сохраняя свою разрушительную способность. Именно в необходимости учета удаленных очагов состоит существенное отличие задачи оценки цунамириска от во многом аналогичной задачи оценки сейсмического риска, в которой разрушительный потенциал имеют только достаточно близкие землетрясения.

Однако такого рода трансокеанские цунами являются, к счастью, весьма редкими событиями. Глобальный каталог цунами, покрывающий более 4000 лет, содержит только 11 достоверных случаев, когда волны, возбужденные сейсмическим очагом вблизи одного берега океана производили разрушительный эффект на противоположном берегу (Таблица 1). Этот список не является исчерпывающим, т.к. глобальный каталог может считаться более или менее полным (даже в отношении сильнейших событий) на временном отрезке не более последних 400 лет.

Девять из одиннадцати известных нам трансокеанских цунами произошли в Тихом океане, причем пять из них в течение XX века на достаточно коротком временном интервале в 18 лет – с 1946 по 1964 год. Очаги этих цунами располагались на Алеутах (в 1946 и 1957 годах), в Чили (в

1960 году), на Аляске (в 1964 году) и на Камчатке (в 1952 году). Цунами 1952 года для рассматриваемого региона не являлось удаленным, т.к. было вызвано очагом сильного (с магнитудой $M_w=8.5$) подводного землетрясения непосредственно вблизи восточного побережья Камчатки. Трансокеанские цунами от Алеутских землетрясений 1946 и 1957 года не наблюдались на Курило-Камчатском побережье. Аляскинское цунами 1964 года, хотя и было зарегистрировано на побережье Курильских островов с высотами до 1 метра [Соловьев, 1978], не вызвало здесь сколько-нибудь ощутимого эффекта.

Таблица 1. Список исторических трансокеанских цунами. M – магнитуда (макросейсмическая, M_s или M_w), I – интенсивность цунами по шкале Соловьева-Имамуры, H_{maxNF} – максимальная зарегистрированная высота заплеска в ближней зоне в метрах, H_{maxFF} – максимальная зарегистрированная высота заплеска в дальней зоне (более 5000 км) в м, FAT – число жертв цунами.

Дата и место	M	I	H_{maxNF} , м	H_{maxFF} , м	FAT
1 ноября, 1755, Лиссабон	8.5	4.0	30.0	7.0	30000
7 ноября, 1837, Чили	8.5	3.0	8.0	6.0	many
13 августа, 1868, Чили	9.1	3.5	15.0	5.5	612
10 мая, 1877, Чили	9.0	4.0	21.00	3.7	512
15 июня, 1896, Япония	7.4	3.8	38.2	5.5	27122
3 февраля, 1923, Камчатка	8.3	3.5	8.0	6.1	3
1 апреля, 1946, Алеуты	7.9	4.0	42.2	20.0	165
4 ноября, 1952, Камчатка	9.0	4.0	18.0	9.1	>10000
9 марта, 1957, Алеуты	9.1	3.5	22.8	16.1	none
22 мая, 1960, Чили	9.5	4.0	15.2	10.7	1400
28 марта, 28 1964, Аляска	9.2	4.5	68.0	4.9	221
26 декабря, 2004, Суматра	9.3	4.5	50.9	9.6	229866

Для Курило-Камчатского побережья особого рассмотрения требует проблема оценки опасности цунами от Южно-Американских землетрясений. Благодаря специфике взаимного расположения области источника и области воздействия (удаленность по направлению почти точно на 180° , в силу чего происходит заметная конвергенция фронта цунами при распространении на сфере) и малому затуханию с расстоянием, сильнейшие южно-американские цунами оказывают разрушительное воздействие на побережье Японии, Курильских остров и Камчатки. Дополнительным фактором усиления является также наличие обрывистого побережья и крутого континентального склона у берегов Южной Америки, который служит весьма эффективным отражателем энергии цунами, сравнительно со всеми другими цунамигенными зонами Тихого океана.

Наиболее сильное из инструментально зарегистрированных Чилийское землетрясение 22 мая 1960 года с момент-магнитудой $M_w = 9.5$ вызвало сильнейшее в том столетии цунами во всем бассейне Тихого океана. У берегов Чили высота цунами достигала 15 – 20 метров, число жертв достигло 1200 человек. Через 15 часов волны, имея высоту от 5 до 10 метров, достигли Гавайских островов, вызвав там гибель 61 человека и свыше 75 миллионов долларов ущерба (Lander, Lockridge, 1989). Через 21 – 22 часа, преодолев около 16 тысяч километров, волны цунами подошли к побережью Японии, Курил и Камчатки (Рис. 2.5).

Волны с высотами до 7 – 8 метров наблюдались практически на всем протяжении восточного побережья Японии (The Chilean Tsunami..., 1961). Они нанесли материальный ущерб в десятки миллионов долларов и унесли жизни 138 человек (Iida, 1984). На Курило-Камчатском побережье это цунами наблюдалось повсеместно со средними высотами 3 – 4 метра (Заякин, Лучинина, 1987). Волны наибольшей высоты (до 7 метров) наблюдались на Камчатке в бухтах Моржовая и Русская (Соловьев, 1978). Данные о размерах материального ущерба и жертвах в советских каталогах отсутствуют. В каталоге Камчатских цунами (Заякин, Лучинина, 1987) приводятся следующие сведения о проявлении этого цунами на Беринговоморском побережье. «В вершине бухты Лаврова цунами вызвало подтопление разгрузочных территорий, сильными течениями были сорваны и повреждены мелкие плавсредства бывшего рыбкомбината. Пароход

«Полина Осипенко», стоявший в бухте на глубине 2.5 м под килем, в результате прохождения цунами ударился об дно, получив серьезные повреждения корпуса». «В районе поселка Апука у ледяного берегового вала на косе, на которой расположен поселок, наблюдались громадные взбросы воды, как при сильном шторме. Вода отступала от берега на 500 м. Были замечены три волны, выбросившие на берег глыбы льда. Период колебаний уровня составлял около 30 мин». «На полуострове Озерном глыбы льда вынесены вверх по реке Ольховой на расстояние до 500 м от устья». «На острове Беринга в районе села Никольского цунами началось с отхода воды от берега, который местами составил 30 – 50 м. Высота подъема воды не превышала 3.0 – 3.5 м. В устье реки Гаванской был сорван и заброшен волной вглубь суши на 500 м небольшой деревянный мост».

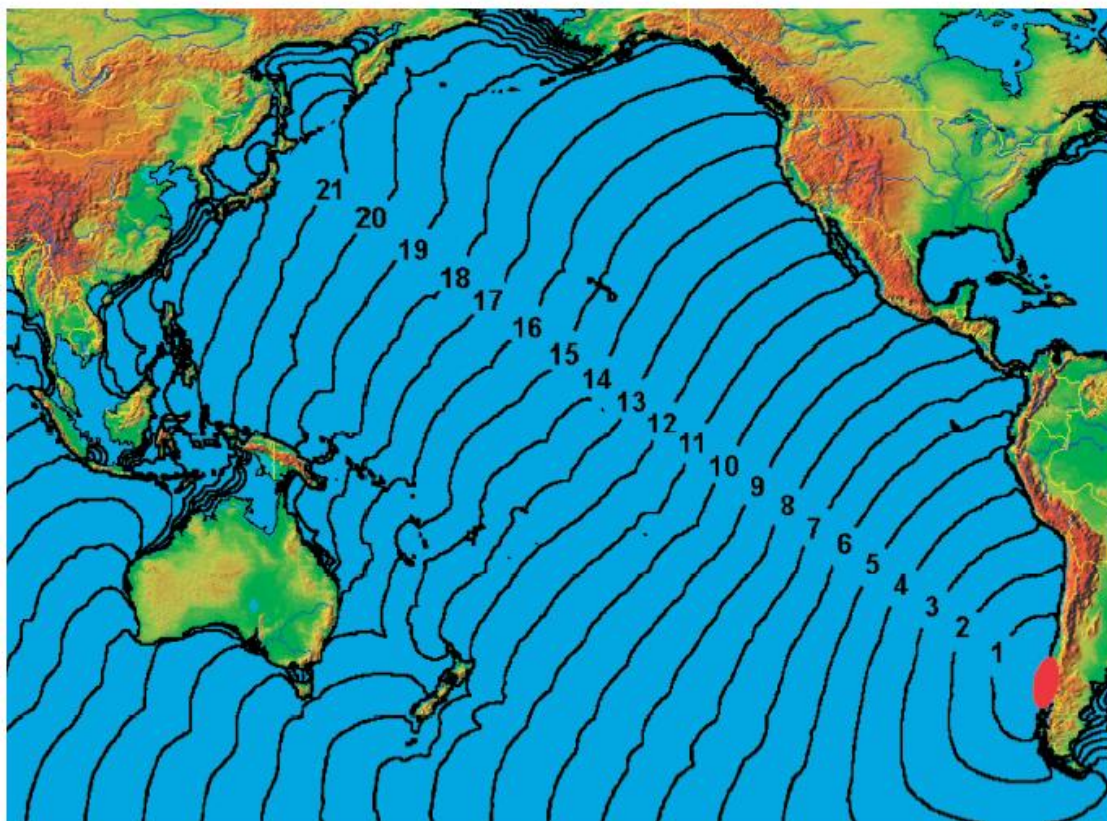


Рис. 2.5. Карта изохрон времен распространения Чилийского цунами 22 мая 1960 года. Цифры у изохрон показывают время распространения в часах. Сплошной эллипс показывает положение очага цунами.

Колебания воды с амплитудой в несколько метров наблюдались также на южной оконечности острова Карагинский, в поселке Оссора (взломан лед в заливе), в бухте Ложных Вестей. Есть сведения о проявлении этого цунами на большом протяжении побережья Охотского моря, в частности, в районе Охотска и Магадана (Иконникова, 1964).

Во время экспедиционных работ в Корякии (район пос. Пахаچی) летом 1992 года В.К.Гусяковым были собраны некоторые дополнительные сведения о проявлении цунами 1960 года на побережье Олюторского залива. Оказалось, что старожилы обоих поселков (Пахаچی и Апука) хорошо помнят это событие. Цунами наблюдалось 24 мая рано утром (по местному времени) в виде нескольких подъемов и опусканий уровня моря, вызывавших сильные течения и водовороты в протоках и устьевых частях рек, причем амплитуда понижения, по-видимому, превышала амплитуду поднятия. Наибольшая осушка наблюдалась между второй и третьей волной. В протоке у пос. Апука многие из находившихся у причалов рыболовецких сейнеров и катеров при первом же откате воды легли на дно (отсюда можно сделать вывод, что понижение уровня было не менее 3 – 4 метров), при последовавшем через 10 – 15 минут подъеме уровня воды часть из них затонула. Многие катера получили повреждения от столкновений с причалами и друг с другом, будучи сорваны со швартовов и беспорядочно перемещаясь по протоке. Явление

сопровождалось сильным шумом и гулом со стороны залива (вероятно, создаваемым перемещаемыми водой массивами льда).

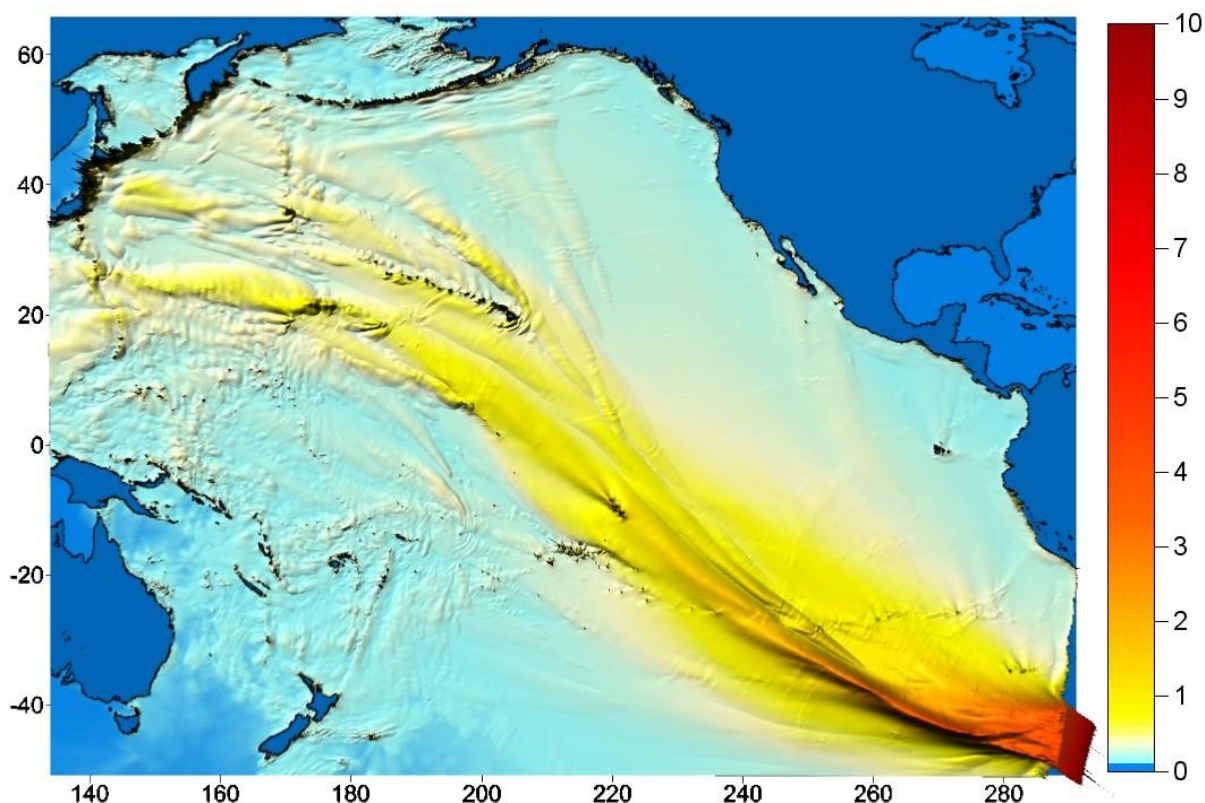


Рис.2.6. Численное моделирование Чилийского цунами 22 мая 1960 года. Изображение демонстрирует распределение максимальных высот волн в каждой расчетной точке, достигнутых за все время расчета (41 час). Отчетливо видно формирование максимального потока энергии, направленного на Филиппины, Японию, Курилы и Камчатку.

Выполненное авторами настоящего отчета численное моделирование Чилийского цунами 1960 года продемонстрировало (Рис. 2.6) формирование максимального потока энергии, направленного на Филиппины, Японию, Курилы и Камчатку. Формирование такой выраженной направленности является совокупным эффектом действия начальной диаграммы излучения энергии сейсмическим источником, его ориентации, сферичности Земли и эффектами рефракции волн на неоднородностях рельефа дна Тихого океана. Имеющиеся наблюдаемые данные о фактическом распределении высот цунами вдоль побережья Тихого океана (Berkman, Symons, 1961) подтверждают расчетные результаты.

К сожалению достоверных данных о проявлениях удаленных цунами на Курило-Камчатском побережье за длительный временной период нет. Однако, основываясь на модельных представлениях о распространении транстихоокеанских цунами и на результатах наблюдения цунами 1960 года, можно предполагать, что средние высоты волн Южно-Американских цунами на Японском и Курило-Камчатском побережьях примерно одинаковы.

По имеющимся данным можно оценить средний период повторяемости наблюдения Южно-Американских цунами с высотами 2 и более метров у берегов Японии. За последние 400 лет (с 1586 по 1995 год) он оказывается равным 58 годам, что сравнимо или даже существенно меньше ожидаемого периода повторяемости местных землетрясений с магнитудой 7.5 (порядка 100 – 150 лет). Отсюда следует, что вероятность проявления удаленного цунами для любой точки восточного побережья Курил и Камчатки является, по крайней мере, сопоставимой с вероятностью цунами высотой более 2 метров от местного землетрясения. Для западного же побережья Курил и Камчатки, а также всего Охотоморского побережья, которые практически полностью экранированы от воздействия цунами, порожденных подводными землетрясениями Курило-Камчатской сейсмической зоны, риск цунами от удаленных Южно-Американских источников может быть даже выше риска региональных цунами.

Другим районом с потенциальной угрозой возникновения трансокеанских цунами следует считать западное побережье США вблизи штатов Вашингтон и Орегон. По сравнению с расположенным к югу от них штатом Калифорния, этот район обладает существенно более слабой фоновой сейсмичностью, однако геологическими работами и изучением следов палеоцунами было доказано, что здесь также возможны сильные (с магнитудой до 9.0) землетрясения, период повторяемости которых варьируется в интервале 250 – 300 лет (Atwater, 1987). Последнее по времени такое землетрясение произошло в районе залива Пуджет Саунд (штат Вашингтон) в конце января 1700 года. Письменных свидетельств о нем не осталось (поскольку землетрясение произошло еще до прибытия первых европейцев на эти земли). Само событие было идентифицировано исключительно по геологическим признакам, его точную дату удалось установить путем корреляции с японскими хрониками, сообщавшими о необычных волнах с высотами до 4 – 5 метров, наблюдавшихся в различных пунктах восточного побережья Японии, причем о каких-либо сейсмических событиях в то время не сообщалось (Atwater et al., 2005).

Сведений о проявлении этого цунами на побережье Курил и Камчатки также не имеется (что не удивительно, учитывая отсутствие русских поселенцев, прибывших на это побережье только спустя несколько десятилетий). Каких-либо катастрофических последствий там, очевидно, и не было, но волны высотой 2 – 3 метра вполне могли наблюдаться практически на всем восточном побережье Курильских островов. Повторение такого события в современных условиях, помимо катастрофических последствий для населения западного побережья США, представляет определенную опасность и для северо-западных берегов Тихого океана, включая побережье Камчатки и Курильских островов.

Для Дальневосточного побережья России проблема оценки риска цунами от удаленных землетрясений требует особого рассмотрения, и в этом состоит ее существенное отличие от аналогичной проблемы оценки сейсмического риска, где сейсмические очаги, удаленные более чем на 2 – 3 тысячи километров, попросту не рассматриваются. Волны же цунами в некоторых случаях способны распространяться на расстояния до 12 – 15 тысяч километров, сохраняя при этом свой разрушительный потенциал. Значительная часть Дальневосточного побережья России открыта к воздействию волн практически от всех основных цунамигенных зон Тихого океана. Однако за все XX столетие реально опасными для него были только два случая удаленных цунами – Чилийское 1960 года (высоты до 3 – 4 метров по всему Охотскому побережью, 5 – 6 метров на Курилах и восточном побережье Камчатки, включая Корякию) и Аляскинское 1964 года (высота до 1 метра на о-ве Парамушир). Два других сильнейших тихоокеанских цунами XX столетия (Аляскинское 1946 года и Алеутское 1957 года) никак не проявились на Дальневосточном побережье РФ. Между тем, тревоги цунами от удаленных землетрясений за период с 1958 года по 2010 год объявлялись 19 раз, в 17 из которых они оказались ложными. Эта статистика показывает, что проблема удаленных цунами требует специального рассмотрения с привлечением всех доступных материалов исторических наблюдений и численного моделирования.

Формальный анализ содержания глобальной базы данных по наблюдениям цунами по типу источника цунами показывает, что в Тихом океане подводные землетрясения ответственны за 82% всех цунамигенных событий. Оставшаяся часть делится между обвальными (10%), вулканогенными (5%) и метеорологическими (3%) цунами (Gusiakov, 2009). Причем подавляющее большинство обвальных и вулканогенных цунами являются локальными, т.е. их ущерб ограничивается расстояниями в несколько сот километров от очага. Даже при крупнейшем вулканогенном цунами в Индонезии, вызванном взрывом вулкана Кракатау в 1883 году, все 36 тыс. погибших оказались на ближайших участках побережья Явы и Суматры, на расстоянии не более 150 – 200 км от очага. При наибольшей измеренной в ближней зоне высоте заплеска в 35 метров, максимальная высота волн в дальней зоне оказалась равной только 1.2 метра (в порту Галле, на Цейлоне). Это показывает, что при рассмотрении угрозы удаленных цунами для Дальневосточного побережья РФ можно ограничить рассмотрение только случаями сейсмогенных цунами.

2.4 Землетрясение и цунами 17 октября 1737 г.

Восточное побережье Камчатки является крайне уязвимым в смысле цунамиопасности при сильнейших подводных землетрясениях, здесь дважды на протяжении последних 270 лет

происходили мега-землетрясения магнитуды 9, сопровождавшиеся разрушительными цунами (в 1737 и 1952 гг.). Первый исследователь Камчатки Степан Крашенинников оставил красочное и по-научному точное описание проявления разрушительного цунами 17 октября 1737 года на восточной Камчатке и северных Курилах, данное в главе «Об огнедышащих горах и происходящих от них опасностях» его знаменитой книги «Описание Земли Камчатки» (Крашенинников, 1949). В ней он приводит (со слов местных камчадалов) впечатляющую цифру 63 м (30 саженей) для высоты заплеска на побережье в районе мыса Лопатка и острова Шумшу. Достоверность этой цифры и точное положение места, к которому она относится, сейчас, по-видимому, установить уже невозможно. Существенные сомнения в достоверности этих исторических сведений приведены в работе Г.Н.Чуяна и В.Е.Быкасова «К вопросу о высоте волн цунами 1737 года на острове Беринга» и связаны они с возможными неточностями перевода трудов Г.В.Стеллера (Стеллер, 1992, 1995; Steller, 1988).

Из описаний Крашенинникова и работ по изучению геологических следов этого землетрясения и цунами, а также одновременной активизации практически всех камчатских вулканов следует, однако, что это было разрушительное землетрясение класса М9 и возбужденное им цунами вызвало полное опустошение на ближайших к очагу участках восточного побережья Камчатки и северных Курил. Очевидно также, что оно не обошлось без жертв среди тогдашнего населения этих мест, хотя даже примерное их число установить сейчас не представляется возможным.

2.5 Землетрясение и цунами 17 мая 1841 г.

Судя по каталогу макросейсмических описаний землетрясений Камчатки за период доинструментальных наблюдений XVIII-XIX вв., составленному Геофизическим центром Российской академии наук и Мировым центром данных по физике твердой Земли, эпицентр события 17 мая 1841 г. с магнитудой $M_w = 8.3$ находился в фокальной области несколько северо-восточнее положения двух вариантов эпицентра события 17 октября 1737 г. Однако макросейсмические описания события 17 октября 1737 г. свидетельствуют о значительно больших проявлениях на восточном побережье Камчатки от о-ва Шумшу до Авачинской губы, а согласно свидетельству Стеллера и на о.Беринга. Нельзя исключать, что отсутствие сведений о проявлении землетрясения 6.05.1841 г. на побережье Камчатки юго-восточнее и северо-восточнее от эпицентра связано с отсутствием там исследователей.

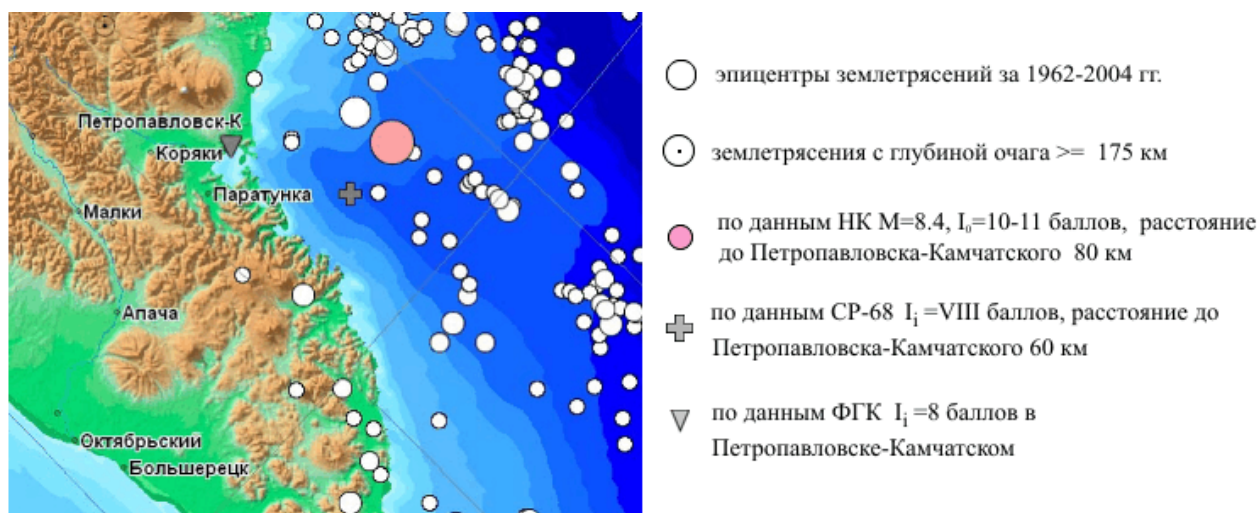


Рис. 2.7. Положение эпицентра землетрясения 17 мая 1841 г.

В ряде публикаций приводятся свидетельства очевидцев, зафиксированные в исторических хрониках. Так, в книге [Мушкетов, Орлов, 1893, запись 1161] сказано: «В том же году (1841) 6-го (18) мая в 8 час. утра сильное землетрясение в Петропавловске и на месте, называемом Островным, продолжавшееся 15 мин., при чем разрушены трубы и печи и разбиты в окнах стекла. Колокола собора звонили сами собою. Вода в губе возвысилась на несколько футов и на всем ее пространстве в течение 6 минут было сильное волнение. Кроме того, в продолжение 6 часов

происходил постоянный прилив и отлив. Стоявший в малой губе на якоре и швартовых бриг «Охотск» оторвался, стащил зарытый в землю 50-ти пудовый якорь и ушел на середину губы; некоторые утесы, находившиеся близ порта, обрушились. На месте Островном, в 80 верстах от Петропавловска, было необыкновенное возвышение воды в море, которое смыло балаган, юрту и строение одного камчадала [Журн. Мин. Вн. дел, 1841 г. август, стр. 21 и декабрь, ч. XLII]».

В работе [Федотов, Годзиковская, Кириллов, 1968, запись 70] с некоторыми изменениями приводится еще одна цитата из [Мушкетов, Орлов, 1893], а также информация, почерпнутая из [Аноним, 1841; Обручев, 1933; Горшков, Попов, 1938; Соловьев, Ферчев, 1961]. Авторы цитируемых здесь работ утверждают, что «В Петропавловске 6-го мая в 8 час. утра было в продолжение 15 мин. сильное землетрясение, от которого развалилось в разных казенных и частных зданиях до 50-ти печных труб; в некоторых домах разрушились печи, разбились вдребезги рамы со стеклами, выпадая из своих мест. Колокола Петропавловского собора сами собою звонили; вода в морской губе возвысилась на несколько футов, и на всем ее пространстве до 6 минут продолжалось сильное волнение. Кроме того, в течение шести часов был постоянный прилив и отлив воды. Близ порта некоторые утесы горы обрушились; стоявший в малой губе бриг "Охотск", укрепленный с берега на швартовах и якорном канате, оторвался, стащил 5-пудовый якорь, зарытый в землю, и ушел на средину губы" [Аноним, 1841]».

«На месте Островном было сильное землетрясение, во время которого необыкновенным возвышением воды в море смыло балаган, юрту и строение одного камчадала» [Аноним, 1841]. Цунами 1841 г. – первое из «дальневосточных», относительно которого известно, что оно достигло Гавайских островов: «17 мая 1841 г. ... в 5 час. 20 мин. пополудни (время с учетом разности стилей и долгот мест соответствует примерно 14 час. 50 мин. 6 мая местного петропавловского) вода в гавани Гонолулу внезапно обесцветилась и устремилась вперед подобно большой приливной волне. Затем она быстро откатилась назад, осушив часть гавани и все рифы. Это повторилось дважды в течение сорока минут; затем море приняло свой обычный вид. Падение уровня воды оценивалось в три фута (1 м). Одновременно в Лахаине многократное поднятие и падение воды с интервалом в 4 мин. каждое равнялось нескольким футам. Волны обрушивались на рифы и с оглушительным гулом перекатывались через них" [Jarves, 1843].

По сведениям, приведенным в работах [Соловьев, 1968, Бутаков, 1844; Витер, Смышляев, 2004], Петропавловск находился тогда под впечатлением сильного землетрясения, произошедшего 6 мая 1841 года. Как утверждали свидетели, наклонившаяся колокольня при первых толчках стала вертикально, был сильный гул, «скот попадал со странным мычанием, собаки подняли душераздирающий вой». В октябре, когда «Або» находился в порту, еще продолжались редкие толчки».

Бутаков описывал майское землетрясение со слов жителей: «6 мая колокола собора звонили сами собою, трубы и печи развалились, вода несколько раз быстро уходила из малой губы и потом вторгалась туда снова с такою силою, что угрожала затопить порт; со стороны устья реки Колохтырки против возвысился футов на 50, причем утонула одна женщина и множество собак, бывших там на привязи; наконец, недалеко от Орловки земля дала трещину, из которой била ключом горячая вода... Странно, что в Камчатке жители не выходят из своих домов во время «трясения», полагая, что опасность вне их – больше».

Другой участник плавания, Густав Блок, дополняет картину в своих записях: «Петропавловск построен при подошве двух гор, почти параллельных между собою, из которых Западная называется Сигнальною, а Восточная Калахтырских хребтов. К северу от города, из-за Никольской горы, поднимается величественная Никольская сопка, а к юго-западу виден гигантский Велюй; горы и примыкающие к ним возвышенности небрежно покрыты роскошною снежною пеленою, и вся окрестность дышит самою дикою прелестью. ...Мне рассказывали... о землетрясении, случившемся в Петропавловске месяца за четыре до нашего прихода. Оно было, как говорили, так велико, что размахи креста колокольни Петропавловского собора доходили до трех футов в каждую сторону от вертикального положения шпица. Жители, беспрестанными глухими подземными ударами, были приведены в состояние панического страха; скот попадал с страшным мычанием, собаки подняли раздражающий вой. Это землетрясение продолжалось четверть часа...».

В работе [Соловьев, Ферчев, 1961] содержатся следующие данные о рассматриваемом событии.

Дата и время	Проявление на побережье	Степень вероятности цунами	Район проявления	Косвенные признаки возникновения и силы цунами
17.V. 1841 8 ч *	Разрушения в Петропавловске	Установлено	Восточное побережье Камчатки у мыса Шипунского, Авачинская губа, Гавайские острова	Смыло балаган и юрту. "Возвышение воды на несколько футов"

2.6 Катастрофическое цунами 4-5 ноября 1952 г.

Землетрясение такой же, как и 17.10.1737 г., силы произошло в том же районе Курило-Камчатской зоны спустя всего 215 лет, 4 ноября 1952 года, и этот временной промежуток является самым коротким из достоверно известных интервалов повторяемости между двумя землетрясениями класса M9, происходивших в одном субдукционном сегменте Тихоокеанского сейсмического пояса. Восстановленные по геологическим данным периоды повторяемости таких землетрясений варьируются от 300 до 1200 лет (Atwater et al., 1995).

С этого события начинается современная история воздействия цунами на северные Курилы. Землетрясение произошло рано утром (в 3:58 по местному времени), сильные толчки, разбудившие всех жителей Северо-Курильска, продолжались в течение нескольких минут. Минут через 30-40 подошла волна цунами, высотой около 10 м. Наиболее разрушительной оказалась вторая волна, затопившая город практически целиком. Высота заплеска, измеренная на склонах окружающих город сопков, достигала 18-20 м (Соловьев, 1978). Возможно, в каких-то местах она была и выше, никаких специальных обследований всего побережья острова после события не проводилось, все силы и ресурсы были сконцентрированы на спасении людей и восстановлении объектов жизнеобеспечения Северо-Курильска. Относительно общего числа жертв, вызванных цунами 1952 года, до сих пор нет полной ясности. В литературе приводится цифра 2336 человек (Шевченко и др., 2012), но она, по всей видимости, отражает только жертвы среди гражданского населения. В музее Северо-Курильска для этой же категории населения указывается цифра 7802 человека (Смышляев, 2003). Однако основную часть населения Северо-Курильска в те годы составляли военные (моряки, пограничники, армейские части). Данные о потерях личного состава воинских частей, несомненно, были собраны, но никогда не были обнародованы. В книге камчатского журналиста и краеведа А.Смышляева "Ночь океана" (Смышляев, 2003) на основании анализа всей совокупности доступных данных приводится экспертная оценка общего числа погибших на северных Курилах при Камчатском цунами 1952 года в 15-17 тыс. человек. Подавляющее число погибших стали жертвам именно цунами, достигшего наибольшей высоты на островах Парамушир и Шумшу.

По свидетельству А.А. Смышляева (Смышляев, 2003) «5 ноября 1952 года жителей Петропавловска-Камчатского разбудили сильные подземные толчки. Было без двух минут 4 часа утра местного времени. ... Более пяти минут длилось землетрясение. Затем толчки стали ослабевать и постепенно прекратились. Дома устояли. Зажегся свет... А в это время в Тихом океане, в 200 километрах к юго-востоку от Петропавловска, над эпицентром землетрясения вздыбилась от толчков морская волна. Ускоряя бег и силу, поднимаясь всё выше, она устремилась к берегам Камчатки и Курильских островов. Через 40 минут бега она выросла до восьми метров и захлестнула сушу.

В морском порту незначительно сместились и растрескались причалы. В рыбном порту также наблюдались частичные разрушения и смещения причалов. В некоторых из них образовались выпуклости и трещины шириной до 8 сантиметров. В первые минуты землетрясения вода перекинулась через причалы. Сильным волнением сорвало пришвартованные катера и кунгасы. Рассыпалось несколько штабелей грузов. В четырех местах порвался водопровод.

На Петропавловской сейсмической станции ... сейсмографы, рассчитанные на фиксацию максимум восьмибалльного землетрясения, от первых ночных толчков зашкалило, и учёные не только не могли дать хоть какой-то краткосрочный прогноз, но не знали и характеристик стихии».

"Более восьми баллов" – так приблизительно они оценили мощь землетрясения. Никто не знал и о том, что в Ключах его вообще не зафиксировали, так как сейсмографы перед этим сняли для профилактического ремонта. Таким образом, землетрясение 5 ноября 1952 года так и осталось с приблизительной характеристикой – "более 8 баллов".

Самолеты обследовали восточное побережье Камчатки от мыса Кроноцкого на севере до мыса Лопатка на юге. Сопоставив донесения лётчиков, можно было уже уверенно говорить о высоте цунами. Максимальная высота волны составляла 12 метров и наблюдалась на Шипунском полуострове, 7- 8 метров – в районе мыса Поворотного, 5 метров – в остальных местах побережья. По данным вулканолога Б. Пийпа максимальная высота волны в 15 м наблюдалась на самом севере побережья Камчатки, затронутого цунами, – бухте Ольга.

Через несколько дней после катастрофы, примерно 8-9 ноября, вулканолог, кандидат геолого-минералогических наук Александр Евгеньевич Святловский отвечал на вопросы корреспондента газеты "Камчатская правда", рассказывая о природе цунами вообще и конкретно о цунами 1952 года.

Вопрос: Почему приливная волна имела разрушительную силу в Северо-Курильске и в открытых бухтах восточного побережья Камчатки и была невелика в Петропавловской бухте?

Ответ: Петропавловск находится в глубине бухты, вход в которую защищён узким проливом. Приливная волна цунами разбилась у входа в бухту, а та её часть, которая вошла в залив, расплылась по всей его широте, потеряв высоту. Поэтому в бухте волна была низкой, и не всеми была замечена... Таким образом, приливные волны, вызванные землетрясениями в Тихом океане, для города Петропавловска не представляют опасности.

Следует, однако, заметить, что по мнению экспертов у побережья соседней Вилучинской бухты была отмечена волна высотой 5-6 метров.



Рис. 2.8. Байково, о.Шумшу, уничтожена военно-морская база.



Рис. 2.9. Танковоз «Армеец», выброшенный цунами 7 ноября 1958 г. на пирс портпункта Буревестник.

3 Цифровые модели расчетных областей

Источником информации для построения цифровых моделей рельефов расчетных областей послужили для суши (топография) – массив SRTM-3sec (SRTM version 2.1, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/), интерполированный на сетки необходимой детальности методом «kriging», для акваторий (batimетрия) – оцифрованные исполнителями изображения, предоставленные Заказчиком.

Таблица 2. Телескопически вложенные расчетные области

Название расчетной области	Долгота, В (градусы)	Широта, С (градусы)	Максимальная глубина акватории (метры)	Максимальная высота рельефа суши (метры)	Шаг сетки (географические секунды)
«Океаническая»-1	155.75 – 165.5	48 – 56.55	8553	4152	10
«Океаническая»-2	155.75 – 163.5	48 – 54.75	8553	2902	10
«Прибрежная»	158.3 – 159	52.7 – 53.25	434	2200	2
«Береговая»	158.395 – 158.725	52.875 – 53.09	33.69	492.64	0.5

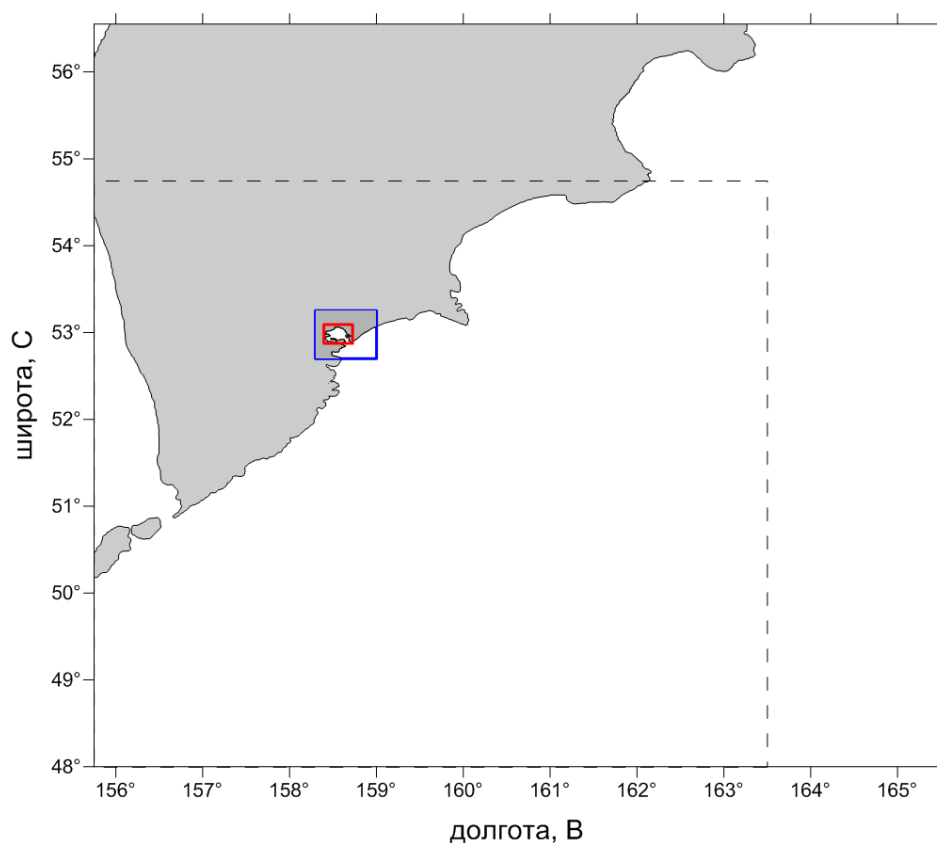


Рис. 3.1. Схема расположения трех телескопически вложенных областей («Океаническая», «Прибрежная», «Береговая»).

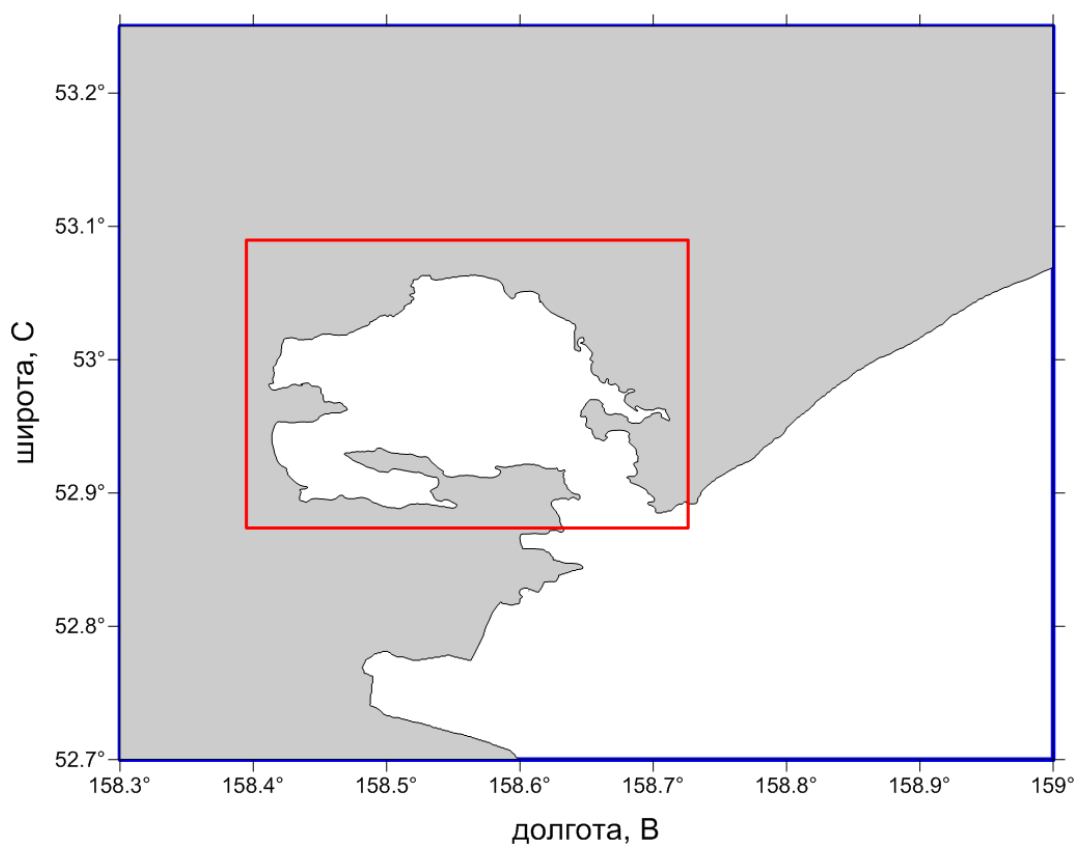


Рис. 3.2. Схема расположения двух телескопически вложенных областей («Прибрежная», «Береговая»).

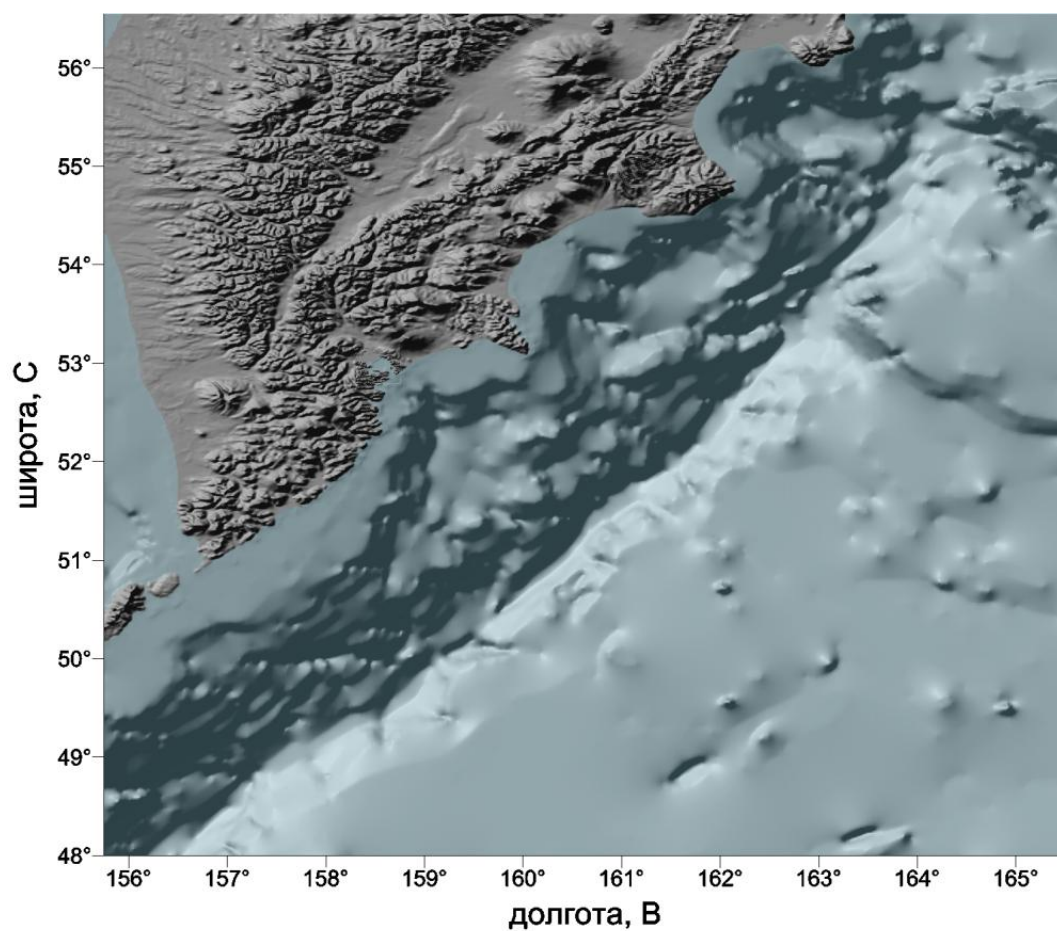


Рис. 3.3. Цифровая модель рельефа расчетной области «Океаническая-1».

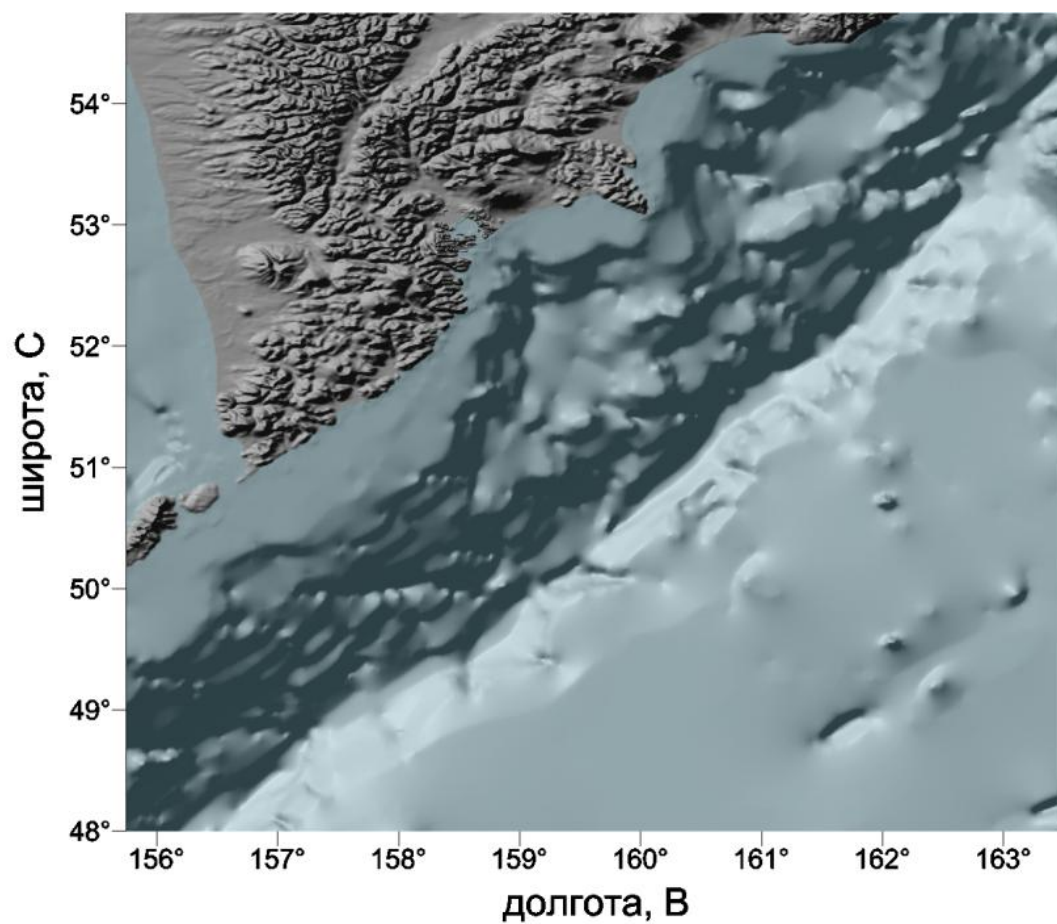


Рис. 3.4. Цифровая модель рельефа расчетной области «Океаническая-2».

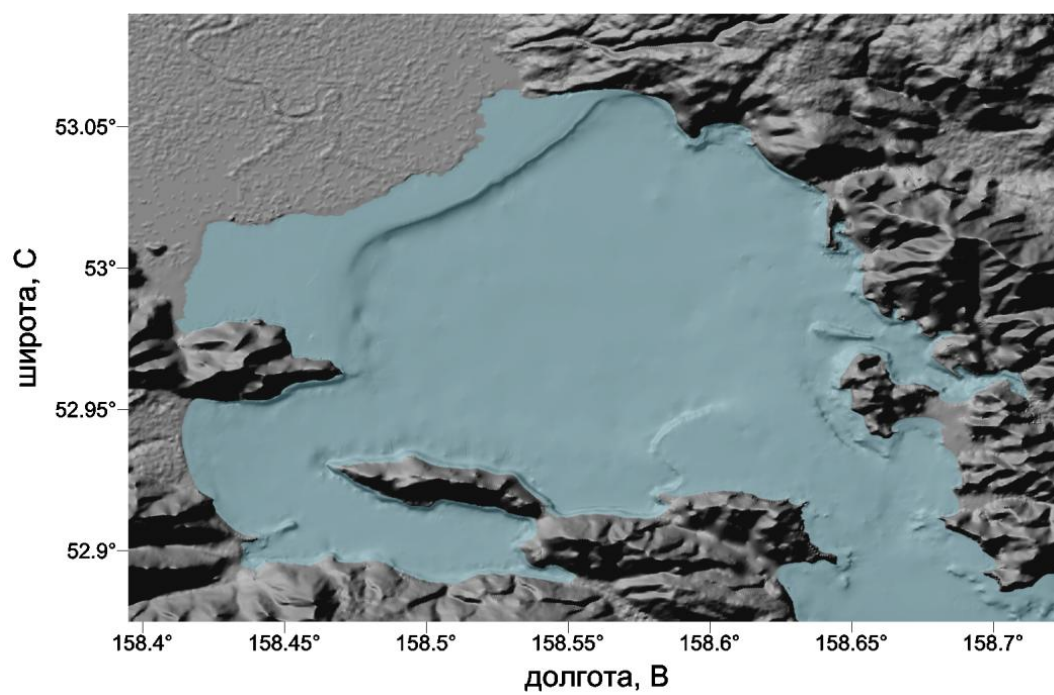


Рис. 3.5. Цифровая модель рельефа расчетной области «Береговая».

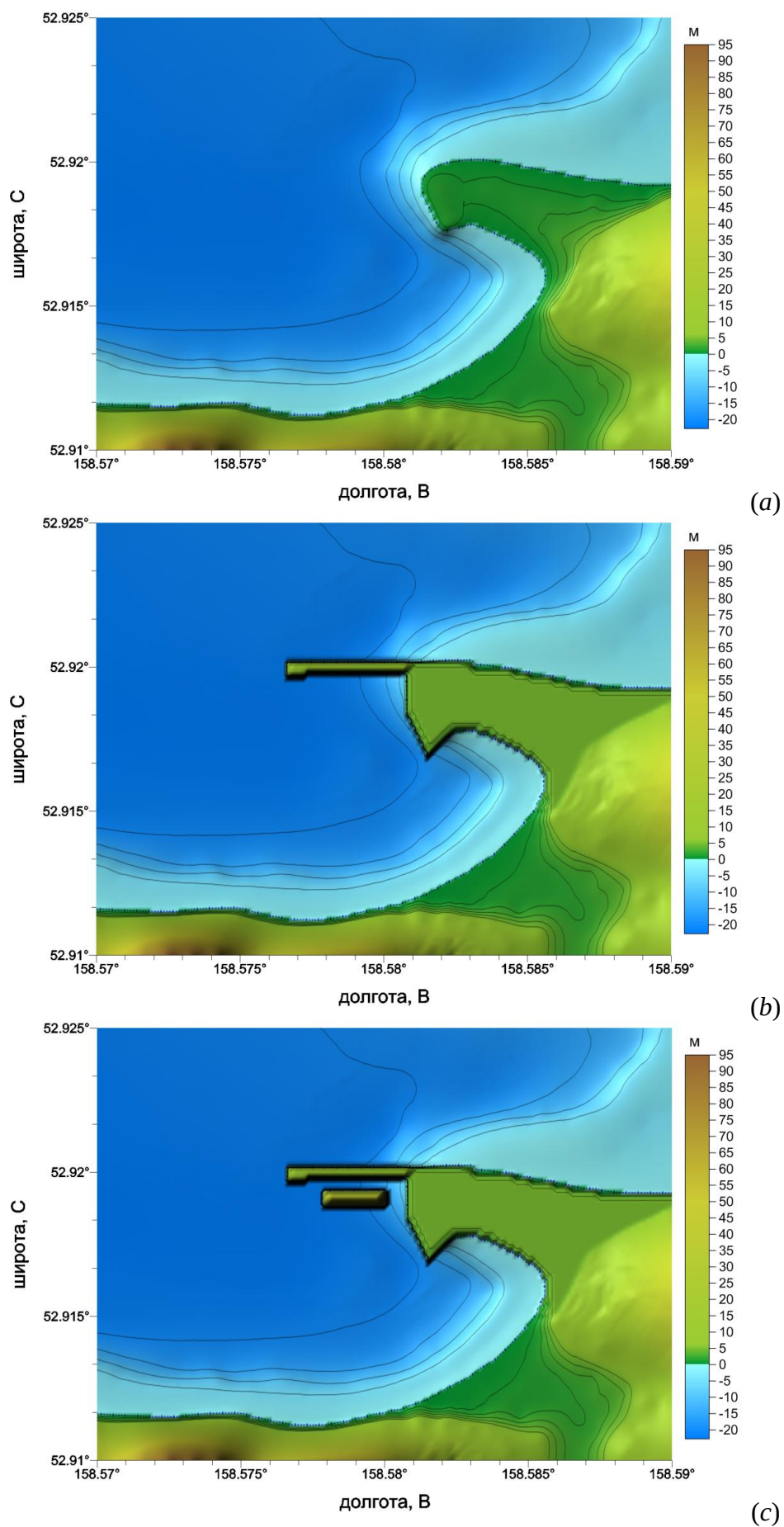


Рис. 3.6. Изображения рельефов расчетной области «Береговая» для моделирования наката волн цунами в естественных условиях (a), при наличии мола (b), при наличии мола и дока (c).

4 Математические модели волн цунами

4.1 Модель генерации волн цунами подводными землетрясениями.

Для исследования возбуждения цунами наиболее адекватной математической моделью следует считать решение замкнутой системы уравнений динамической теории упругости, описывающей совместные колебания упругого полупространства (модель земной коры) и лежащего на нем слоя гравитирующей жидкости (модель океана). Такой подход обладает многими преимуществами при изучении процесса генерации цунами, позволяя связать волну цунами непосредственно с параметрами очага подводного землетрясения. Одним из его существенных ограничений, однако, является необходимость использования модели океана с плоским дном. Уравнение Ляме с гравитационными членами, используемое для описания возбуждения цунами, одновременно является уравнением движения для гравитационной волны в слое сжимаемой жидкости постоянной глубины. При переменной глубине жидкого слоя решение полной системы уравнений динамической теории упругости возможно лишь численными методами, применение которых к трехмерным задачам этого типа встречает все еще большие затруднения. Таким образом, до этапа стыковки с моделью распространения цунами волна считается распространяющейся по ровному дну и влияние его рельефа учитывается лишь начиная с этого момента. Глубина бассейна, однако, служит основным фактором, определяющим скорость распространения цунами и, следовательно, конфигурацию фронта и разнообразные эффекты фокусировки и рассеяния на неоднородностях дна. Поэтому переменность глубины бассейна должна быть существенным элементом модели распространения цунами.

Ранее было показано (Подъяпольский, 1968, 1978; Comer, 1984) что в длинноволновом приближении решение полной задачи о возбуждении цунами эквивалентно последовательному решению двух задач: (1) определению остаточных деформаций дна, создаваемых очагом землетрясения в эпицентральной области, (2) расчету распространения цунами в рамках, например, линейной теории мелкой воды с использованием полученных в результате решения первой задачи смещений дна в неоднородных граничных условиях либо в качестве начальных данных.

Такой подход широко применяется в работах по численному моделированию цунами на реальных участках акватории океана (см., напр., Abe, 1978, 1979; Aida, 1974, 1978; Ando, 1982; Geist, 1998; Hwang, Divoky, 1970) и в случаях, когда известны достоверные параметры сейсмического источника либо распределение остаточных смещений дна, обеспечивает достаточно хорошее совпадение расчетных мареограмм с наблюдаемыми.

В настоящей работе мы также используем разделение полной задачи на два этапа. На первом этапе вычисляются остаточные смещения $U_z(x,y)$ на поверхности однородного упругого полупространства под действием внутреннего распределенного источника дислокационного типа. На втором этапе полученные вертикальные остаточные смещения поверхности полупространства $U_z(x,y)$ вводятся в уравнение неразрывности системы уравнений мелкой воды, используемой для описания распространения цунами. Смещения дна рассчитываются в некоторой ограниченной прямоугольной области Ω_0 , называемой областью задания источника; в узлах той же сетки, которая используется для расчета распространения цунами. Размеры этой области выбираются так, чтобы она содержала примерно 90% общего объема перемещения дна бассейна, так что вклад в генерацию цунами неучитываемых деформаций дна во внешней области можно считать достаточно малым. В такой постановке также пренебрегается искажениями поля остаточных смещений, вносимыми неоднородностями свободной границы упругого полупространства (рельефом дна).

4.1.1 Вычисление начальных смещений в очаговой области цунами

Изучение остаточных смещений поверхности Земли в эпицентральных зонах землетрясений проводится в последние годы для всех разрушительных землетрясений, происходящих в пределах суши, а в некоторых случаях – и под дном океана. Картирование остаточных смещений дает возможность оценки (по их распределению) некоторых параметров очага землетрясения, таких как размеры разрыва, его ориентация, тип и величина подвижки.

Возможность теоретического расчета остаточных смещений необходима также в задачах численного моделирования волн цунами, которые, согласно распространенному представлению, вызываются вертикальными смещениями морского дна, происходящими во время подводного землетрясения на больших площадях. В большинстве случаев фактические деформации скрыты толщей воды и труднодоступны для непосредственных измерений. В такой ситуации теоретически рассчитанные остаточные смещения от соответствующей модели очага землетрясения с параметрами, полученными из сейсмических наблюдений, могут быть использованы в качестве начальных данных в программах расчета распространения цунами.

Теоретически остаточные смещения, вызванные источником дислокационного типа, помещенным внутри упругого полупространства, исследовались в работах (Chinnery, 1951; Maruyama, 1964; Press, 1965). В работе (Sato, Matsu'ura, 1974) получены выражения для компонент напряжений, смещений и вызванных ими наклонов свободной поверхности полупространства. В работе (Matsu'ura, Sato, 1975) теми же авторами выполнена серия расчетов полей остаточных смещений при различных параметрах модельного очага. В отечественной литературе можно отметить работы (Введенская, 1956, 1959), содержащие формулы для остаточных смещений от малой дислокации, в которых, однако, источник считался помещенным в безграничную упругую среду, так что влиянием свободной поверхности пренебрегалось. Для наиболее общего случая разрывного нарушения в упругой среде сводка формул для вычисления остаточных смещений приведена в работе (Okada, 1985).

Создаваемые пространственным дислокационным источником остаточные смещения на поверхности однородного упругого полупространства рассчитываются по формулам, полученным в работе (Гусяков, 1978). Расчеты по эти формулам неоднократно сопоставлялись с расчетами по формулам, полученным в работе (Okada, 1985), при этом расхождения в результатах не выходят за пределы ошибок округления, определяющихся особенностями используемых вычислительных устройств.

В использованном в (Гусяков, 1978) подходе на основе формул для компонент смещений свободной поверхности упругого полупространства, возникающих под действием внутренних сосредоточенных сил, выводятся формулы для дипольных источников, являющихся точечными силовыми моделями очага землетрясения. Затем путем численного интегрирования находятся смещения от пространственной модели очага, характеризующейся длиной и шириной разрыва, азимутом простираения, углом падения, направлением подвижки в плоскости разрыва и величиной подвижки, равной амплитуде смещения противоположных берегов разрыва. Значения этих параметров выбираются из корреляционных соотношений с магнитудой землетрясения и сейсмотектонических особенностей очаговой области (подробнее об этом в разделе 2).

4.1.2 Статические смещения от внутренних сосредоточенных сил

Задача определения смещений в упругом теле, возникающих при приложенной нагрузке, является одной из основных задач классической теории упругости. Ее решения для различных постановок изложены в ряде учебников и руководств (Ляв, 1935; Лурье, 1955; Снеддон, Бэрри, 1961).

Простейший случай такого типа – это задача нахождения напряженного состояния в безграничной упругой среде, возникающего под действием простой сосредоточенной силы, приложенной к одной из точек этой среды. Математически такая задача сводится к нахождению решения уравнения равновесия

$$(\lambda + \mu) \operatorname{grad} \operatorname{div} \bar{U} + \mu \Delta \bar{U} + \bar{F} = 0 \quad (4.1)$$

где $\bar{U}$ – вектор смещения частиц среды относительно начального ненапряженного состояния, λ и μ – упругие параметры Ляме, $\bar{F}$ – приложенная сила, отнесенная к единице объема.

Решение такой задачи методом интегральных преобразований приведено, например, в (Ляв, 1935). В наиболее общем случае (произвольно ориентированная сила $\bar{F}$, приложенная в точке с радиус-вектором $\bar{a}$) возникающие в точке с радиус-вектором $\bar{R}$ смещения представляются формулой (Снеддон, Бэрри, 1961):

$$\bar{U}(\bar{R}) = \frac{\lambda + \mu}{8\pi\mu(\lambda + 2\mu)} \left[(\bar{R} - \bar{a}) \frac{(\bar{R} - \bar{a})\bar{F}}{|\bar{R} - \bar{a}|} + \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu} \frac{\bar{F}}{|\bar{R} - \bar{a}|} \right], \quad (4.2)$$

Это соотношение может быть также получено из известной формулы Стокса, описывающей динамическое поле смещений, создаваемое включенной в момент времени $t = 0$ сосредоточенной силой.

Аналогичная задача для силы, приложенной к внутренним точкам упругого полупространства $z \geq 0$, ставится как краевая задача для уравнения (4.1) при граничных условиях

$$s_z = 0, t_{xz} = 0, t_{yz} = 0 \quad \text{при } z = 0, \quad (4.3)$$

выражающих отсутствие нормальных и касательных напряжений на свободной поверхности. Ее решение может быть получено на основе решения вида (4.2) для бесконечной упругой среды, если воспользоваться следующим приемом.

Рассмотрим частный случай решения (4.2) для силы величиной Q , приложенной в точке $(0,0,h)$ и действующей в положительном направлении оси z , и запишем в декартовой системе координат x, y, z компоненты создаваемого такой силой смещения:

$$\begin{aligned} U_x(x, y, z) &= \frac{(\lambda + \mu)Q}{8\pi\mu(\lambda + 2\mu)} \frac{x(z - h)}{R_1^3} \\ U_z(x, y, z) &= \frac{(\lambda + \mu)Q}{8\pi\mu(\lambda + 2\mu)} \left[\frac{z^2}{R_1^3} + \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu} \frac{1}{R_1} \right], \\ U_y(x, y, z) &= \frac{(\lambda + \mu)Q}{8\pi\mu(\lambda + 2\mu)} \frac{y(z - h)}{R_1^3} \end{aligned} \quad (4.4)$$

где $R_1 = \sqrt{x^2 + y^2 + (z - h)^2}$.

При аналогичном воздействии в полубесконечном упругом теле, занимающем область $z \geq 0$ и находящемся в положении равновесия, компоненты смещения должны иметь в точке $(0,0,h)$ такие же особенности, какие имеют в этой точке компоненты, определяемые выражениями (4.4), и, кроме того, удовлетворять нулевым граничным условиям (4.3) на свободной поверхности. Этого можно достичь, изменив соответствующим образом решение (4.4).

Приложим в точке $(0,0,-h)$ силу, численно равную Q , но противоположно направленную. Из соображений симметрии ясно, что при совокупном действии обеих сил на плоскости $z = 0$ будут отсутствовать касательные напряжения τ_{xz} , τ_{yz} , но появятся нормальные напряжения σ_z , которые легко могут быть определены на основе известного решения для бесконечного упругого тела (см., например, (Снеддон, 1955):

$$\sigma_z^0 = -\frac{12\mu h^3}{(x^2 + y^2 + h^2)^{5/2}} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{4\mu h}{(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}}. \quad (4.5)$$

Для выполнения граничного условия $\sigma_z = 0$ теперь достаточно приложить к плоскости $z = 0$ нормальное напряжение противоположного знака. Искомое решение получается сложением трех напряженных состояний:

- (1) напряженного состояния, создаваемого в бесконечном упругом теле действием силы Q , приложенной в точке $(0, 0, h)$;
- (2) напряженного состояния, создаваемого в бесконечном упругом теле силой $-Q$, приложенной в точке $(0, 0, -h)$;
- (3) напряженного состояния в полубесконечном упругом теле, создаваемого нормальной нагрузкой, распределенной на плоскости $z = 0$ и равной $-\sigma_z^0$

Первое из этих состояний непосредственно определяется формулами (4.4). Второе получается из (4.4) путем замены знаков у Q и h на противоположные. Наконец, третье может быть найдено с помощью потенциалов П.Ф.Папковича, для чего необходимо определить гармоническую функцию $\omega(x,y,z)$ из условия

$$\frac{1}{2\pi} \left(\frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{z=0} \right) = -\sigma_z^0(x, y).$$

Решение по этому методу, называемому иногда методом зеркального отображения, задачи о действии сосредоточенной силы в упругом полупространстве приведено в книге (Лурье, 1955) для случаев нормальной и касательной сил, приложенных в точке $(0, 0, h)$ упругой среды. Окончательные формулы для компонент смещения при $z = 0$ имеют вид:

сила величиной Q , действующая вдоль оси z :

$$U_x^Q(x, y) = -\frac{Q}{4\pi\mu} \frac{x}{R^2} \left[\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} + \frac{h}{R} \right], \quad (4.6)$$

$$U_y^Q(x, y) = -\frac{Q}{4\pi\mu} \frac{x}{R^2} \left[\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} + \frac{h}{R} \right], \quad (4.7)$$

$$U_z^Q(x, y) = -\frac{Q}{4\pi\mu} \frac{y}{R^2} \left[\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} + \frac{h}{R} \right], \quad (4.8)$$

$$U_z^Q(x, y) = \frac{Q}{4\pi\mu} \frac{1}{R} \left[1 + \frac{\mu}{\lambda + \mu} + \frac{h^2}{R^2} \right], \quad (4.9)$$

сила величиной S , действующая параллельно оси x :

$$U_x^S(x, y) = \frac{S}{4\pi\mu} \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \frac{1}{R} \left[2 + \frac{\lambda + \mu}{\mu} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} + \left(\frac{\lambda + \mu}{\mu} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R^2}{(R+h)^2} \right) \frac{x^2}{R^2} - \frac{h}{R+h} \left(1 - \frac{x^2}{R^2} \left(1 + \frac{R}{R+h} \right) \right) \right], \quad (4.10)$$

$$U_y^S(x, y) = \frac{S}{4\pi\mu} \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \frac{xy}{R^3} \left[\frac{\lambda + \mu}{\mu} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R^2}{(R+h)^2} - \frac{h}{R+h} \left(1 + \frac{R}{R+h} \right) \right], \quad (4.11)$$

$$U_z^S(x, y) = \frac{S}{4\pi\mu} \frac{x}{R^2} \left[\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} - \frac{h}{R} \right]. \quad (4.12)$$

На основе формул (4.10)-(4.12) можно выписать выражения для компонент смещения в случае силы величиной T , действующей параллельно оси y :

$$U_x^T(x, y) = \frac{T}{4\pi\mu} \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \frac{xy}{R^3} \left[\frac{\lambda + \mu}{\mu} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R^2}{(R+h)^2} - \frac{R}{R+h} \left(1 + \frac{R}{R+h} \right) \right], \quad (4.13)$$

$$U_y^T(x, y) = \frac{T}{4\pi\mu} \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} \frac{1}{R} \left[2 + \frac{\lambda + \mu}{\mu} + \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} + \left(\frac{\lambda + \mu}{\mu} - \frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R^2}{(R+h)^2} \right) \frac{x^2}{R^2} - \frac{h}{R+h} \left(1 - \frac{x^2}{R^2} \left(1 + \frac{R}{R+h} \right) \right) \right], \quad (4.14)$$

$$U_z^T(x, y) = \frac{T}{4\pi\mu} \frac{y}{R^2} \left[\frac{\mu}{\lambda + \mu} \frac{R}{R+h} - \frac{h}{R} \right]. \quad (4.15)$$

В формулах (4.7) – (4.15) $R = \sqrt{x^2 + y^2 + (z - h)^2}$.

Выписанные выражения дают решение задачи о смещении свободной границы упругого полупространства под действием внутренних сосредоточенных сил. Все дальнейшие выкладки и преобразования опираются на эти формулы.

4.1.3 Точечные модели очага землетрясения

Как известно (Введенская, 1956, 1959; Костров, 1975; Саваренский, 1972), в качестве точечных моделей очага землетрясения могут использоваться дипольные силовые источники. Они

могут быть представлены комбинацией двух пар сил с равными и противоположно направленными моментами, либо комбинацией двух двойных сил без моментов, действующих перпендикулярно друг другу, одна из которых создает напряжение сжатия, другая - растяжения.

Поле смещений, создаваемое источником дипольного типа, может быть получено на основе решения для простых сосредоточенных сил путем дифференцирования по координатам источника. Для этого необходимо записать формулы (4.7) – (4.15) для случая сил, приложенных в произвольной точке (x_0, y_0, h) упругого полупространства, и после дифференцирования по соответствующей координате устремить x_0, y_0 к нулю, с тем чтобы получить дипольный источник в прежней точке. Поскольку дифференцирование по x_0, y_0 отличается от дифференцирования по x, y только знаком результата, в (4.7) – (4.15) можно выполнять дифференцирование вдоль осей x и y по координатам точки наблюдения, меняя знаки у окончательных выражений для того, чтобы получить правильный знак смещения.

В общем случае поле от произвольно ориентированного в пространстве диполя может быть разложено на девять составляющих, соответствующих девяти "эталонным" диполям, составленным из сил, ориентированных вдоль координатных осей x, y, z . Шесть из них - диполи с моментами, три - диполи без моментов.

Всего для трех компонент смещения получается таким образом 27 формул. За недостатком места мы их здесь не выписываем, любая из них непосредственно получается из (4.7) – (4.15) путем дифференцирования по соответствующей координате. Условимся в дальнейшем обозначать тип источника двумя верхними индексами у компоненты смещения, первый из которых означает величину и направление действия силы, второй - ось, вдоль которой производилось дифференцирование. Например, U_x^{Sy} - x -компонента смещения от диполя с моментом, образованного силами S и $-S$ с плечом Δy , параллельным оси y ; U_z^{Qz} - z -компонента смещения от диполя без момента, образованного силами Q и $-Q$, точки приложения которых находятся на оси z на расстоянии Δz друг от друга.

Будем считать, что для всех диполей величины сил (Q, S, T) и расстояния между точками их приложения $(\Delta x, \Delta y, \Delta z)$ одинаковы, их произведения (вида $F_i \cdot \Delta j$) будем называть величиной диполя и обозначать буквой M . В терминах дислокационной теории

$$M = \mu D_0 \delta \Sigma, \quad (4.16)$$

где D_0 – конечная амплитуда смещения противоположных берегов разрыва, $\delta \Sigma$ – площадь элемента разрыва, μ – модуль жесткости среды.

Как известно (Введенская, 1959), силовая и дислокационная модели очага землетрясения эквивалентны между собой, поскольку поле смещений от разрыва совпадает с полем, которое создают в упругой среде без разрыва силовые источники, определенным образом расположенные на поверхности $\delta \Sigma$. Так, например, взбросовая подвижка на наклонной плоскости разрыва с углом падения δ , отсчитываемом от горизонтальной плоскости, моделируется системой диполей, представленной на рисунке 4.1а. На этом рисунке пунктиром показана вторая возможная плоскость, возникающая при замене разрыва его силовой моделью, в рамках которой эти плоскости являются неразличимыми. Для того, чтобы записать смещения, создаваемые такой подвижкой, через смещения от "эталонных" источников, рассмотрим произвольно ориентированный в плоскости xz диполь с моментом, линия действия которого образует угол δ с осью x (см. Рис. 4.1б).

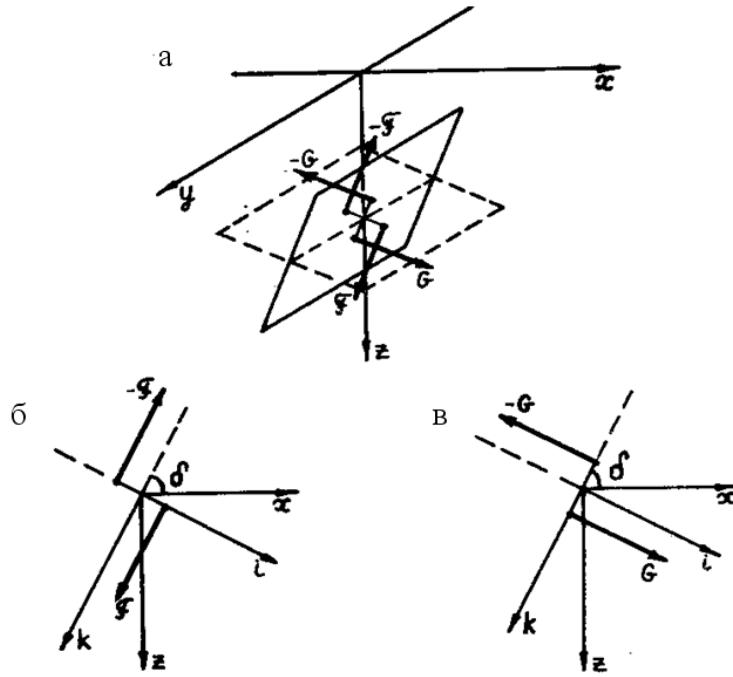


Рис. 4.1. Силовая модель, эквивалентная взбросовой подвижке по наклонной плоскости разрыва (а); диполь с моментом, ориентированный вдоль оси y (б), направление сил перпендикулярно плоскости чертежа; диполь с моментом, ориентированный вдоль оси i (в), плечо диполя перпендикулярно плоскости чертежа. На рисунке (а) пунктиром показана другая возможная плоскость разрыва.

Введем в плоскости xz , параллельно фиксированной системе координат x, z , вращающуюся i, k , совместив их начала и направив ось k вдоль линии действия диполя. Для того, чтобы получить смещения от диполя с моментом, образованного силами F и $-F$, параллельными оси k , точки приложения которых находятся на оси i , нужно продифференцировать смещения, создаваемые силой F , по i . Для j – компоненты смещения ($j=x, y, z$) имеем:

$$\begin{aligned}
 F_j^{Fi}(\delta) &= \frac{\partial}{\partial i} U_j^F(\delta) = \frac{\partial}{\partial i} (U_j^Q \sin \delta - U_j^S \cos \delta) = \left(\frac{\partial}{\partial z} \cos(i, z) + \frac{\partial}{\partial x} \cos(i, x) \right) (U_j^Q \sin \delta - U_j^S \cos \delta) = \\
 &= \frac{\partial U_j^Q}{\partial x} \sin^2 \delta - \frac{\partial U_j^S}{\partial z} \cos^2 \delta + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_j^Q}{\partial z} - \frac{\partial U_j^S}{\partial x} \right) \sin 2\delta = \\
 &= U_j^{Qx} \sin^2 \delta - U_j^{Sz} \cos^2 \delta + \frac{1}{2} (U_j^{Qx} - U_j^{Sz}) \sin 2\delta.
 \end{aligned} \tag{4.17}$$

Смещения, создаваемые диполем с моментом, составленным из сил G и $-G$, параллельных оси i , с плечом вдоль оси k (рис.5.1в), получаются аналогичным образом:

$$\begin{aligned}
 U_j^{Gk}(\delta) &= \frac{\partial}{\partial k} U_j^G(\delta) = \frac{\partial}{\partial k} (U_j^Q \cos \delta + U_j^S \sin \delta) = \left(\frac{\partial}{\partial z} \cos(k, z) + \frac{\partial}{\partial x} \cos(k, x) \right) (U_j^Q \cos \delta + U_j^S \sin \delta) = \\
 &= \frac{\partial U_j^S}{\partial z} \sin^2 \delta - \frac{\partial U_j^Q}{\partial x} \cos^2 \delta + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_j^Q}{\partial z} - \frac{\partial U_j^S}{\partial x} \right) \sin 2\delta = \\
 &= U_j^{Sz} \sin^2 \delta - U_j^{Qx} \cos^2 \delta + \frac{1}{2} (U_j^{Qz} - U_j^{Sx}) \sin 2\delta.
 \end{aligned} \tag{4.18}$$

Совместное действие этих двух диполей моделирует взбросовую подвижку по разрыву с углом падения δ :

$$U_j^{v3b}(\delta) = U_j^{Fi}(\delta) + U_j^{Gk}(\delta) = (U_j^{Qz} - U_j^{Sx}) \cdot \sin 2\delta - (U_j^{Qx} + U_j^{Sz}) \cdot \cos 2\delta. \tag{4.19}$$

Сдвиговую (горизонтальную) подвижку по наклонной плоскости разрыва создает действие двух диполей, один из которых образован силами, параллельными оси y , с плечом вдоль оси i

(перпендикулярно плоскости разрыва), другой образован силами, параллельными оси i , с плечом вдоль оси y (см. Рис. 4.2а). Выражения для смещений от таких диполей через действие эталонных источников получаются аналогичным образом. Для диполя, изображенного на рис. 4.2б, имеем:

$$\begin{aligned} U_j^{Ti}(\delta) &= \frac{\partial}{\partial i} U_j^T = \left(\frac{\partial}{\partial z} \cos(i, z) + \frac{\partial}{\partial x} \cos(i, x) \right) (u_j^T) = \\ &= \frac{\partial U_j^T}{\partial z} \cos \delta + \frac{\partial U_j^T}{\partial x} \sin \delta = U_j^{Tz} \cos \delta + U_j^{Tx} \sin \delta, \end{aligned} \quad (4.20)$$

для диполя, изображенного на рис. 4.2в:

$$\begin{aligned} U_j^{Gy}(\delta) &= \frac{\partial}{\partial y} U_j^G(\delta) = \frac{\partial}{\partial y} (U_j^Q \cos \delta + U_j^S \sin \delta) = \\ &= \frac{\partial U_j^Q}{\partial y} \cos \delta + \frac{\partial U_j^S}{\partial y} \sin \delta = U_j^{Qy} \cos \delta + U_j^{Sy} \sin \delta. \end{aligned} \quad (4.21)$$

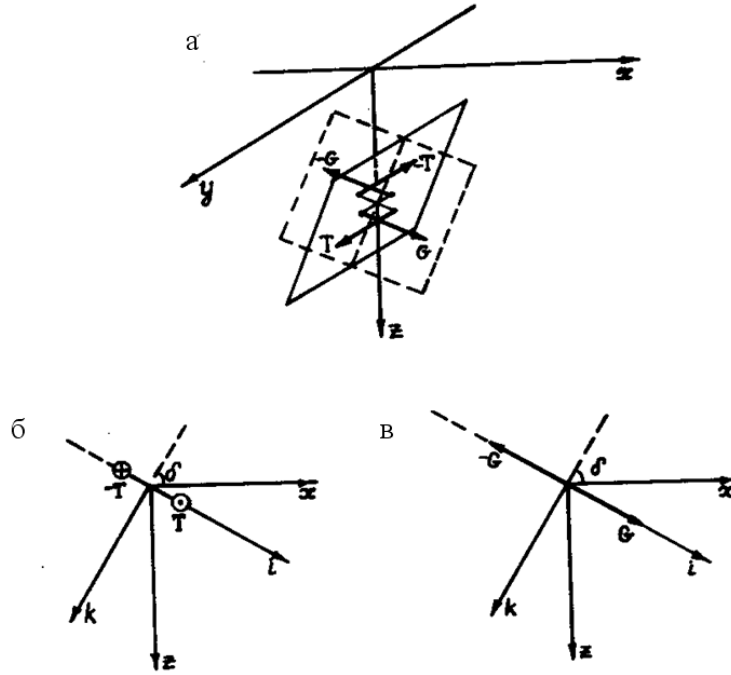


Рис.4.2. Силовая модель, эквивалентная сдвиговой подвижке по наклонной плоскости разрыва (а); диполь с моментом, ориентированный вдоль оси y (б), направление сил перпендикулярно плоскости чертежа; диполь с моментом, ориентированный вдоль оси i (в), плечо диполя перпендикулярно плоскости чертежа. На рисунке (а) пунктиром показана другая возможная плоскость разрыва.

Совместным действием этих двух диполей моделируется сдвиговая подвижка по наклонной плоскости разрыва:

$$U_j^{cd\delta}(\delta) = U_j^{Ti}(\delta) + U_j^{Gy}(\delta) = (U_j^{Sy} + U_j^{Tx}) \cdot \sin \delta + (U_j^{Qy} + U_j^{Tz}) \cdot \cos \delta. \quad (4.22)$$

В общем случае подвижка по разрыву может иметь как взбросовую, так в сдвиговую компоненту. Если λ - угол между направлением подвижки, за которое принимается направление движения верхнего крыла разрыва, и горизонтальной линией на разрыве, то смещение от такой подвижки можно представить формулой

$$\begin{aligned} U_j(\delta, \lambda) &= U_j^{s\delta}(\delta) \cdot \sin \lambda - U_j^{cd\delta}(\delta) \cdot \cos \lambda = \\ &= \left((U_j^{Qz} - U_j^{Sx}) \cdot \sin 2\delta - (U_j^{Qx} - U_j^{Sz}) \cdot \cos 2\delta \right) \cdot \sin \lambda - \\ &\quad - \left((U_j^{Sy} + U_j^{Tx}) \cdot \sin \delta + (U_j^{Qy} + U_j^{Tz}) \cdot \cos \delta \right) \cdot \cos \lambda \end{aligned} \quad (4.23)$$

Выражение (4.23) содержит смещения от восьми из девяти "эталонных" диполей. Отсутствие составляющей от одного диполя, а именно U_j^{Ty} , есть следствие выбора направления простираения разрыва, совпадающим с осью y , чего всегда можно добиться поворотом системы координат.

В частном случае взбросовой подвижки ($\lambda = 90^\circ$) по разрыву с углом падения $\delta = 45^\circ$ из (4.23) получаем

$$U_j = U_j^{Qz} - U_j^{Sx}, \quad (4.24)$$

т.е. такой источник может быть представлен суммой двух двойных сил без моментов, ориентированных вдоль осей z и x , причем одна из них создает напряжение сжатия, другая - растяжения. Согласно (Введенская, 1956) такой источник действительно эквивалентен площадке разрыва в одной из двух возможных плоскостей, ориентированных под углом 45° к осям z и x .

4.1.4 Пространственная модель разрыва

Формула (4.23) дает смещение от элемента разрыва площадью $\delta\Sigma$, ориентация и тип подвижки которого заданы углами δ и λ . Чтобы получить смещения от пространственного разрыва, имеющего конечные размеры, нужно проинтегрировать (4.23) по плоскости разрыва Σ . Для разрыва прямоугольной формы с размерами L (длина) на W (ширина), это сводится к замене y на $y - \eta$, x на $x - \xi \cos \delta$, h на $h - \xi \sin \delta$ (где ξ и η - координаты точки на плоскости разрыва) и к выполнению интегрирования по переменной η в пределах от 0 до L и по переменной ξ от 0 до W :

$$U_j(x, y) = \int_0^L \int_0^W U_j(x - \xi \cos \delta, y - \eta, h - \xi \sin \delta) d\eta d\xi. \quad (4.25)$$

В некоторых частных случаях эталонной ориентации плоскости разрыва (например, взброс в вертикальной плоскости) интегралы оказываются возможным взять в явном виде, в общем же случае необходимо производить численное интегрирование. Подынтегральная функция в (4.25) изменяется достаточно плавно и не имеет особенностей в пределах области интегрирования, поэтому вычисление двойного интеграла не требует большого числа интерполяционных узлов и, следовательно, больших затрат машинного времени. В данной работе использовалась квадратурная формула Симпсона, заменяющая интеграл от функции $f(x)$ на отрезке $[a, b]$ суммой

$$\int_a^b f(x) dx = \frac{b-a}{6} \left[f(a) + 4f\left(\frac{b-a}{2}\right) + f(b) \right]. \quad (4.26)$$

Промежуток интегрирования $[0, W]$ по переменной ξ разбивался на k отрезков, на каждом из которых применялась формула (4.26). Затем выполнялось интегрирование по переменной η с разбиением интервала $[0, L]$ на l отрезков. Проверка правильности и точности работы процедуры численного интегрирования производилась путем сравнения результатов с вычислениями по явным формулам для некоторых частных случаев ориентации плоскости разрыва. Численные эксперименты показали, что для типичных значений параметров разрыва ($L=100$ км, $W=50$ км) значения $k=10$, $l=20$ обеспечивают точность результата интегрирования в 3-4 значащие цифры.

Для расчета источника начального возмущения для каждого из цунамигенных землетрясений задавался стандартный набор параметров, определяющих начальное смещение поверхности океана над реальным рельефом дна от пространственной дислокационной модели очага землетрясения. Такая модель характеризуется семью основными параметрами (см. Рис. 4.3):

- Длиной разрыва L (км),
- Шириной разрыва W (км),
- Глубиной верхнего края разрыва d (км),
- Азимутном простираения разрыва ψ ,
- Углом падения разрыва δ ,
- Направлением подвижки в плоскости разрыва λ ,
- Величиной подвижки D (м).

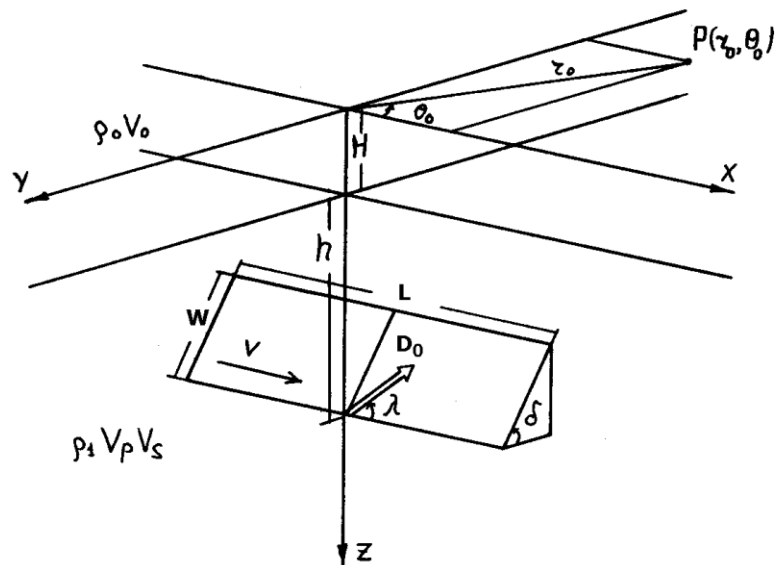


Рис. 4.3 Модель среды и источника.

Значения параметров L , W , d , D , углы δ и λ подбираются на основе информации, полученной из анализа сеймотектонических особенностей региона, угол простирания (азимут) ψ принимается равным углу простирания глубоководной впадины или ориентации береговой линии в районе очага землетрясения.

Зависимость нарастания подвижки от времени аппроксимировалась следующей функцией:

$$f(t) = \begin{cases} 0, & t \leq 0, \\ t/\tau_0 & 0 \leq t \leq \tau_0, \\ 1, & t \geq \tau \end{cases} \quad (4.27)$$

где τ_0 - характерное время нарастания смещения по разрыву. Имеющиеся данные наблюдений (Kajiura, 1981) дают основания полагать, что главная часть остаточных деформаций в очагах цунамигенных землетрясений завершается в относительно короткое время (порядка 1-2 мин), которое можно считать малым по сравнению с характерным периодом цунами (15-20 мин).

Выполненные численные и лабораторные эксперименты (Гусяков, 1974; Hammack, 1972, 1973) показывают, что вариации параметра τ_0 в пределах 1-50 с практически не оказывают влияния на амплитуду и форму возникающих в рамках такой модели волн цунами, поэтому в расчетах значение параметра τ_0 принималось равным 10 с – одному шагу по времени разностной схемы, аппроксимирующей систему уравнений, описывающую движение волны цунами в океане.

4.1.5 Алгоритмическая реализация модели генерации волн цунами

Как уже упоминалось ранее, используемая нами модель генерации волн цунами характеризуется семью основными параметрами: длиной разрыва L (км), шириной разрыва W (км), глубиной верхнего края разрыва d (км), азимутом простирания разрыва ψ , углом падения разрыва δ , направлением подвижки в плоскости разрыва λ , величиной подвижки D (м). Наборы этих параметров подаются на вход для утилиты source.exe, реализующей алгоритм генерации волн цунами. Используя их, производится расчет начального возмущения в ограниченной прямоугольной области в декартовых координатах по формулам, описанным в разделе 4.1.1 «Вычисление начальных смещений в очаговой области цунами».

Для проведения расчета используется квадратная расчетная сетка, размерность которой определяется динамически так, чтобы шаг сетки был не более 4.72 км. При этом важно отметить, что размерность сетки по каждому из направлений должна быть нечетной, чтобы эпицентр землетрясения попадал на узел сетки. Сама расчетная область является квадратной, каждая из ее сторон принимается равной $2.5 \max(L, W)$. Это позволяет гарантировать попадание в область 90% общего объема возмущений для каждого источника.

Для всех источников при вычислении интегралов использовались значения порядка $k=100$, $l=200$ (см. пункт 4.1.4 «Пространственная модель разрыва»), что с одной стороны позволило обеспечить необходимую точность, а с другой стороны сохранить относительно небольшое время вычисления начальных возмущений.

После расчета начального возмущения в локальных декартовых координатах, координаты эпицентра сдвигаются в ближайший узел сферической сетки. После этого происходит пересчет начального возмущения из квадратной сетки в декартовых координатах в квадратную сетку с минутным шагом в сферических координатах. Это необходимо для дальнейших вычислений распространения возмущений по линейной и нелинейной модели в сферических координатах. При пересчете начального возмущения пересчитывались сферические координаты локальной декартовой сетки:

$$\begin{cases} \phi_{i,j} = \frac{y_j - \frac{Width}{2}}{1.85} + \phi_0 \\ \varphi_{i,j} = \frac{x_j - \frac{Length}{2}}{1.85 \cos \phi_{i,j}} + \varphi_0 \end{cases}$$

где x_i и y_i – координаты узлов локальной сетки в декартовой системе, $\phi_{i,j}$ и $\varphi_{i,j}$ – их координаты в сферической системе, ϕ_0 и φ_0 – координаты эпицентра землетрясения, сдвинутые в узел сферической сетки; $Length$ и $Width$ – размеры локальной области.

Затем по формулам билинейной интерполяции для прямоугольной сетки формируется массив значений начального возмущения на сферической сетке во всем рассматриваемом регионе. При этом величина возмущения в узле принималась равной нулю, если этот узел не попадал внутрь локальной области.

Сформированный массив начального возмущения подается на вход модулю расчета динамических характеристик цунами.

4.2 Алгоритмы расчета распространения волн цунами

Расчеты характеристик трансформации модельных волн цунами в ходе выполнения настоящей НИОКР проводились с использованием программной системы MGC, вычислительный модуль которой включает в себя вычислительный алгоритм расчета распространения цунами, обеспечивающий два типа границ: взаимодействие с вертикальными непроницаемыми стенками и выход волн за границы расчетной области. Этот алгоритм реализует конечно-разностный метод, аналогичный двухшаговой схеме Мак-Кормака, в рамках модели мелкой воды.

При моделировании реальных событий приходится учитывать кривизну земной поверхности, поэтому при описании законов распространения и трансформации цунами на большие расстояния уравнения гидродинамики записываются на сфере. В географической системе координат линейные уравнения мелкой воды с учётом воздействия внешних сил Кориолиса и донного трения имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial (Hu)}{\partial \lambda} + \frac{\partial (Hv \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right] &= 0, \\ \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{g}{R \cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} &= f_1, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{g}{R} \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} &= f_2. \end{aligned} \tag{4.28}$$

Здесь R – средний радиус земли, φ – географическая широта, λ – географическая долгота, t – время, $h = H + \eta$ – полная глубина, H – глубина невозмущенного слоя жидкости, η – смещение свободной поверхности, g – ускорение силы тяжести; u и v – компоненты вектора скорости по

направлениям λ и φ соответственно, $f_1 = lv - g \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h}$, $f_2 = -lu - g \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{C^2 h}$, $l = 2\omega \sin \varphi$, ω – угловая скорость вращения Земли, φ – географическая широта, C – коэффициент Шези, определяемый из соотношения $C = \frac{r^{1/6}}{n}$ (формула Маннинга), r – гидравлический радиус, обычно принимаемый для широкого открытого русла равным глубине H , n – коэффициент групповой шероховатости (его размерность [сек/м^{1/3}]).

Нелинейные уравнения мелкой воды на сфере могут быть записаны следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{R \cos \varphi} \left[\frac{\partial hu}{\partial \lambda} + \frac{\partial hv \cos \varphi}{\partial \varphi} \right] &= 0, \\ \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{R} \left[\frac{1}{2 \cos \varphi} \frac{\partial u^2}{\partial \lambda} + v \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{g}{\cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} \right] &= f_1, \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{R} \left[\frac{u}{\cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{1}{2} \frac{\partial v^2}{\partial \varphi} + g \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} \right] &= f_2. \end{aligned} \quad (4.29)$$

Приведём вычислительные алгоритмы для решения уравнений мелкой воды в географической системе координат (φ, λ) .

Пусть $\Omega(\lambda, \varphi) = \{(\lambda, \varphi) : \lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2, \varphi_1 \leq \varphi \leq \varphi_2, \lambda_1, \varphi_1, \lambda_2, \varphi_2 - \text{const}\}$ – область в плоскости географических координат φ и λ . Введём в области Ω равномерную прямоугольную сетку: $\bar{\Omega} = \{(\lambda_i, \varphi_j) : \lambda_1 \leq \lambda_i \leq \lambda_2, \varphi_1 \leq \varphi_j \leq \varphi_2, 0 \leq i \leq N_\lambda, 0 \leq j \leq N_\varphi\}$ с шагами $\Delta\lambda$ и $\Delta\varphi$ по пространственным переменным λ и φ , соответственно. Пусть $\Delta\tau^n (\Delta\tau^n = t^{n+1} - t^n)$ – шаг по времени.

Введем сеточную функцию $\phi_{ij}^n = \phi(\lambda_i, \varphi_j, t^n)$ и аппроксимируем систему уравнений (4.28) во внутренних узлах сетки $\bar{\Omega}$ явной двухшаговой конечно-разностной схемой типа Мак-Кормака:

1 шаг –

$$\begin{aligned} \frac{h_{ij} - h_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{H_{ij}^n u_{ij}^n - H_{i-1j}^n u_{i-1j}^n}{\Delta\lambda} + \frac{\cos \varphi_j H_{ij}^n v_{ij}^n - \cos \varphi_{j-1} H_{ij-1}^n v_{ij-1}^n}{\Delta\varphi} \right] &= 0, \\ \frac{u_{ij} - u_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{g}{R \cos \varphi_j} \frac{\eta_{ij}^n - \eta_{i-1j}^n}{\Delta\lambda} &= f_{1ij}^n, \\ \frac{\hat{v}_{ij} - v_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{g}{R} \frac{\eta_{ij}^n - \eta_{ij-1}^n}{\Delta\varphi} &= f_{2ij}^n. \end{aligned} \quad (4.30)$$

2 шаг –

$$\begin{aligned} \frac{h_{ij}^{n+1} - (h_{ij}^n + h_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{H_{i+1j}^n u_{i+1j} - H_{ij}^n u_{ij}}{\Delta\lambda} + \frac{\cos \varphi_{j+1} H_{i+1j}^n \hat{v}_{i+1j} - \cos \varphi_j H_{ij}^n \hat{v}_{ij}}{\Delta\varphi} \right] &= 0, \\ \frac{u_{ij}^{n+1} - (u_{ij}^n + u_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{g}{R \cos \varphi_j} \frac{h_{i+1j} - H_{i+1j}^n - h_{ij} + H_{ij}^n}{\Delta\lambda} &= f_{1ij}, \\ \frac{v_{ij}^{n+1} - (v_{ij}^n + \hat{v}_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{g}{R} \frac{h_{ij+1} - H_{ij+1}^n - h_{ij} + H_{ij}^n}{\Delta\varphi} &= f_{2ij}, \end{aligned} \quad (4.31)$$

Для системы уравнений (4.29) выпишем конечно-разностный алгоритм, аналогичный (4.30) – (4.31):

1 шаг –

$$\begin{aligned} \frac{h_{ij}-h_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{h_{ij}^n u_{ij}^n - h_{i-1j}^n u_{i-1j}^n}{\Delta \lambda} + \frac{\cos \varphi_j h_{ij}^n v_{ij}^n - \cos \varphi_{j-1} h_{i-1j-1}^n v_{i-1j-1}^n}{\Delta \varphi} \right] &= 0, \\ \frac{u_{ij}-u_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{(u_{ij}^n)^2 - (u_{i-1j}^n)^2}{2\Delta \lambda} + g \frac{\eta_{ij}^n - \eta_{i-1j}^n}{\Delta \lambda} \right] + \frac{v_{ij}^n}{R} \frac{u_{ij}^n - u_{i-1j}^n}{\Delta \varphi} &= f_{1ij}^n, \\ \frac{\hat{v}_{ij}-v_{ij}^n}{\tau^n} + \frac{u_{ij}^n}{R \cos \varphi_j} \frac{v_{ij}^n - v_{i-1j}^n}{\Delta \lambda} + \frac{1}{R} \left[\frac{(v_{ij}^n)^2 - (v_{i-1j}^n)^2}{2\Delta \varphi} + g \frac{\eta_{ij}^n - \eta_{i-1j}^n}{\Delta \varphi} \right] &= f_{2ij}^n. \end{aligned}$$

2 шаг –

$$\begin{aligned} \frac{h_{ij}^{n+1} - (h_{ij}^n + h_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{h_{i+1j} u_{i+1j} - h_{ij} u_{ij}}{\Delta \lambda} + \frac{\cos \varphi_{j+1} h_{i+1j} \hat{v}_{i+1j} - \cos \varphi_j h_{ij} \hat{v}_{ij}}{\Delta \varphi} \right] &= 0, \\ \frac{u_{ij}^{n+1} - (u_{ij}^n + u_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{1}{R \cos \varphi_j} \left[\frac{(u_{i+1j})^2 - (u_{ij})^2}{2\Delta \lambda} + g \frac{h_{i+1j} - H_{i+1j}^n - h_{ij} + H_{ij}^n}{\Delta \lambda} \right] + \frac{\hat{v}_{ij}}{R} \frac{u_{i+1j} - u_{ij}}{\Delta \varphi} &= f_{1ij}, \\ \frac{v_{ij}^{n+1} - (v_{ij}^n + \hat{v}_{ij})/2}{\tau^n/2} + \frac{u_{ij}}{R \cos \varphi_j} \frac{\hat{v}_{i+1j} - \hat{v}_{ij}}{\Delta \lambda} + \frac{1}{R} \left[\frac{(\hat{v}_{i+1j})^2 - (\hat{v}_{ij})^2}{2\Delta \varphi} + g \frac{h_{i+1j} - H_{i+1j}^n - h_{ij} + H_{ij}^n}{\Delta \varphi} \right] &= f_{2ij}. \end{aligned}$$

Для работы описанного выше алгоритма требуется постановка граничных условий, а также задание начального условия, батиметрии и параметров разностного метода. Расчетная область $\bar{\Omega}$, внешняя граница которой является контуром прямоугольника, включает, в соответствии с реальной геометрией, как водную поверхность, так и участки суши, которые соответствуют островам и береговой зоне.

В системе реализованы два варианта взаимодействия волн с границами вычислительной области. Это свободный выход волны за пределы области и отражение от условно возведенной вертикальной стены, с помощью которой моделируются очертания островов, контуры берега и прибрежные сооружения вдоль береговой линии.

Как было сказано выше, область расчета представляет собой прямоугольник $\Omega(\lambda, \varphi) = \{(\lambda, \varphi) : \lambda_1 \leq \lambda \leq \lambda_2, \varphi_1 \leq \varphi \leq \varphi_2\}$ в области изменения переменных λ, φ . Верхняя и нижняя стороны прямоугольника параллельны экватору, а левая и правая проходят по меридианам. Звенья границы “вертикальная стенка” проходят через узлы равномерной прямоугольной сетки так, что всегда параллельны внешним сторонам прямоугольника $\Omega(\lambda, \varphi)$. На фрагментах границы, являющихся меридианами, граничные условия для разностной схемы имеют вид: $u = 0, \partial v / \partial \lambda = 0, \partial \eta / \partial \lambda = 0$; а на параллелях, соответственно $v = 0, \partial u / \partial \varphi = 0, \partial \eta / \partial \varphi = 0$.

На внешних границах $\Omega(\lambda, \varphi)$ поставлены условия Зоммерфельда. В случае используемой системы координат они имеют вид следующих соотношений на параллелях

$$R \frac{\partial \eta}{\partial t} \pm c \frac{\partial \eta}{\partial \varphi} = 0,$$

$$R \frac{\partial u}{\partial t} \pm c \frac{\partial u}{\partial \varphi} = 0,$$

$$R \frac{\partial v}{\partial t} \pm c \frac{\partial v}{\partial \varphi} = 0$$

и на меридианах

$$R \frac{\partial \eta}{\partial t} \pm \frac{c}{\cos \varphi} \frac{\partial \eta}{\partial \lambda} = 0,$$

$$R \frac{\partial u}{\partial t} \pm \frac{c}{\cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} = 0,$$

$$R \frac{\partial v}{\partial t} \pm \frac{c}{\cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} = 0,$$

$c = \sqrt{gh}$, выбор знака $\pm$ зависит от направления внешней нормали к соответствующей стороне (границе) прямоугольника.

Для настоящего проекта батиметрия поверхности дна и топография суши являются фиксированными, хранятся в соответствующей базе данных и используются вычислительным модулем и модулем визуализации. Математически эти данные представляют собой сеточную функцию $\tilde{H}(\lambda_i, \varphi_j)$, $0 \leq i \leq N_\lambda$, $0 \leq j \leq N_\varphi$, определенную в узлах дискретной области $\bar{\Omega}$. Значения $\tilde{H}(\lambda_i, \varphi_j)$ определяются как численные значения глубин и высот (возвышение суши над уровнем моря), заданных на равномерной сетке. Отметим, что $\tilde{H}(\lambda_i, \varphi_j)$ совпадает с $H(\lambda_i, \varphi_j)$ – глубиной невозмущенного слоя жидкости – в “водных” точках области $\bar{\Omega}$. Значения высот используются при определении заплеска на сухой берег.

Начальное возмущение свободной поверхности океана, порожденного модельным цунамигенным землетрясением, обеспечивается специальным модулем расчета. Для Камчатского региона, например, определены параметры наиболее вероятных катастрофических землетрясений для расчёта начальных возмущений свободной поверхности η_0 по модели Подъяпольского-Гусякова-Окады. Начальные u_0 и v_0 скорости полагаются нулевыми. Для расчета по описанному выше алгоритму необходимо задать значения физических параметров (R, ω, g, k), а также шаг по времени разностной схемы. Последний не является постоянным, а на каждом шаге вычисляется из условия устойчивости:

$$K = \frac{\tau^{n+1}}{R} \left(\max_{\bar{\Omega}} (u_{ij}^n) / (\Delta \lambda \min(\cos \varphi_1, \cos \varphi_2)) + \right. \\ \left. + \max_{\bar{\Omega}} (v_{ij}^n) / \Delta \varphi + \sqrt{g \left(1 / (\Delta \lambda \min(\cos \varphi_1, \cos \varphi_2))^2 + 1 / (\Delta \varphi)^2 \right)} \max_{\bar{\Omega}} (h_{ij}^n) \right).$$

Здесь K – число Куранта. Теоретически $K = 1$, но в расчетах предусматривался некоторый запас устойчивости, поэтому принималось $K = 0.9$.

Для стабилизации решения в случае возникновения разного рода вычислительной неустойчивости использовались следующие вспомогательные методы:

- применение искусственной вязкости;
- избирательная фильтрация высокочастотных возмущений свободной поверхности;
- коррекция решения в случае нефизического роста скоростей.

4.3 Методика моделирования наката волн цунами

Используемая исполнителями методика расчета наката на участки «защищаемого» побережья волн цунами, возникших в результате гипотетических модельных сейсмических очагов, предполагает в общем случае расчет на блочных (вложенных) сетках. При этом в «океанической» (глобальной) области, включающей побережье и зону генерации цунами, в которой рассчитывается начальное смещение водной поверхности, моделирование распространения волн ведется на более грубой (но, тем не менее, достаточной для адекватности результатов с шагом 10 географических секунд) сетке, а в «прибрежной» подобласти, содержащей участок «защищаемого» побережья с некоторой окрестностью, используется сетка с меньшим пространственным шагом (2 географических секунды), необходимым для детального расчета характеристик волн. Наконец, в области моделирования наката («береговой») используется сетка с самым малым пространственным шагом (0.5 географической секунды).

В «океанической» и «прибрежной» областях расчет наката не производится, а вдоль всей береговой линии на заданной глубине ставится условие отражения («вертикальная стенка»). Расчет наката в «береговой» подобласти осуществляется с помощью метода крупных частиц.

Технология расчета на вложенных сетках используется стандартная, когда возмущение в малую подобласть передается из вмещающей ее глобальной области через начальные данные и граничные условия в узлах грубой сетки вдоль всех внешних морских границ малой подобласти. Для пересчета граничных значений с грубой сетки на мелкую используется линейная интерполяция, как по пространству, так и по времени (в случаях, когда текущий временной шаг мелкой сетки оказывается меньше соответствующего шага сетки грубой).

Созданный инструментарий реализован в виде отдельного модуля (Рычков А.Д., Бейзель С.А., Чубаров Л.Б., 2013), встроенного в зарегистрированный ранее исполнителями программный комплекс MGC (Чубаров Л.Б., Бабайлов В.В., Бейзель С.А., 2011). Этот модуль позволяет рассчитывать следующие характеристики процесса взаимодействия волн цунами с «защищаемым» побережьем в малой подобласти:

- * промежуточные свободные поверхности в выбранные пользователем моменты времени (с равным интервалом);
- * промежуточные поля каждой из компонент скорости в те же моменты времени;
- * картины «свечений» – массивы максимальных значений свободной поверхности в каждом узле мелкой сетки за все время расчета наката;
- * массивы максимальных значений модуля скорости волн в каждом узле мелкой сетки за все время расчета наката;
- * маски зоны затопления побережья;
- * длительности затопления побережья, рассчитываемые как суммарное время, которое изначально «сухие» узлы сетки на побережье были затопленными в ходе наката волн.

4.3.1 Модели и алгоритмы расчета характеристик наката волны цунами на прибрежную зону

Для моделирования процесса наката волн цунами на побережье со сложным рельефом береговой кромки в рамках теории мелкой воды был разработан комплекс программ, реализующий явную схему Мак-Кормака и метод крупных частиц (Белоцерковский, Давыдов, 1982) на вложенных блочных разностных сетках, относящихся к дальней и ближней зонам. Под дальней зоной понимается прямоугольная область, охватывающая часть побережья и океаническую зону, в которой зарождается и распространяется к берегу волна цунами. Ближней зоной является подобласть дальней зоны, включающая в себя часть суши и часть океана, через границы которой проходит волна цунами при ее движении к побережью. Структура этих зон и построенных в них разностных сеток показана на Рис. 4.4.

Алгоритм решения состоял из двух основных этапов. На первом из них на основной (грубой) сетке на каждом новом $n+1$ – ом шаге по времени в дальней зоне получалось численное решение данной задачи. Это решение на границах ближней зоны интерполировалось на мелкую сетку и принималось в качестве граничных условий для ближней зоны. Затем методом крупных частиц в этой зоне рассчитывались все параметры движения волны, которые затем интерполировались на грубую сетку, «подправляя» значения параметров на ней.

Для моделирования наката волны цунами на побережье в рамках модели (4.29) выделяется малая расчетная область, в которой задаются цифровые массивы батиметрии и рельефа суши с детальностью, достаточной для получения результатов с приемлемой точностью. Такая область представляет собой прямоугольник (см. Рис. 4.4), на боковых границах которого задаются параметры течения, полученные путем интерполяции по времени и по пространству вдоль этих границ результатов расчета в глобальной области.

Для численного решения системы (4.29) применяется метод крупных частиц (Белоцерковский, Давыдов, 1982). Использование «классического» метода частиц в ячейках оказывается невозможным в силу статистического характера получаемого с его помощью решения, которое, в частности, не удовлетворяет условию гидростатического равновесия в покоящейся воде и значительно искажает процесс распространения волн. Метод крупных частиц лишен этого недостатка и позволяет получить сбалансированную разностную схему. При его

реализации используется равномерная прямоугольная разностная сетка, что обусловлено следующими причинами:

- побережье является достаточно сильно изрезанным, и поэтому весьма проблематично построить криволинейную разностную сетку, пригодную для решения системы (4.29);
- в процессе наката волны происходит затекание воды во впадины, наличие которых обусловлено рельефом суши (устье рек, каньоны и т.п.), а также обтекание различного рода возвышенностей, поэтому использовать адаптивную сетку, «привязанную» к линии уреза, не представляется возможным.

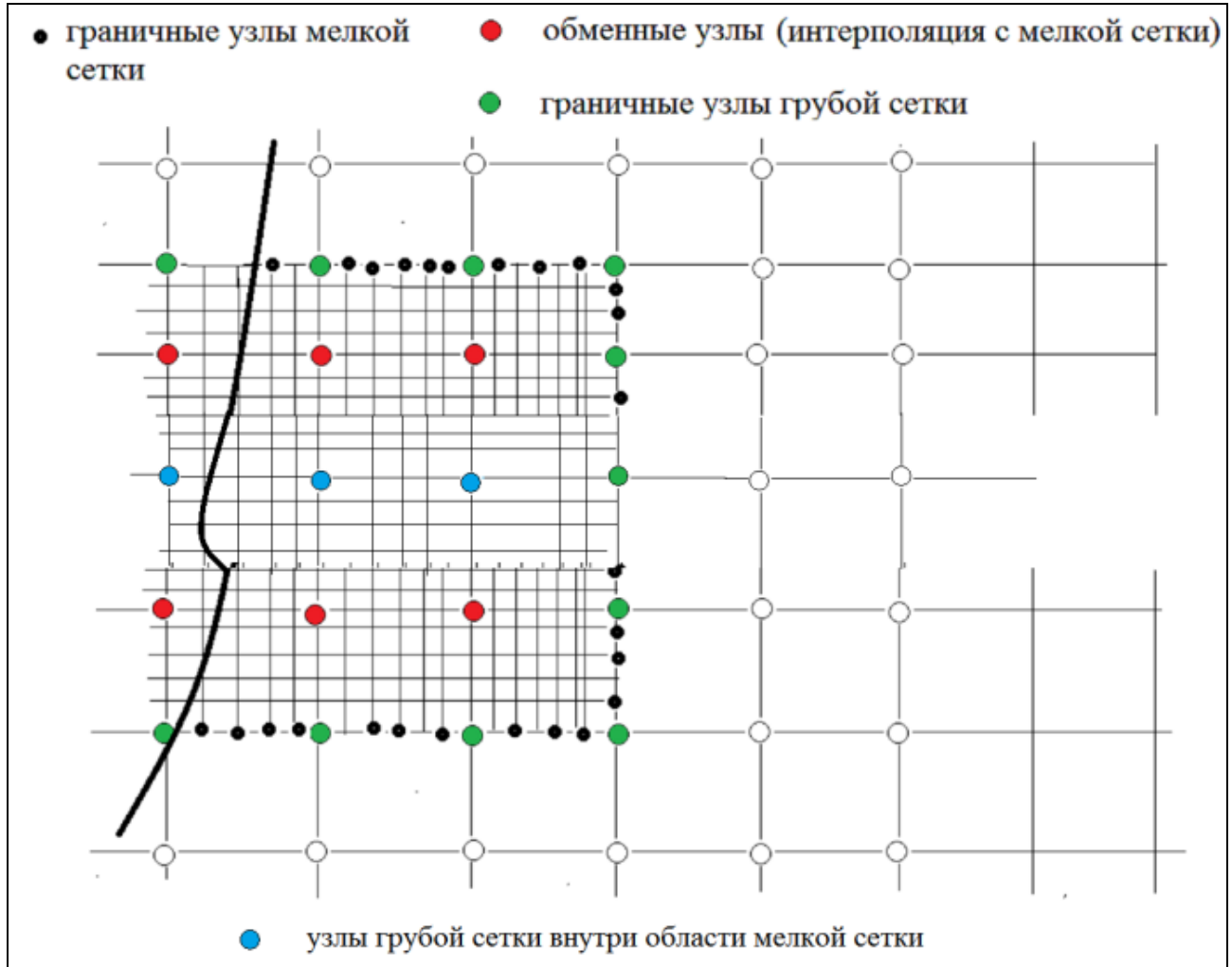


Рис.4.4. Структура вложенных сеток, жирная черная линия соответствует начальному положению линии уреза.

Реализация метода крупных частиц проводится в два этапа. На первом (эйлеровом) этапе в системе (4.29) отбрасываются все конвективные члены и система записывается в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial t} &= 0, \\ \frac{\partial u_\lambda}{\partial t} + \frac{g}{R_E \cos(\phi)} \frac{\partial(H-h)}{\partial \lambda} &= -u_\lambda C_R + \alpha u_\phi, \\ \frac{\partial u_\phi}{\partial t} + \frac{g}{R_E} \frac{\partial(H-h)}{\partial \phi} &= -u_\phi C_R - \alpha u_\lambda, \end{aligned} \quad (4.32)$$

где: $C_R = g k_f^2 \frac{\sqrt{u_\lambda^2 + u_\phi^2}}{H^{4/3}}.$

На втором (лагранжевом) этапе решаются уравнения переноса

$$\begin{aligned}
\frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{R_E \cos(\phi)} \left[\frac{\partial (H u_\lambda)}{\partial \lambda} + \frac{\partial (H \cos(\phi) u_\phi)}{\partial \phi} \right] &= 0, \\
\frac{\partial u_\lambda}{\partial t} + \frac{1}{R_E} \left[\frac{1}{2 \cos(\phi)} \frac{\partial (u_\lambda^2)}{\partial \lambda} + u_\phi \frac{\partial u_\lambda}{\partial \phi} \right] &= 0, \\
\frac{\partial u_\phi}{\partial t} + \frac{1}{R_E} \left[\frac{u_\lambda}{\cos(\phi)} \frac{\partial u_\phi}{\partial \lambda} + \frac{1}{2} \frac{\partial (u_\phi^2)}{\partial \phi} \right] &= 0.
\end{aligned} \tag{4.33}$$

Для решения уравнений (4.32) – (4.33) строится явная разностная схема первого порядка точности. Заметим, что в силу изрезанности берегового рельефа суши для получения численного решения с достаточным разрешением картины заплеска волны цунами на побережье, как уже отмечалось выше, необходимо использовать достаточно детальную разностную сетку. Поэтому применение схемы первого порядка точности, обладающей к тому же монотонными свойствами, вполне оправдано. При ее построении использовалась разностная сетка с разнесенными узлами, структура которой и шаблон соответствующей разностной схемы приведены на следующем рисунке (Рис. 4.5). В узлах сетки определены сеточные функции $H_{i,j}$ и $h_{i,j}$ (кружочки), расположение компонент скорости u_λ , u_ϕ обозначены квадратами и треугольниками соответственно.

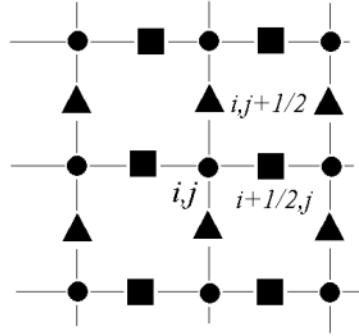


Рис. 4.5. Структура шаблона разностной схемы.

Разностная схема первого этапа записывается следующим образом:

$$\begin{aligned}
\tilde{H}_{i,j} &= H_{i,j}^n, \\
\tilde{u}_{\lambda,i+1/2,j} &= \\
&= (u_{\lambda,i+1/2,j}^n - g \Delta t ((H-h)_{i+1,j}^n - (H-h)_{i,j}^n) / (R_E \cos(\phi_j) \Delta \lambda) + \Delta t \alpha u_\phi) / (1 + \Delta t C_R), \\
\tilde{u}_{\phi,i,j+1/2} &= \\
&= (u_{\phi,i,j+1/2}^n - g \Delta t ((H-h)_{i,j+1}^n - (H-h)_{i,j}^n) / (R_E \Delta \phi) - \Delta t \alpha u_\lambda) / (1 + \Delta t C_R).
\end{aligned} \tag{4.34}$$

На втором этапе для уравнений переноса (4.33) используется противопотоковая разностная схема:

$$\begin{aligned}
H_{i,j}^{n+1} &= \tilde{H}_{i,j} - \Delta t ((\tilde{q}_{i+1/2,j} - \tilde{q}_{i-1/2,j}) / \Delta x + (\tilde{q}_{i,j+1/2} - \tilde{q}_{i,j-1/2}) / \Delta y), \\
\tilde{q}_{i+1/2,j} &= \begin{cases} \tilde{H}_{i,j} \tilde{u}_{\lambda,i+1/2,j} & \text{if } \tilde{u}_{\lambda,i+1/2,j} > 0, \\ \tilde{H}_{i+1,j} \tilde{u}_{\lambda,i+1/2,j} & \text{if } \tilde{u}_{\lambda,i+1/2,j} < 0, \end{cases} \quad \tilde{q}_{i,j+1/2} = \begin{cases} \tilde{H}_{i,j} \tilde{u}_{\phi,i,j+1/2} & \text{if } \tilde{u}_{\phi,i,j+1/2} > 0, \\ \tilde{H}_{i,j+1} \tilde{u}_{\phi,i,j+1/2} & \text{if } \tilde{u}_{\phi,i,j+1/2} < 0. \end{cases}
\end{aligned} \tag{4.35}$$

Аналогичным образом записываются выражения для вычисления значений $(u_\lambda)_{i+1/2,j}^{n+1}$ и $(u_\phi)_{i,j+1/2}^{n+1}$. Условием устойчивости разностной схемы является выполнение неравенства

$$\Delta t \leq \alpha \cdot \min \left\{ \frac{\Delta x}{|u_\lambda| + \sqrt{gH}}, \frac{\Delta y}{|u_\phi| + \sqrt{gH}} \right\} \quad \text{во всех узлах разностной сетки, где } 0 < \alpha < 1 -$$

эмпирический коэффициент запаса устойчивости.

При расчетах параметров течения в узлах сетки, попадающих в область суши, все параметры течения, в том числе и величина отклонения свободной поверхности от невозмущенного уровня $\eta = H - h$ полагались равными нулю. В узлах сетки на границе воды и суши система уравнений мелкой воды записывалась в недивергентном виде, и на лагранжевом этапе для решения уравнений переноса использовались односторонние противопотоковые разности. Для определения положения линии уреза использовался метод ее улавливания в узел разностной сетки.

4.3.2 Верификация численных алгоритмов и валидация математической модели

Численные методы расчета наката волн на берег верифицировались на хорошо известных тестовых задачах (Long-wave runup models, 1996) в одномерной и двумерной постановках.

В одномерном случае рассматривалась задача о накате уединенной волны на плоский откос с углом наклона β , сопрягающийся с участком дна постоянной глубины H_0 . Соответствующее начальное смещение свободной поверхности и поле скорости задавались по формулам:

$$\eta(x, 0) = \frac{A}{ch^2(Z)}, \quad Z = \sqrt{\frac{3A}{4(H_0 + A)}} \cdot \frac{(x - x_0)}{H_0}, \quad u(x, 0) = -\frac{\eta \sqrt{g(H_0 + A)}}{H_0 + \eta},$$

где A – амплитуда уединенной волны, x_0 – начальное положение ее гребня (см. Рис. 4.6).

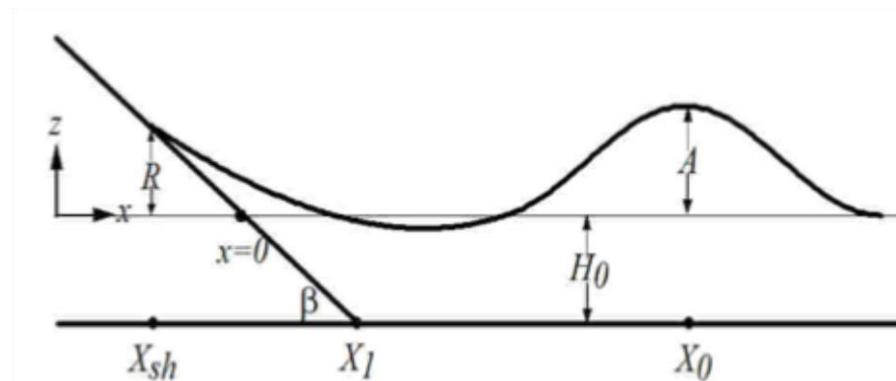


Рис. 4.6. Схема расчетной области для одномерных тестовых расчетов.

Для рассматриваемой задачи К.Синолакисом в работе (Synolakis, 1987) получено аналитическое решение для определения величины вертикального заплеска:

$$\frac{R}{H_0} = 2.831 \sqrt{\text{ctg} \beta} \left(\frac{A}{H_0} \right)^{5/4} \quad (4.36)$$

Эта формула применима в пределах $(0.288 \tan \beta)^2 \ll \frac{A}{H_0} < 0.479 (\tan \beta)^{10/9}$.

Для верификации предложенных численных алгоритмов использовался следующий набор параметров, характеризующих постановку задачи (Таблица 3 – Таблица 5):

Таблица 3. Параметры одномерной тестовой задачи: амплитуды падающей волны в зависимости от углов склона.

$\text{ctg} \beta$	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85	19.85
A/H_0	0.005	0.01	0.015	0.02	0.025	0.03	0.035	0.04	0.045	0.05

Таблица 4. Параметры одномерной тестовой задачи: углы склона в зависимости от амплитуд падающей волны.

A/H_0	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
β	1°	2°	$\sim 2.88^\circ$ ($\text{ctg}\beta = 19.85$)	4°	5°	8°	10°

Таблица 5. Параметры одномерной тестовой задачи: различные углы склона и амплитуды падающей волны.

β	10°	10°	10°	15°	15°	15°
A/H_0	0.1	0.15	0.02	0.1	0.15	0.2

На следующем рисунке (Рис. 4.7) приведено сравнение величин вертикального заплеска, полученных по аналитической формуле (4.36), с рассчитанными по методу крупных частиц. Дополнительно приведены результаты численных расчетов других авторов (в том числе, с использованием на подвижной линии уреза аналитических граничных условий (Bautin S.P. et al, 2011)) и данные лабораторных экспериментов из работ (Synolakis, 1987, 1991).

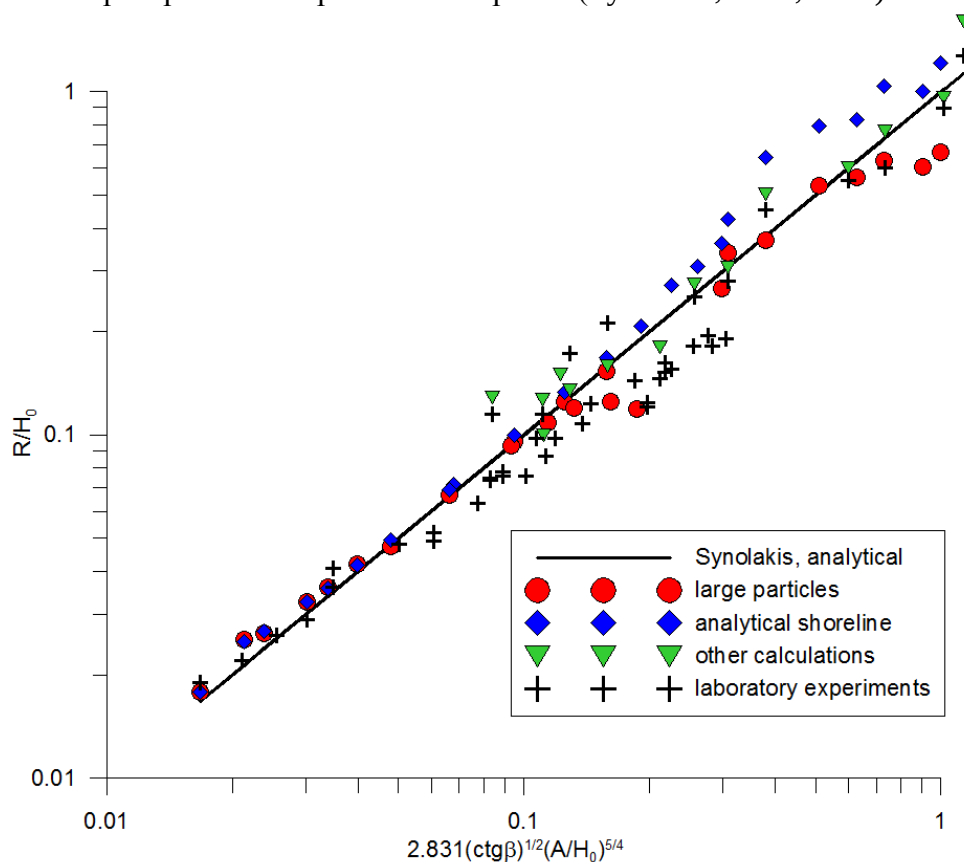


Рис. 4.7. Сравнение результатов, полученных с помощью метода крупных частиц с аналитическими результатами, экспериментальными данными и материалами вычислительных экспериментов других авторов.

Серия вычислительных экспериментов была также проведена по сопоставлению полученных авторами результатов с данными натурного эксперимента, выполненного в исследовательской лаборатории ВМС США. Соответствующая акватория представляла собой прямоугольный бассейн шириной $L_y = 30$ м и длиной $L_x = 25$ м; глубина невозмущенного слоя воды $H_0 = 0.32$ м. В центральной части исследовательского бассейна был расположен остров, представляющий собой прямой круглый конус (Рис. 4.8) с радиусом нижнего основания $R_0 = 3.6$ м, верхнего – $R_1 = 1.1$ м. Высота конуса $H_1 = 0.625$ м, угол наклона образующей при основании

$\beta \approx 14^\circ$ ($\tan \beta = 1/4$). Боковые стенки бассейна сделаны из специального материала, обеспечивающего поглощение подходящих к ним волн (с минимальным отражением).

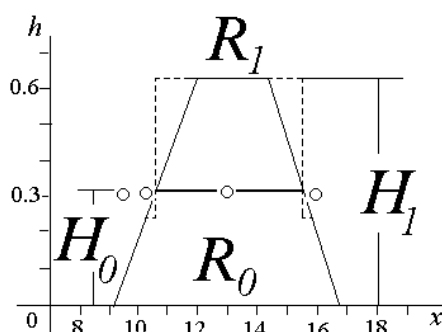


Рис. 4.8. Параметры бассейна и конического острова в эксперименте по взаимодействию уединенной волны с островом (вид сбоку).

Входящая в бассейн уединенная волна порождалась управляемым перемещением волнопродуктора, состоявшего из 60 пластин, каждая из которых имела ширину 0.46 м и высоту 0.76 м. В лабораторном эксперименте генерировались уединенные волны трех различных амплитуд $A_0 = 0.015, 0.03, 0.06$ м (эксперименты A, B, C).

Графики перемещения пластин волнопродуктора $X(t)$ (для экспериментов A и B) приведены на следующем рисунке (Рис. 4.9).

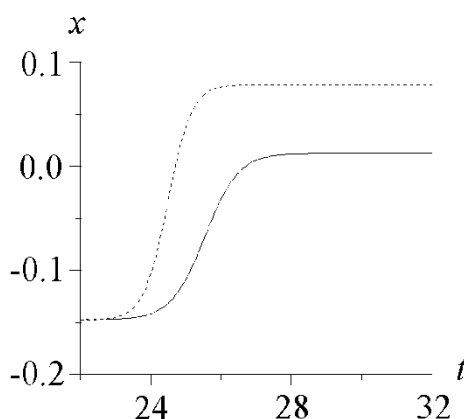


Рис. 4.9. Графики перемещения пластин волнопродуктора (для экспериментов A и B).

Задача вычислительного эксперимента ставится в правосторонней системе координат, ось Oy которой направлена параллельно волнопродуктору, а Ox – перпендикулярно ему в сторону острова. Предполагается также, что начало системы координат совпадает с краем волнопродуктора (Рис. 4.10), а центр модельного острова располагается в точке с координатами $x_0 = 12.96$ м, $y_0 = 13.80$ м.

Лабораторные данные, доступные для сравнения и оценки результатов численного моделирования, представляют собой мареограммы, записанные «контрольными» датчиками, расположенными в четырех характерных точках бассейна из общего набора 27 регистрирующих приборов: #6, 9, 16, 22 (Рис. 4.11, Таблица 6). В таблице указаны номера датчиков, в которых рассчитывались мареограммы, их координаты и глубины в точках их установки. Датчик #6 установлен непосредственно перед островом, датчик #9 – на мелководье со стороны волнопродуктора, датчик #16 – на мелководье справа, датчик #22 – на мелководье за островом. Кроме этого, фиксировались максимальные заплески по периметру острова в 24-х точках.

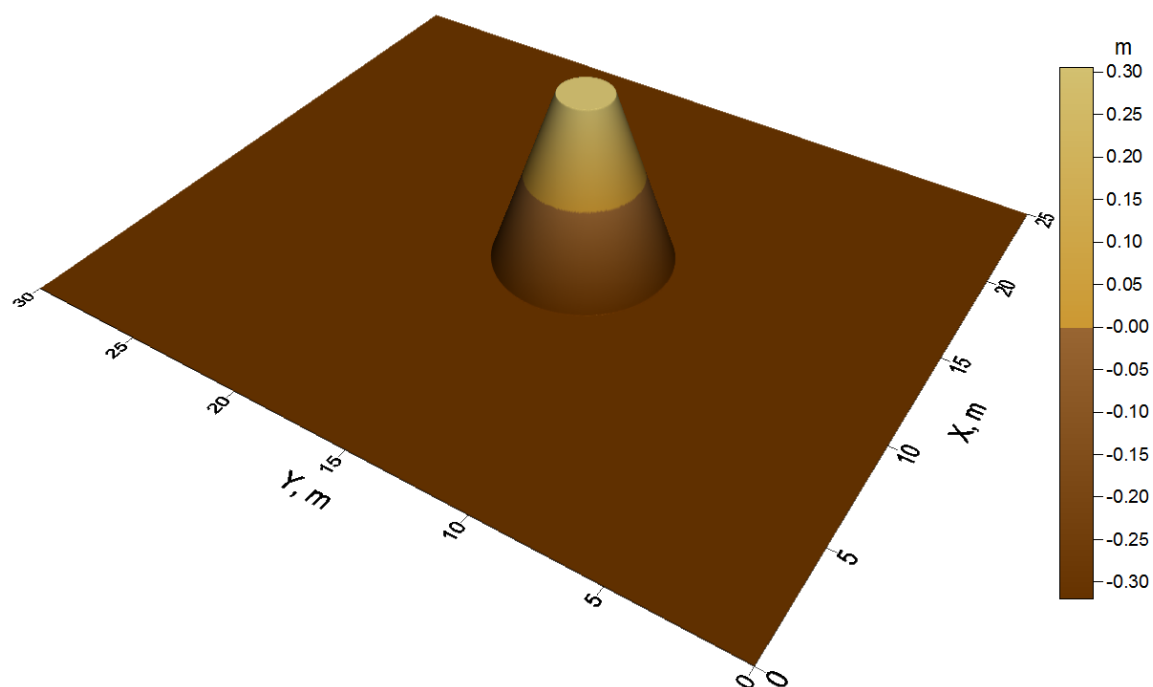


Рис. 4.10. Рельеф дна модельного бассейна для тестирования двумерной модели и соответствующего алгоритма.

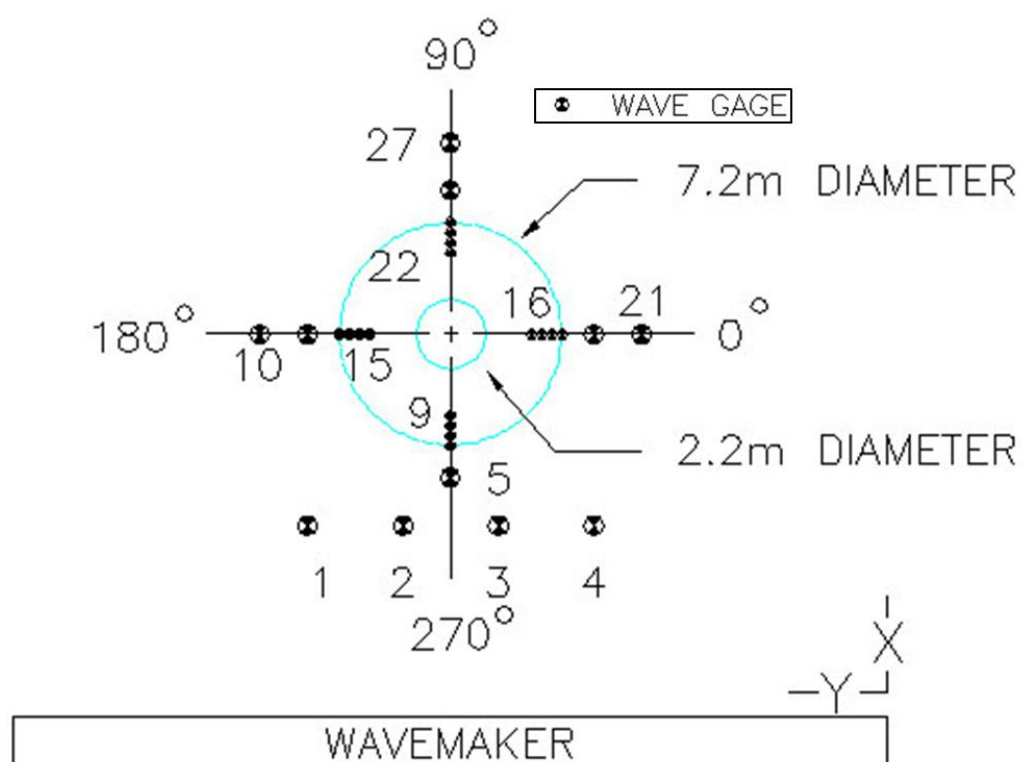


Рис. 4.11. Схема расстановки датчиков (вид сверху).

Таблица 6. Расположение четырех «контрольных» датчиков и глубины в точках их размещения

gage #	x	y	H
6	9.36	13.80	0.317
9	10.36	13.80	0.082
16	12.96	11.22	0.079
22	15.56	13.80	0.083

При постановке вычислительного эксперимента задача несколько упрощалась в части генерации падающей на остров уединенной волны – вместо моделирования движения волнопродуктора через границу впускалась уединенная волна (солитон) с нужной амплитудой A_0 :

$$\eta(0, y, t) = A_0 \operatorname{sech}^2 \left\{ \left(\frac{3A_0}{4H_0^2 (H_0 + A_0)} \right)^{1/2} (x_0 - ct) \right\}, \quad c = \sqrt{g(H_0 + A_0)}.$$

В ближайших к входной границе внутренних точках задавалась нормальная компонента скорости u_n по формуле $u_n = \frac{c\eta}{H + \eta}$. Касательная компонента скорости v во внутренних узлах сетки, прилегающих к входной границе, вычислялась из соотношения $u_y = v_x$, которое является следствием предположения о квази-потенциальности вектора скорости $\mathbf{u}$. Это соотношение выполняется точно на участках бассейна с постоянной глубиной. На других границах ставились хорошо известные «поглощающие» условия, задаваемые уравнением Зоммерфельда $f_t + cf_n = 0$, где направление n совпадает с направлением внешней к границе нормали. Ниже будут приведены результаты, соответствующие экспериментам (А) – $A_0^A = 0.015$ м и (В) – $A_0^B = 0.03$ м. При этом использовалась равномерная разностная сетка с шагом 2 см.

Общий характер развития волнового процесса (Рис. 4.12) слабо зависит от амплитуды падающей волны (эксперименты А, В): уединенная волна с возрастающей по мере взаимодействия с модельным островом амплитудой огибает его и образует в тыльной части острова зону концентрации энергии, которая движется по направлению к выходной границе. За этим волновым образованием следует череда концентрических волн, покидающих бассейн через боковые выпускающие границы. Показанные на рисунке последовательные во времени состояния свободной поверхности были рассчитаны для эксперимента (А) без учета донного трения.

В связи с тем, что задание граничных данных в лабораторных и численных экспериментах несколько отличалось, целью проведенных расчетов было получение не столько количественного совпадения полученных результатов, сколько хорошего качественного описания волнового процесса.

Как показывают приведенные ниже результаты, рассчитанные значения находятся в хорошем соответствии с натурными данными и, в частности, хорошо воспроизводят изменение величины вертикального наката при обтекании волной острова: максимальный накат наблюдается на передней стороне, затем, при обходе вдоль острова, он постепенно снижается, а на задней стороне наблюдается еще один экстремум величины заплеска (Рис. 4.12 (д), Рис. 4.13).

Таблица 7. Сравнение рассчитанных авторами настоящего отчета значений максимального вертикального заплеска на передней и задней по отношению к падающей волне сторонах конического острова с данными лабораторного эксперимента и вычислений, приведенных в статье (Takagi, 1996)

Коэффициент Шези (шероховатость)	Эксперимент А						Эксперимент В				
	Расчет методом крупных частиц				Расчет (Takagi, 1996)	Эксперимент.	Расчет методом крупных частиц			Расчет (Takagi, 1996)	Эксперимент.
	0	0.002	0.004	0.005			0	0.002	0.004		
R (см) спереди	4.5	4.1	3.6	3.6	4.9	3.2	11.5	9.1	7.1	8.7	7.4
R (см) сзади	3.5	3.1	2.5	2.1	4.1	2.2	9.1	6.1	4.1	7.2	8.6

В таблице 7 приведены рассчитанные без учета трения значения максимального вертикального наката на фронтальной и задней сторонах острова в сравнении с экспериментом и с рассчитанными с помощью метода конечных элементов (также без учета трения) значениями из работы (Takagi, 1996).

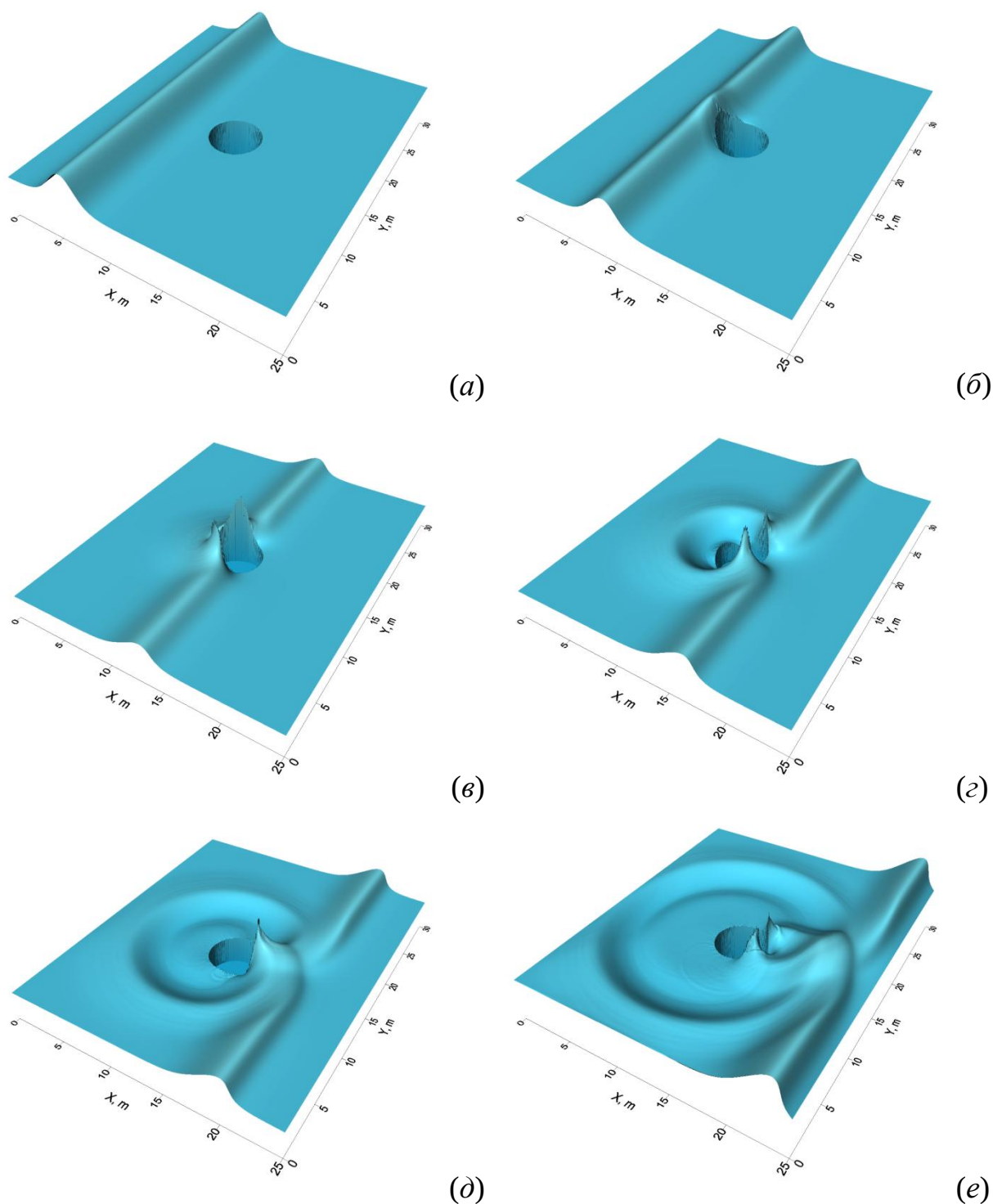


Рис. 4.12. Последовательные во времени состояния свободной поверхности при взаимодействии уединенной волны с коническим островом.

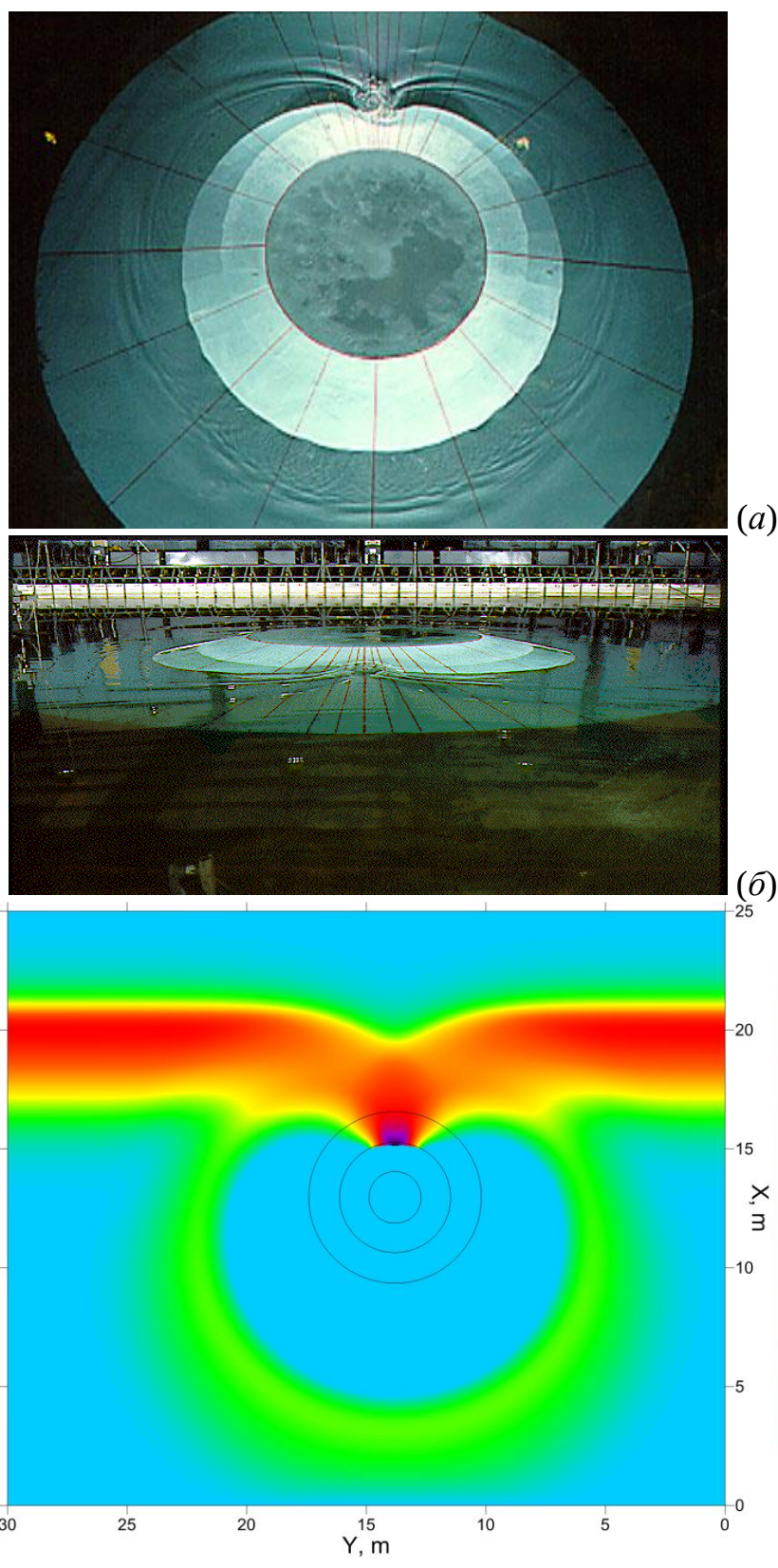


Рис. 4.13. Взаимодействие уединенной волны (солитона) с коническим островом в момент времени, совпадающий с моментом фиксации состояния свободной поверхности на предыдущем рисунке (Рис. 4.12, ∂): (а) – лабораторный эксперимент (вид сверху) – <http://chl.erdc.usace.army.mil/chl.aspx?p=s&a=Projects;35> – волна приближается к острову «снизу»; (б) – то же (вид с тыльной стороны); (в) – результат вычислительного эксперимента в близкий момент времени.

Анализ высот заплеска вдоль периметра конического острова (Рис. 4.14), рассчитанных в ходе тестовых испытаний для различных значений параметра шероховатости (k_f), подтвердил ранее обнаруженную тенденцию к образованию теневой («безопасной») зоны на северо-востоке побережья острова и значительный рост высоты заплеска в северной части побережья.

Приведенные на рисунке результаты явно демонстрируют нелинейность изучаемого процесса. Это проявляется в том, что если при малой амплитуде падающей волны (эксперимент А) удастся подобрать параметр шероховатости (коэффициент Шези), при котором результаты численного моделирования вплотную приближаются к экспериментальным данным вдоль всего периметра конического острова, то при увеличении амплитуды (эксперимент В) падающей волны такого единого параметра подобрать не удастся. В этом случае экспериментальные данные о заплеске в тыльной (теневой) зоне острова хорошо воспроизводятся при нулевом значении коэффициента Шези, а в остальных частях – при его значении, равном 0.004. Следует отметить также, что с увеличением амплитуды падающей волны возрастает различие между результатами, полученными с различными коэффициентами трения.

Сравнение полученных численных результатов показывает, что несмотря на допущенное упрощение при задании исходного возмущения математическая модель и построенный на ее основе вычислительный алгоритм вполне адекватно воспроизводят процесс взаимодействия уединенной волны с препятствием в виде конического острова. Результаты также демонстрируют сходимость к экспериментальным данным при адекватном подборе свойств (шероховатость) заливаемой суши.

Сопоставляя мареограммы, рассчитанные в точках установки «контрольных» датчиков для эксперимента А методом крупных частиц, с записанными в этих же точках экспериментальными данными (Рис. 4.15), можно отметить хорошее совпадение в головной части записей и несколько упрощенное воспроизведение последующих осцилляций.

Представленные в настоящем разделе отчета материалы тестовых испытаний модели и алгоритма позволяют рассматривать созданный вычислительный инструментарий вполне пригодным для моделирования волн цунами в целом – от генерации вплоть до заплеска на берег.

Эти же результаты, однако, указывают, что для получения результатов с точностью, обеспечивающей приемлемое качество прогнозной оценки характеристик взаимодействия волн цунами с побережьем, необходимо обладать детальной цифровой информацией (с шагом оцифровки порядка 15 м) о батиметрии акваторий, прилегающих к защищаемым участкам побережья и характеристикам рельефа суши (растительность, параметры земной поверхности, наличие строений и их характеристики и т.п.).

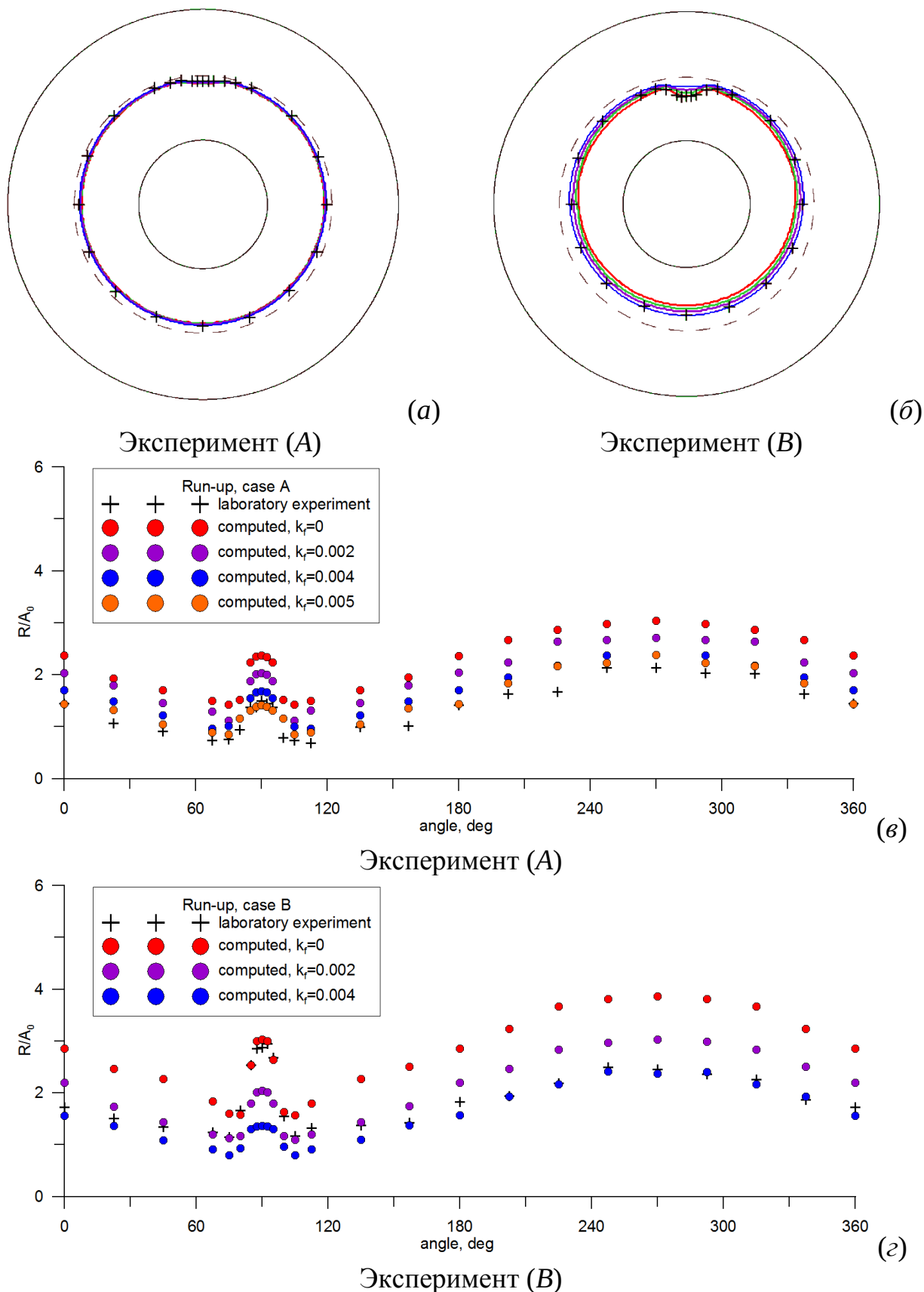


Рис. 4.14. Верхняя часть рисунка представляет сопоставление рассчитанных для различных значений коэффициента шероховатости границ заплеска уединенной волны на конический остров (цветные линии) с экспериментальными данными (крестики) – эксперименты А и В. Нижняя часть рисунка представляет распределение высот заплеска по периметру острова для экспериментов А и В. Цвета линий и маркеров одинаковым образом соответствуют различным значениям коэффициента шероховатости.

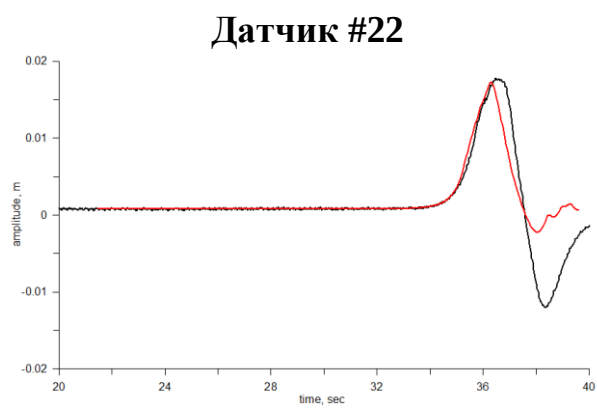
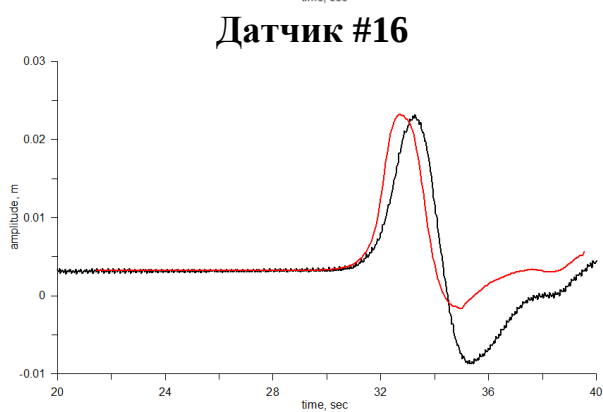
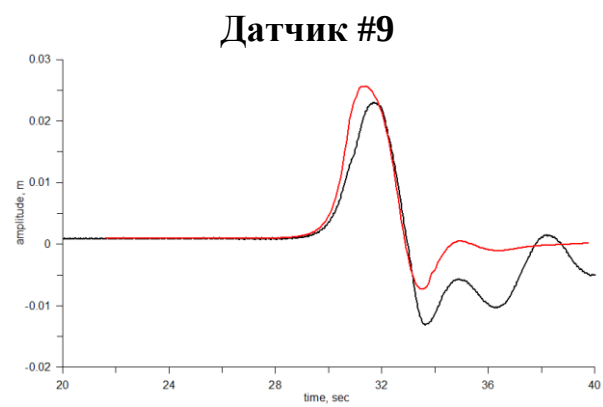
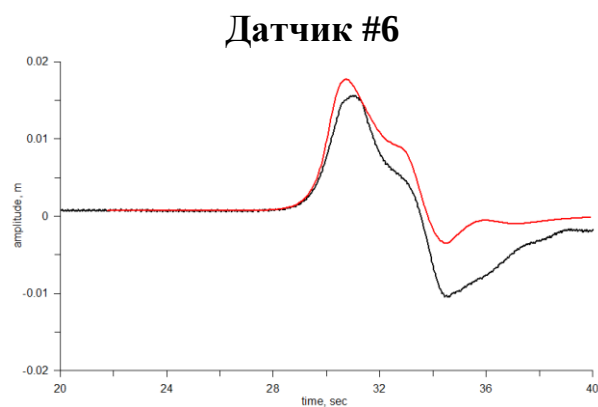


Рис. 4.15. Сравнение мареограмм, рассчитанных в точках размещения «контрольных» датчиков (красные линии), с экспериментальными данными (черные линии).

5 Система модельных очагов цунамигенных землетрясений и характеристики подходящих к Авачинской бухте волн, необходимых для определения вероятного набора экстремальных параметров наката волн цунами

В соответствии с приведенными выше представлениями о сеймотектоническом режиме Курило-Камчатской зоны, в качестве системы модельных очагов была выбран базовый набор пространственных дислокационных моделей очагов землетрясений, представляющих возможные очаги цунамигенных землетрясений Курило-Камчатской зоны, угрожающих восточному побережью Камчатки. Базовый набор состоит из иерархического набора модельных очагов, предложенного А.А.Гусевым (ИВиС ДВО РАН) на основе анализа магнитуд и механизмов очагов реальных исторических землетрясений данного региона.

В основе базового набора лежат модельные очаги с размером плоскости разрыва 108 на 38 км, что при подвижке порядка 2.75 м дает сейсмический момент, соответствующий магнитуде $M_w=7.8$. Согласно (Викулин, 1990) именно такая магнитуда служит порогом сильного землетрясения, вспарывающего отдельный сейсмогенный блок и заполняющего «сейсмическую брешь». В основной сейсмофокальной плоскости Курило-Камчатской зоны эти очаги располагаются в широкой полосе, протягивающейся между осью глубоководного желоба и восточным побережьем Курильской гряды и Камчатского полуострова.

В качестве преобладающего механизма этих очагов принимается пологий надвиг с углом падения $\delta=15^\circ$, равным углу наклона главной литосферной границы раздела этой зоны между погружающейся океанической литосферой и надвигающимся на нее островодужным клином. Угол подвижки в плоскости разрыва λ при этом принимается равным 90° , что соответствует прямому поддвигу плиты в отсутствие какой-либо сдвиговой компоненты. Глубина верхнего края разрывов, находящихся во внешней (по отношению к островной дуге) части полосы задается равной 5 км, глубины во внутренних полосах увеличиваются, соответственно, каждая на величину вертикальной протяженности разрыва, представляющих возможные очаги цунамигенных землетрясений Курило-Камчатской зоны, угрожающих восточному побережью Камчатки $dW=W*\sin \delta$.

В соответствии с принятой сеймотектонической моделью региона в толще островодужного клина возможны также землетрясения с преимущественно взбросо-сбросовым типом механизма (Лобковский, Баранов, 1982). Размеры плоскости разрыва для них те же, угол падения δ принимается равным $\pm 35^\circ$, угол подвижки λ равен 90° . Глубина расположения этих разрывов подбирается такой, что бы верхний край их располагался на расстоянии 5 км под дном океана.

Перечисленные модельные очаги представляют собой базовый набор потенциальных источников цунами, от которых рассчитываются возможные высоты волн у Камчатского побережья. Дополнительно к ним рассматриваются также наборы более крупных очагов, соответствующих магнитудам $M_w=8.4$ и $M_w=9.0$. Размеры плоскостей разрыва очагов с $M_w=8.4$ представляют собой удвоенные размеры базовых источников с магнитудами $M_w=7.8$, т.е. для них принимается $L=215$ км и $W=75$ км. Эти очаги располагаются в той же основной полосе сейсмичности, что и базовые очаги с $M_w=7.8$ в зоне контакта Тихоокеанской плиты с Охотоморской и Берингоморской плитами, но отсутствуют вблизи Берингоморского побережья Корякии. В качестве возможного механизма для них также принимаются пологие надвиги ($\delta=15^\circ$, $\lambda=90^\circ$) для зоны контакта Тихоокеанской и Охотоморской плит, и косые поддвиги ($\delta=10^\circ$, $\lambda=170^\circ$) для зоны контакта Тихоокеанской и Берингоморской плит.

В качестве моделей предельно сильных возможных землетрясений Курило-Камчатской зоны рассматриваются очаги с $M_w=9.0$, представляемые разрывами с $L=430$ км и $W=150$ км. Они располагаются как в зоне контакта Тихоокеанской и Охотоморской плит, где представляют собой поддвиги ($\delta=15^\circ$, $\lambda=90^\circ$) по главной литосферной границе раздела этой зоны, так и в зоне контакта Тихоокеанской и Берингоморской плит, где моделируются косым поддвигом ($\delta=10^\circ$, $\lambda=170^\circ$) Тихоокеанской плиты под Берингоморскую.

Принятая для выполнения работ методика предполагала проведение предварительных расчетов для определения наиболее опасных («экстремальных») очагов гипотетических модельных землетрясений, которые и будут использованы затем для расчета возможных катастрофических проявлений волн цунами вблизи изучаемого объекта в бухте Богатыревка. В этих предварительных расчетах моделировалось распространение гипотетических волн цунами от зоны генерации к побережью и взаимодействие этих волн с вертикальной стенкой, установленной вдоль начального положения линии уреза. На этой стенке ставилось условие отражения.

В качестве источников начального возмущения были рассмотрены модели цунамигенных землетрясений с магнитудами $M_w = 7.8$ (80 очагов), $M_w = 8.4$ (40 очагов), $M_w = 9.0$ (20 очагов), расположенных вдоль Курило-Камчатского желоба. Механизмы этих очагов строились согласно изложенным выше соображениям. При конструировании очагов с магнитудами $M_w = 8.4$ вначале была рассмотрена предварительная систем из 20 модельных очагов (Рис. 5.3а), которая затем была детализирована, уточнена и расширена до 40 очагов.

Общее представление об экстремальных воздействиях рассмотренных систем модельных очагов на побережье дают приведенные ниже распределения максимальных положительных и минимальных отрицательных амплитуд волн от источников с магнитудами $M_w = 9.0$, $M_w = 8.4$, $M_w = 7.8$. Эти распределения построены по результатам, рассчитанным в 179 виртуальных мареографах, размещенных в последних перед побережьем «морских» точках. Соответствующие расчеты проводились на сетке с пространственным шагом 1 географическая минута на 24 часа физического времени распространения. Положение входа в Авачинскую бухту, соответствующее виртуальному датчику №59, в силу узости входа в эту бухту, делает ее одним из наименее цунамиопасных объектов на восточном побережье Камчатки.

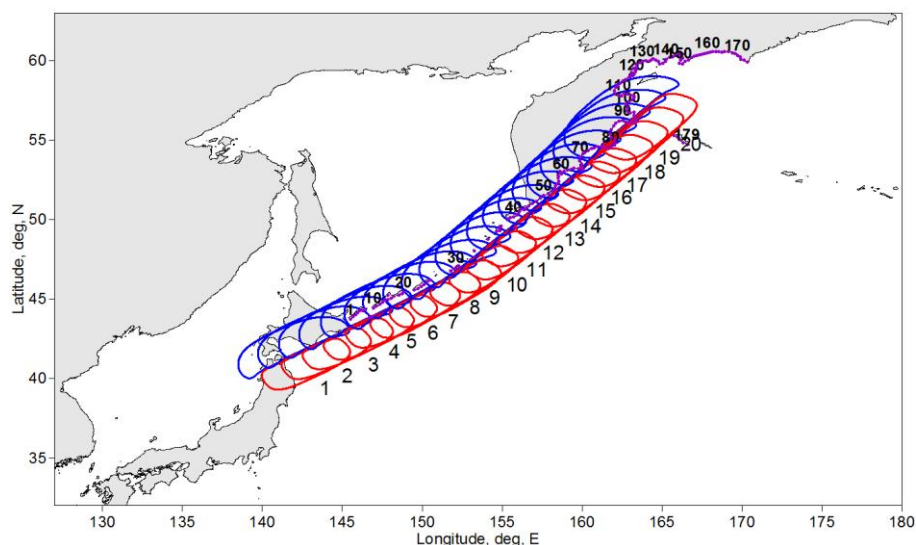


Рис. 5.1. Положение 20 (исходных) гипотетических модельных источников с магнитудой $M_w = 9.0$ (изолинии уровня нарисованы по ± 15 см) и 179 мареографных точек, расставленных вдоль Курило-Камчатского побережья (сиреневые кружочки, пронумерованы каждый десятый).

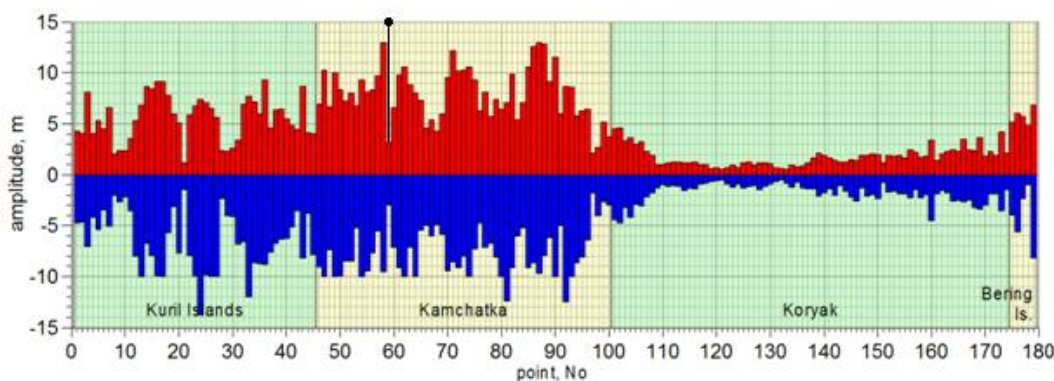


Рис. 5.2. Сводная гистограмма по (исходным) источникам с магнитудой $M_w = 9.0$. Маркером отмечена прибрежная точка, соответствующая входу в Авачинскую бухту.

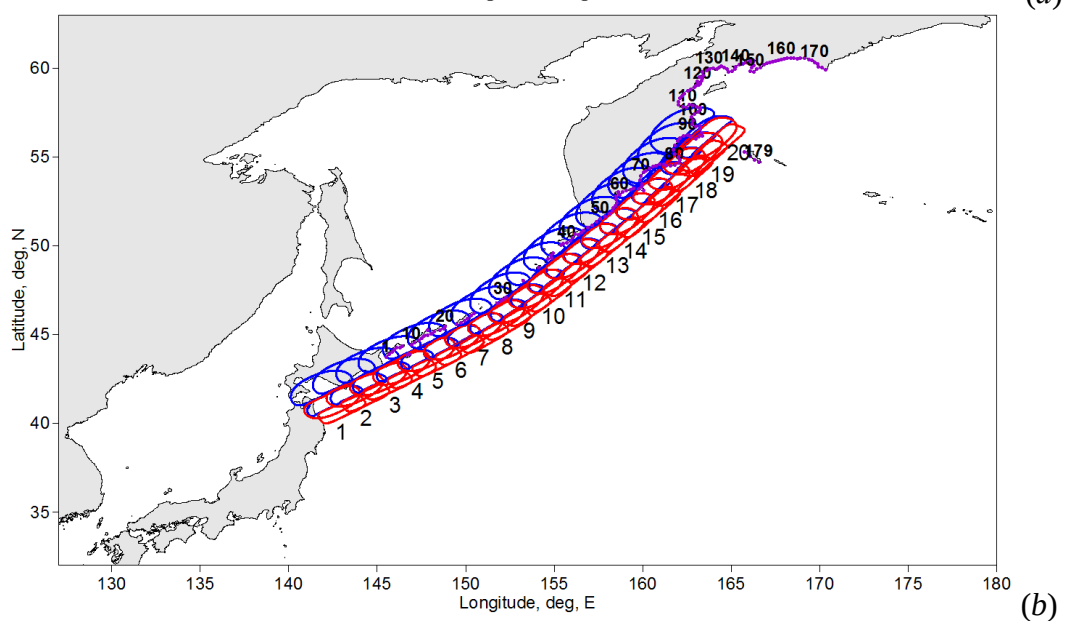
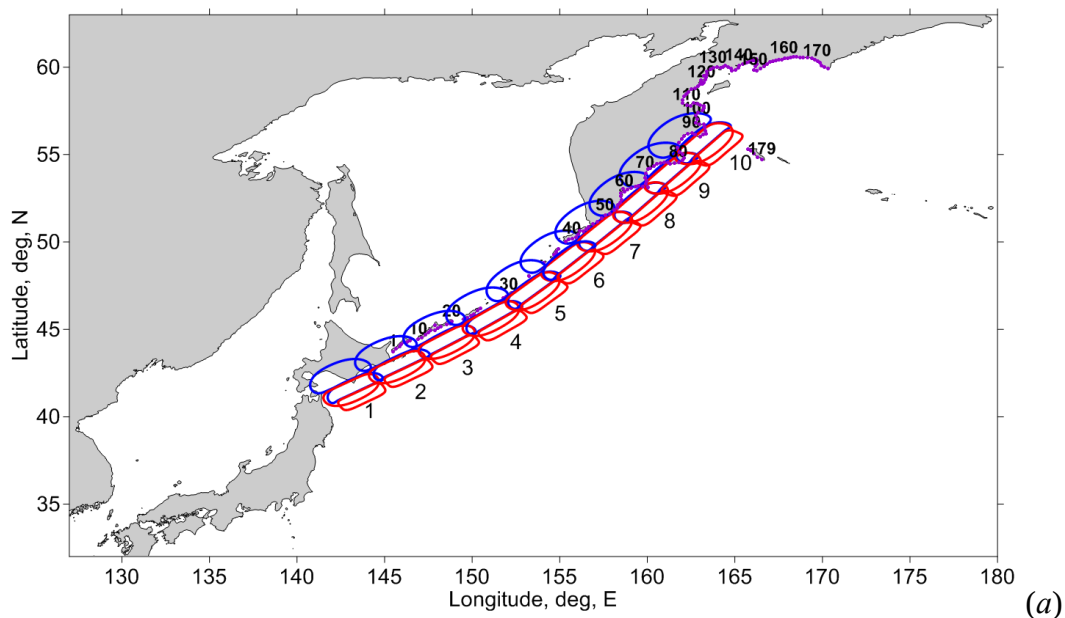


Рис. 5.3. Положение пяти (a) и двадцати (b) гипотетических модельных источников с магнитудой $M_w = 8.4$ (изолинии уровня нарисованы по ± 10 см) и 179 мареографных точек, расставленных вдоль Курило-Камчатского побережья (сиреневые кружочки, пронумерованы каждый десятый).

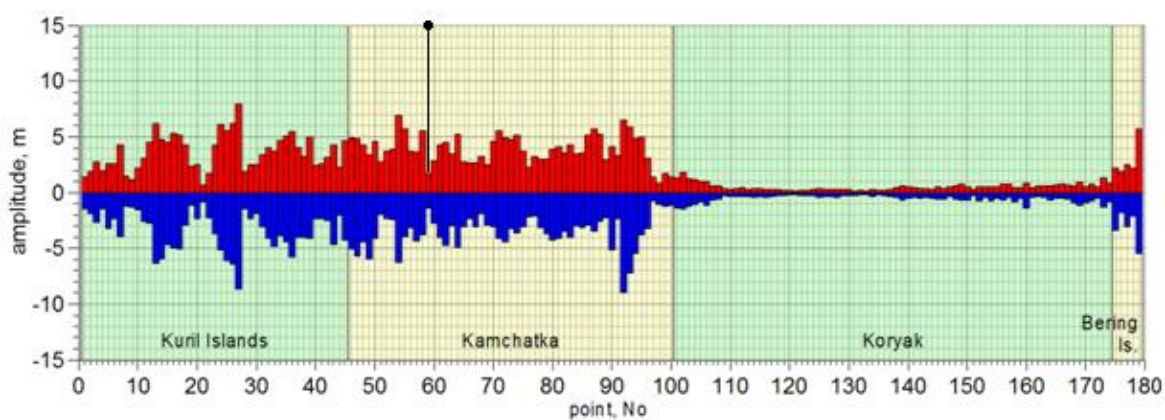


Рис. 5.4. Сводная гистограмма по двадцати источникам с магнитудой $M_w = 8.4$. Маркером отмечена прибрежная точка, соответствующая входу в Авачинскую бухту.

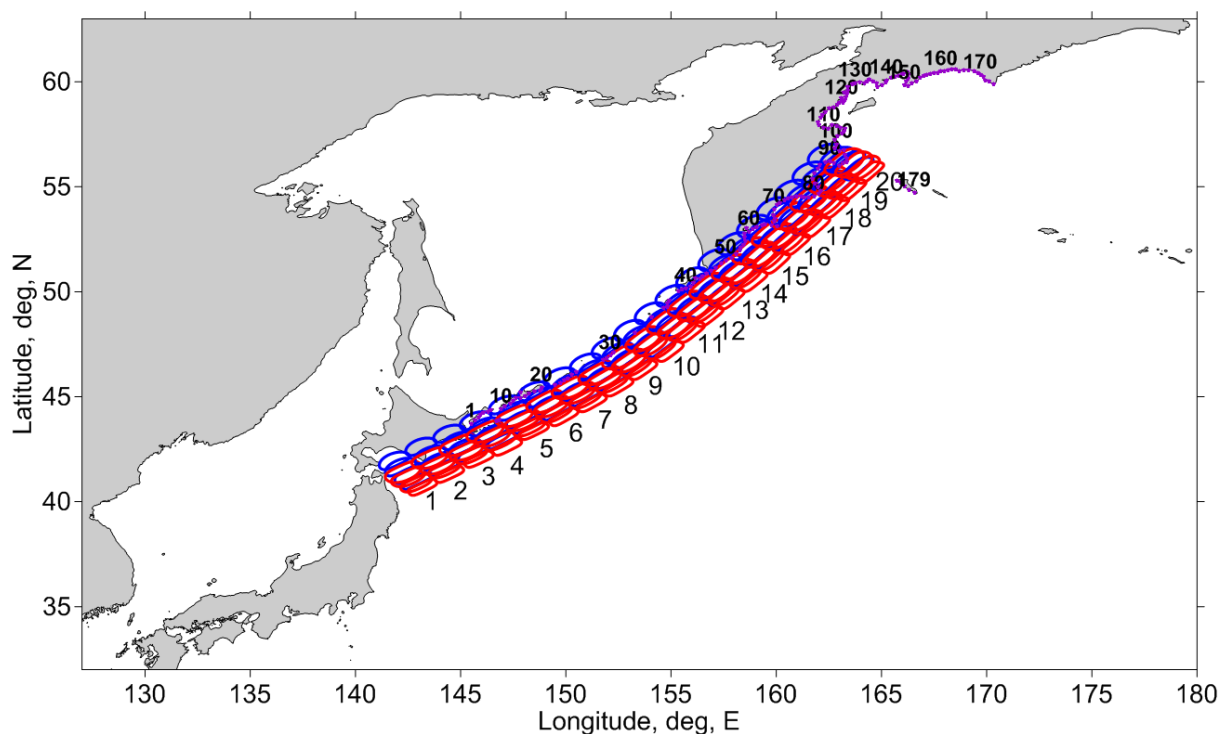


Рис. 5.5. Положение 80 модельных гипотетических источников с магнитудой $M_w = 7.8$ (изолинии нарисованы по уровням ± 10 см) и 179 мареографных точек, расставленных вдоль Курило-Камчатского побережья (сиреневые кружочки, пронумерованы каждый десятый).

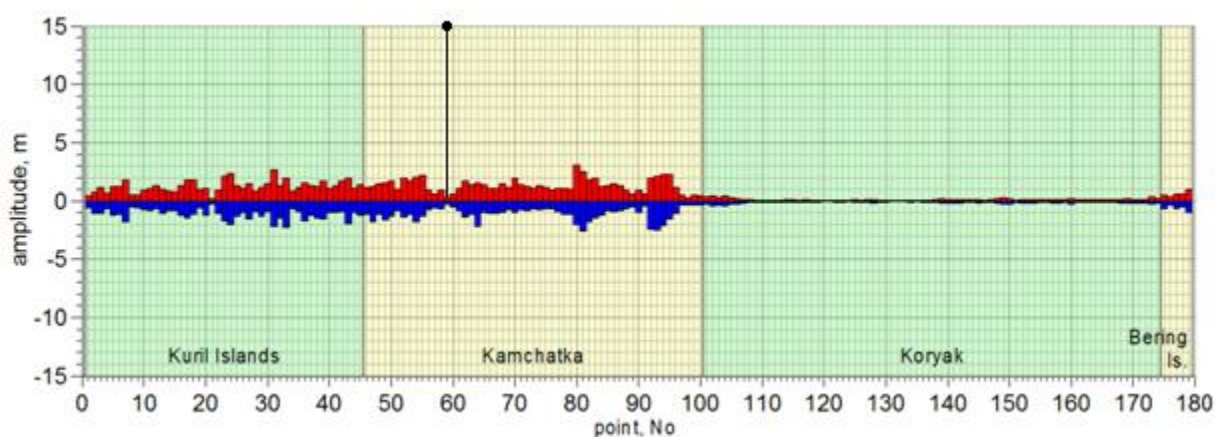


Рис. 5.6. Сводная гистограмма по восьмидесяти источникам с магнитудой $M_w = 7.8$. Маркером отмечена прибрежная точка, соответствующая входу в Авачинскую бухту.

Анализ результатов предварительных расчетов привел к выводу о том, что наибольшую опасность для Авачинской бухты и бухты Богатыревка представляет очаг 15 (индекс 90-15d), с магнитудой $M_w = 9.0$, расположенный непосредственно напротив входа в Авачинскую бухту. Для обеспечения полноты исследования было принято решение включить в окончательный набор также соседние очаги: «южный» 13 (90-13d) и «северные» 17 (90-17d) и 18 (90-18d) с той же магнитудой. С этой же целью в набор были включены и представительные очаги с магнитудами $M_w = 8.4$: наиболее опасный № 8 (84-8b) – здесь указан номер, соответствующий схеме на рисунке 5.3 (a), и соседние с ним «южный» 14 (84-14d) и «северный» 17 (84-17d).

Ниже приведены схема размещения эпицентров наиболее опасных гипотетических модельных цунамигенных землетрясений, а также соответствующие им начальные возмущения свободной поверхности.

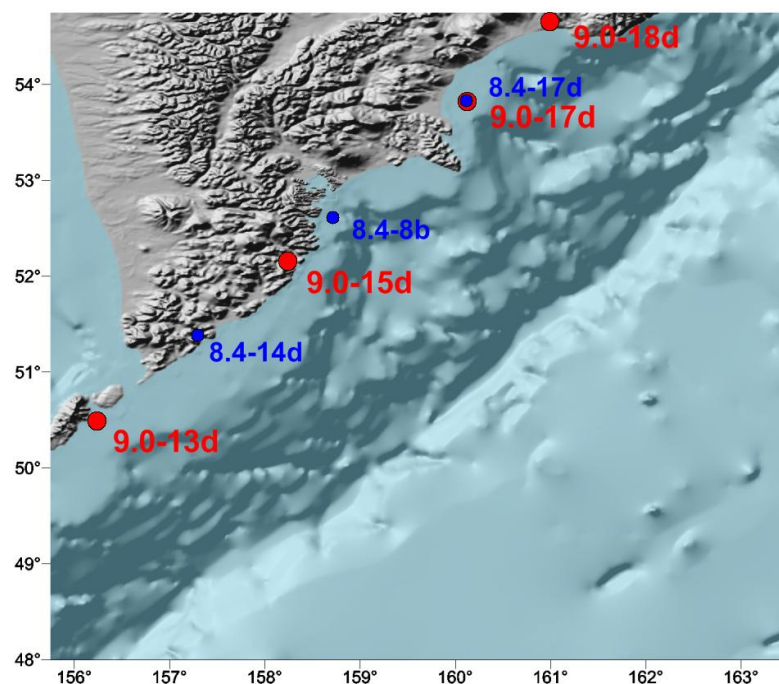
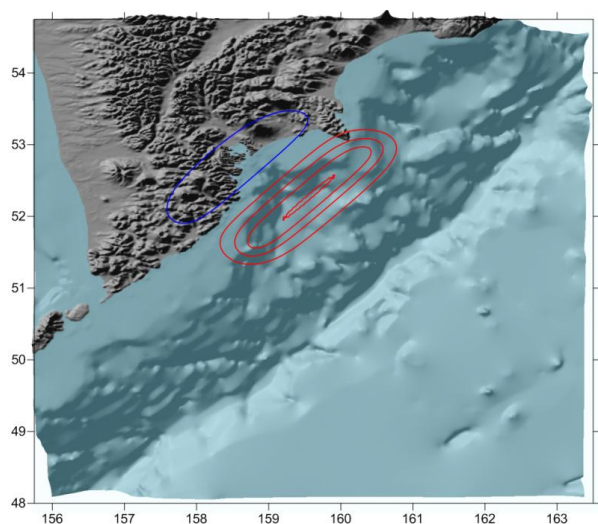
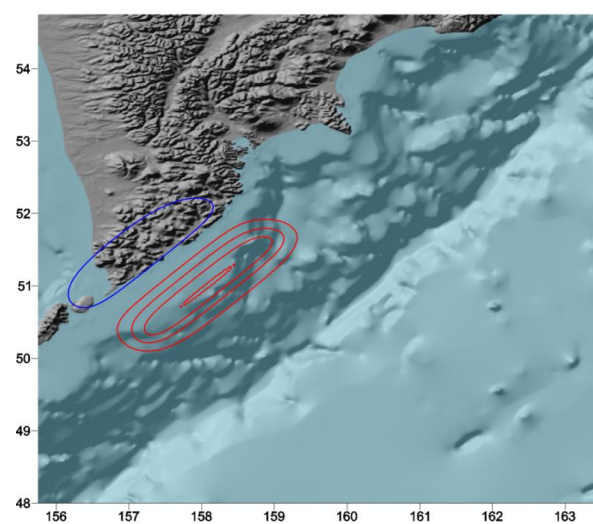


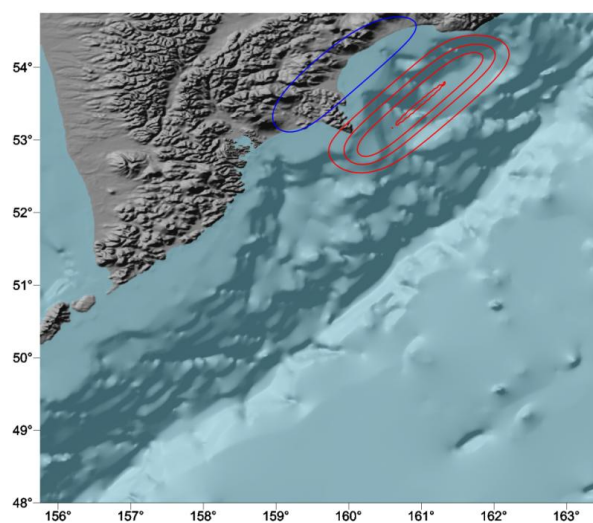
Рис. 5.7. Схема расположения эпицентров гипотетических модельных цунамигенных землетрясений.



8.4-8b



8.4-14d



8.4-17d

Рис. 5.8. Изолинии начальных смещений, рассчитанные для модельных гипотетических цунамигенных землетрясений с магнитудами $M_w = 8.4$. Красным цветом отрисованы изолинии положительных значений, синим – отрицательных.

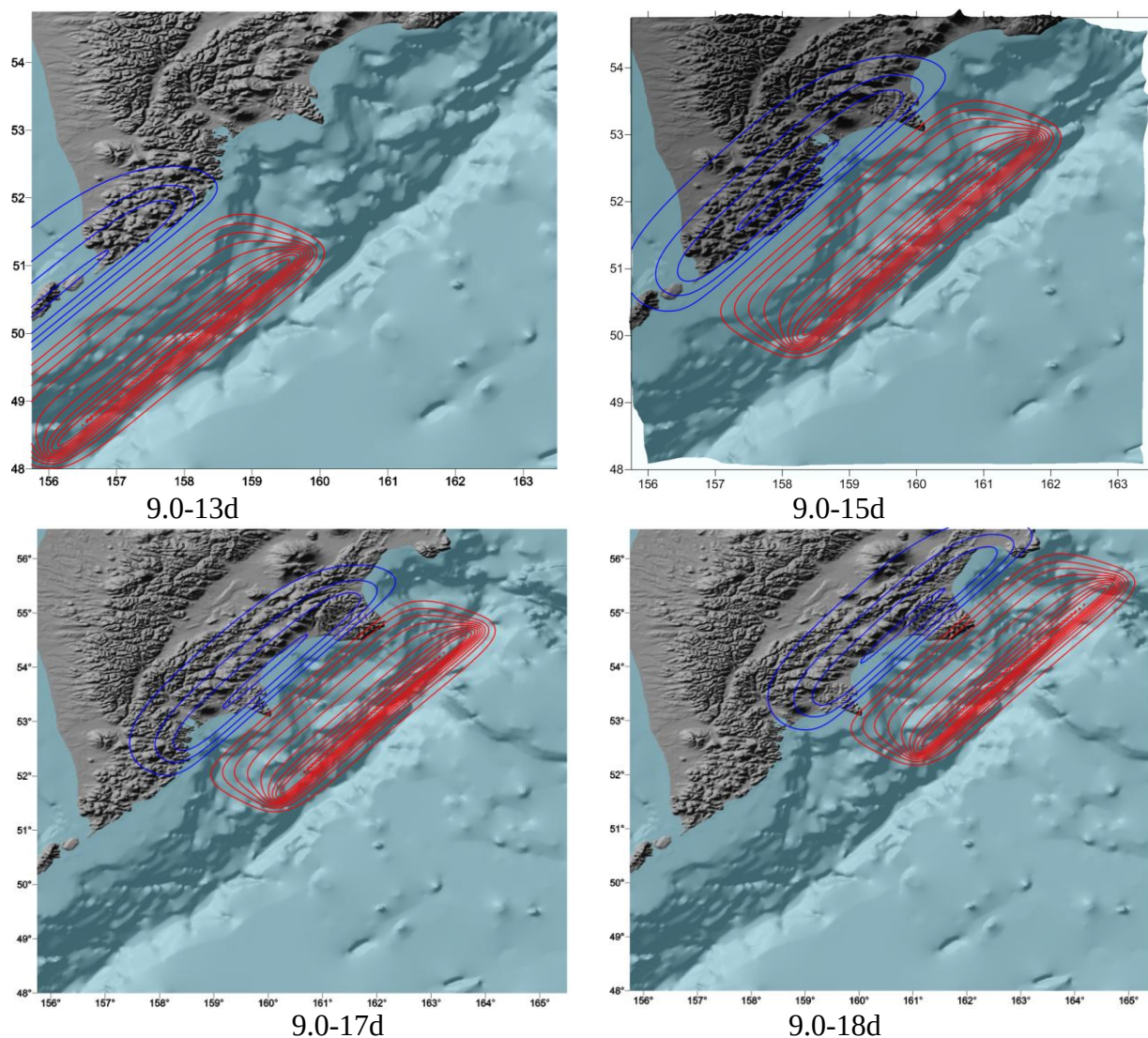


Рис. 5.9. Изолинии начальных смещений, рассчитанные для модельных гипотетических цунамигенных землетрясений с магнитудами $M_w = 9.0$. Красным цветом отрисованы изолинии положительных значений, синим – отрицательных.

Таблица 8. Основные параметры очагов гипотетических модельных цунамигенных землетрясений (см. Рис. 4.3):

ID	N	E	Длина разрыва L (км)	Ширина разрыва W (км)	Угол падения разрыва δ (градусы)	Направление подвижки в плоскости разрыва λ (градусы)	Азимут простираения разрыва ψ (градусы)	Величина подвижки D_0 (м)	Глубина верхнего края разрыва H_{top} (км)
84-14d	51.38	157.31	215	75	15	90	38	5.5	25
84-8b	52.61	158.73	215	75	15	90	35	5.5	25
84-17d	53.83	160.13	215	75	15	90	34	5.5	25
90-13d	50.50	156.25	430	150	15	90	38	11.6	15
90-15d	52.17	158.25	430	150	15	90	35	11.6	15
90-17d	53.83	160.13	430	150	15	90	34	11.6	15
90-18d	54.67	161.00	430	150	15	90	33	11.6	15

6 Приложения: Характеристики воздействия волн цунами на побережье акватории бухты Богатыревка и на прилегающие к ней прибрежные территории без учета (в естественных условиях) и с учетом проектируемых гидротехнических сооружений

6.1 Приложение 1: Максимальные возвышения свободной поверхности в заданных точках акватории

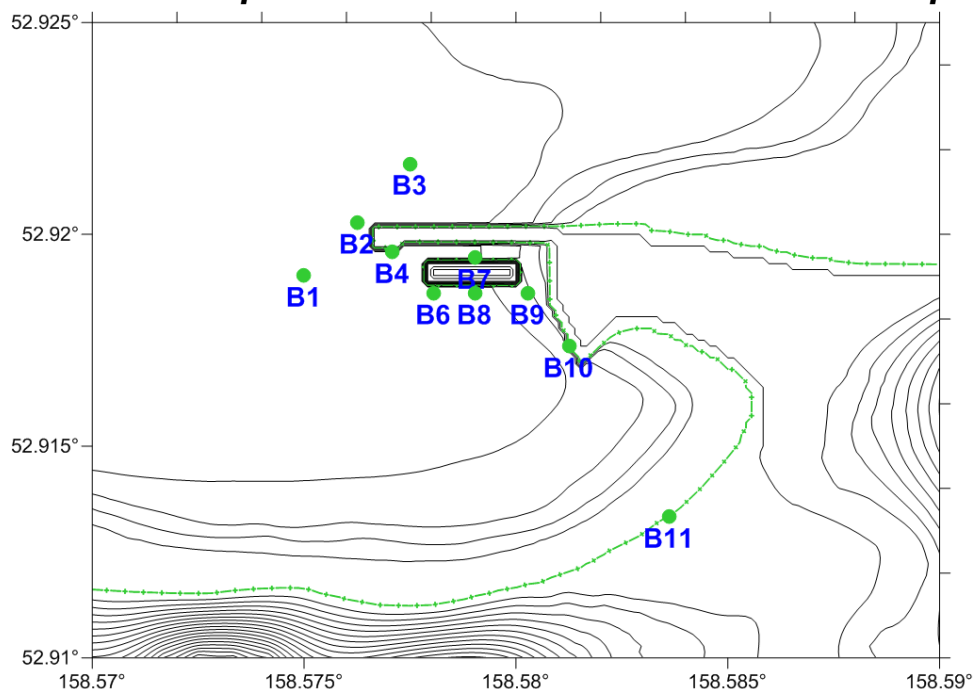


Рис. 6.1. Схема расположения виртуальных датчиков (мареографов) для записи динамики свободной поверхности в процессе моделирования.

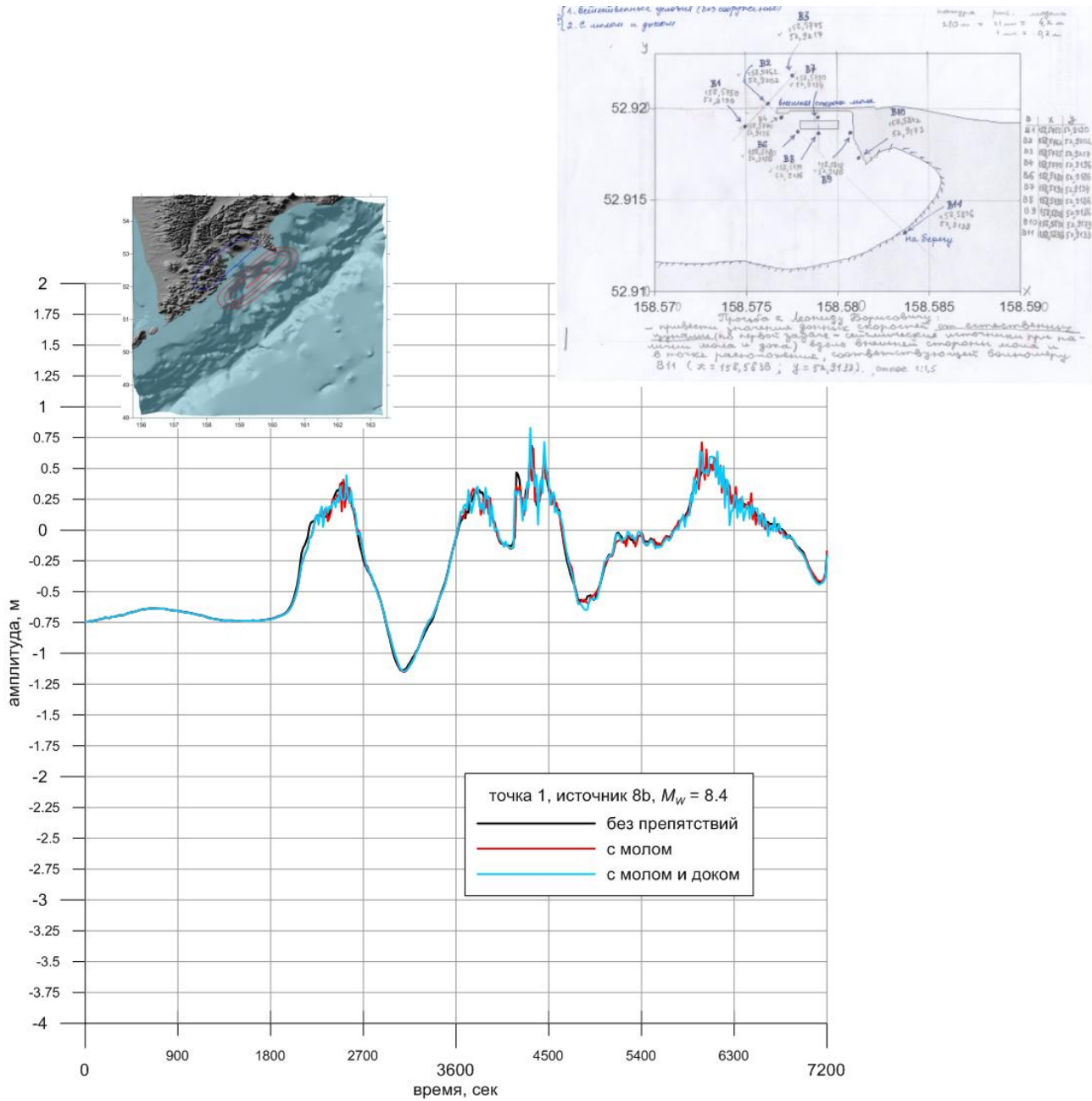
Таблица 9. Координаты виртуальных датчиков для записи экстремальных значений смещений свободной поверхности

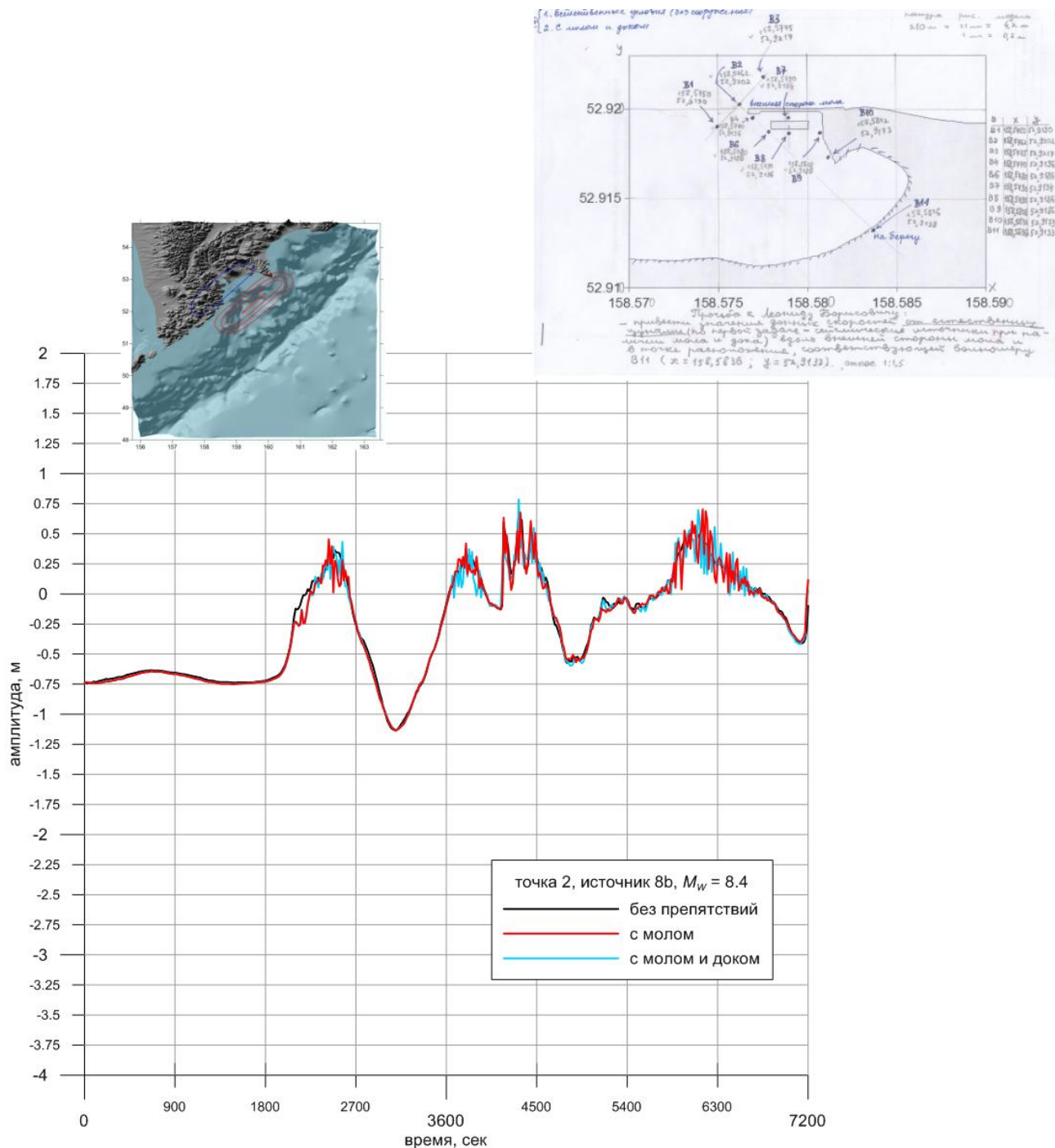
Индекс датчика	Долгота, В, градусы	Широта, С, градусы
B1	158.575	52.9190
B2	158.57625	52.9203
B3	158.5775	52.9217
B4	158.5771	52.9196
B6	158.5781	52.9186
B7	158.5790	52.9194
B8	158.5790	52.9186
B9	158.5803	52.9186
B10	158.5813	52.9174
B11	158.5836	52.9133

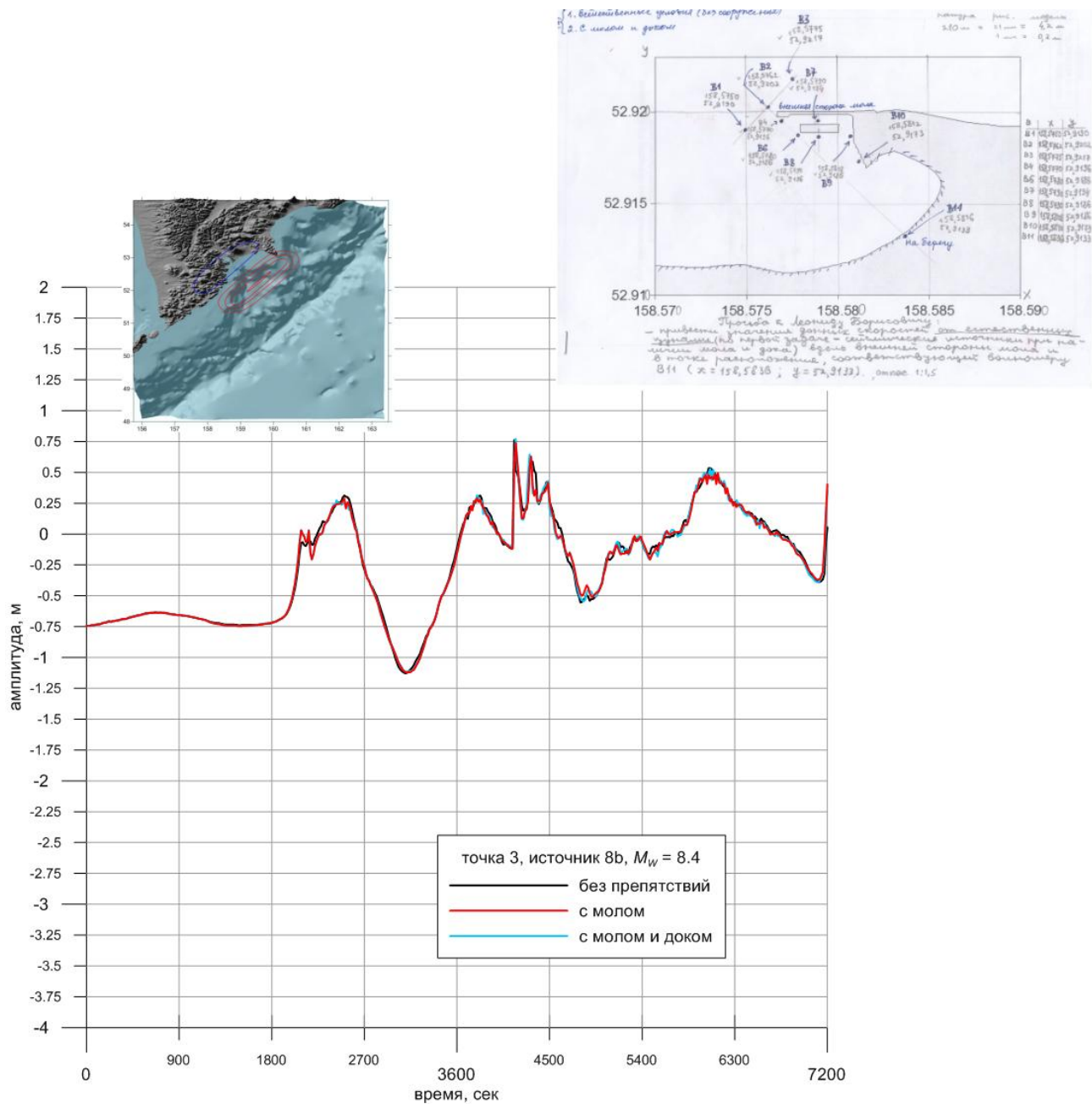
Результаты переданы Заказчику в виде файлов, содержащих записи динамики свободной поверхности в процессе моделирования в заданном наборе точек (см. Рис. 6.1). Для каждого гипотетического модельного очага цунамигенного землетрясения в каждой из точек записаны значения, рассчитанные в естественных условиях, в условиях наличия защитного сооружения (мола) и в условиях наличия мола и дока.

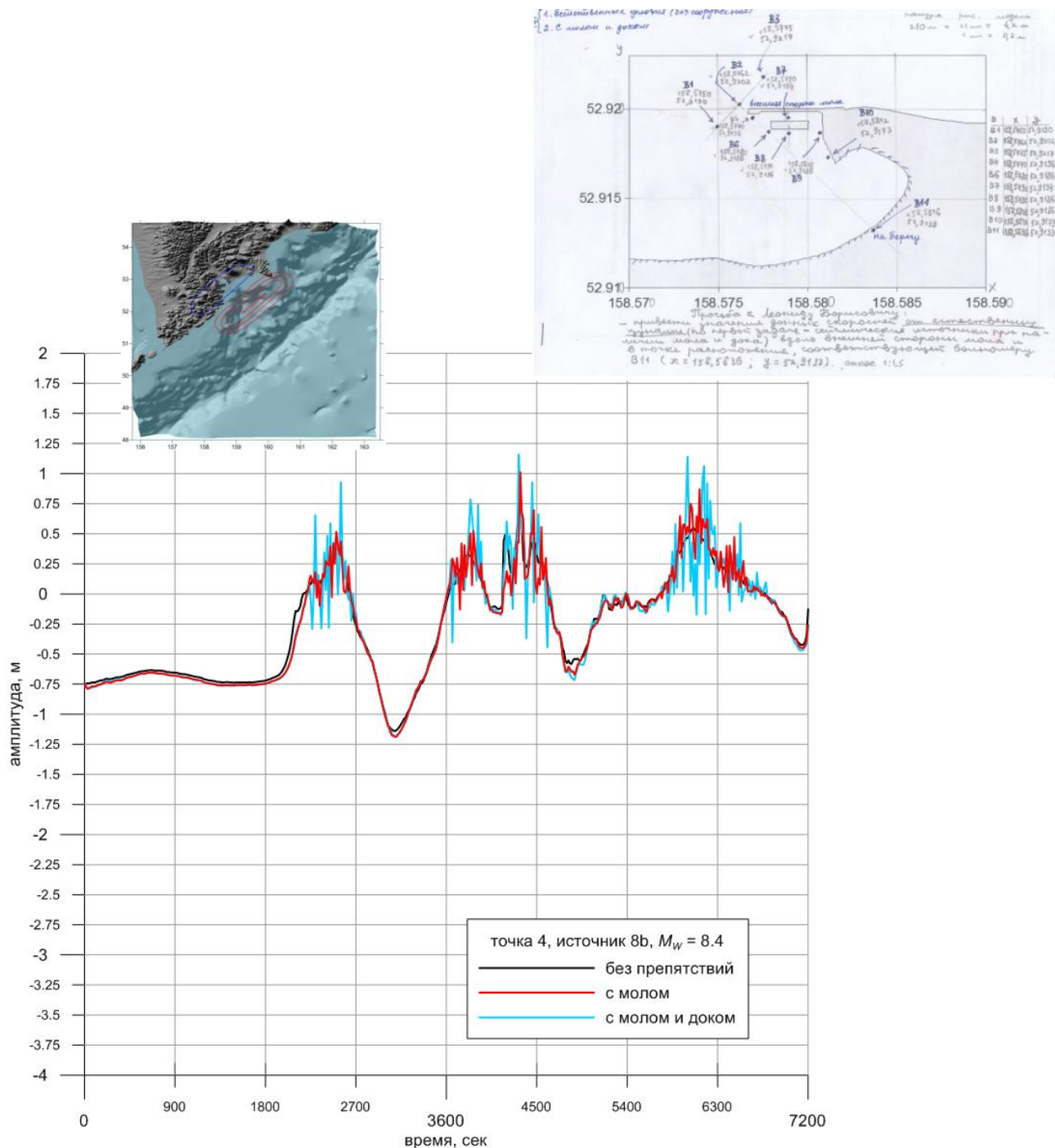
Переданы графические изображения упомянутых результатов.

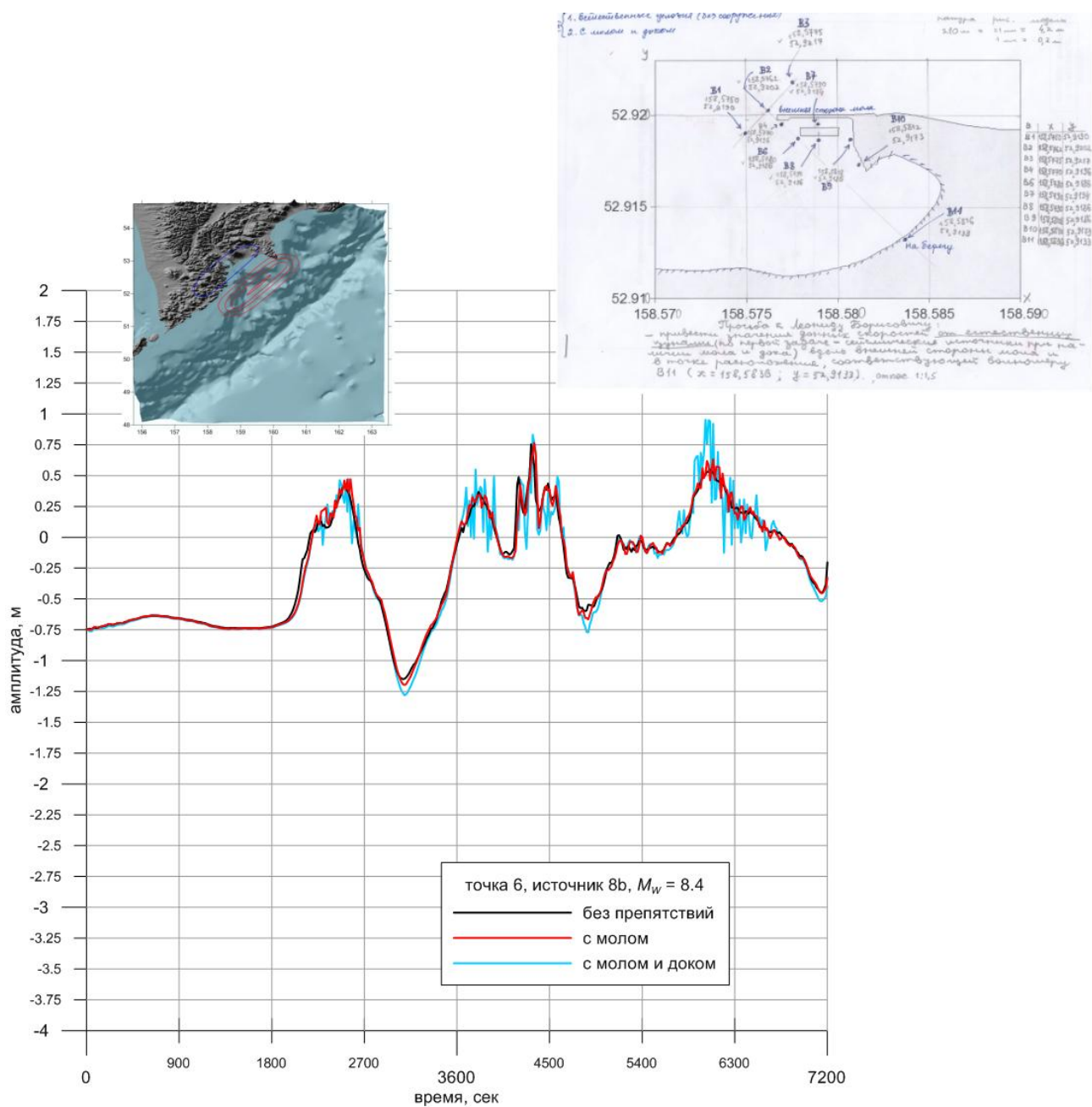
6.1.1 Мареограммы для очага 8b с магнитудой $M_W = 8.4$

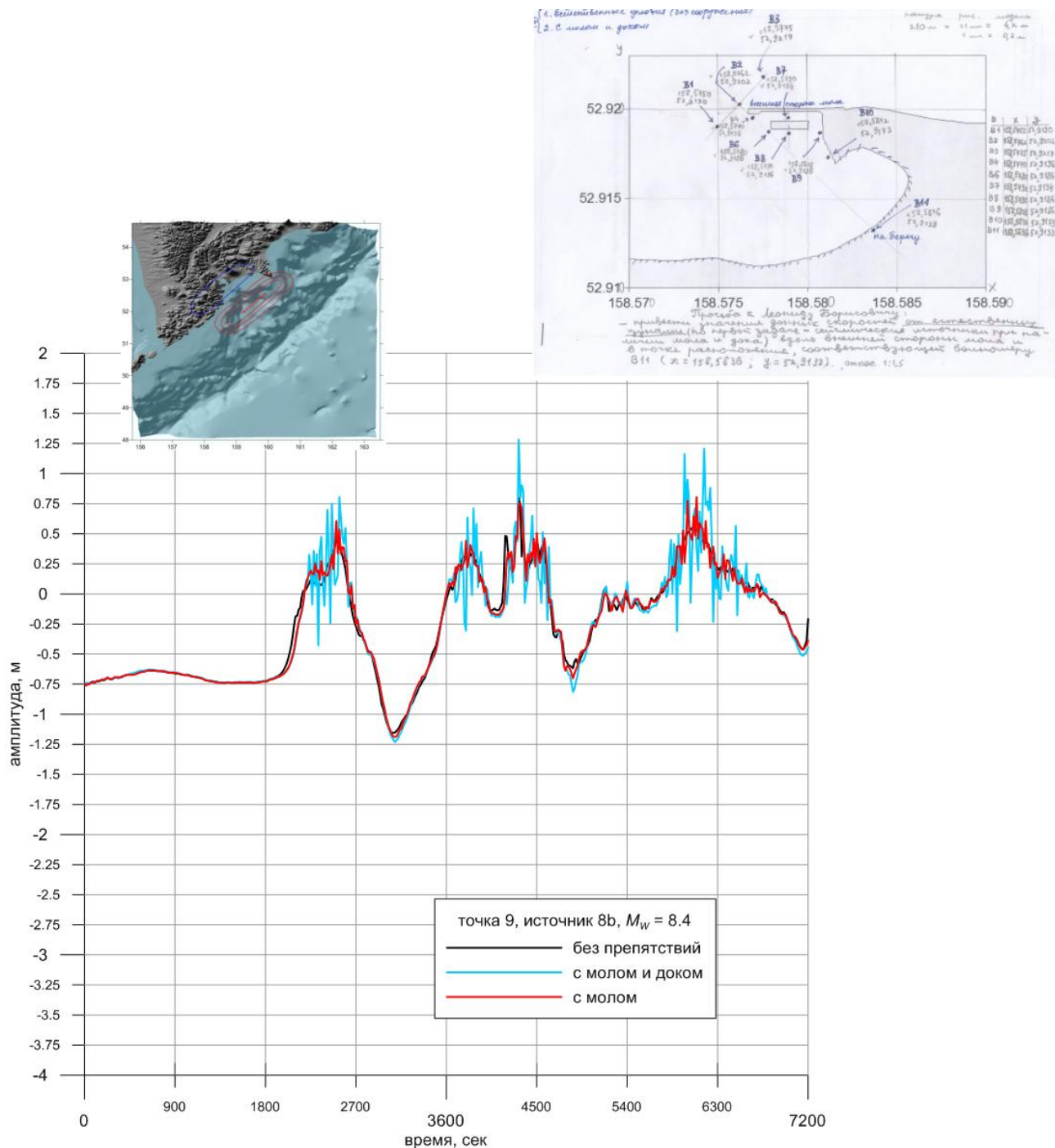


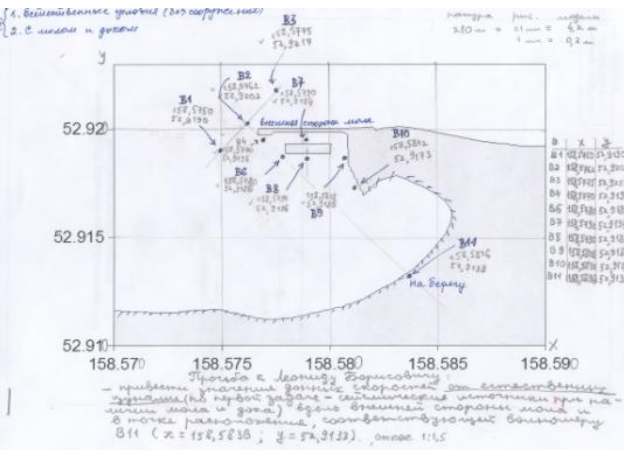
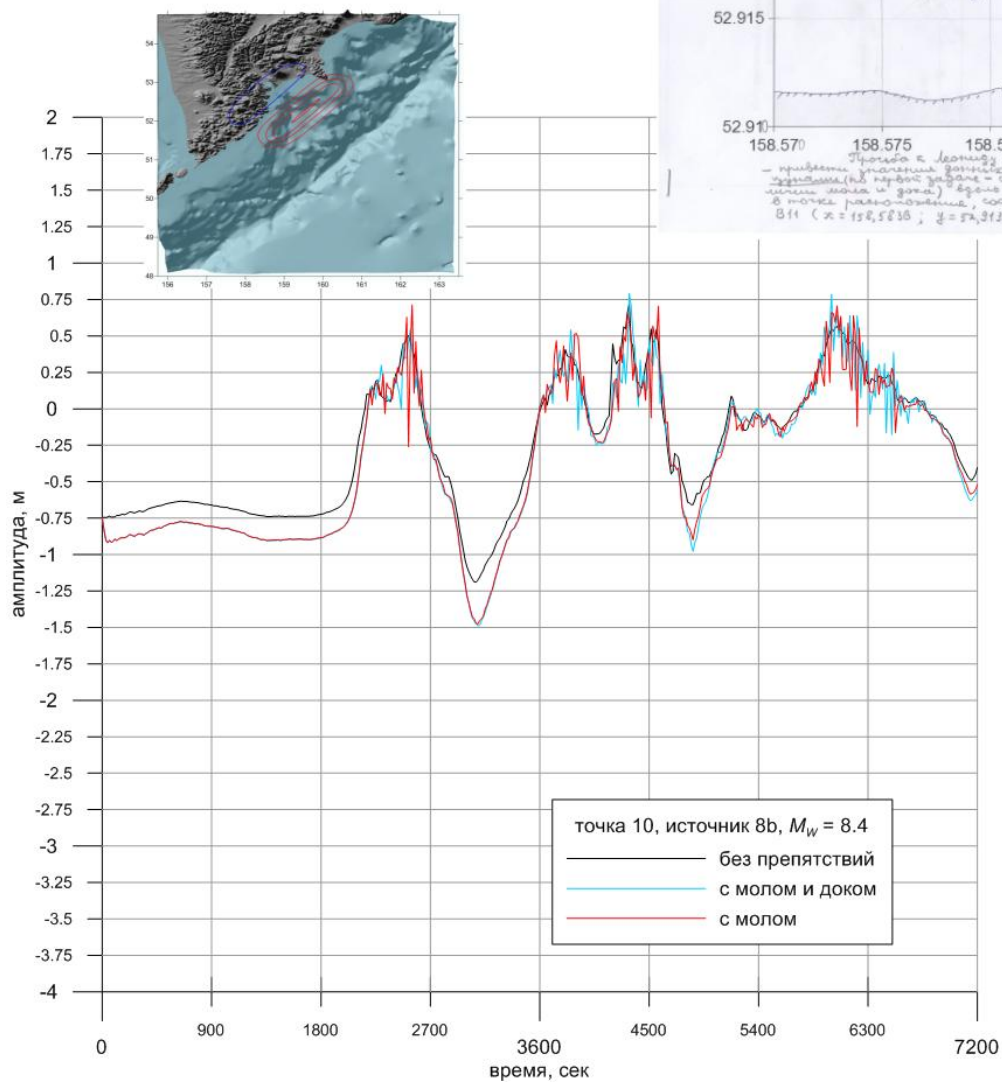


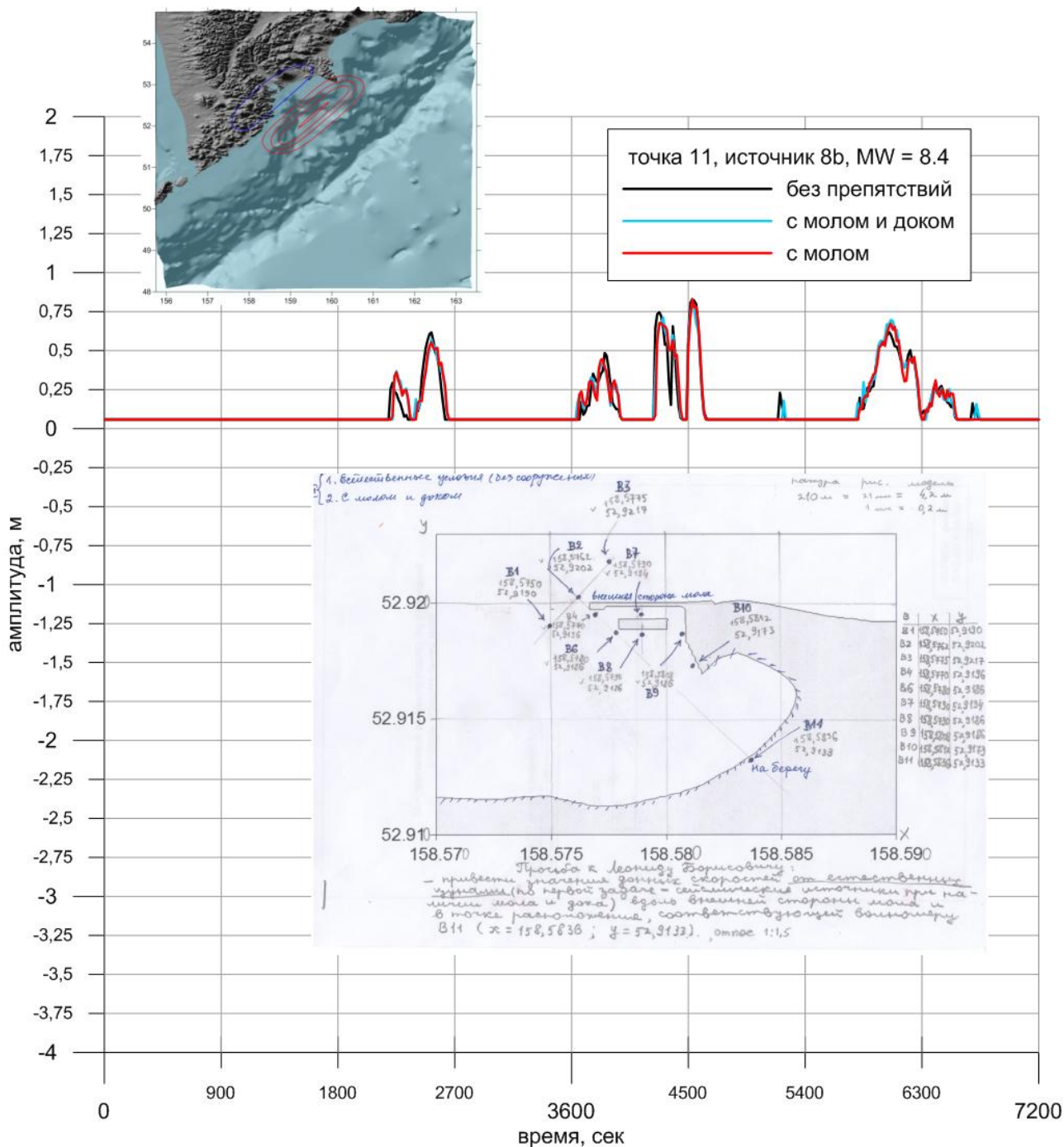




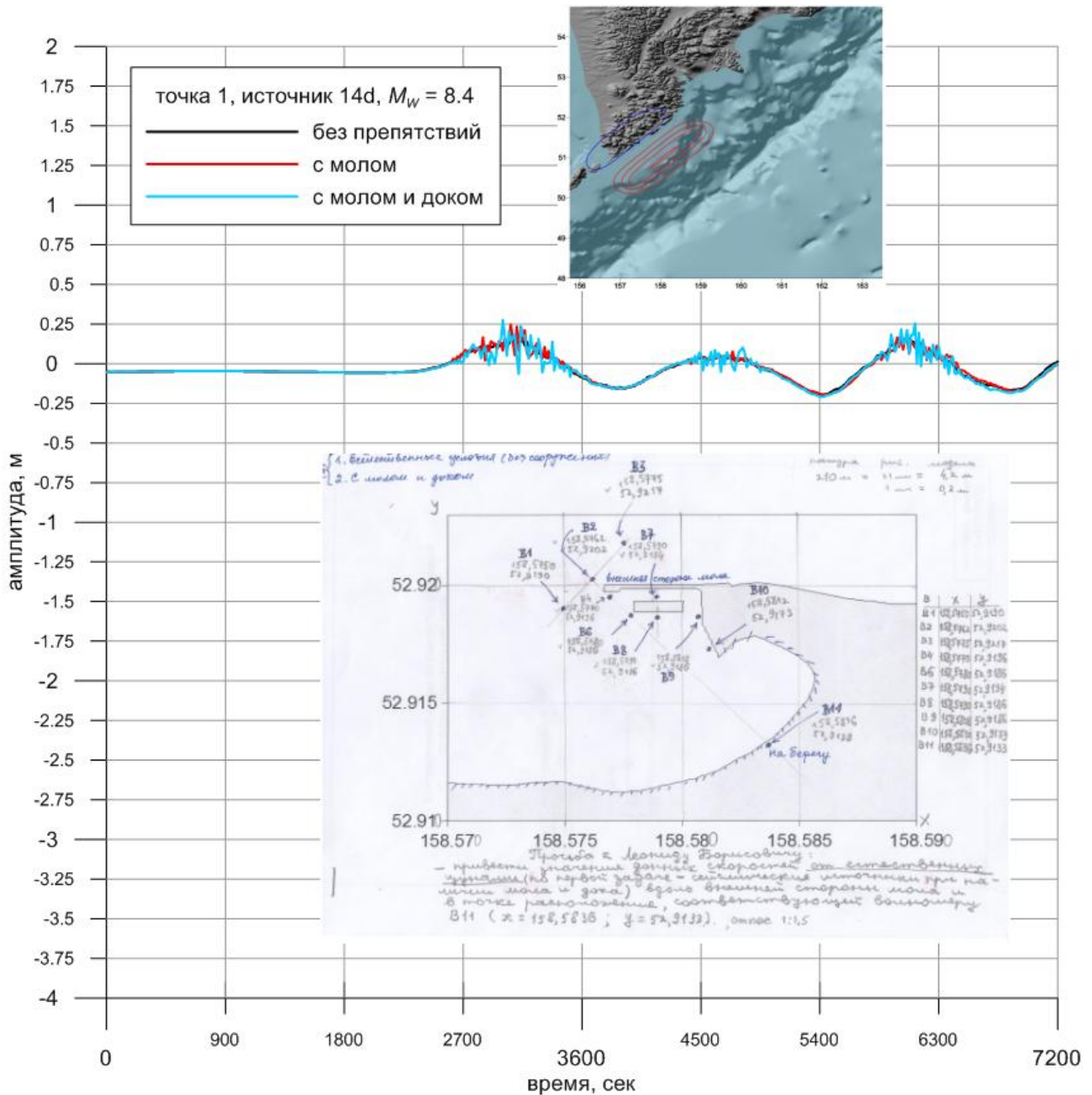


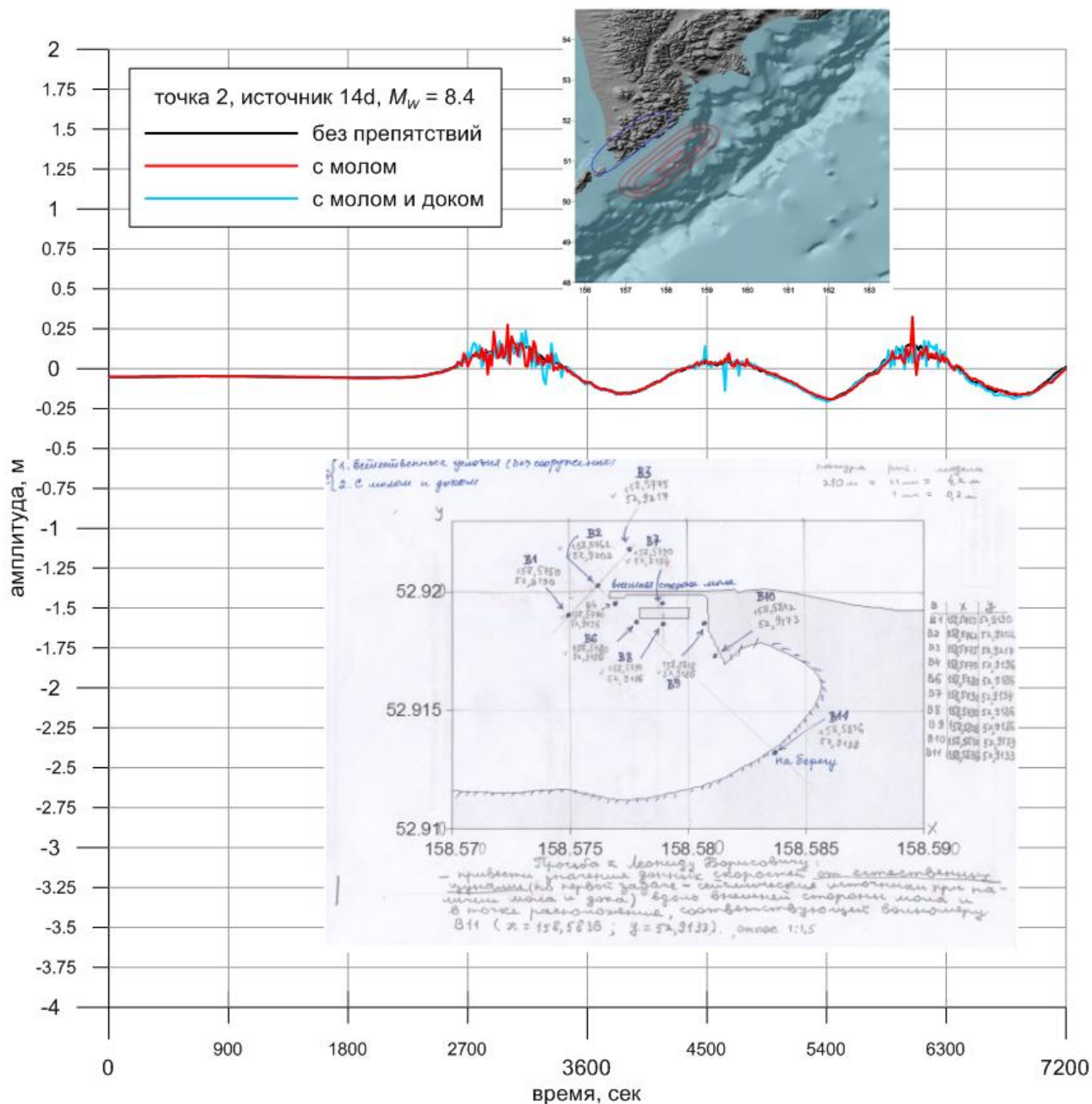


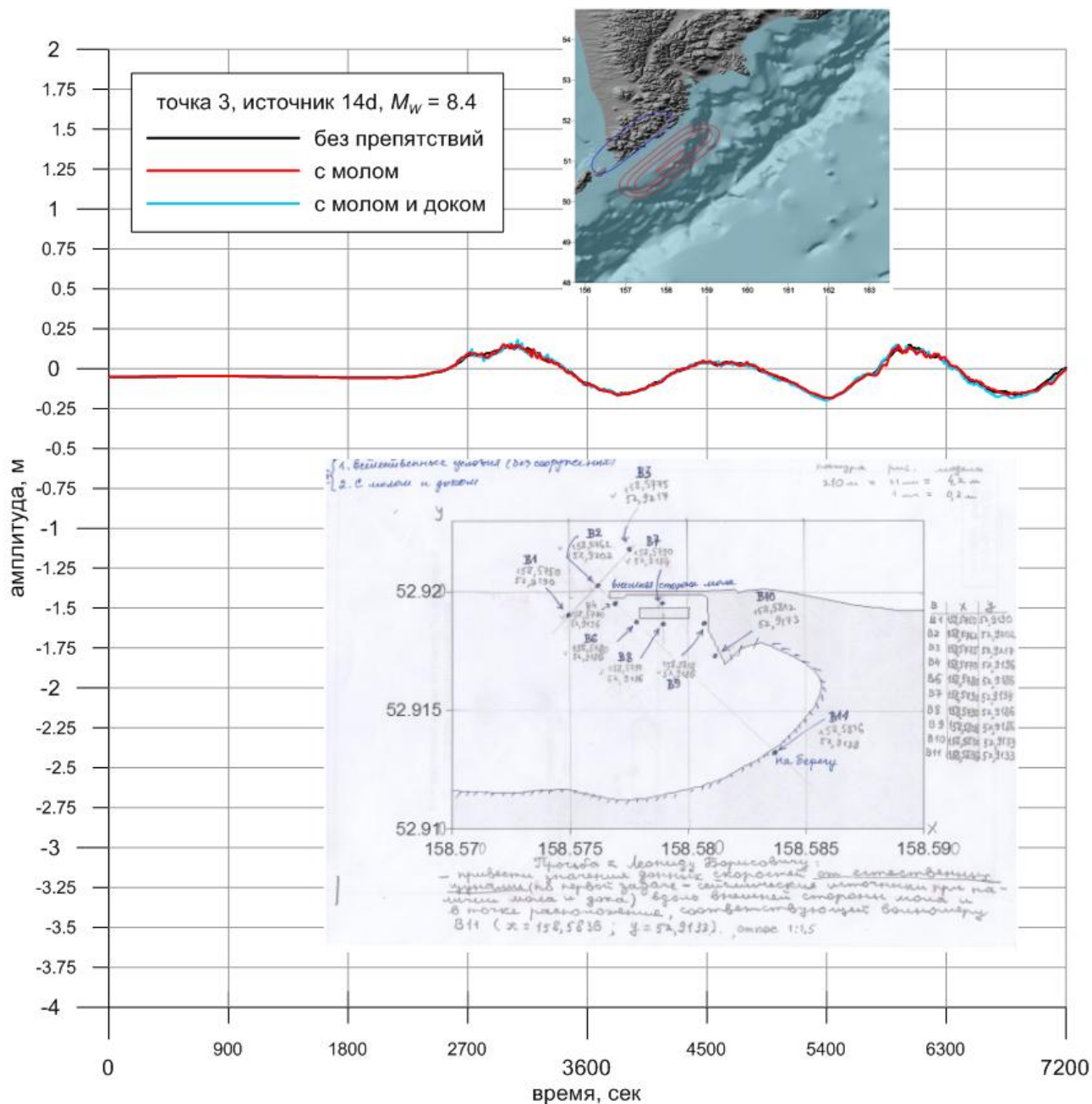


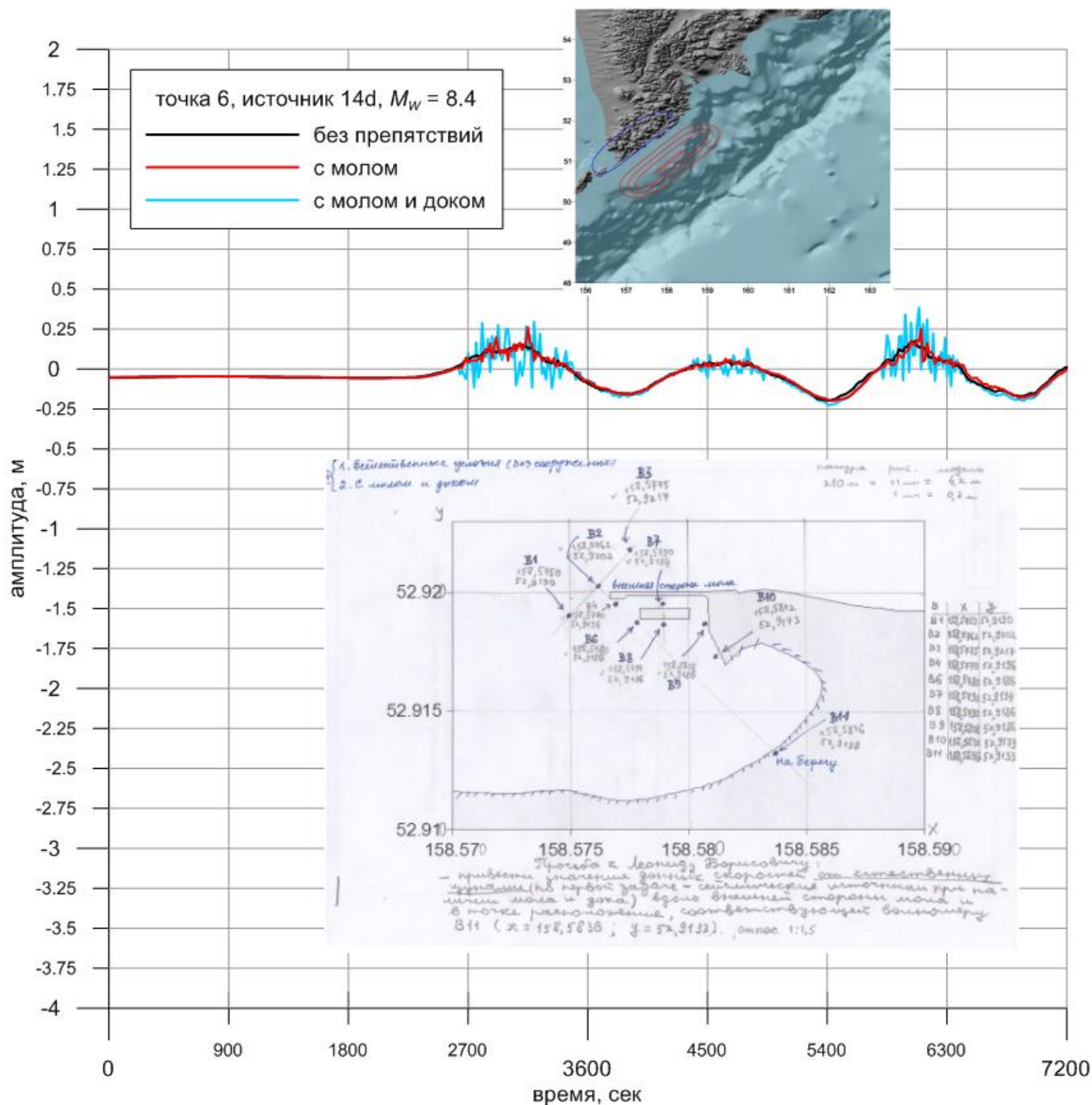


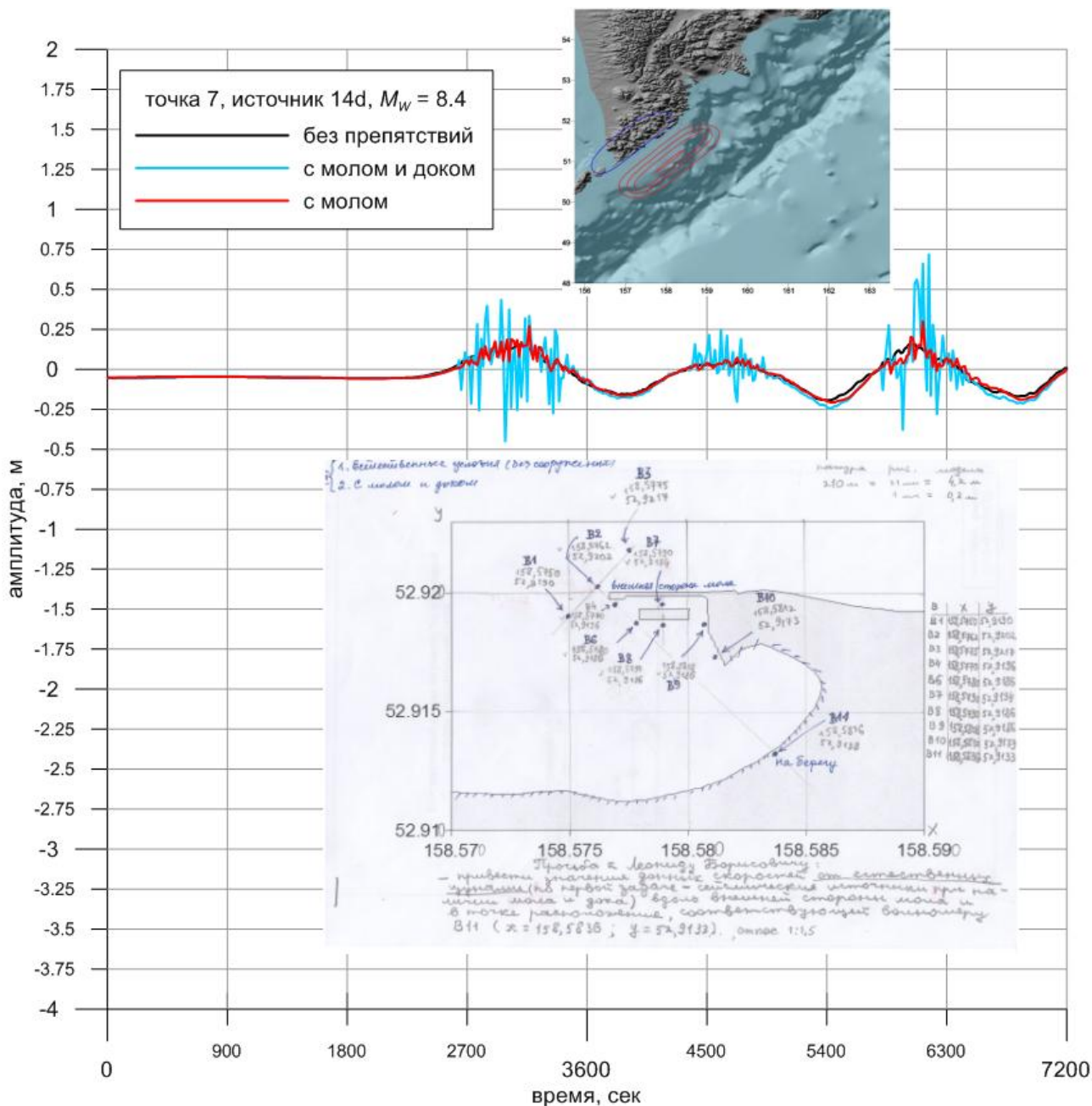
6.1.2 Мареограммы для очага 14d с магнитудой $M_w = 8.4$

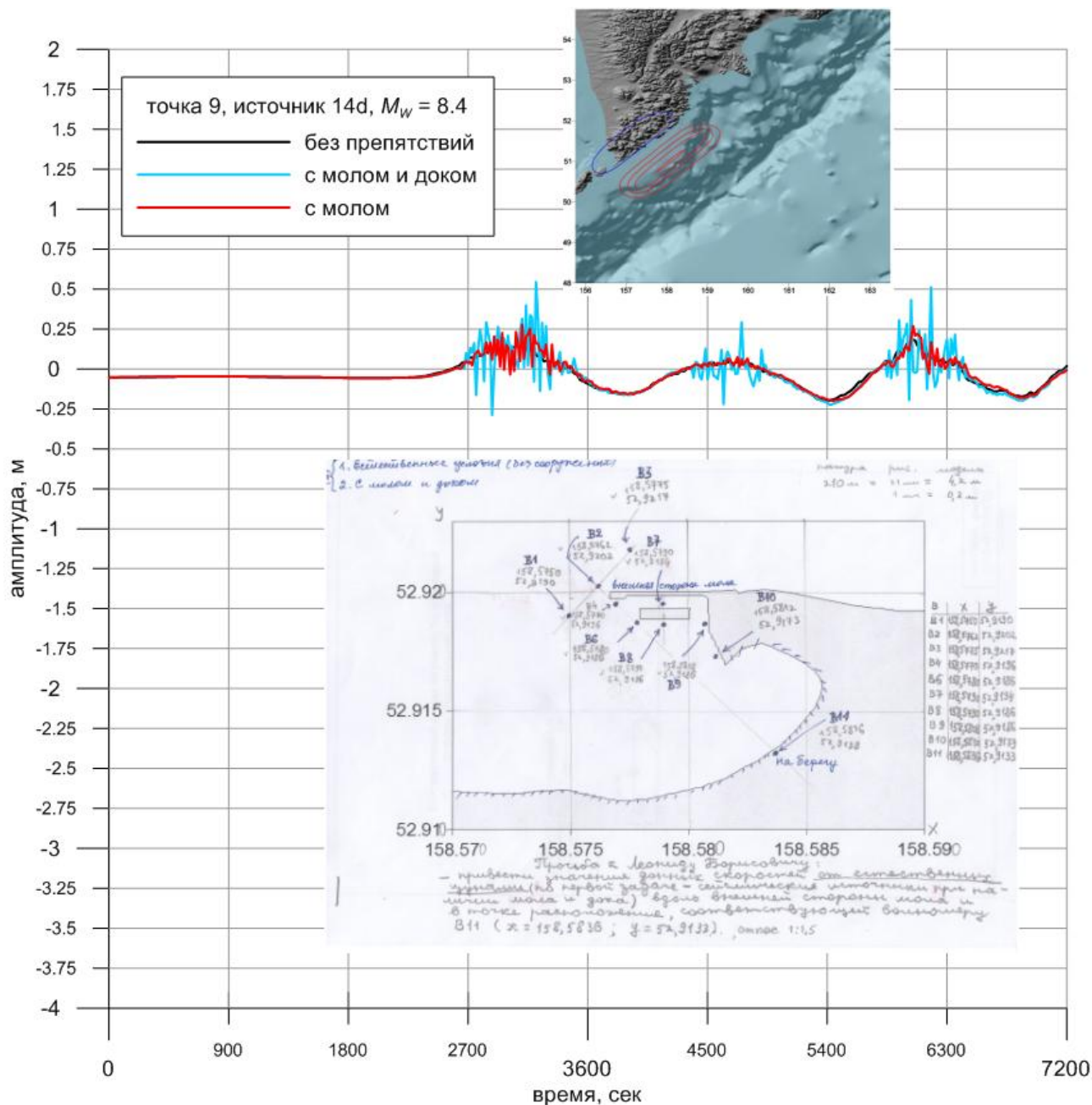


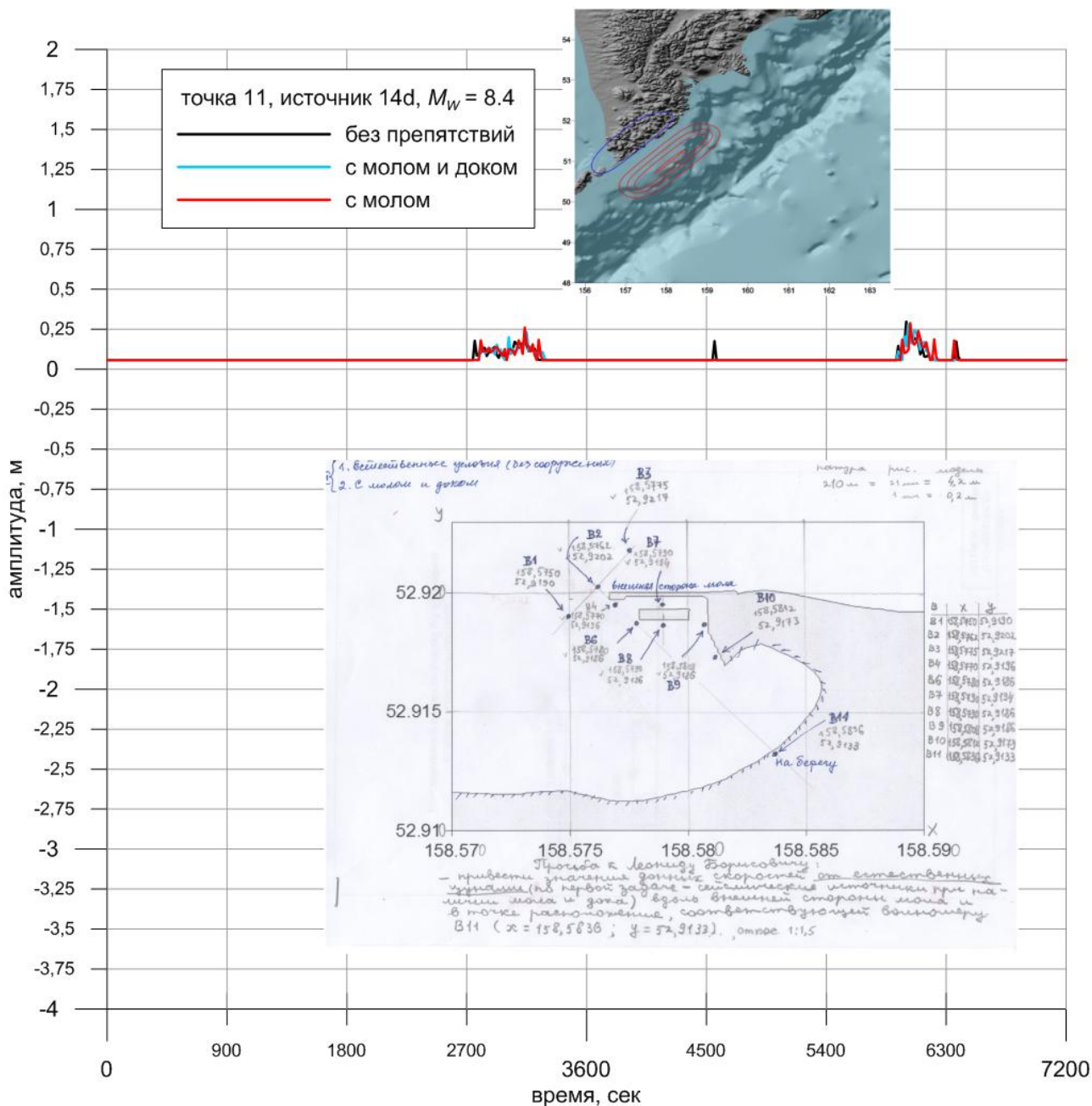




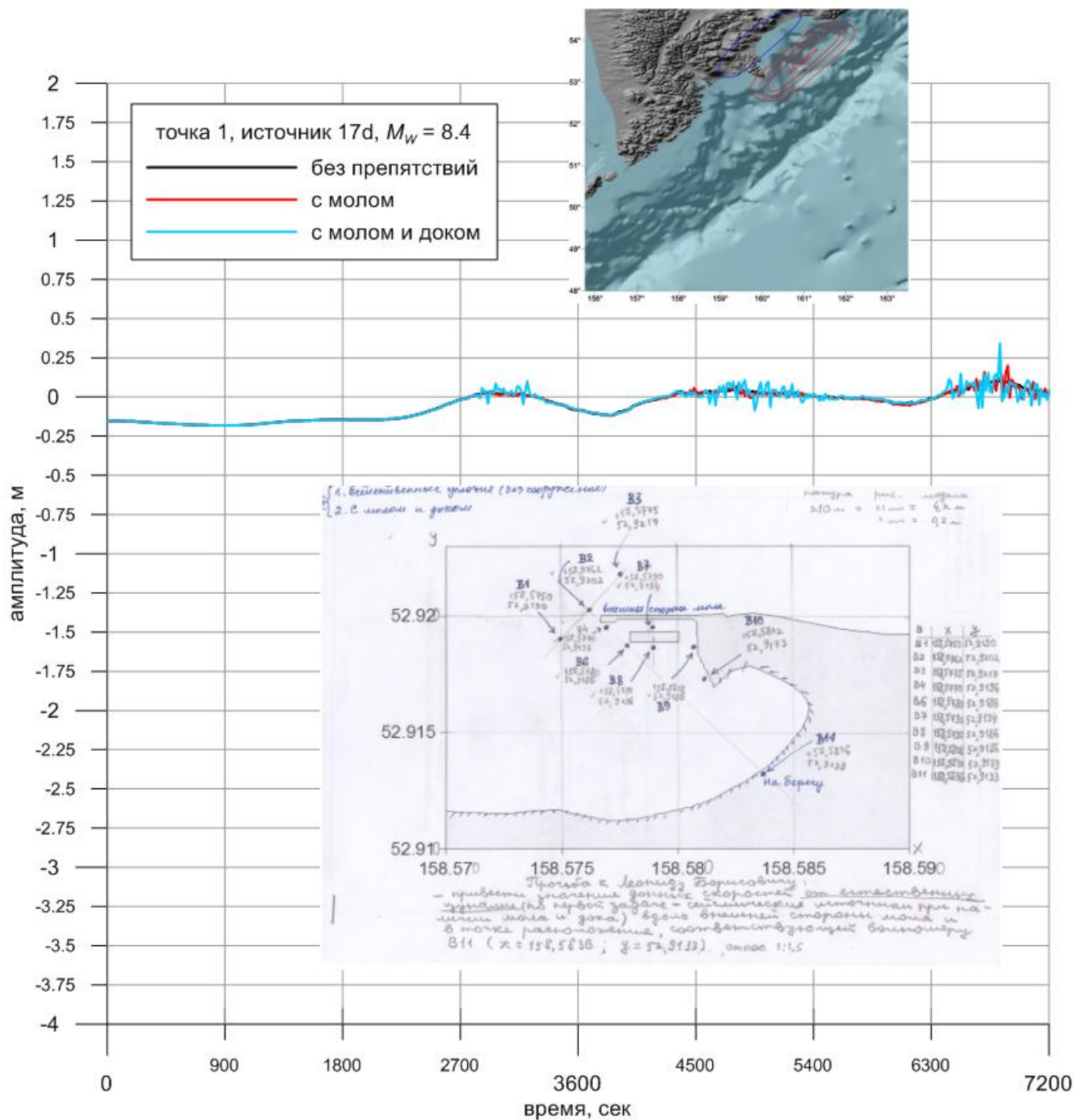


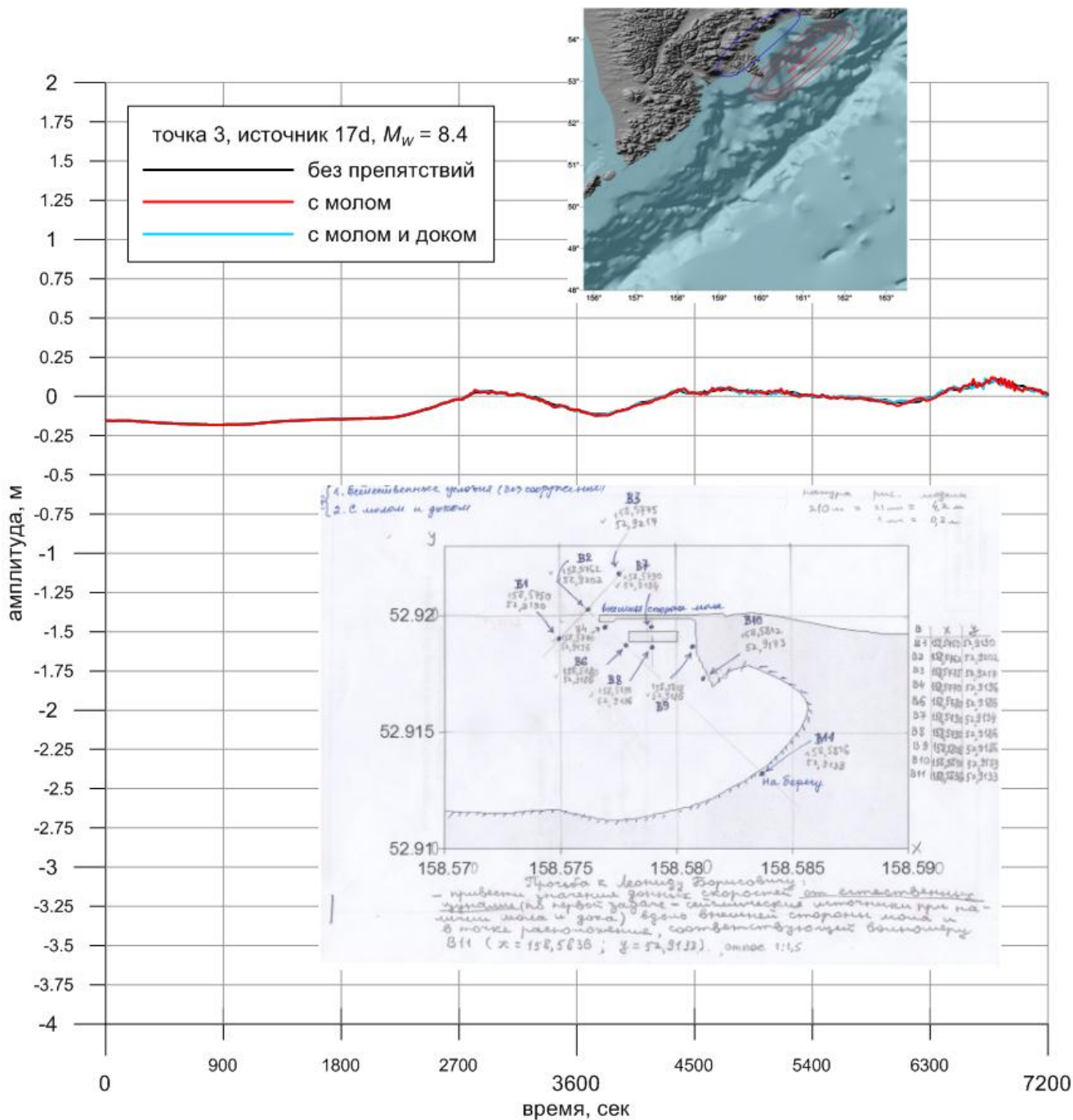


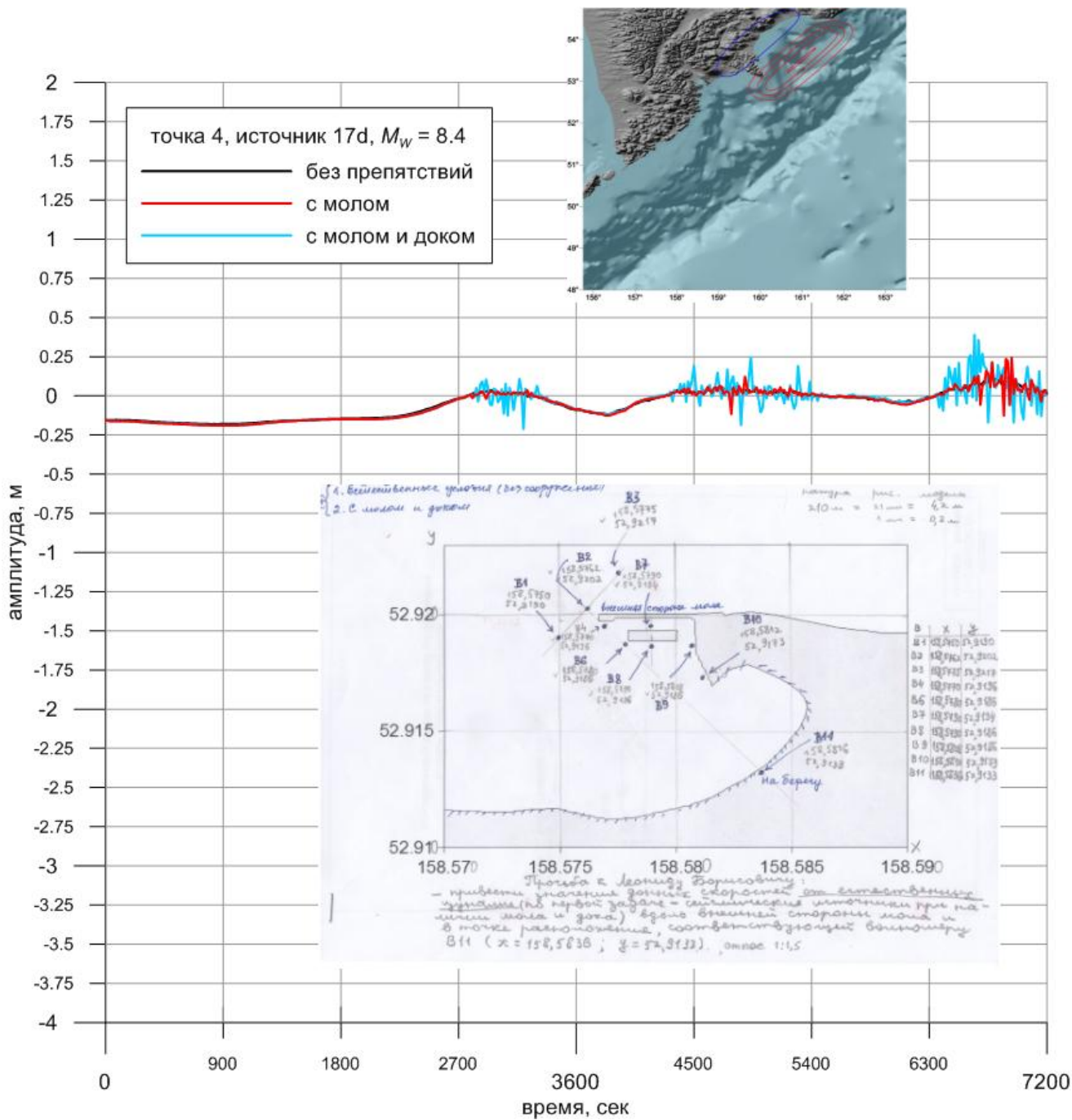


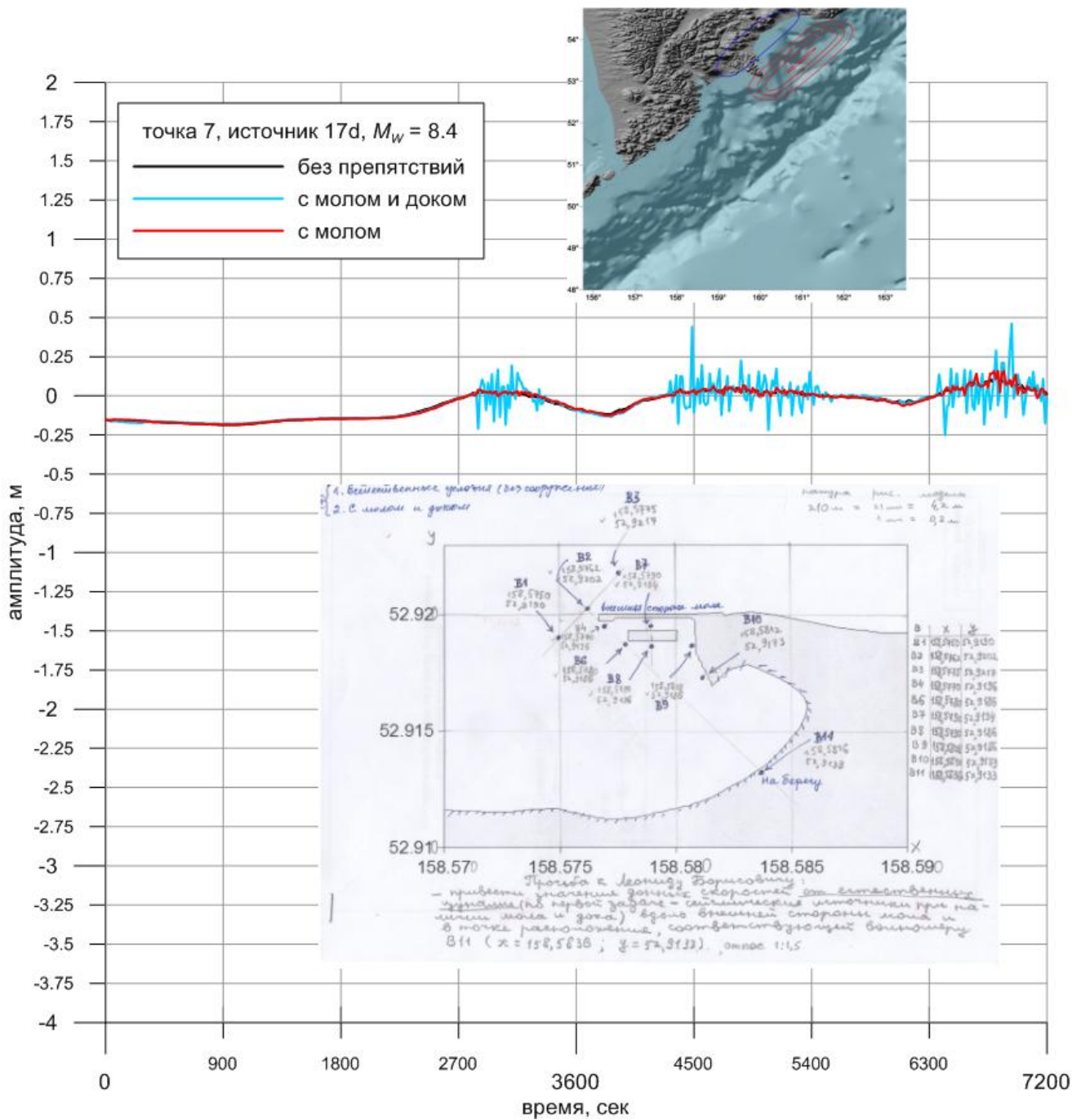


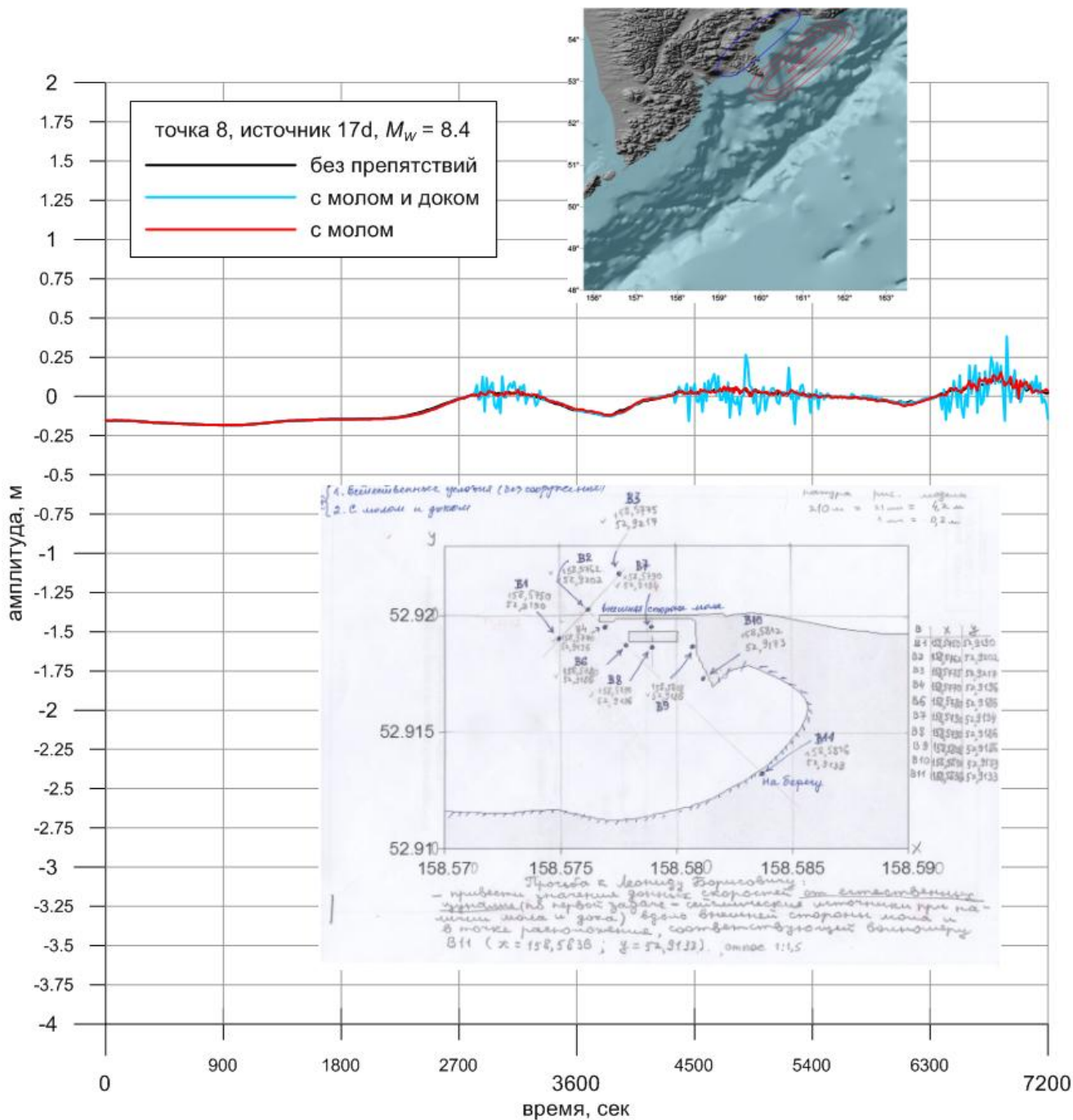
6.1.3 Мареограммы для очага 17d с магнитудой $M_w = 8.4$

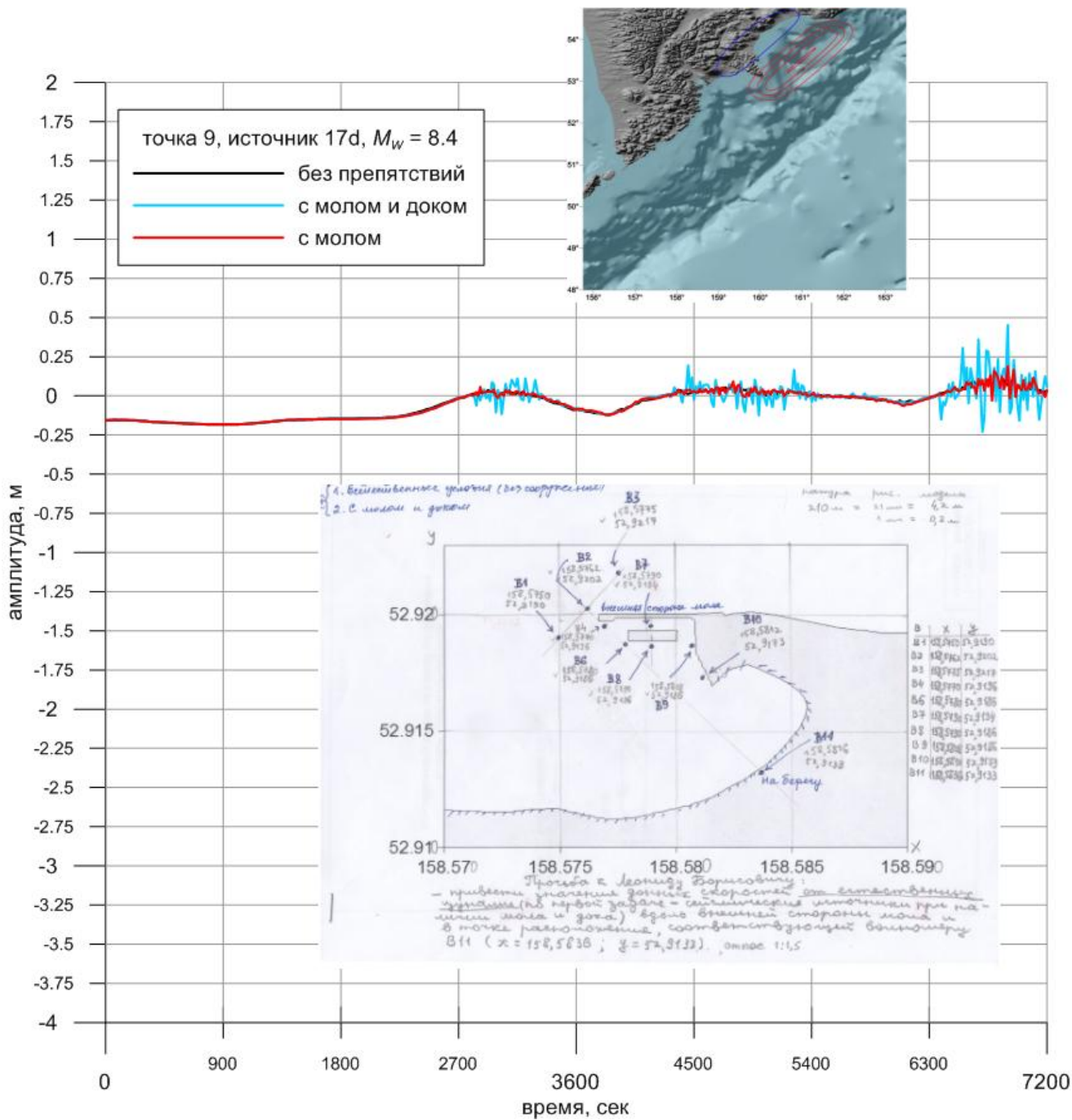


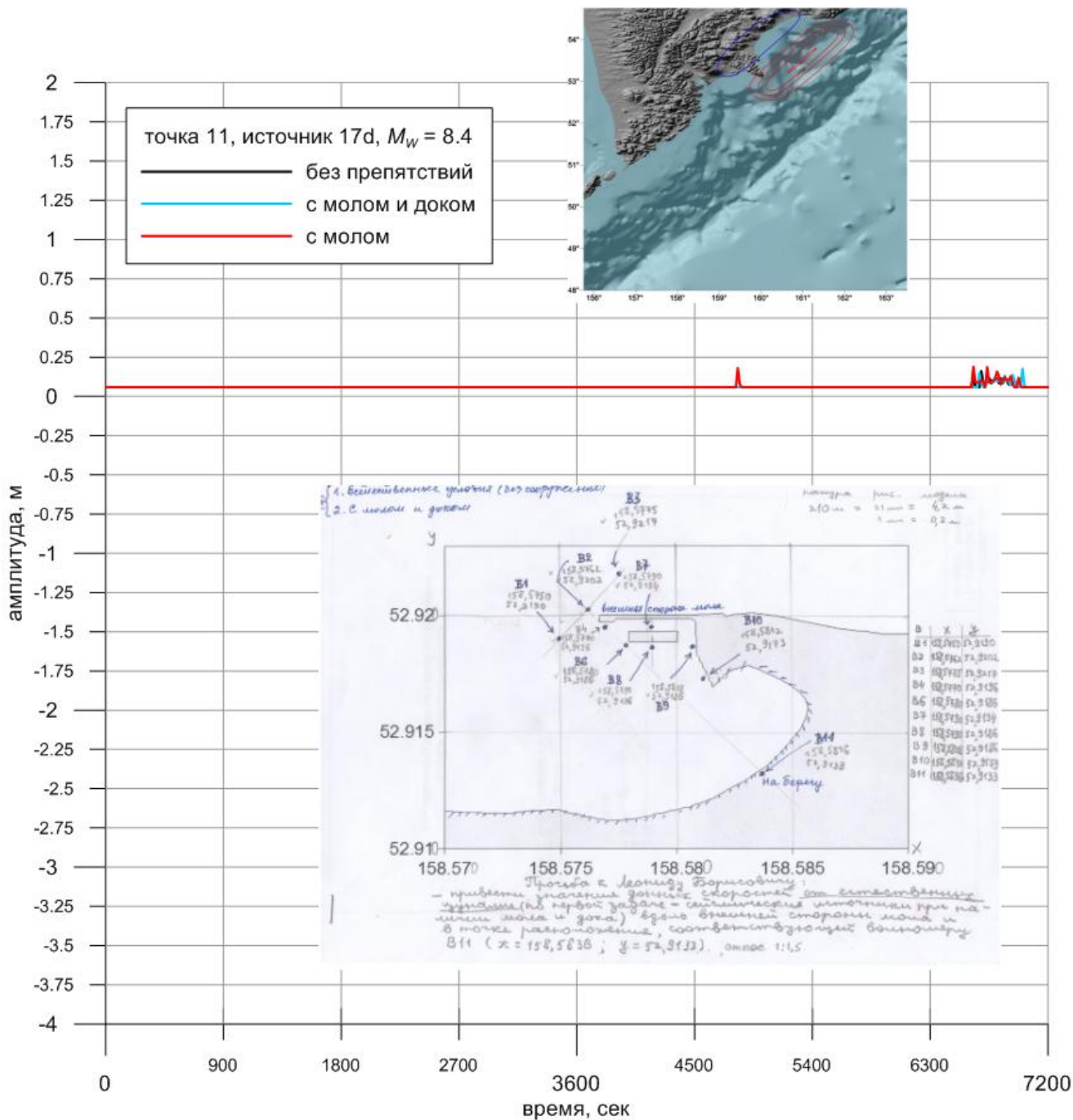




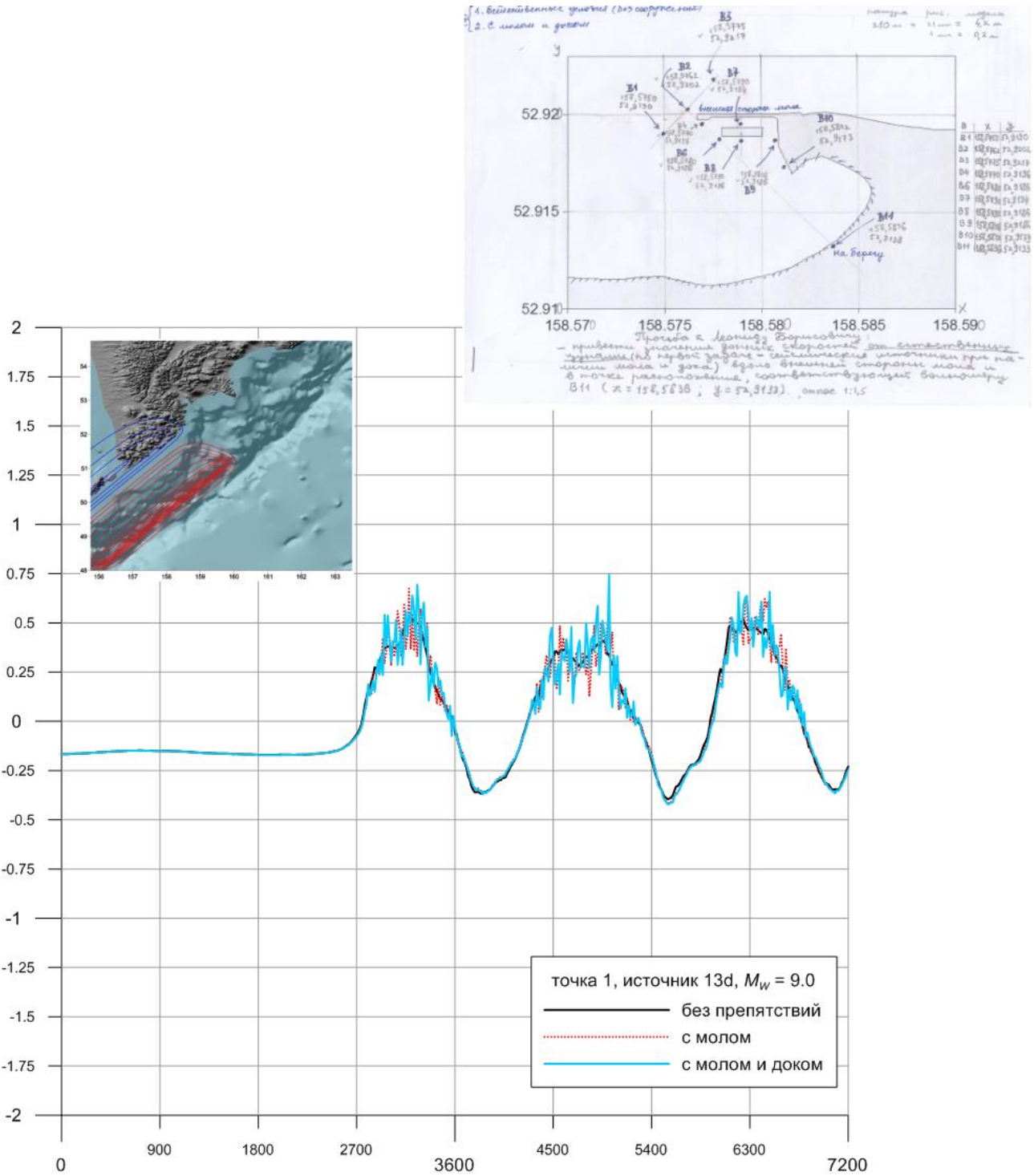


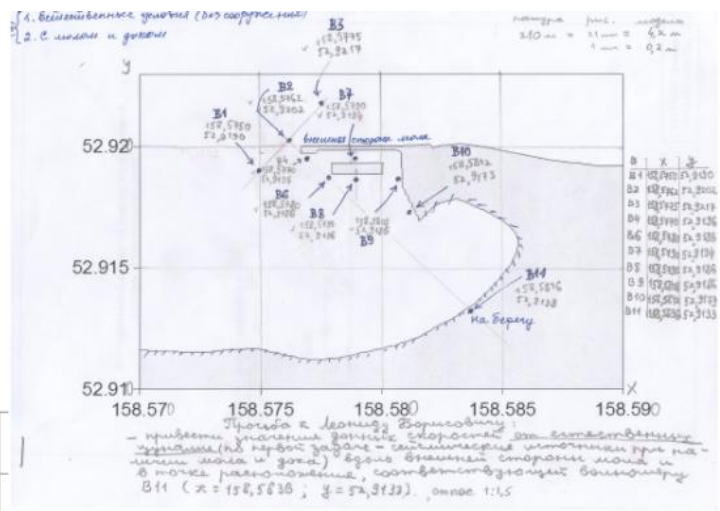


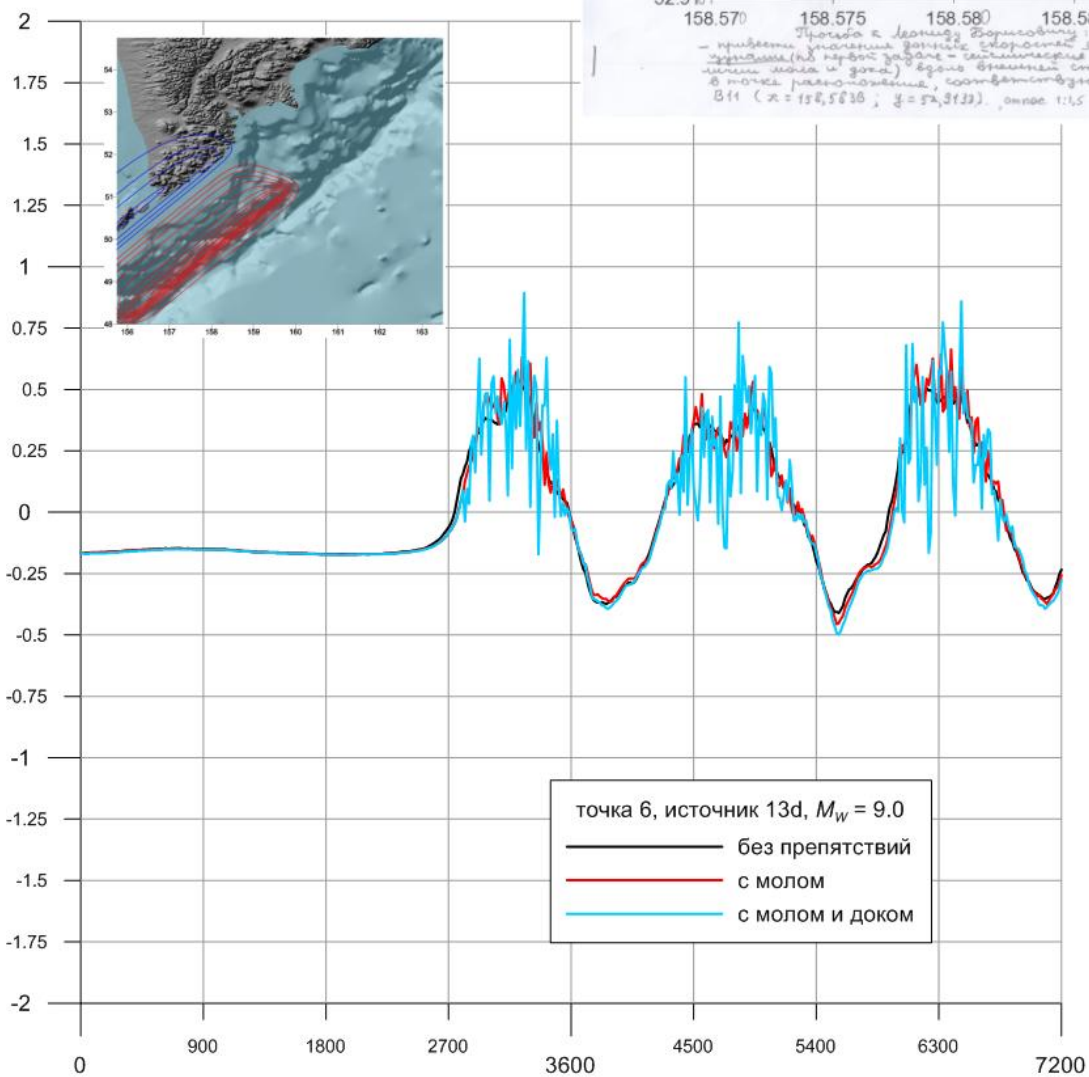


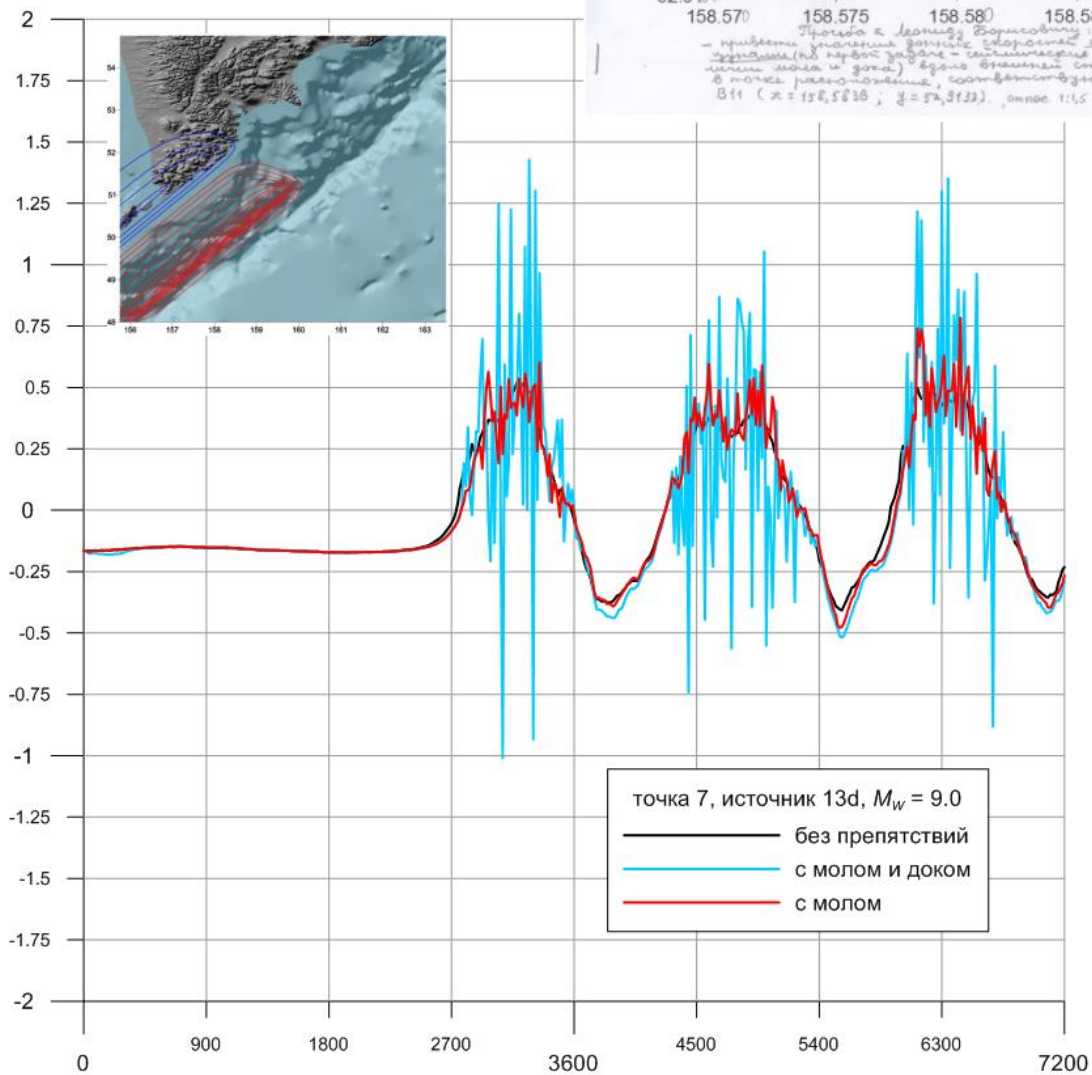
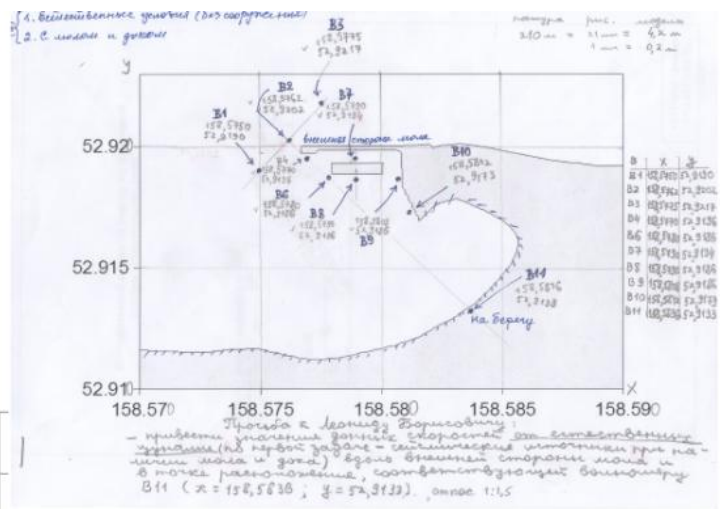


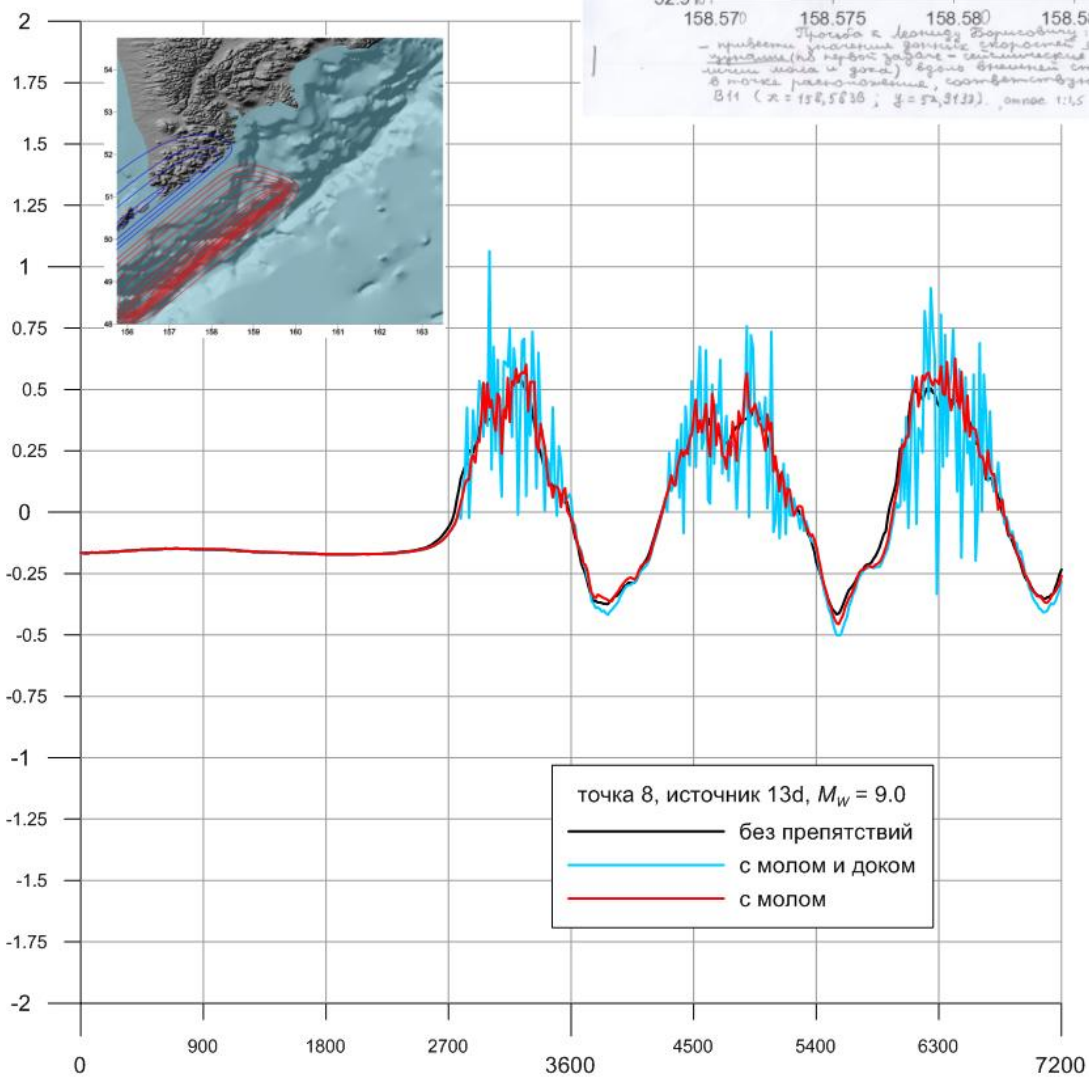
6.1.4 Мареограммы для очага 13d с магнитудой $M_w = 9.0$

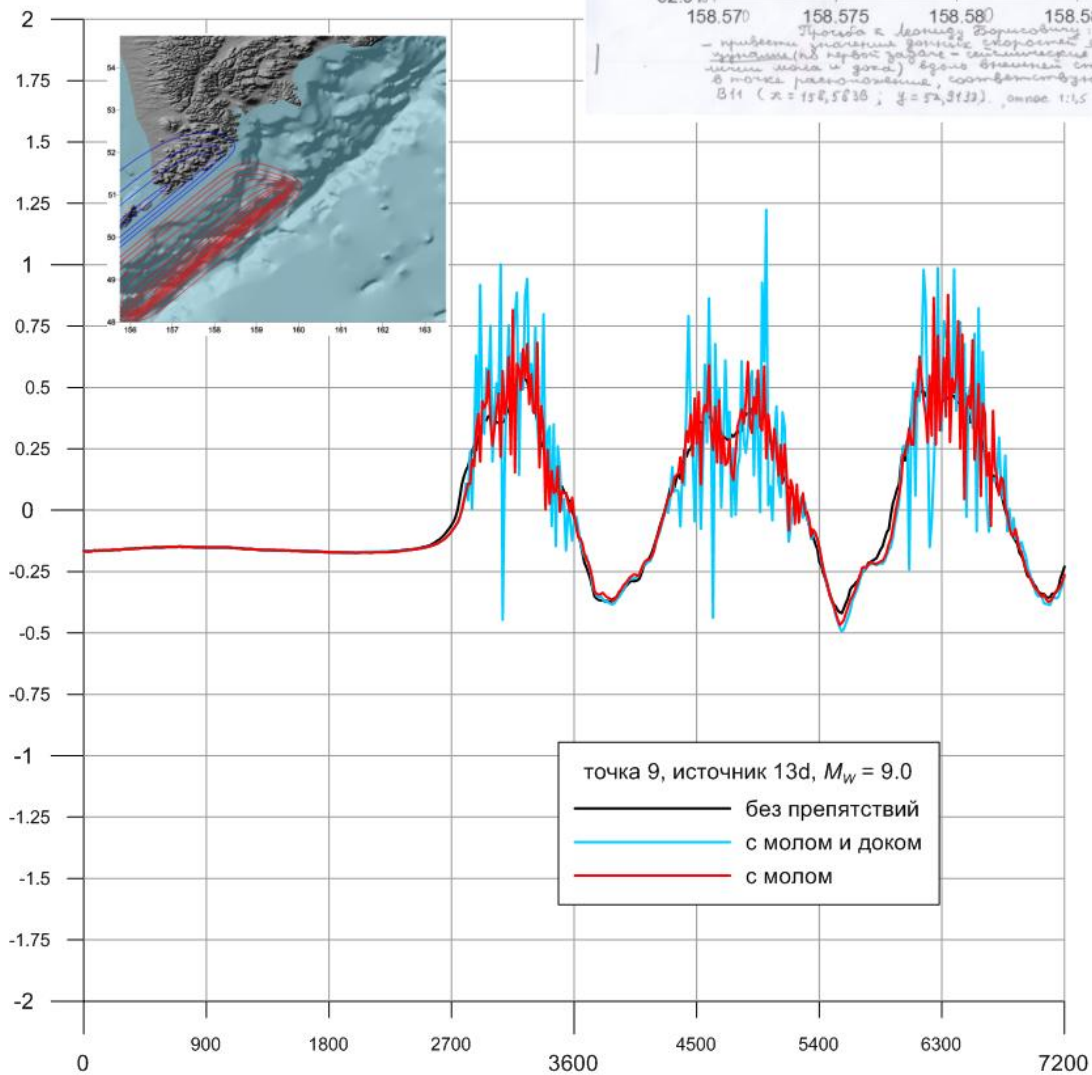
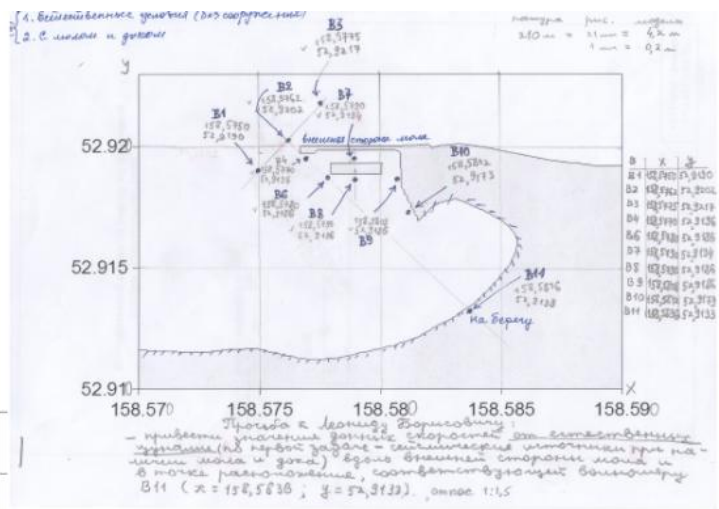




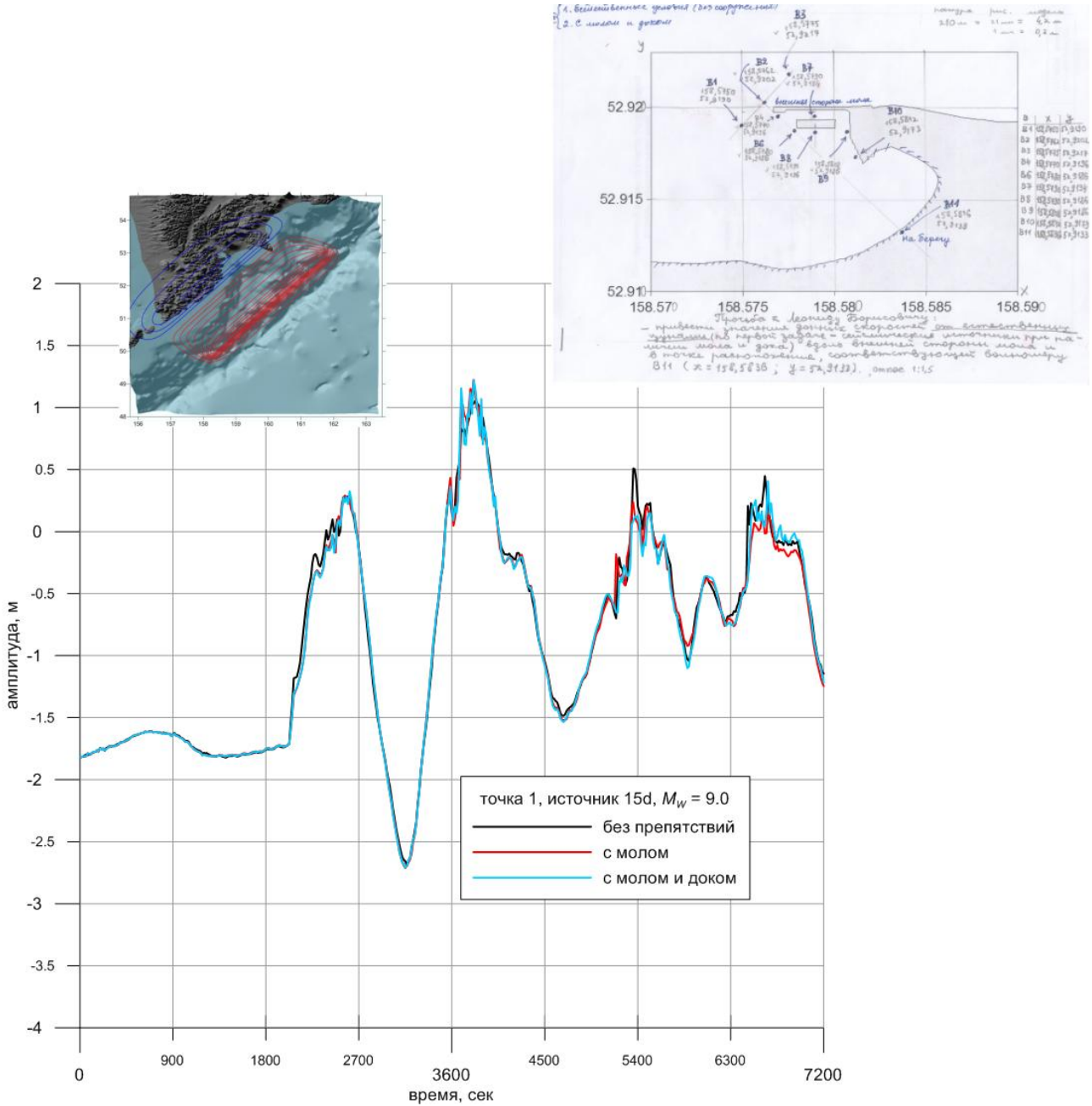


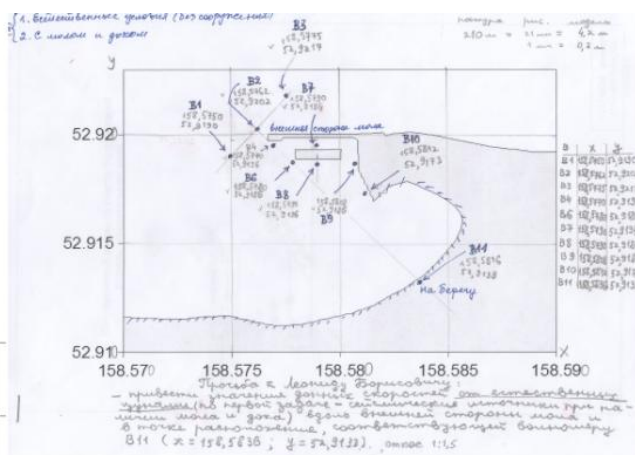
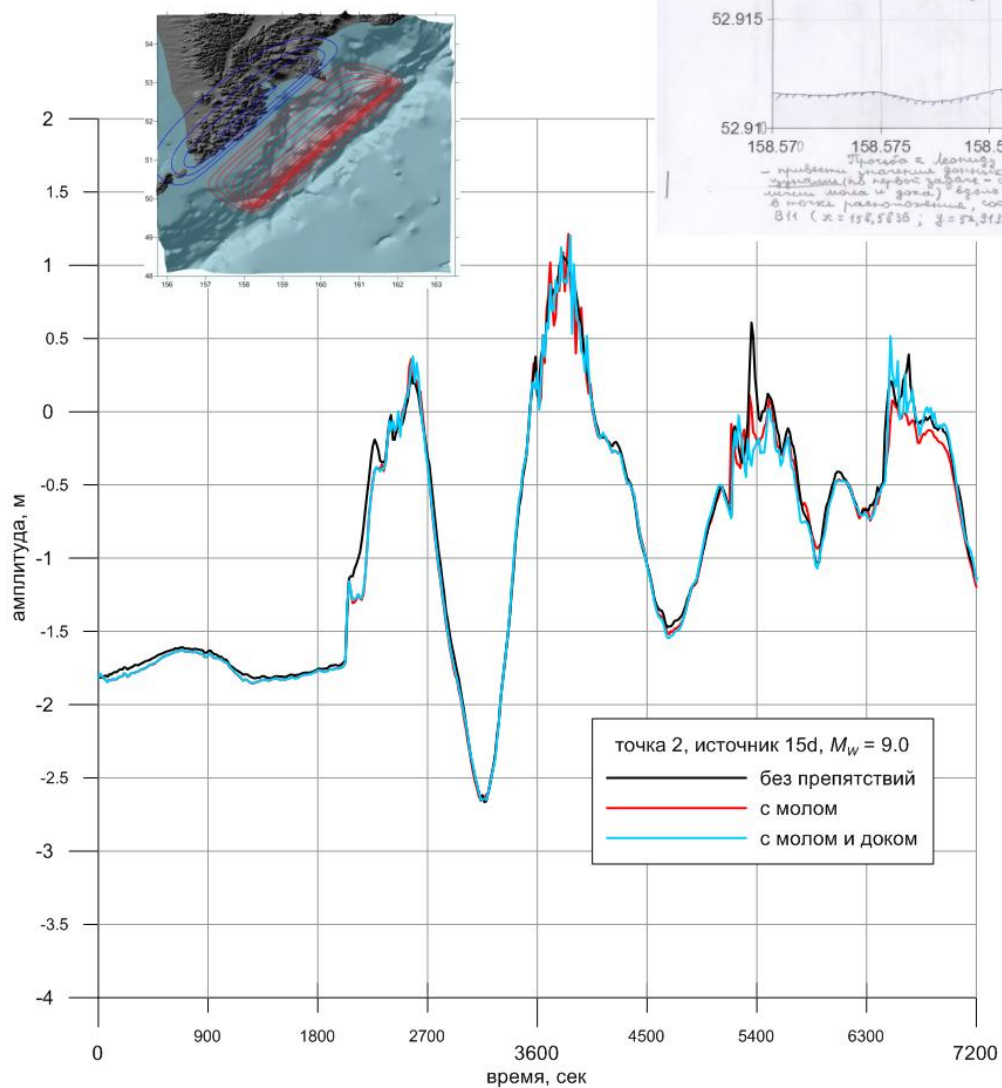


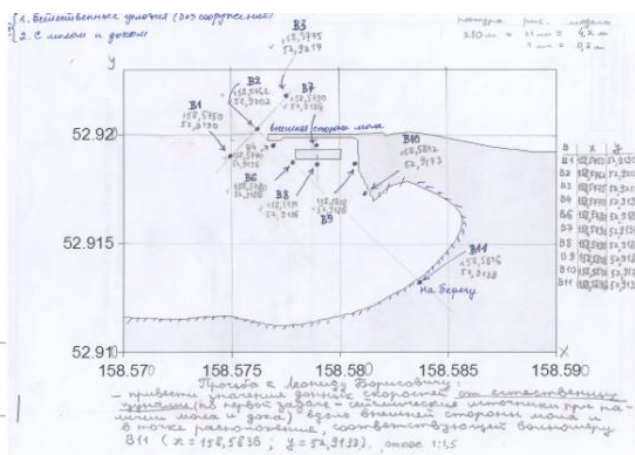
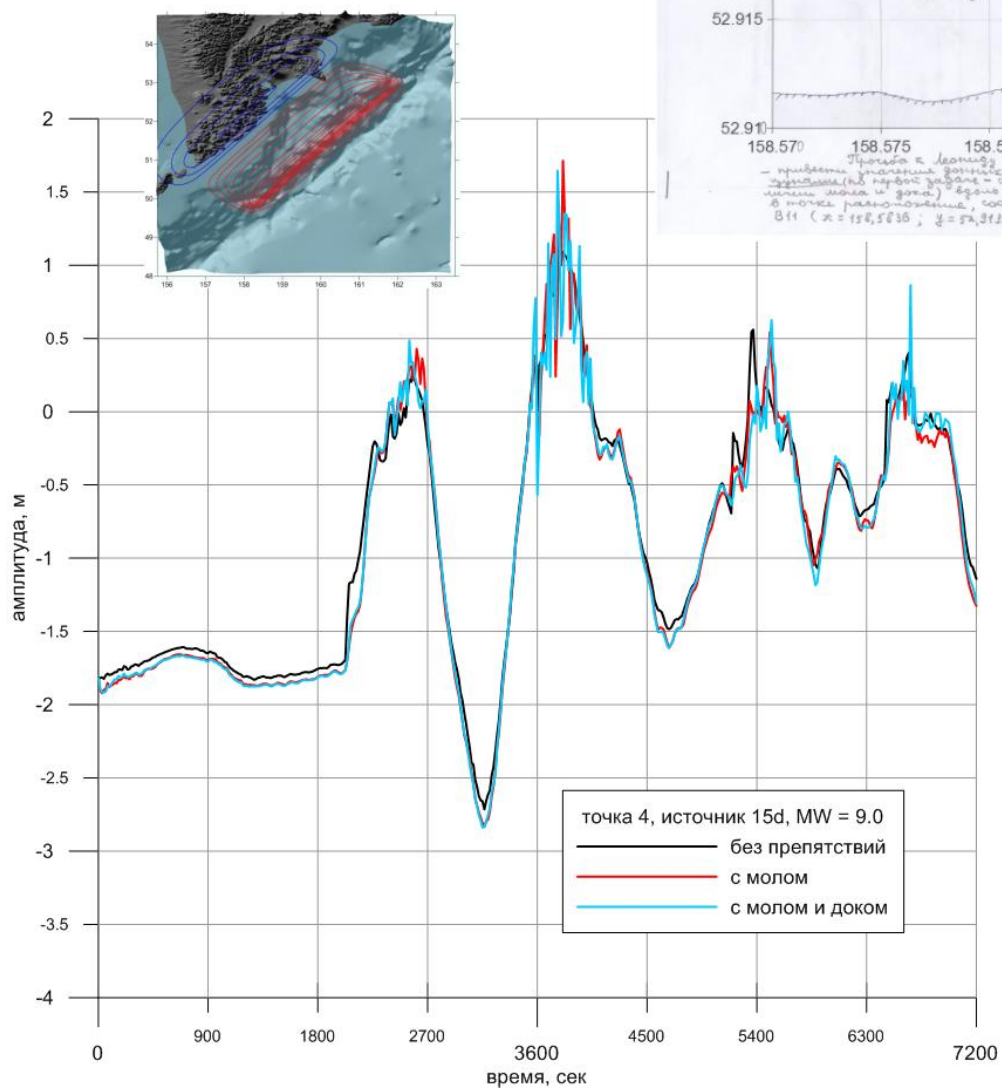


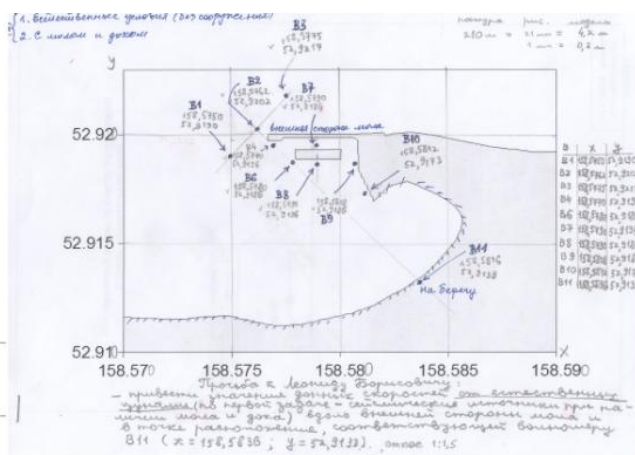
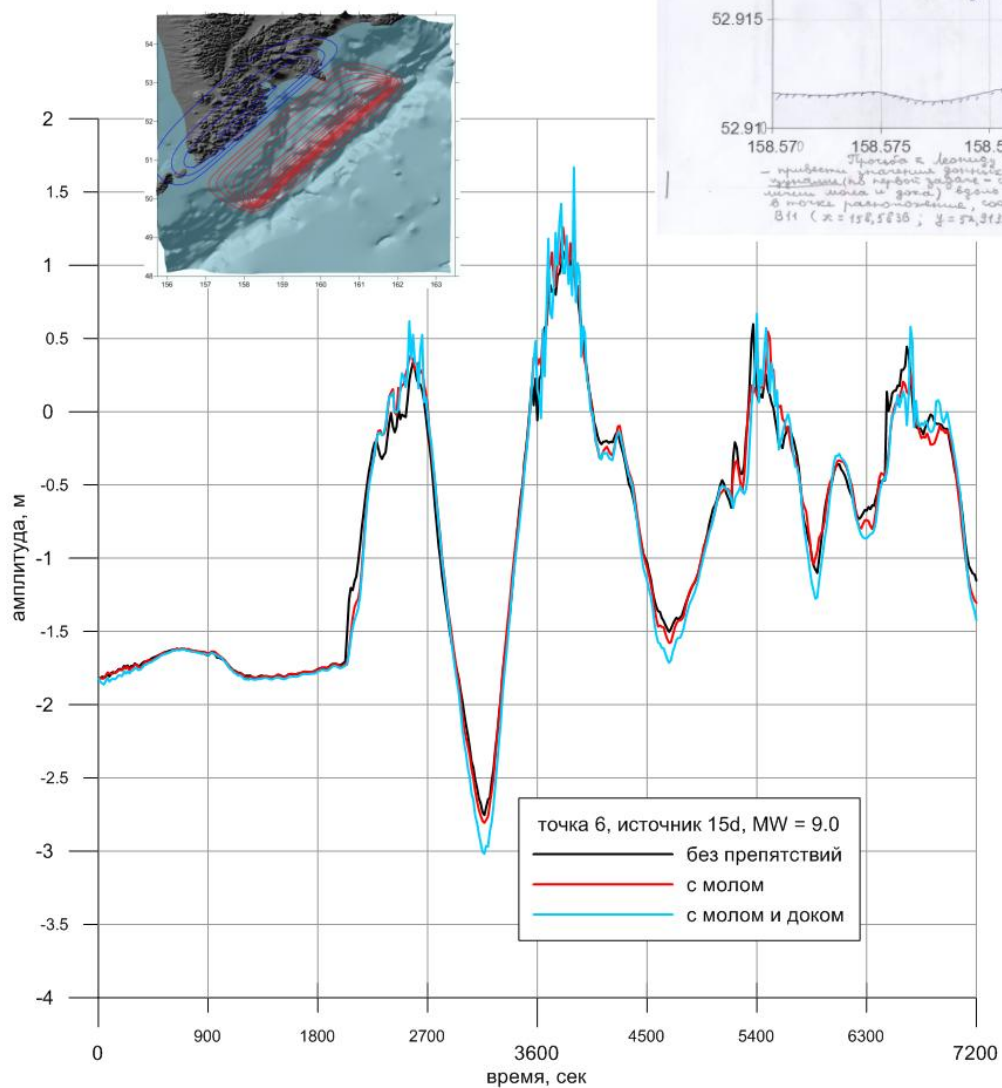


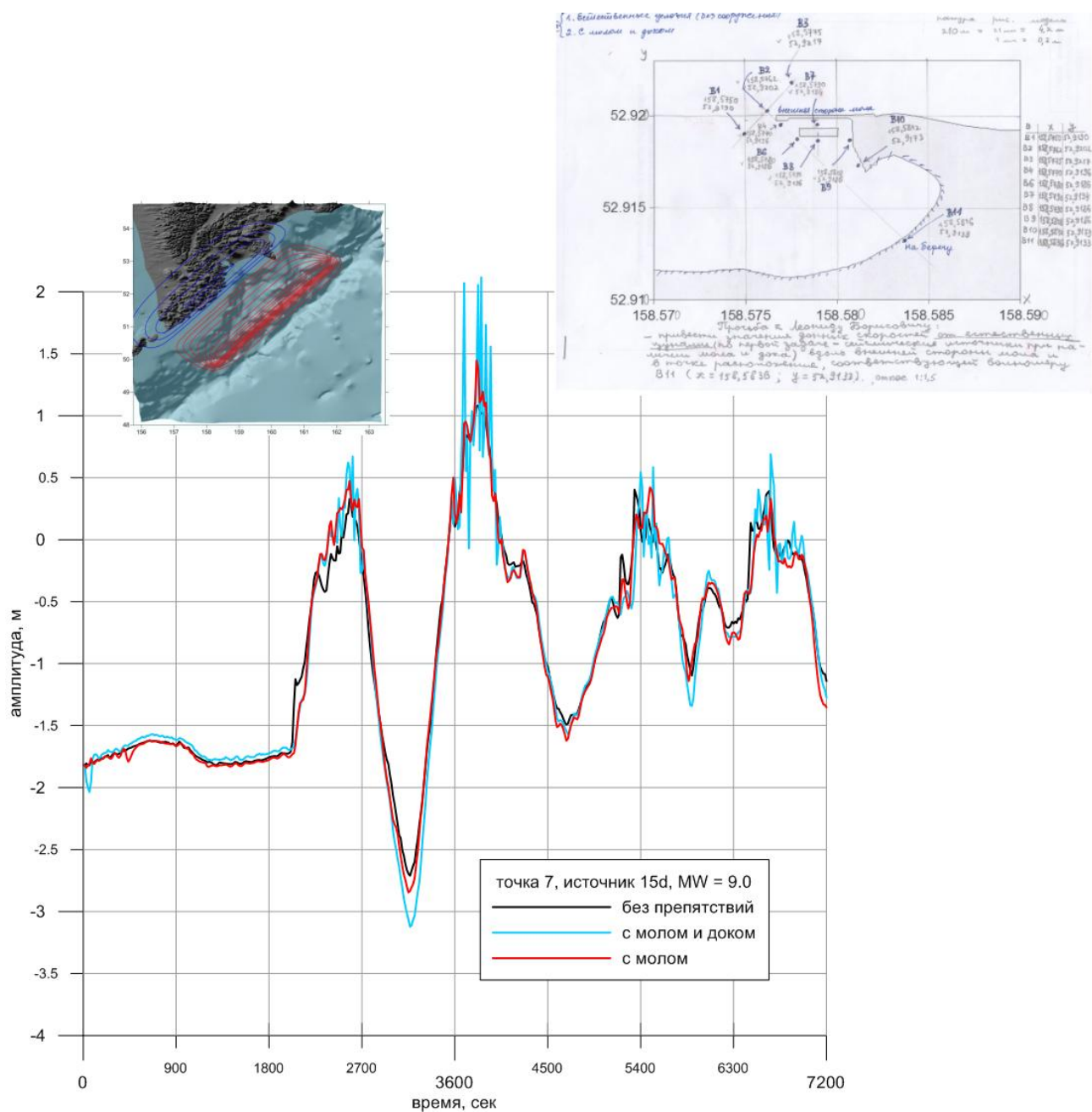
6.1.5 Мареограммы для очага 15d с магнитудой $M_w = 9.0$

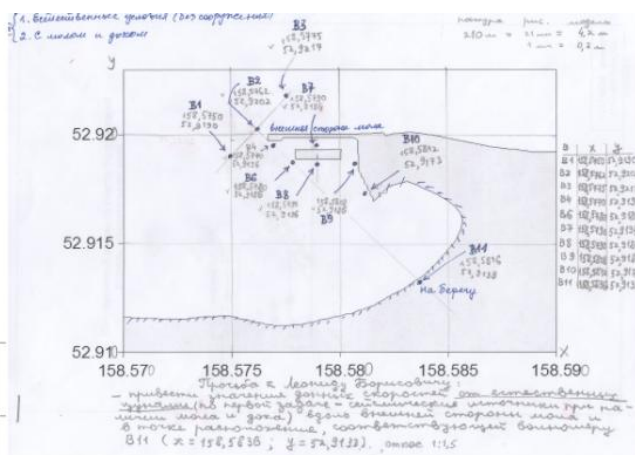
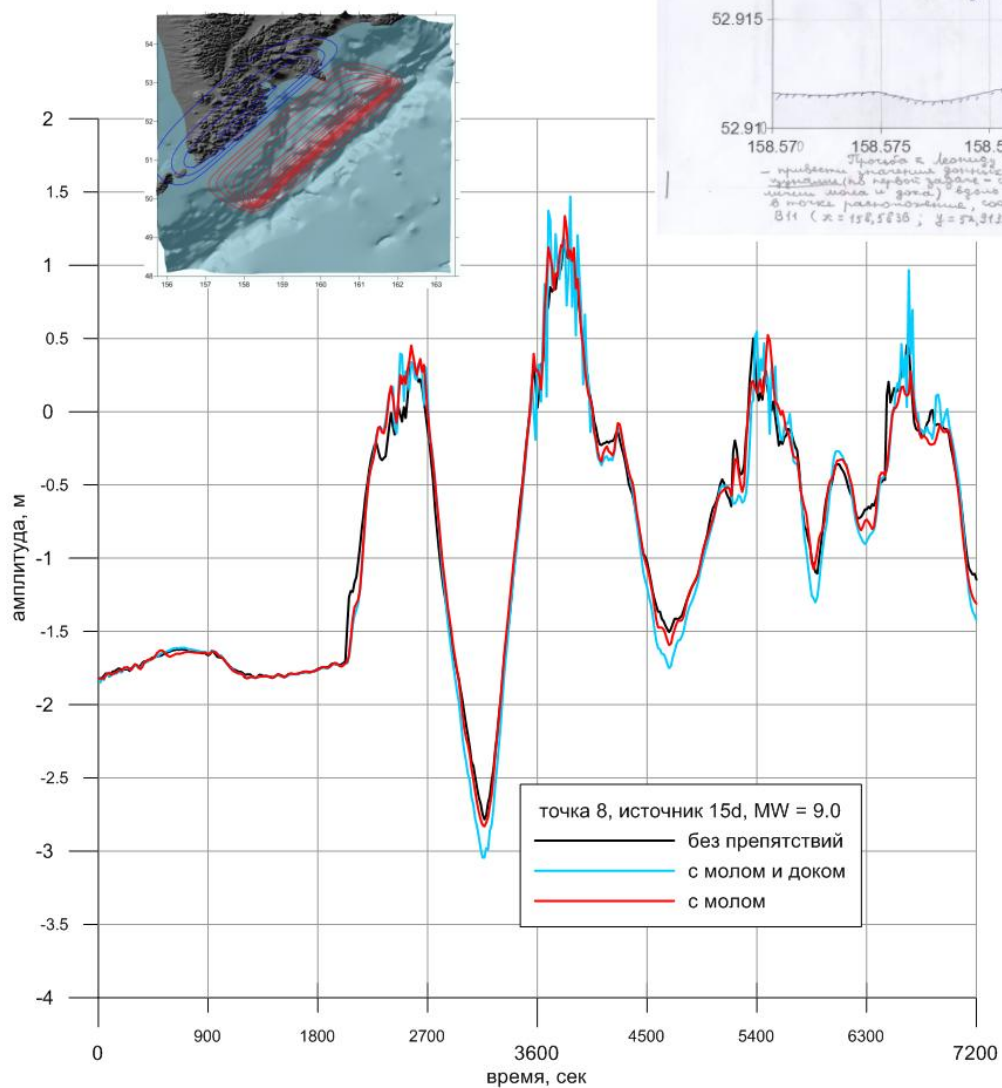


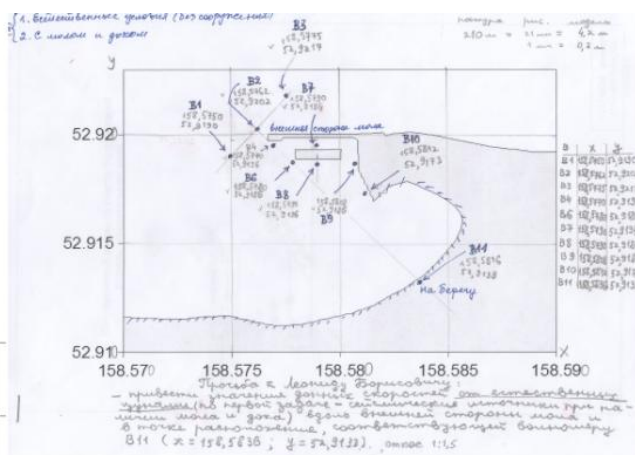
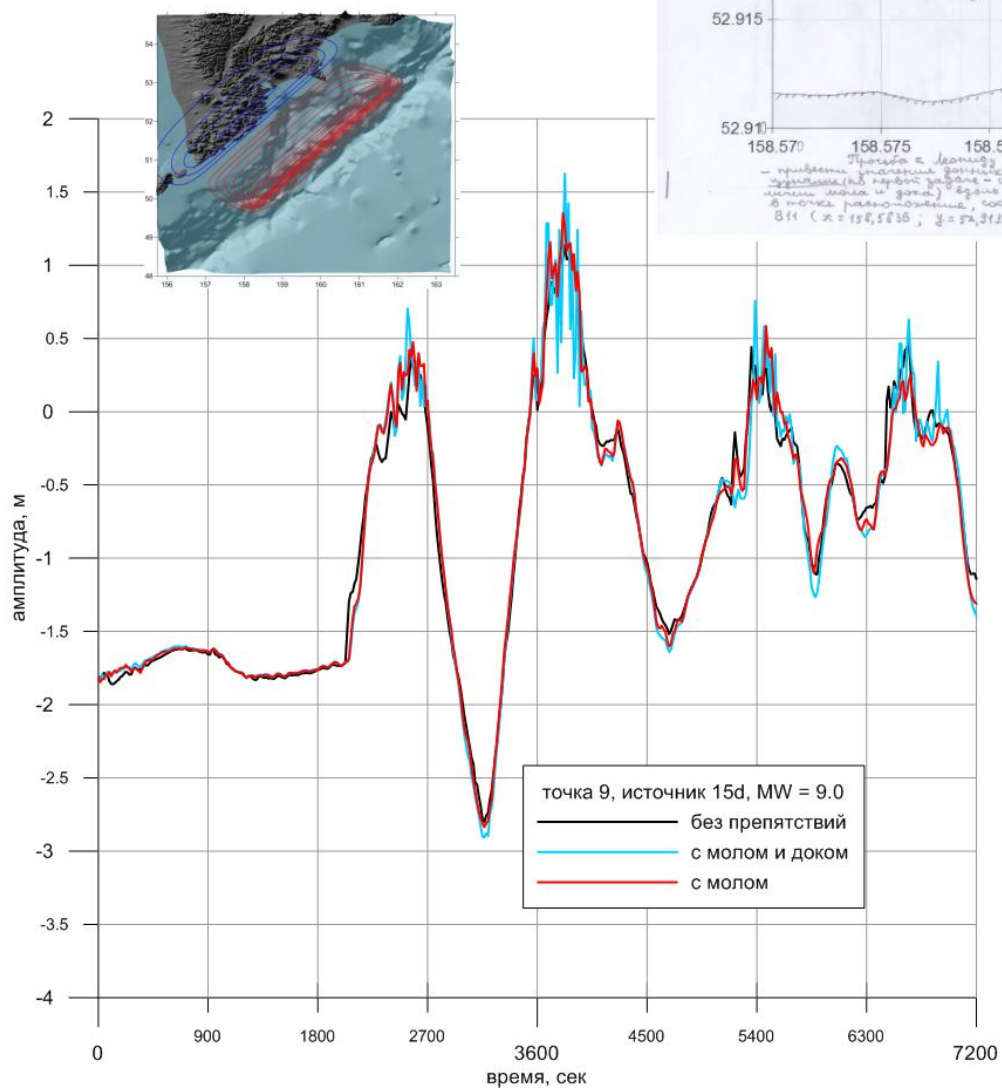


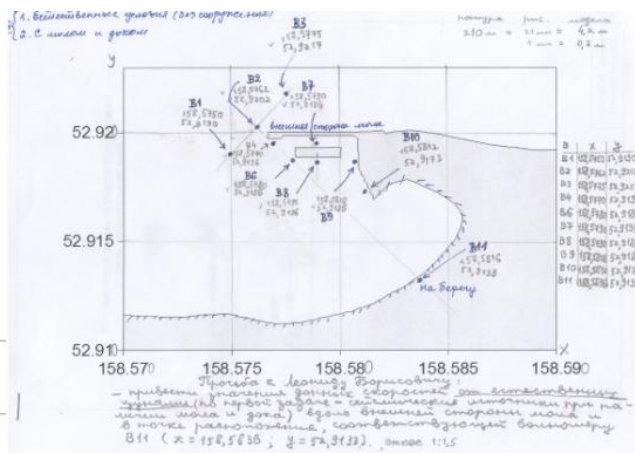
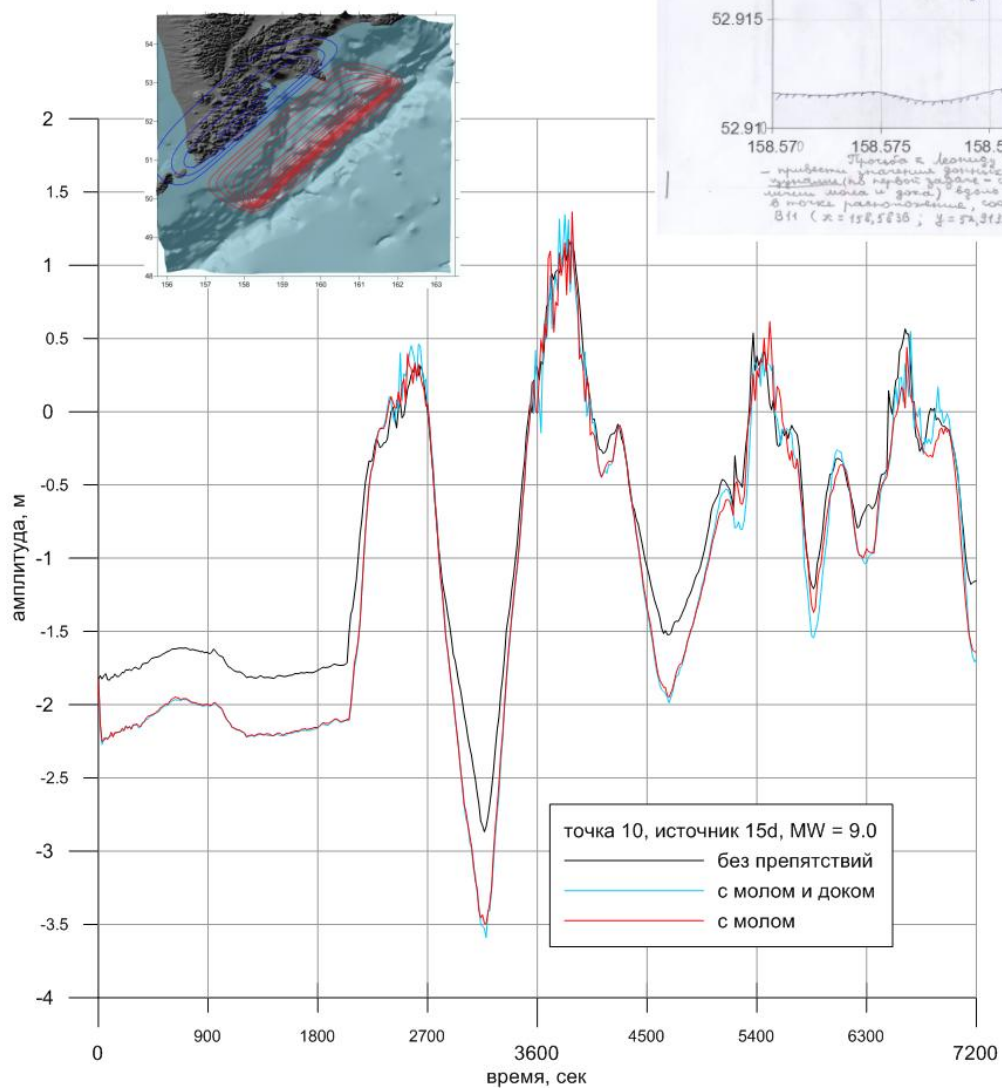


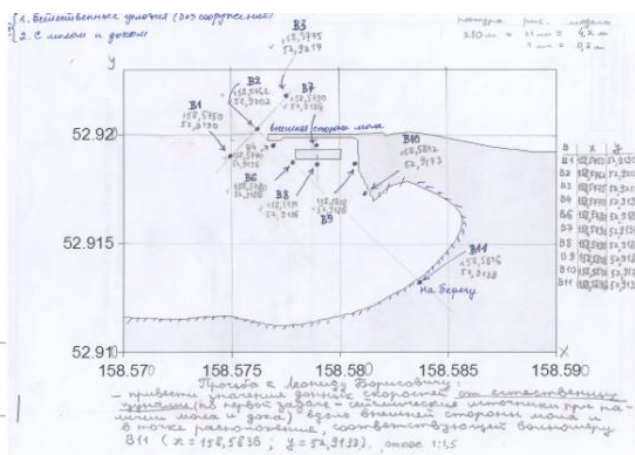
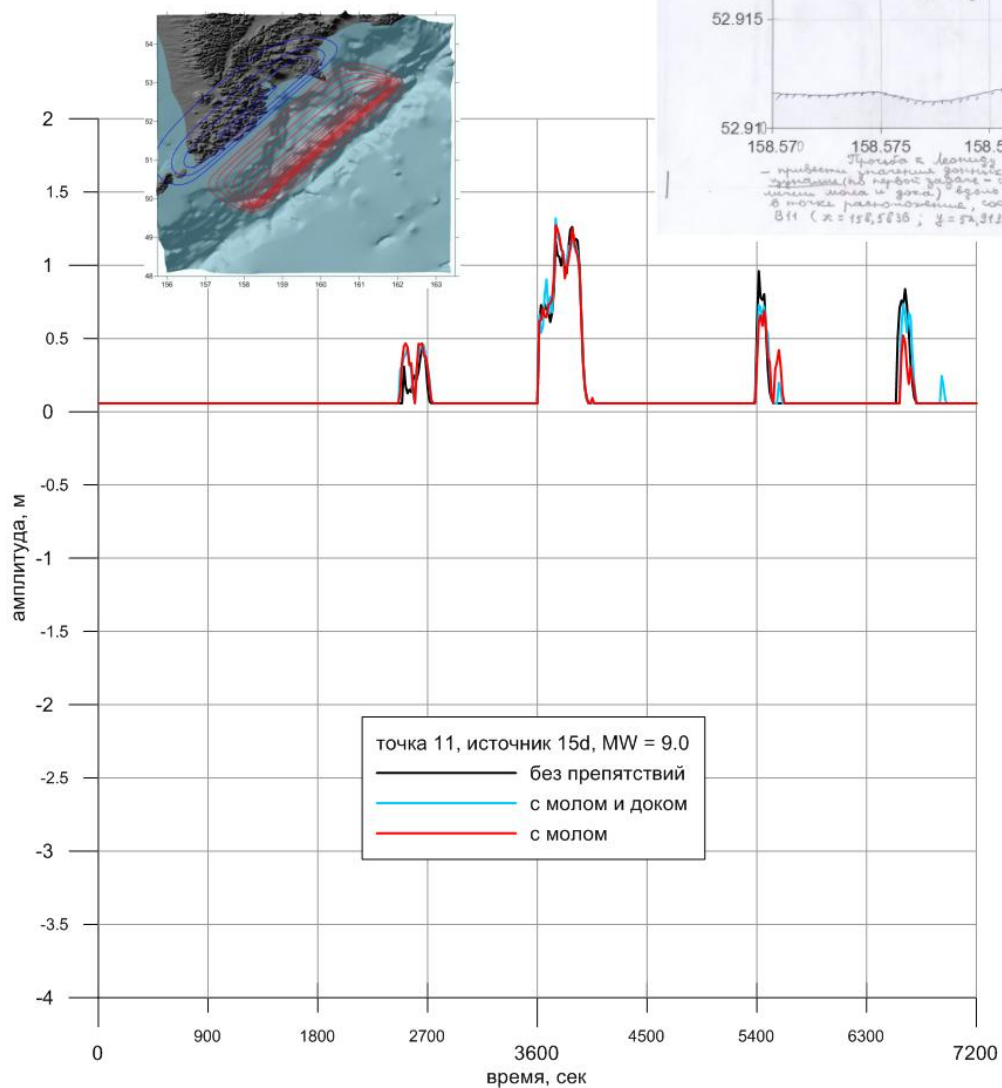




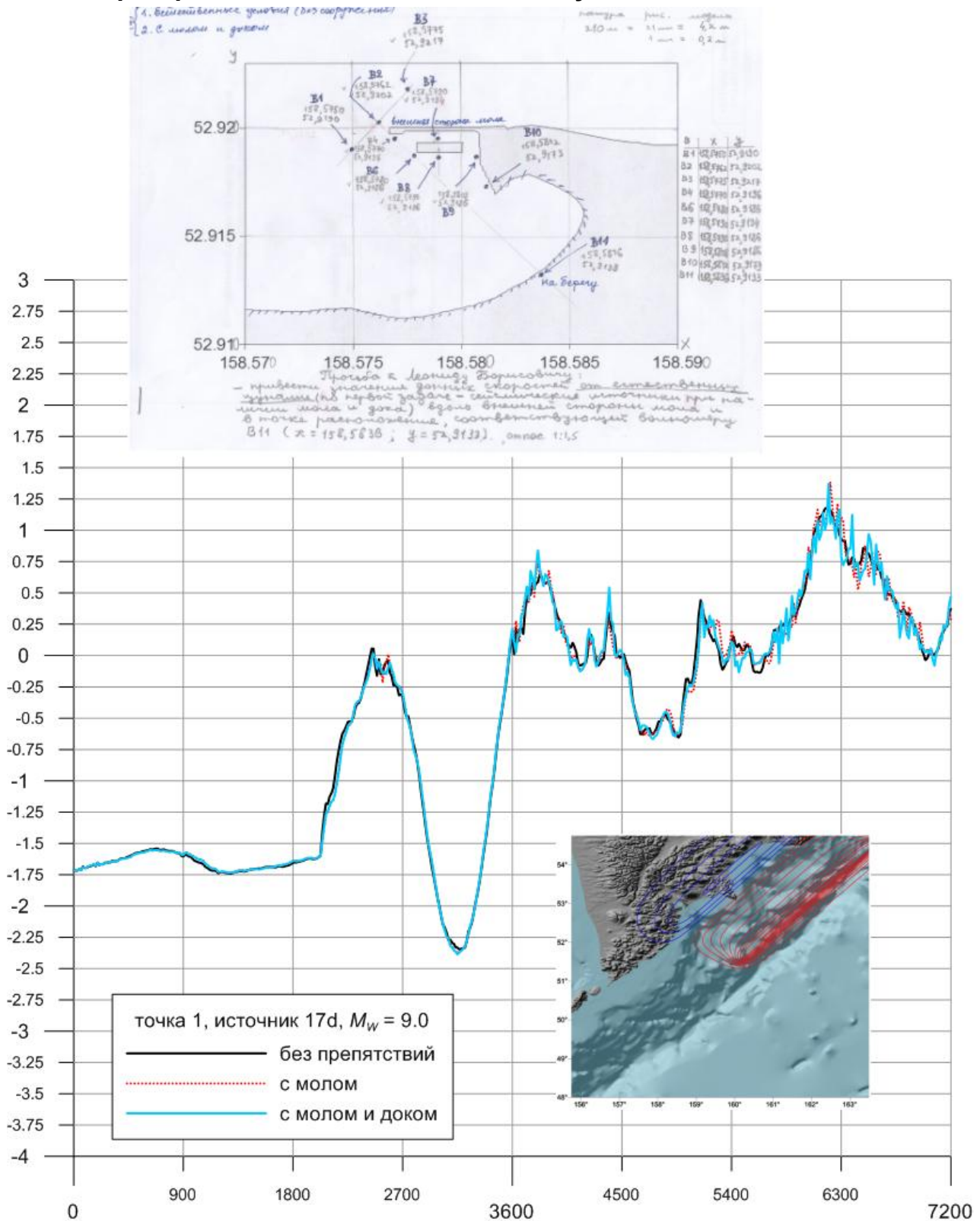


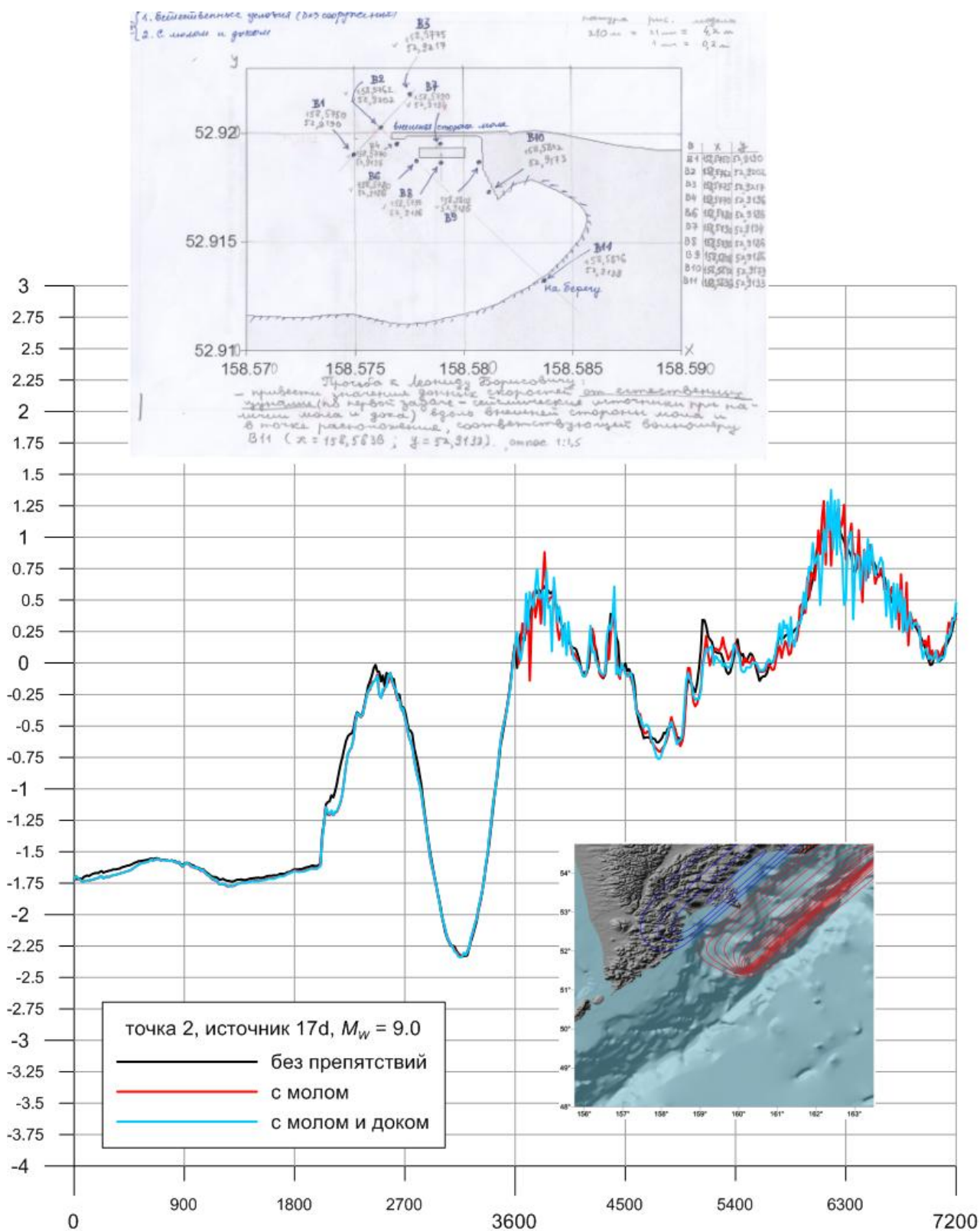


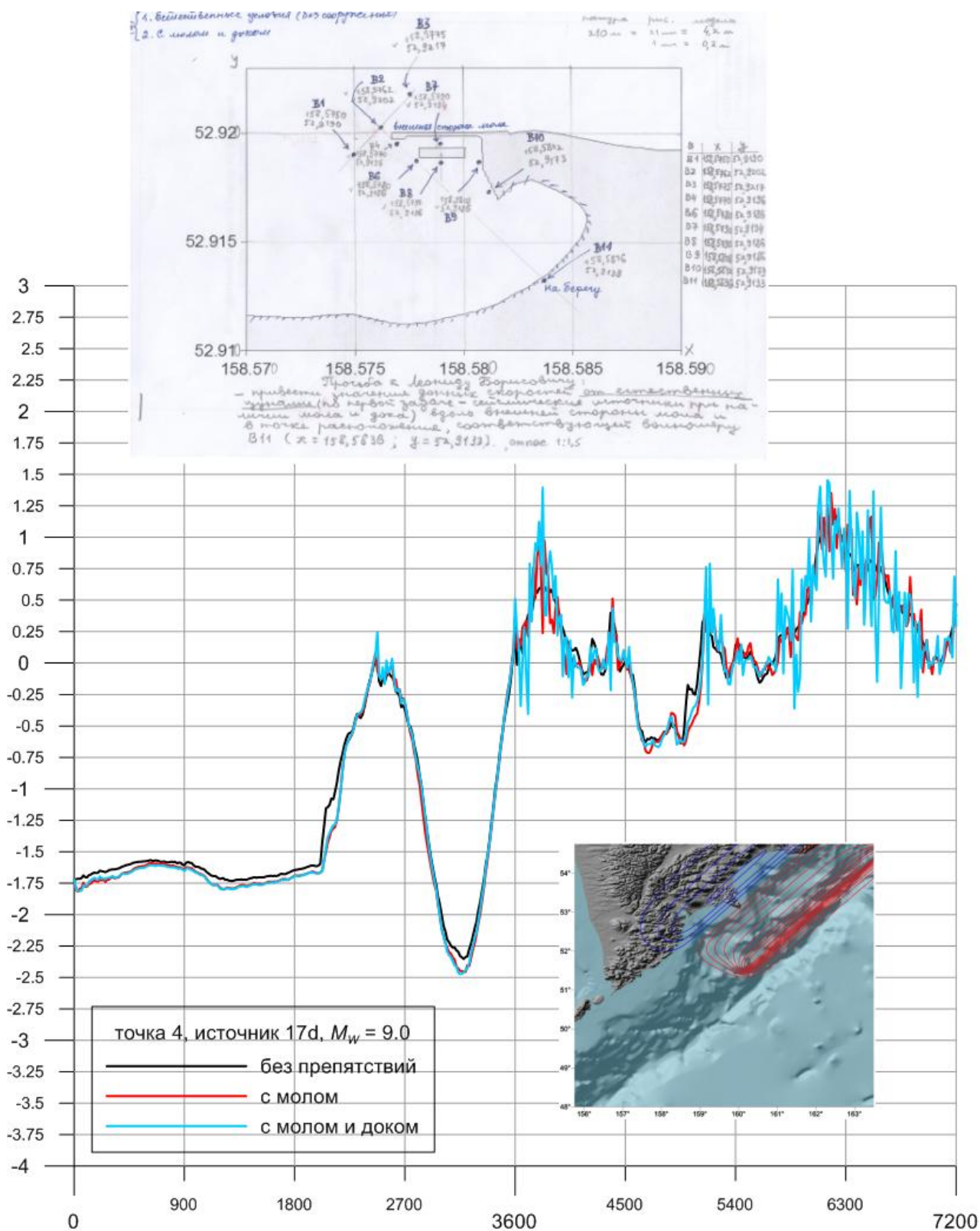


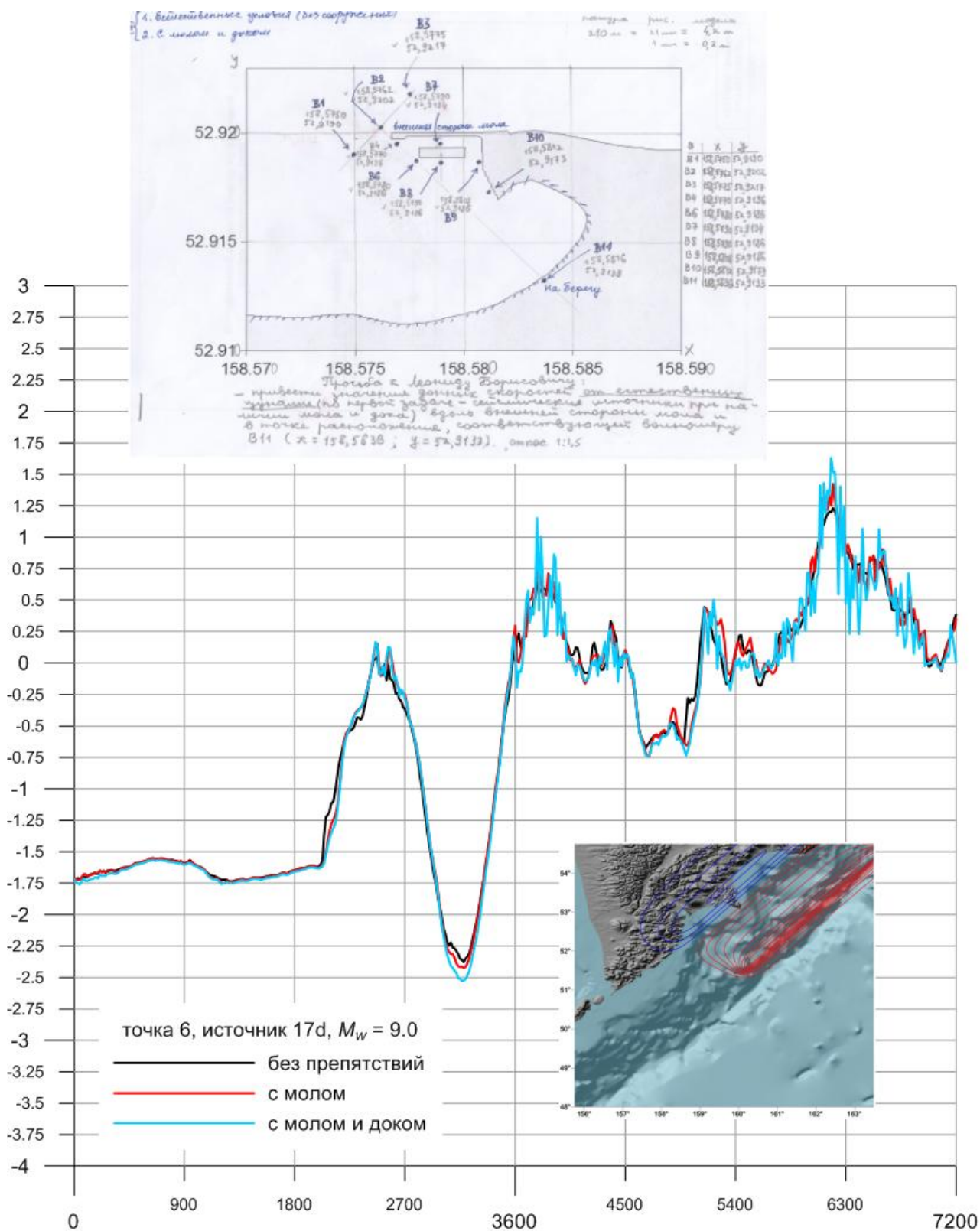


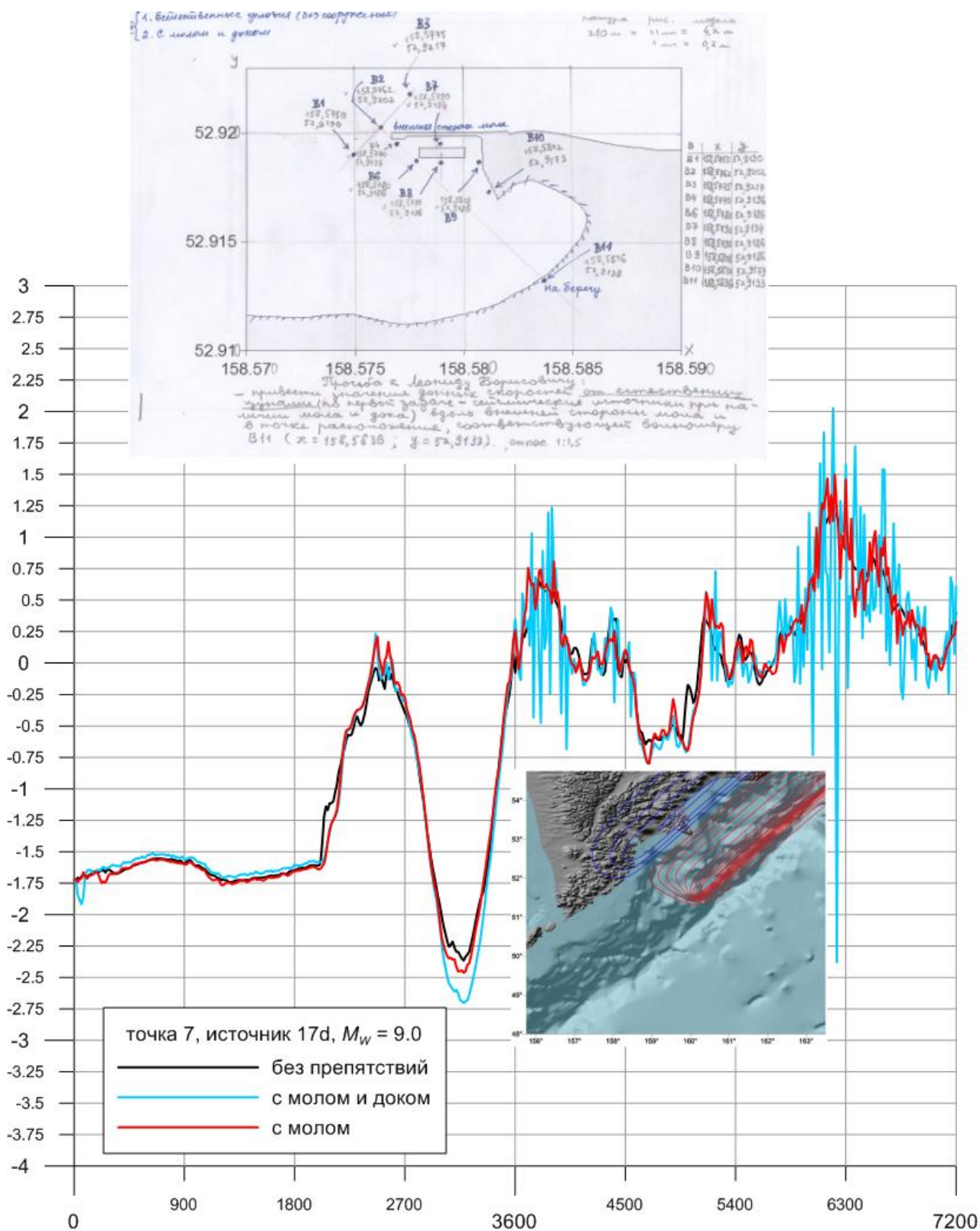
6.1.6 Мареограммы для очага 17d с магнитудой $M_w = 9.0$

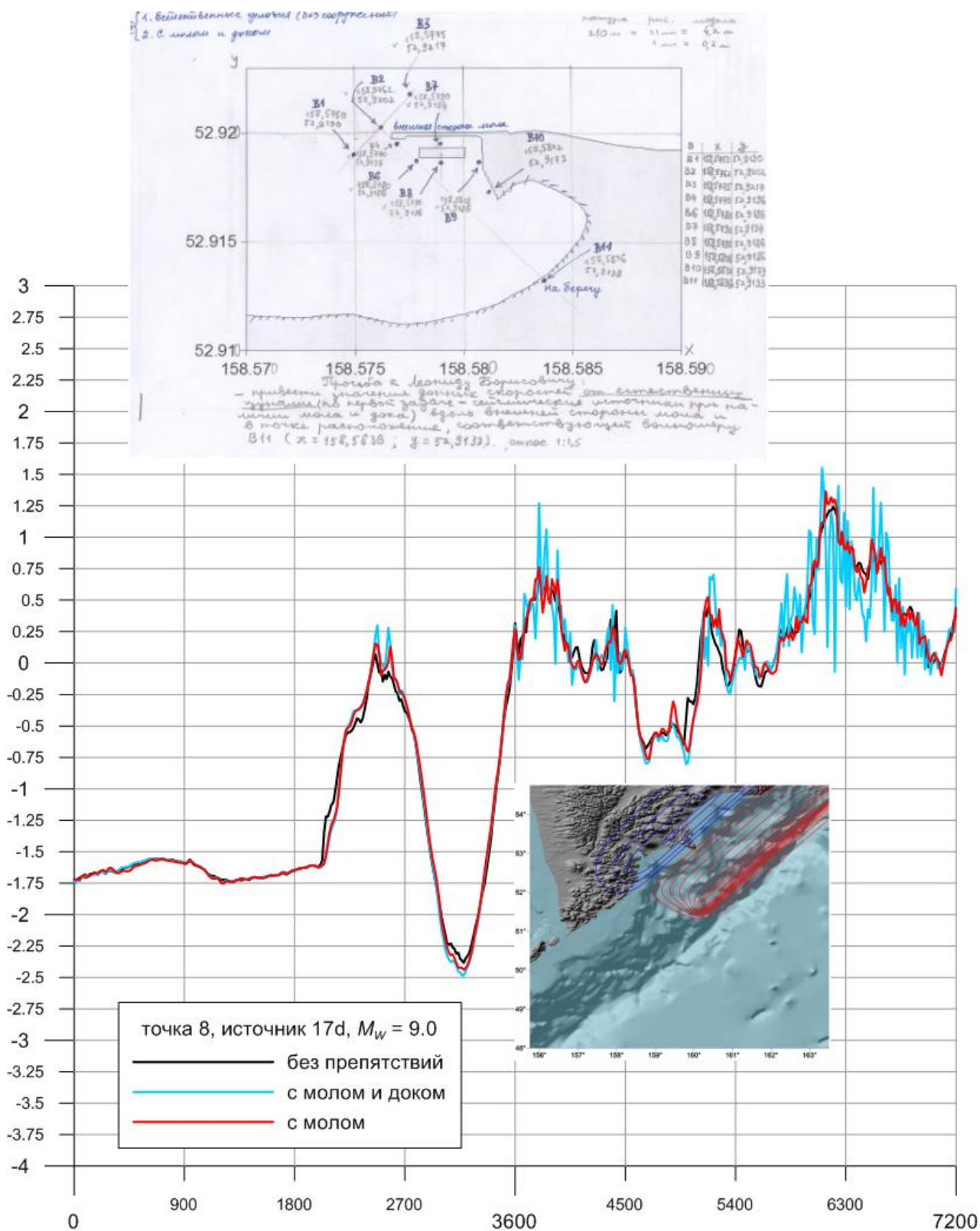


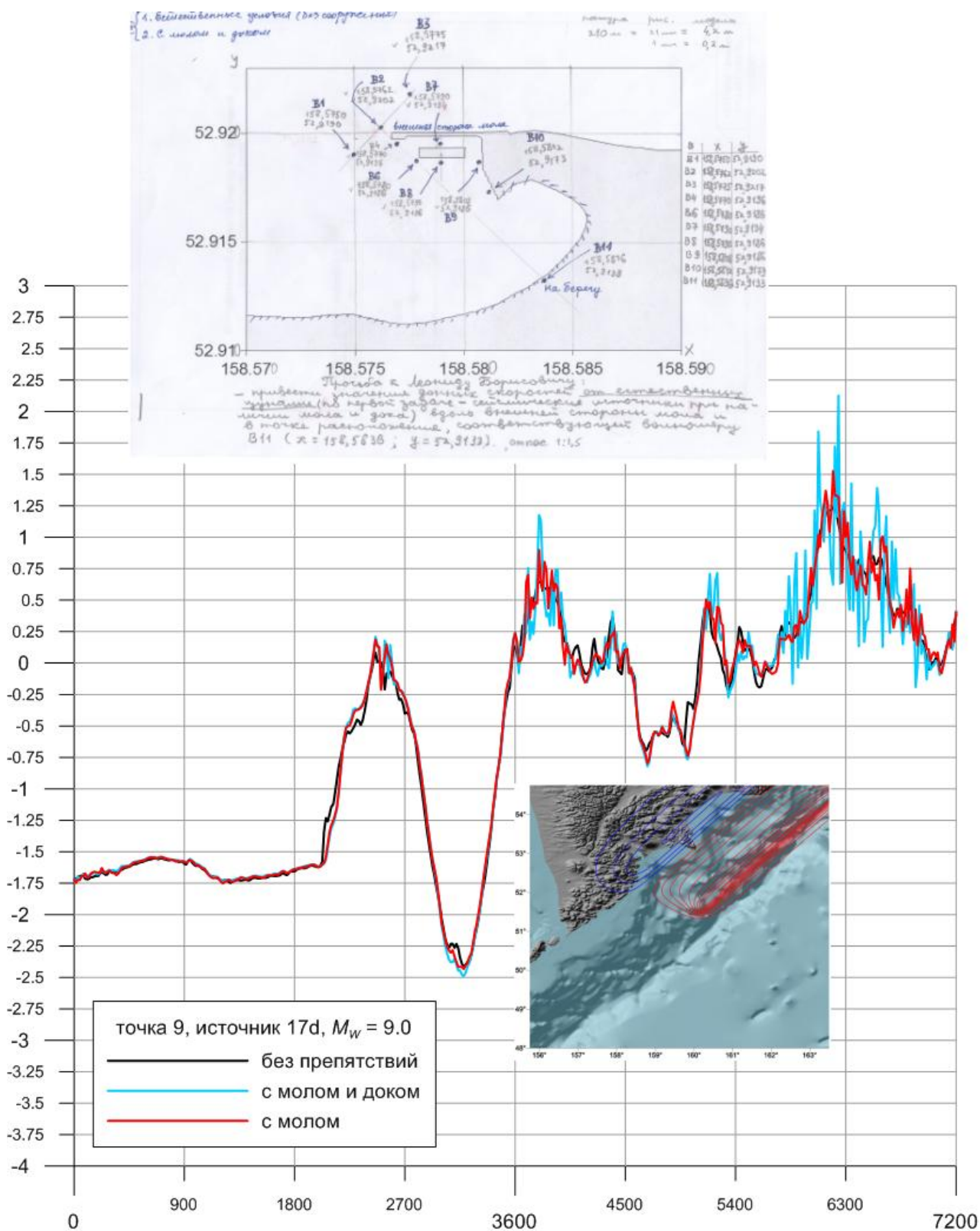


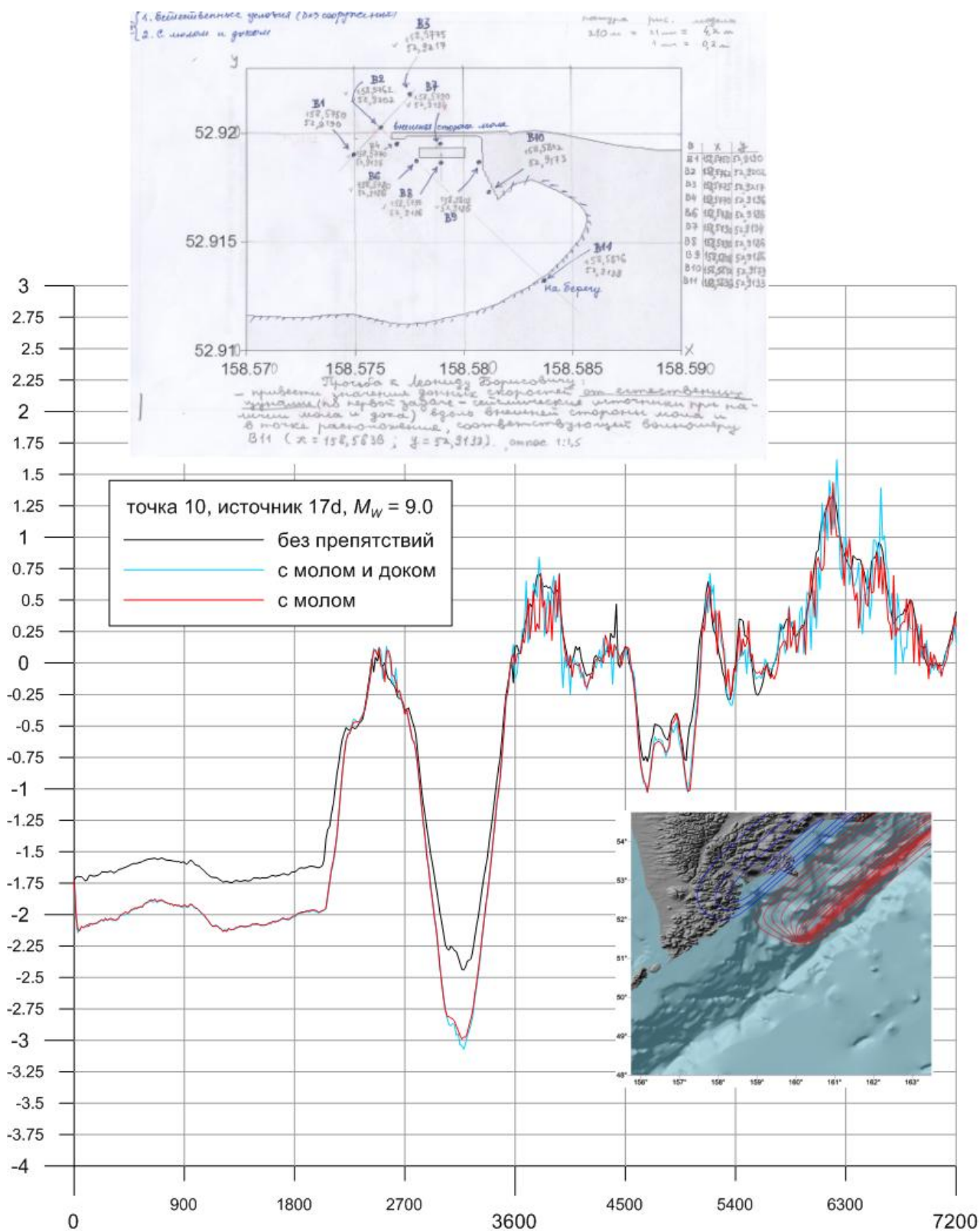


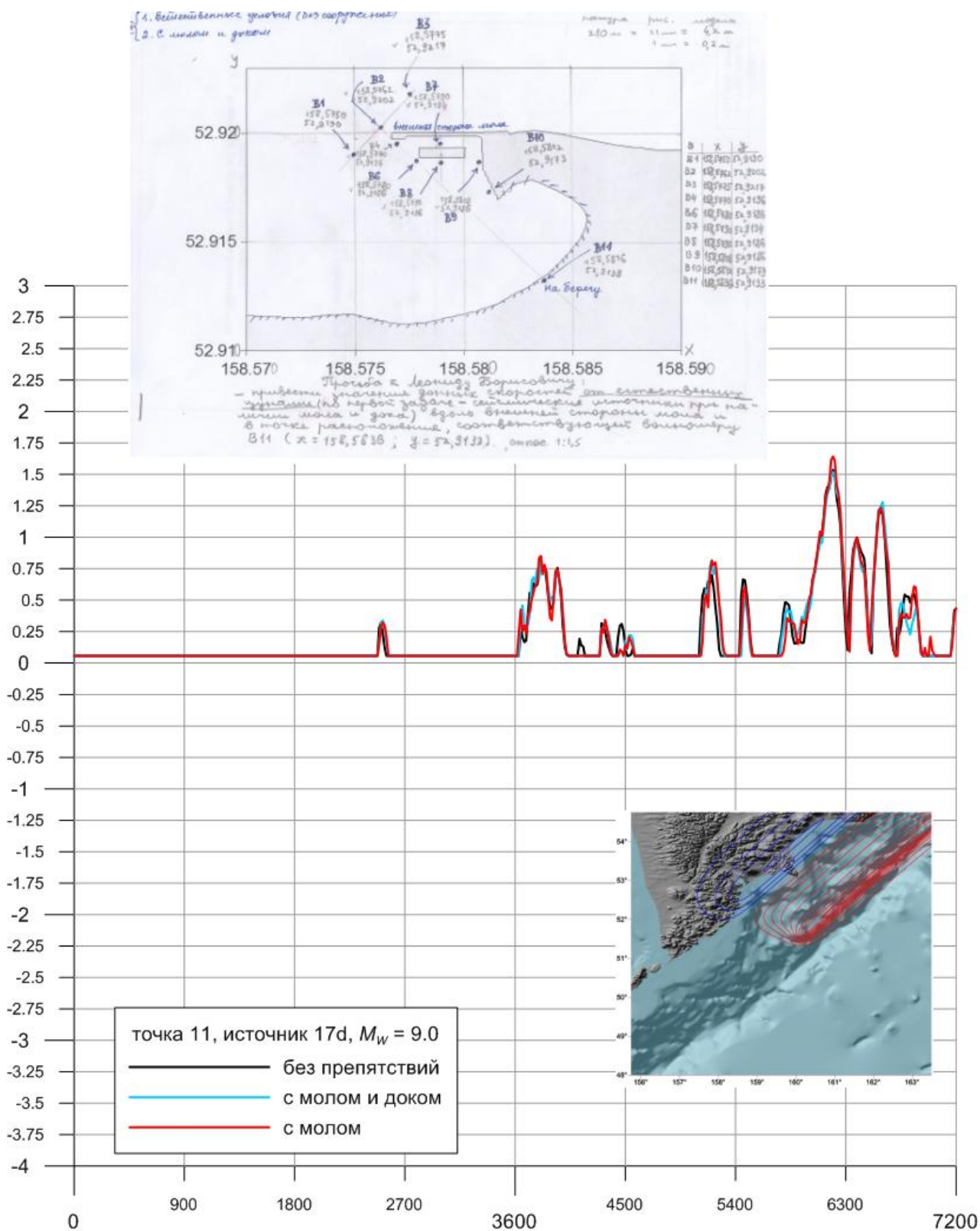




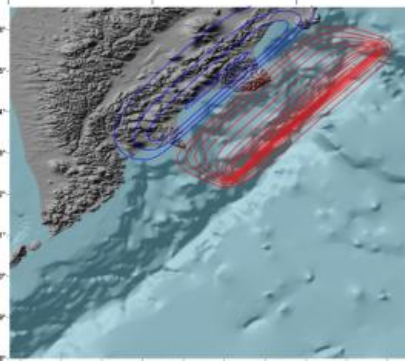


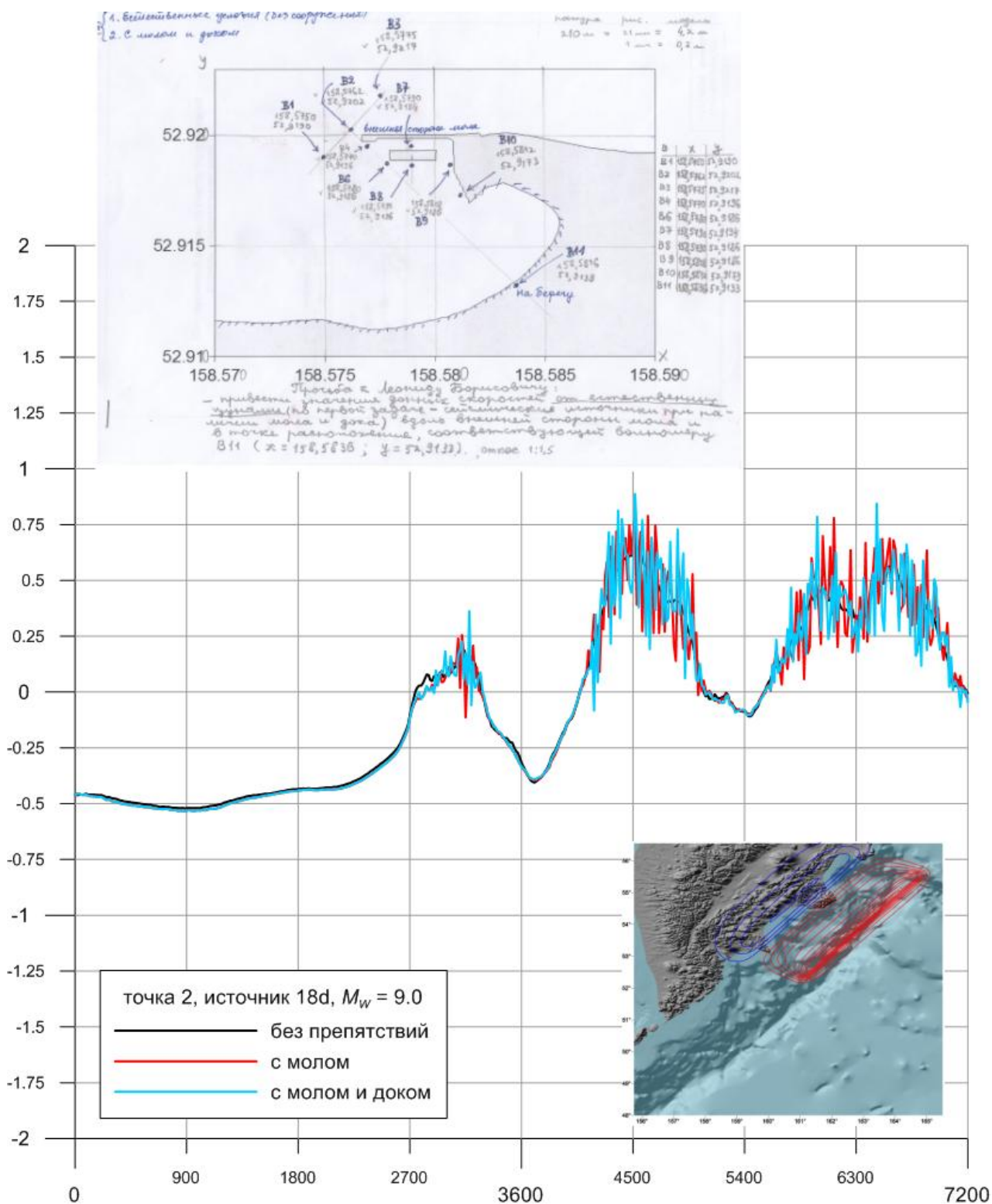


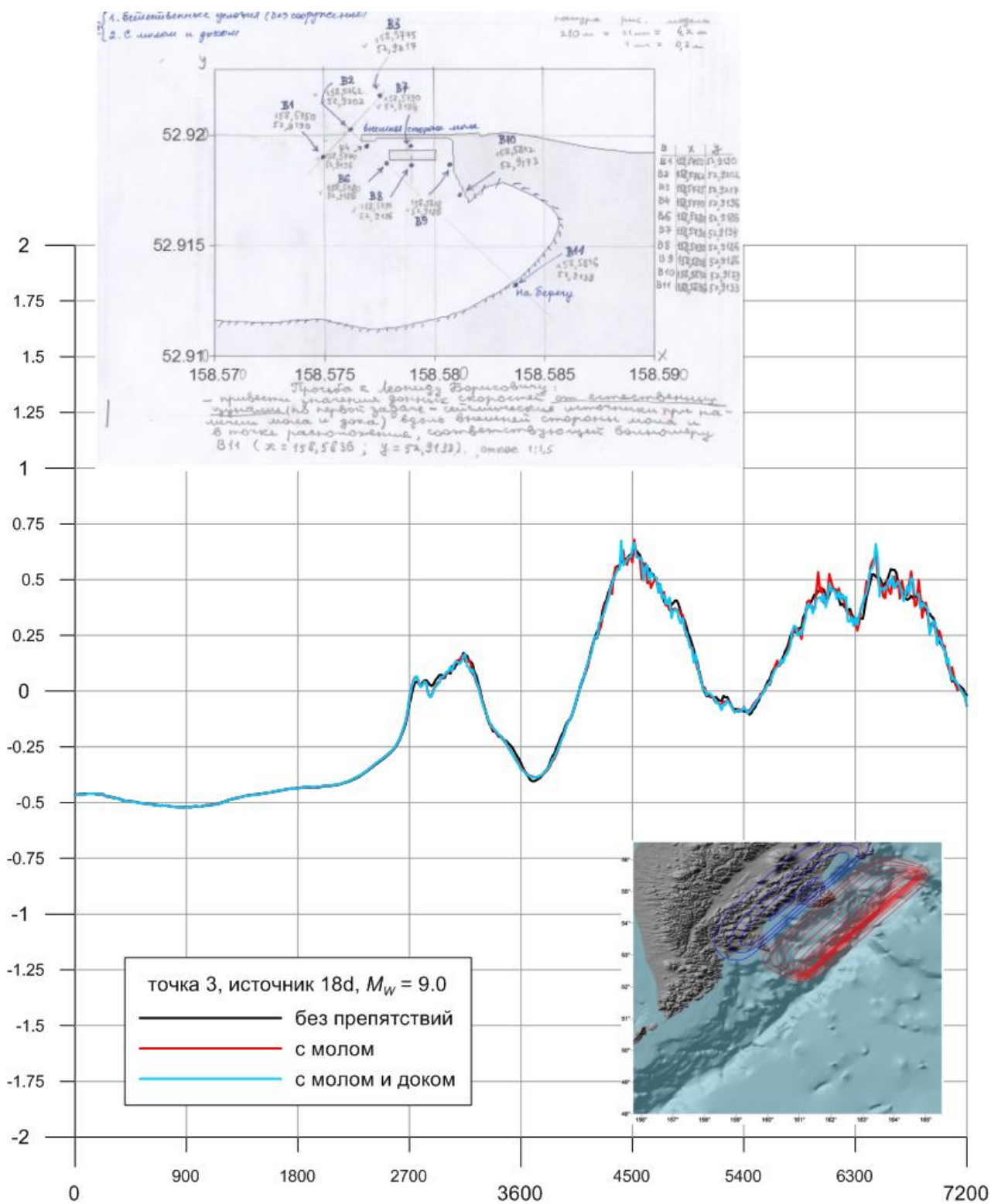


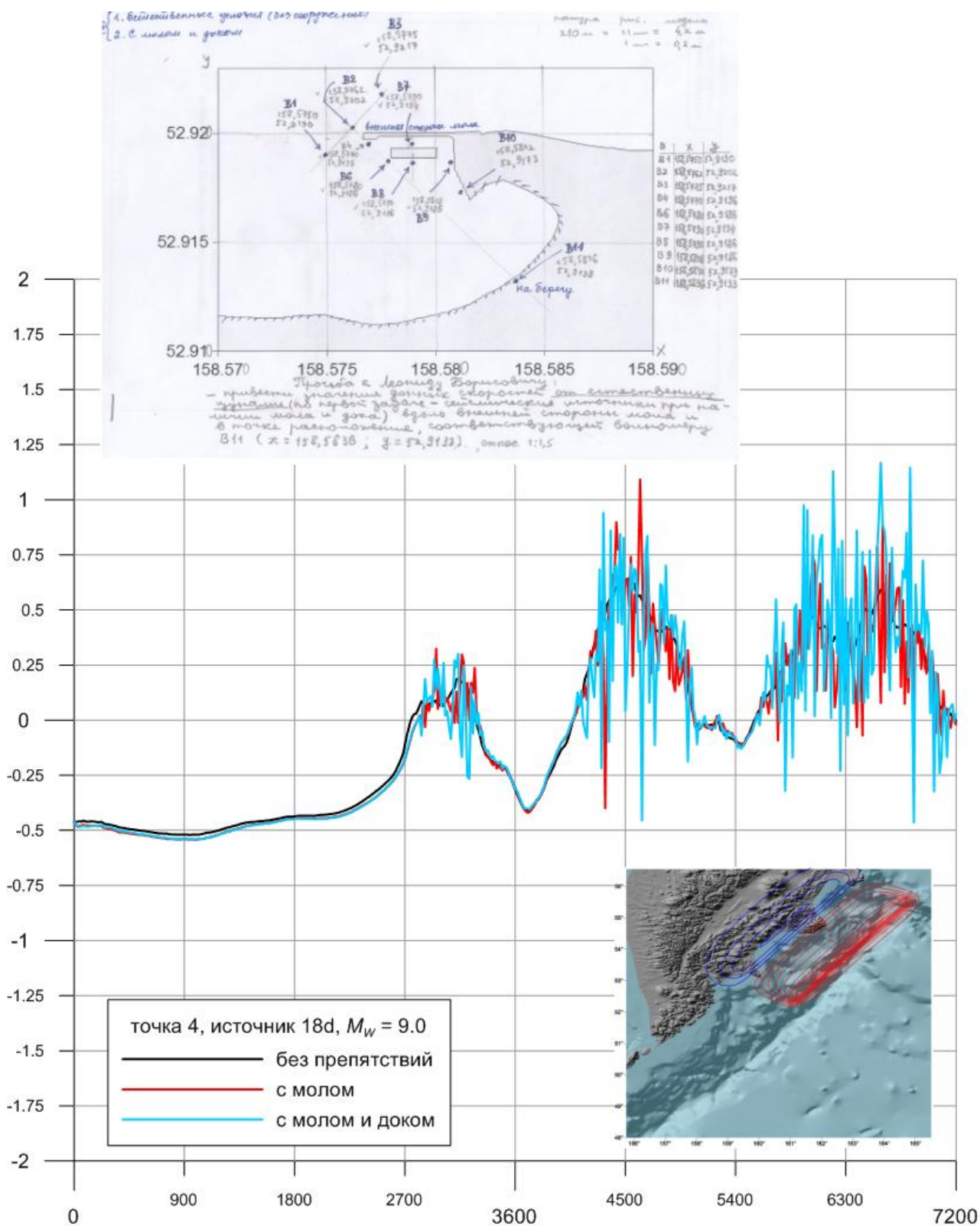


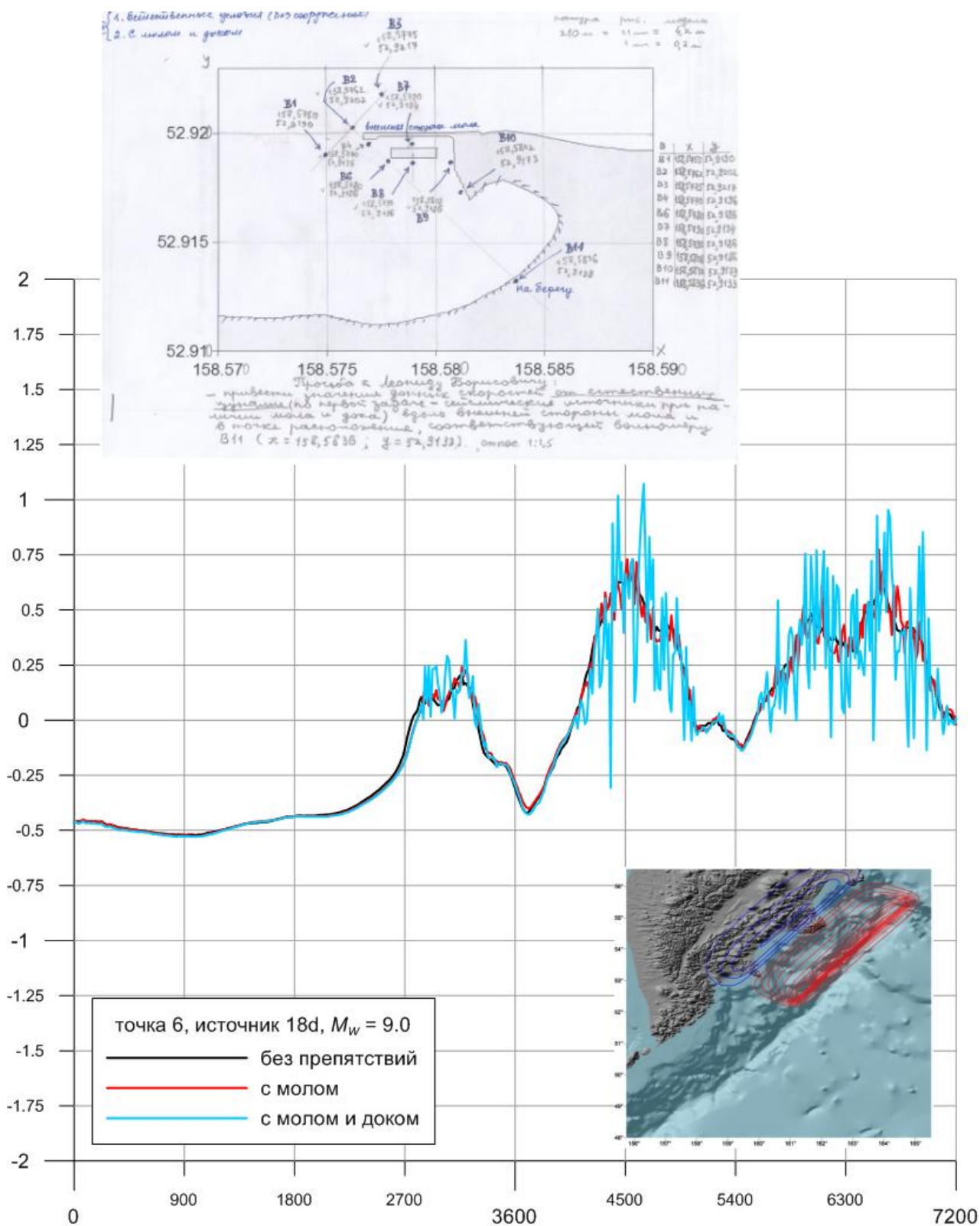
1. Бессмисленные условия (без соответствия)
2. С модом и доказат.

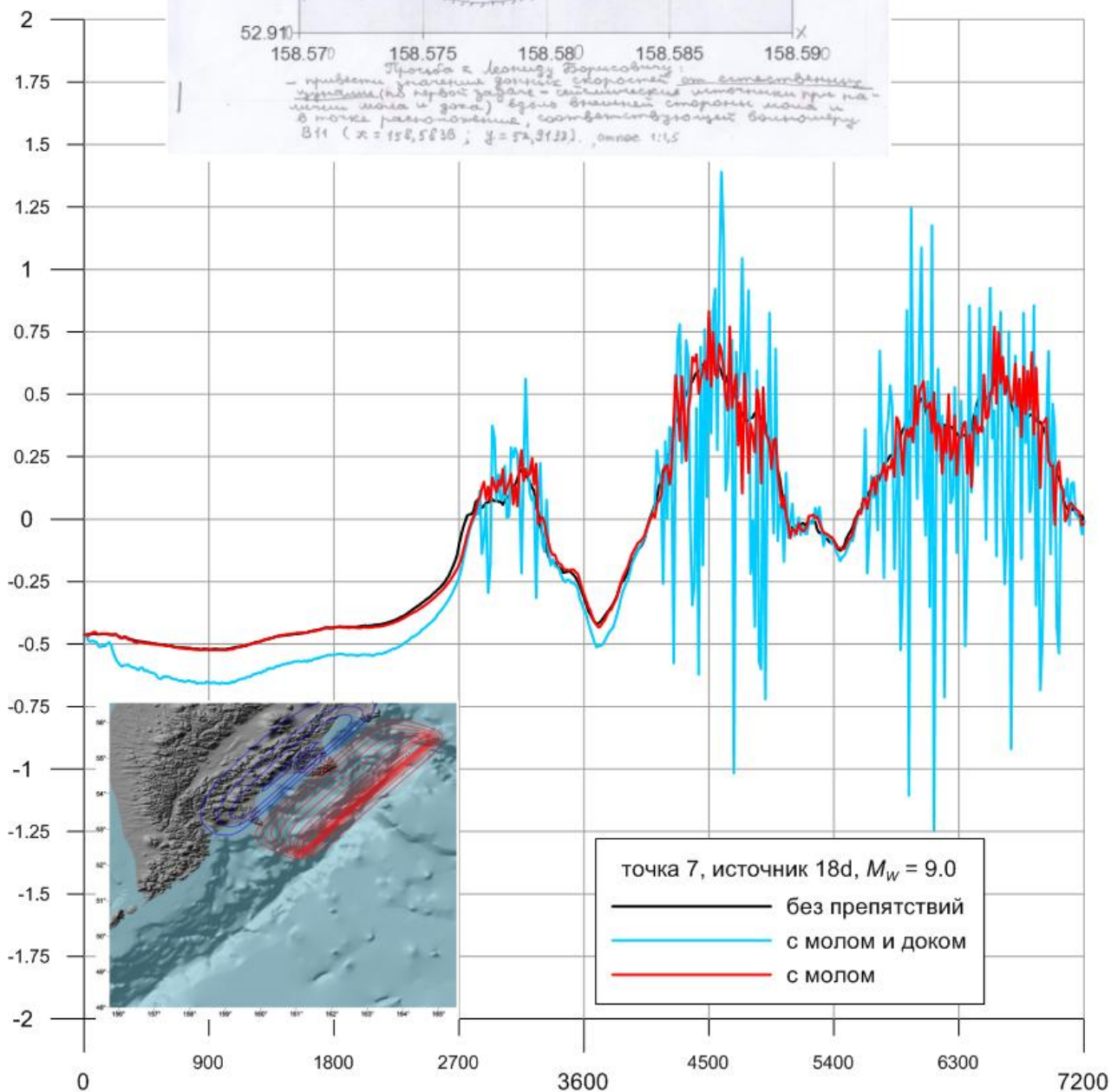


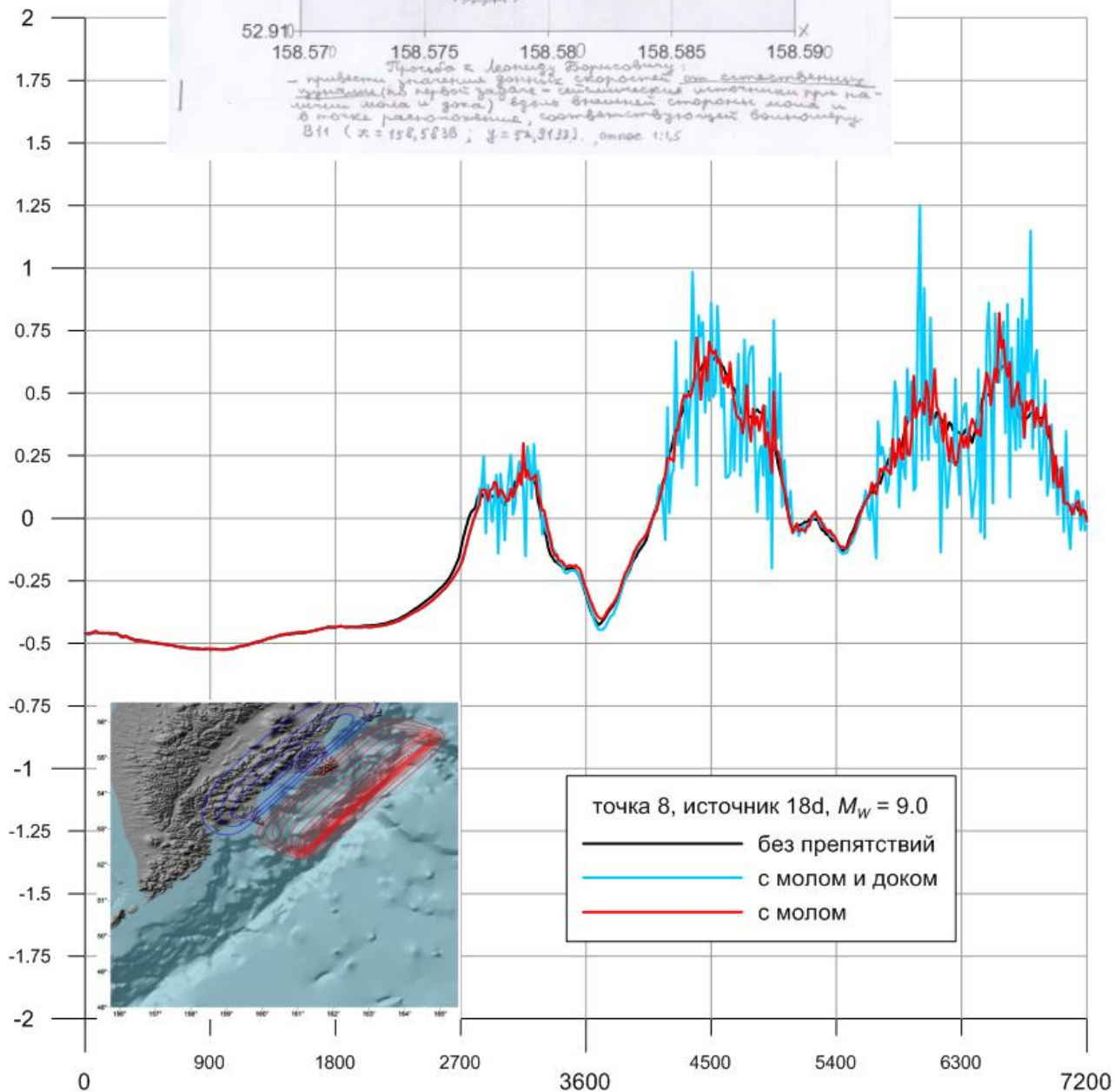
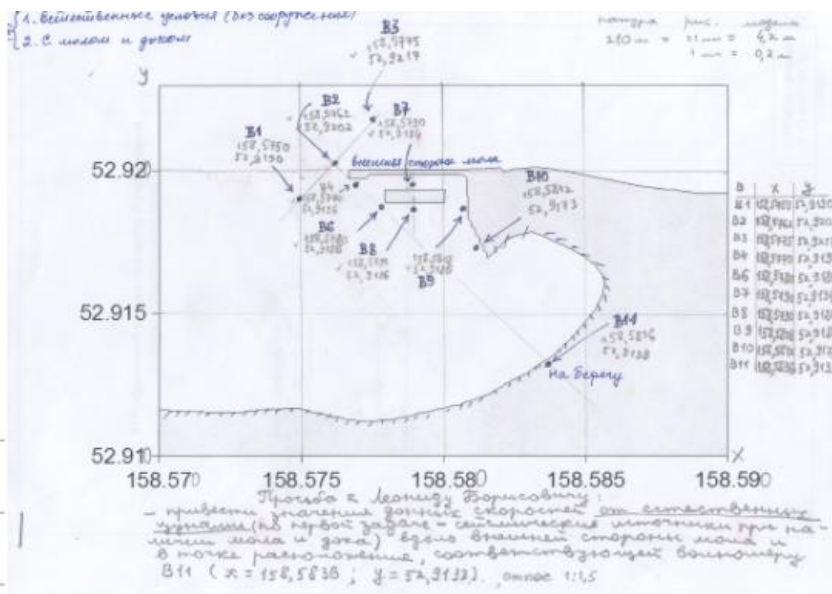


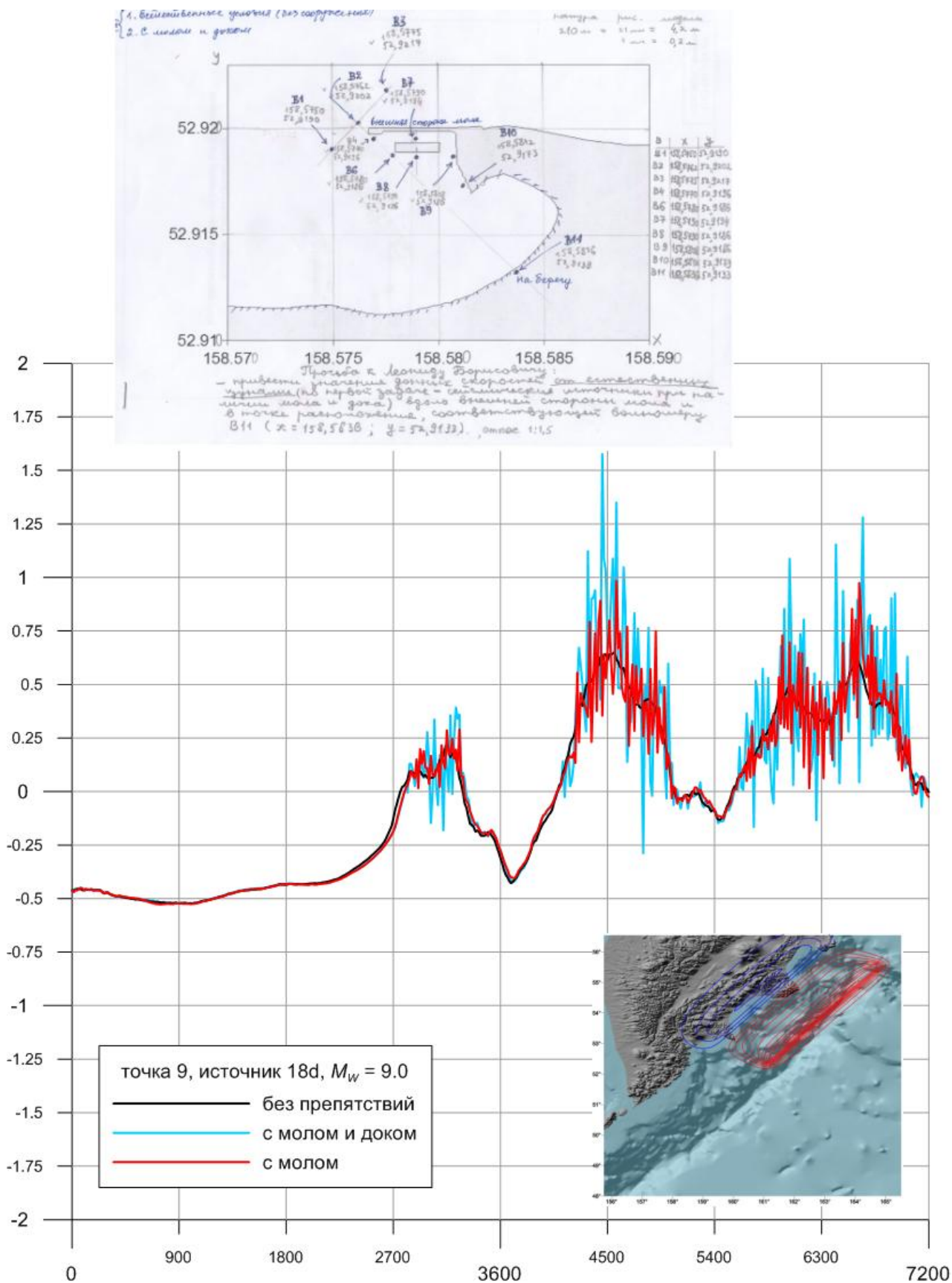


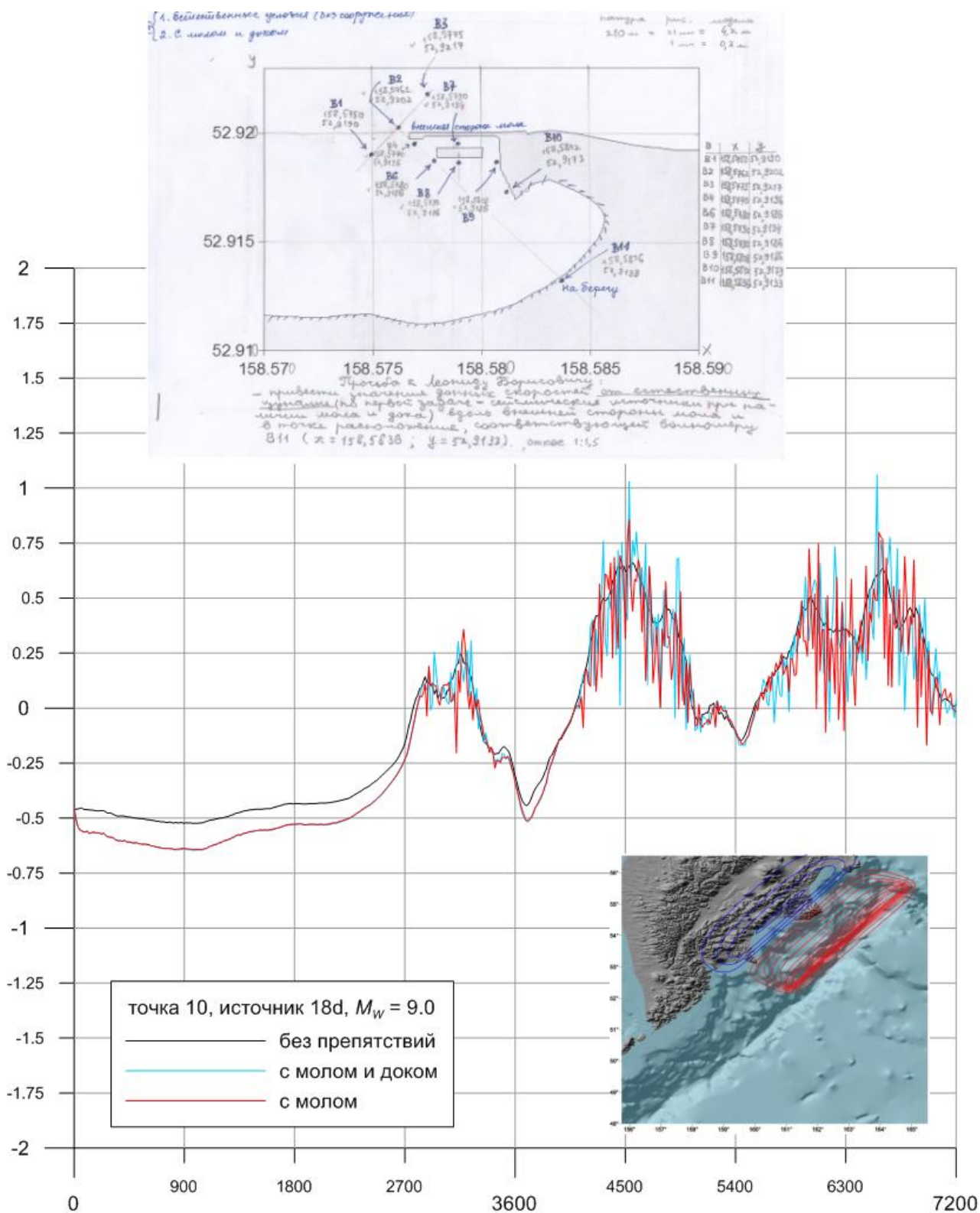


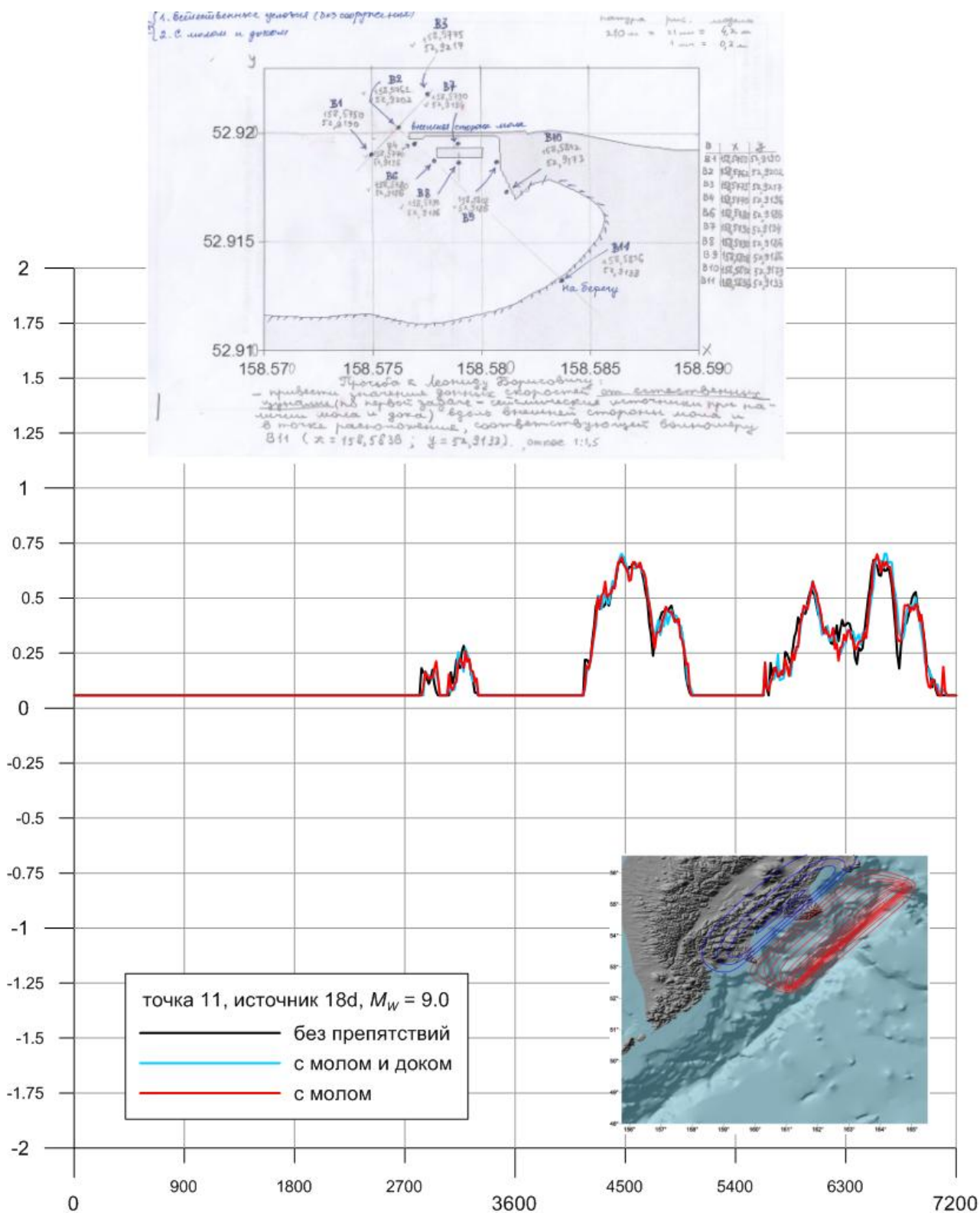












6.2 Приложение 2: Границы зон затопления прибрежной территории

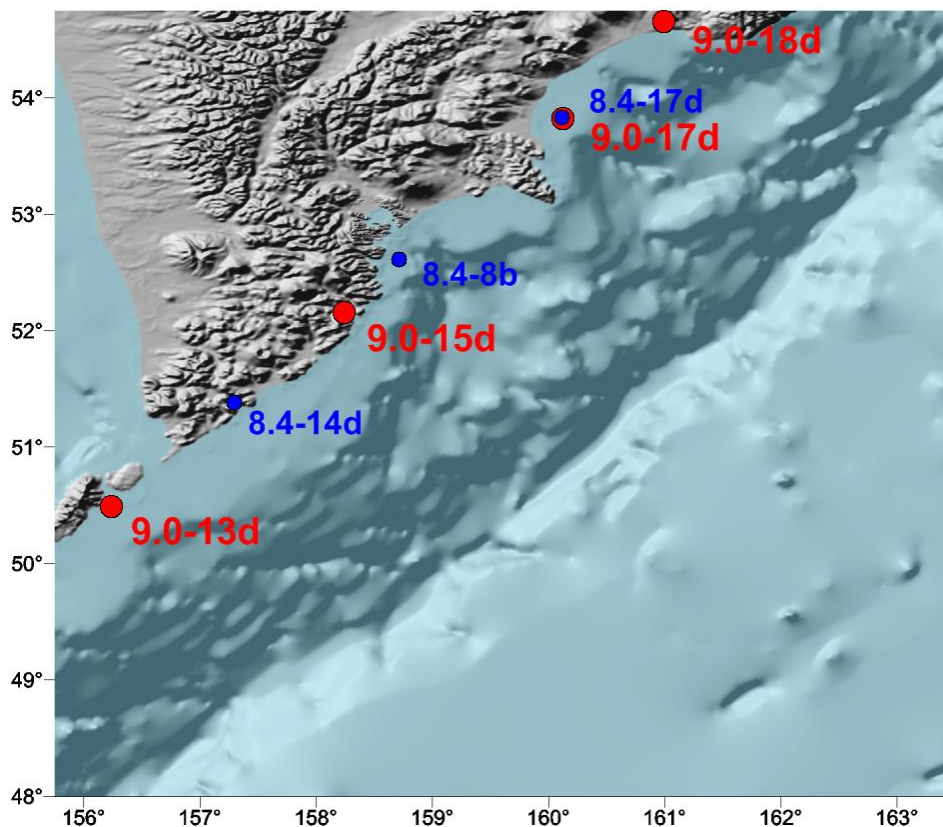


Рис. 6.2 Схема расположения эпицентров гипотетических модельных цунамигенных землетрясений

Результаты переданы Заказчику в виде файлов, содержащих записи полей максимальных смещений свободной поверхности в процессе моделирования за все время моделирования. Для каждого гипотетического модельного очага цунамигенного землетрясения переданы значения, рассчитанные в естественных условиях, в условиях наличия защитного сооружения (мола) и в условиях наличия мола и дока. Переданы также графические изображения упомянутых результатов.

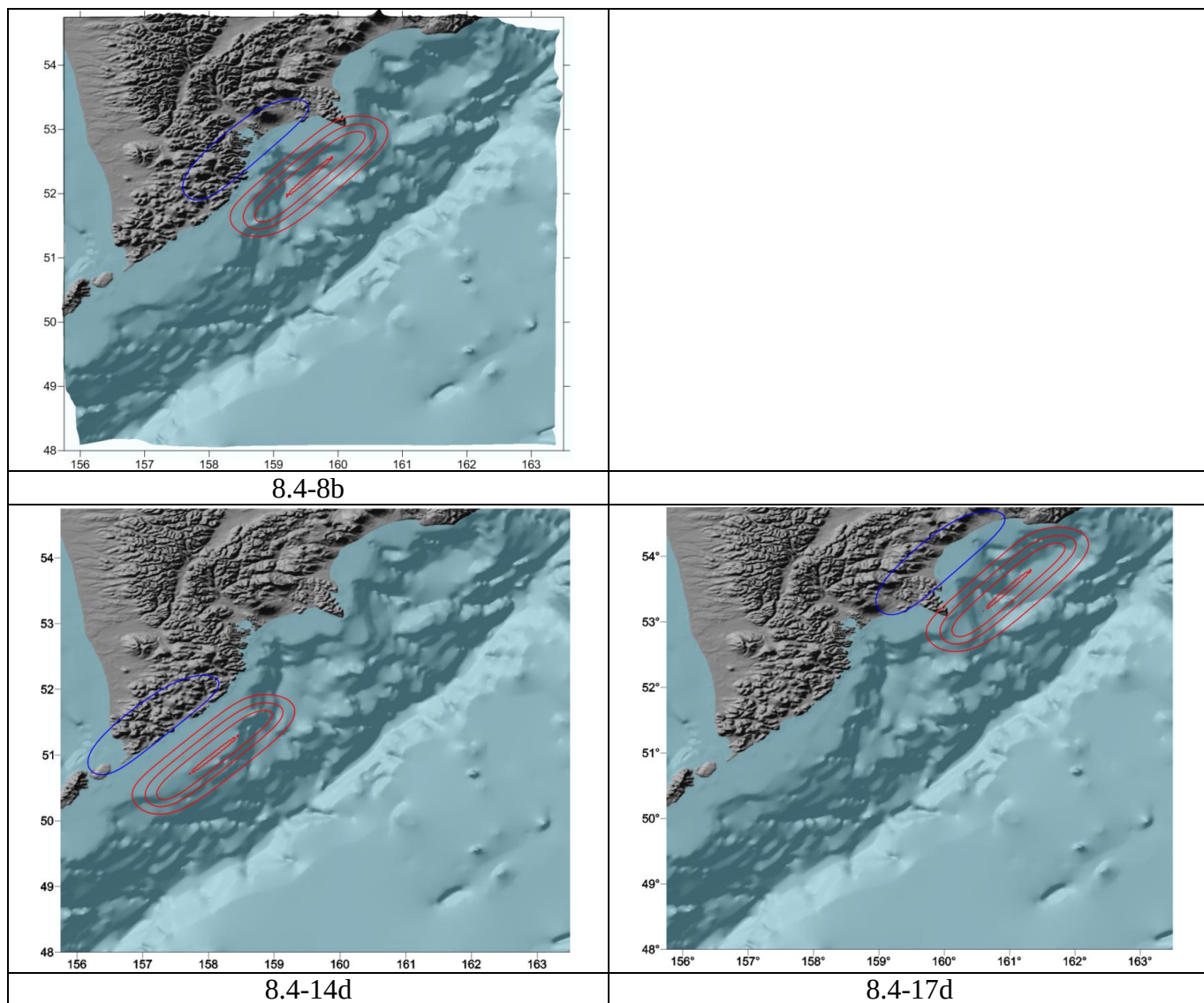


Рис. 6.3 Схемы расположения начальных смещений свободной поверхности для гипотетических модельных очагов цунамигенных землетрясений с магнитудой $M_w = 8.4$

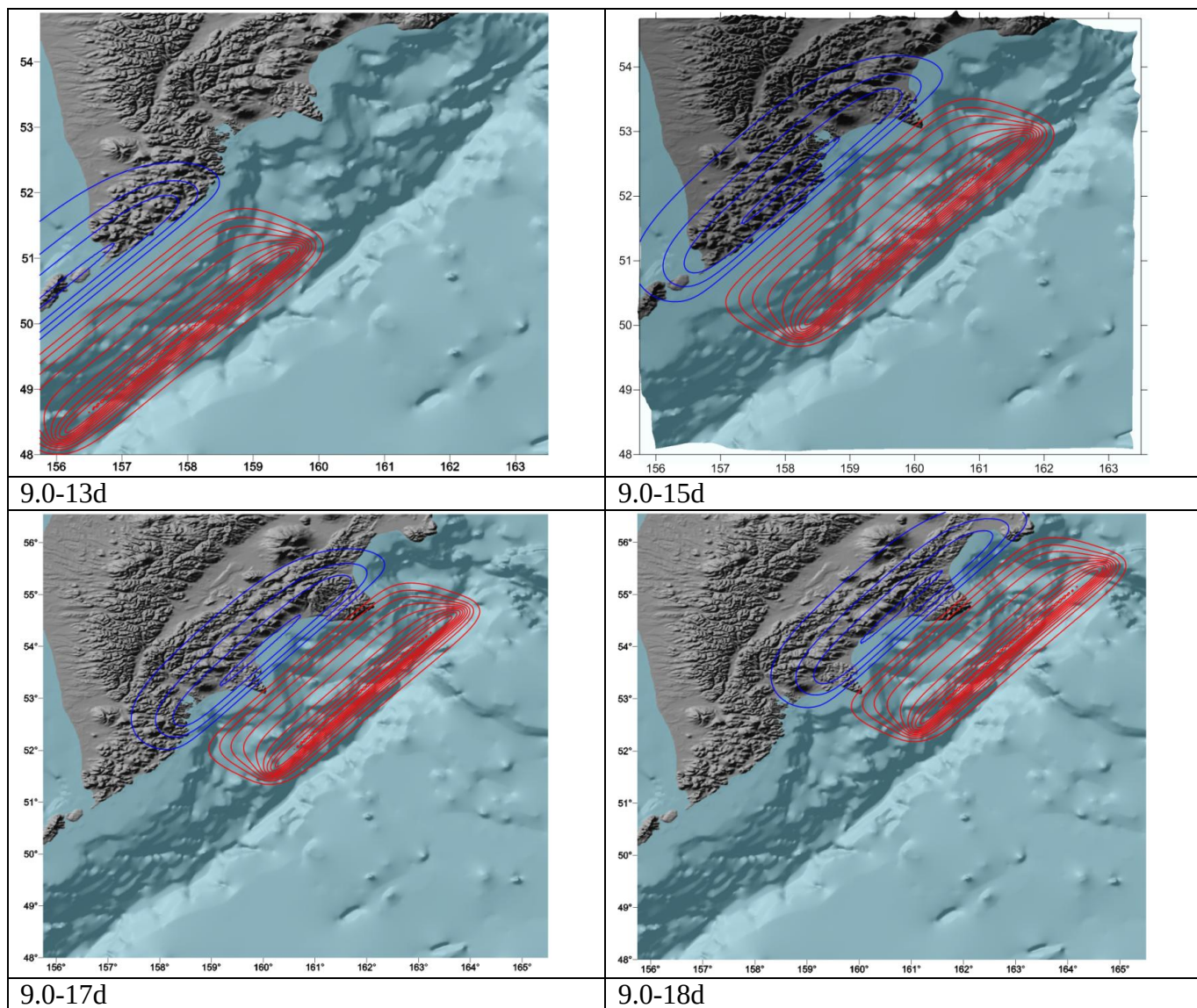
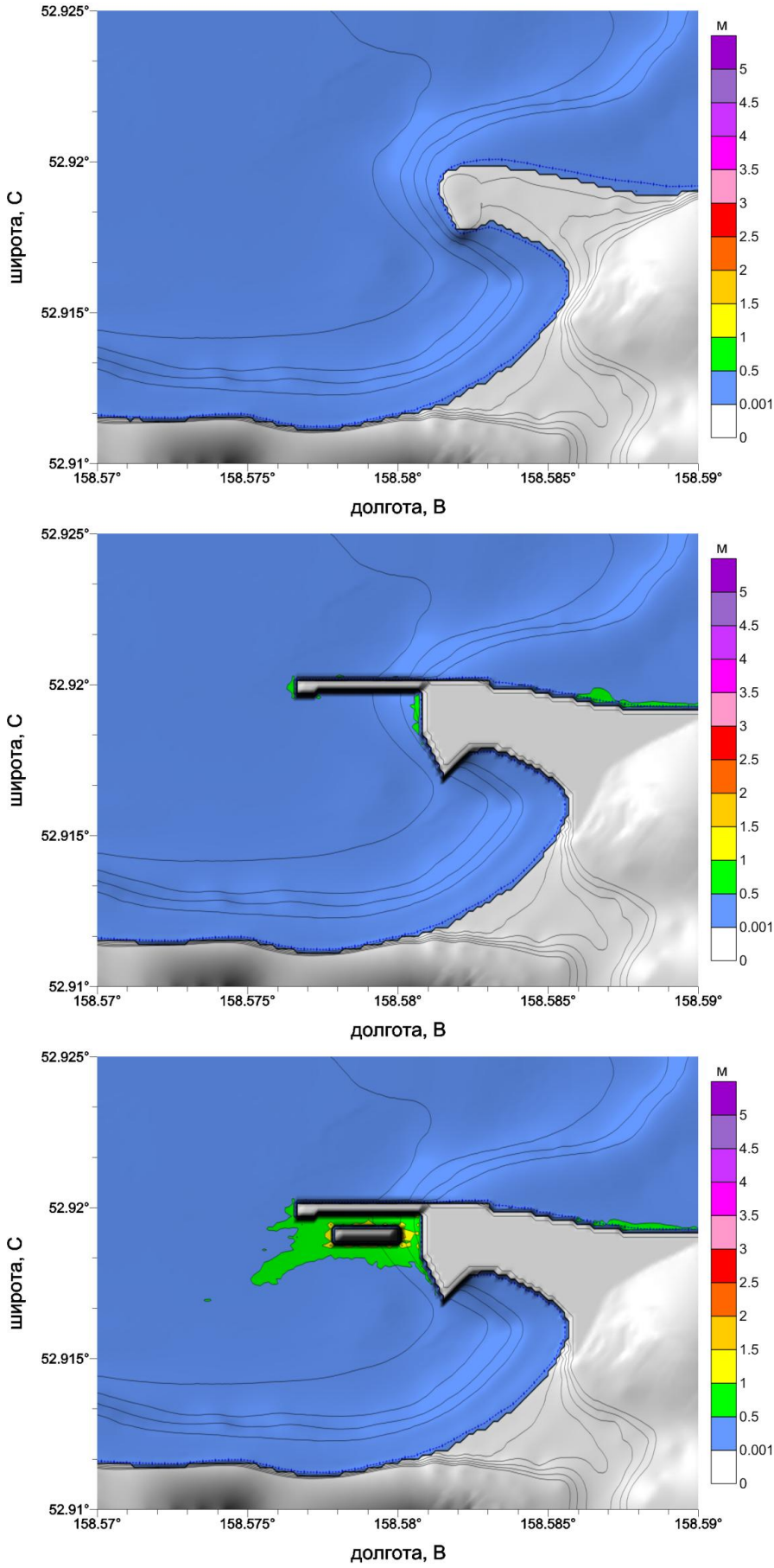
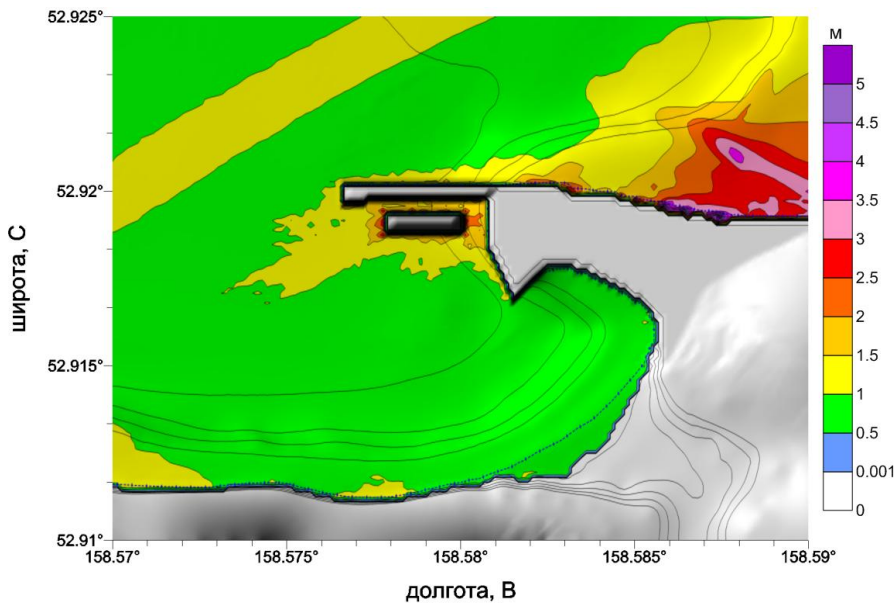
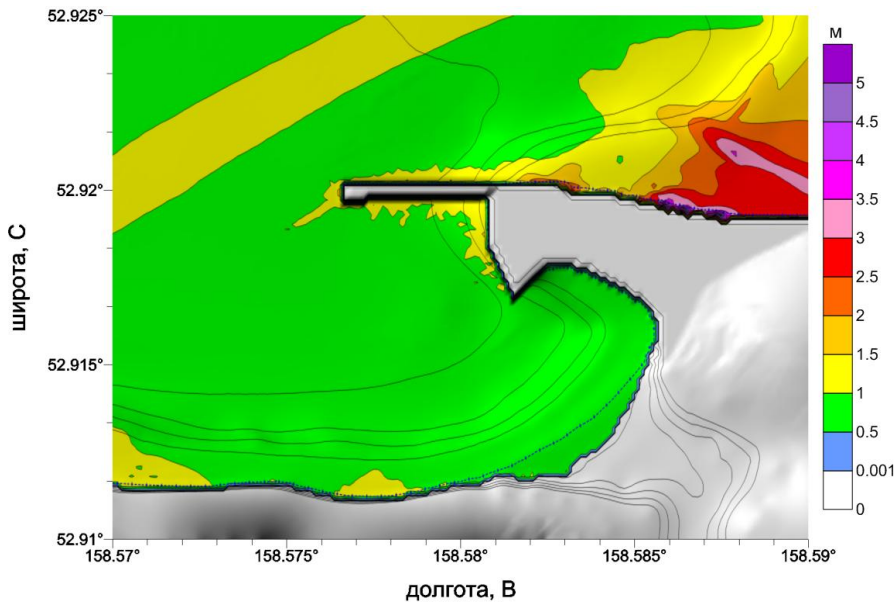
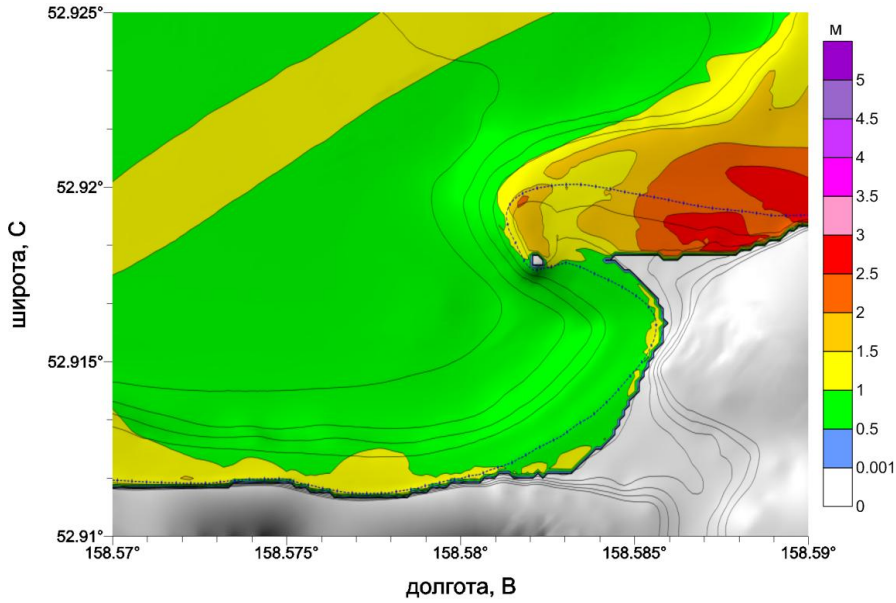


Рис. 6.4 Схемы расположения начальных смещений свободной поверхности для гипотетических модельных очагов цунамигенных землетрясений с магнитудой $M_w = 9.0$

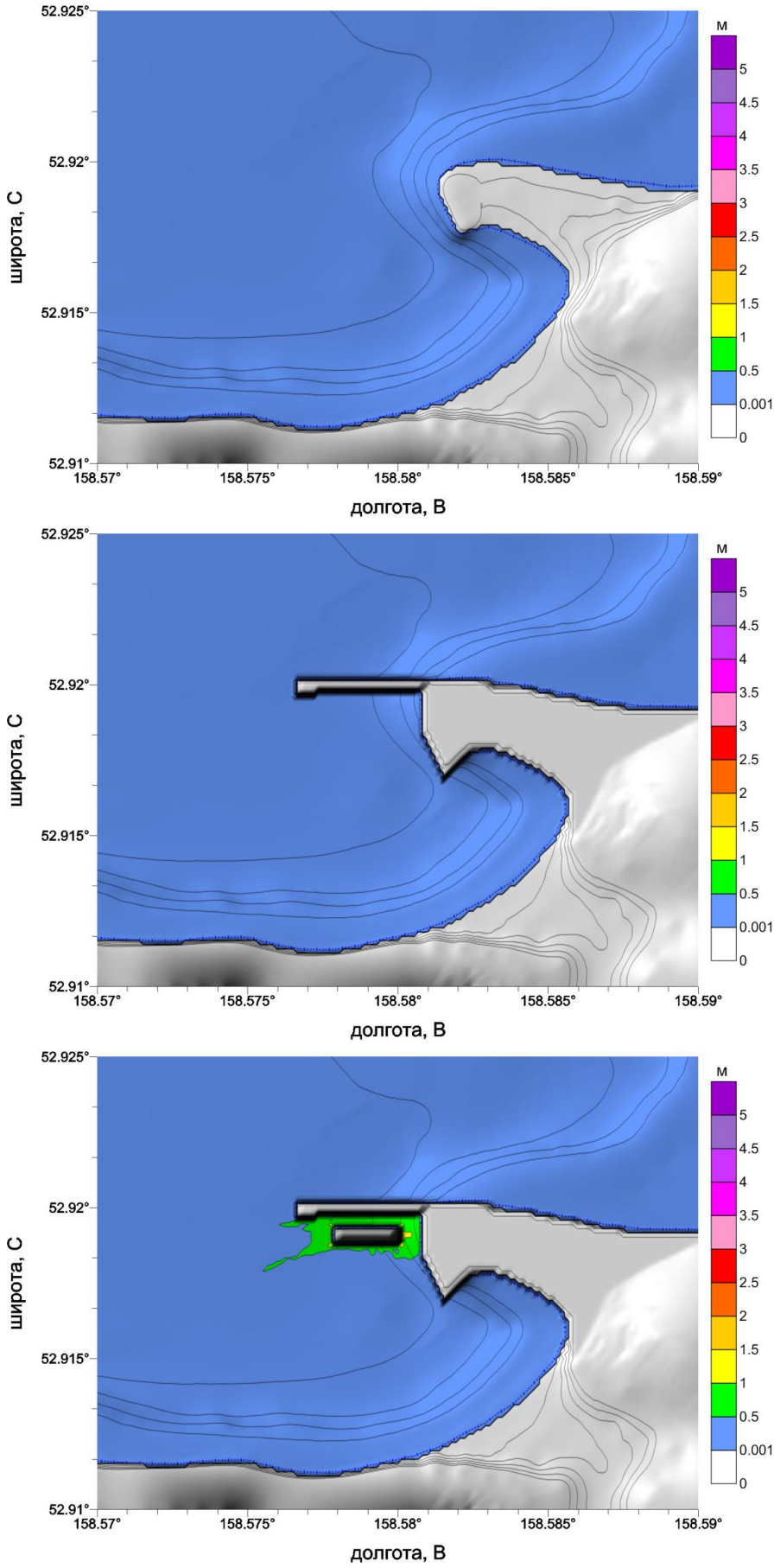
6.2.1 Высоты свободной поверхности для очага 14d с магнитудой $M_W = 8.4$



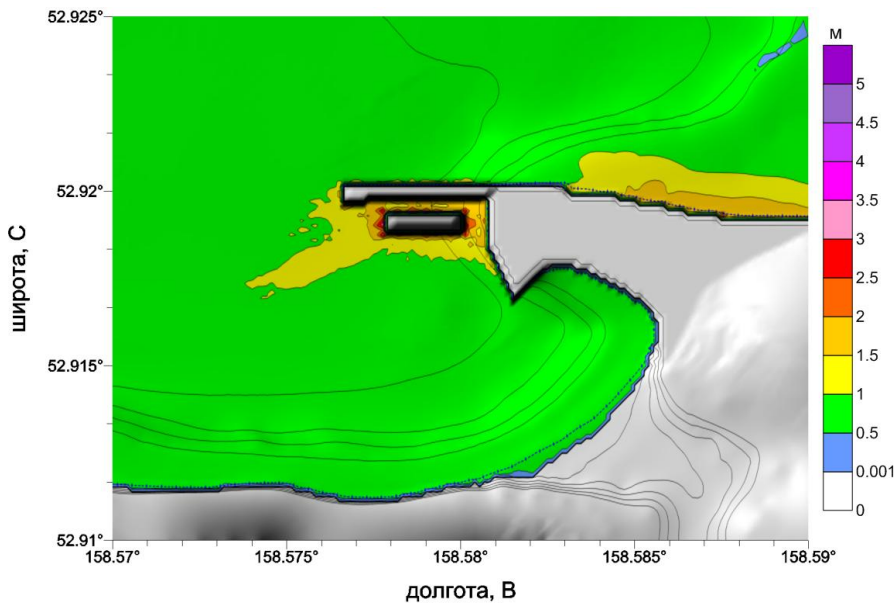
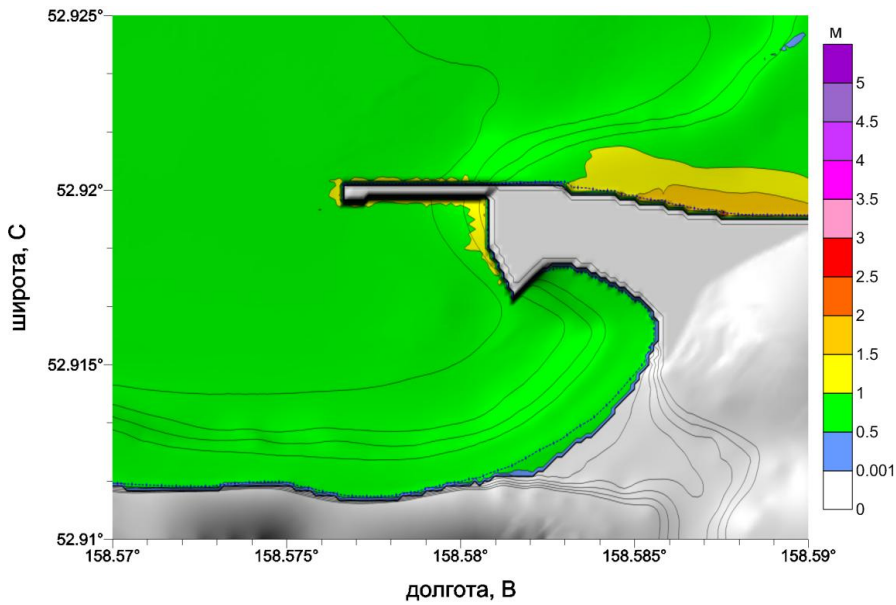
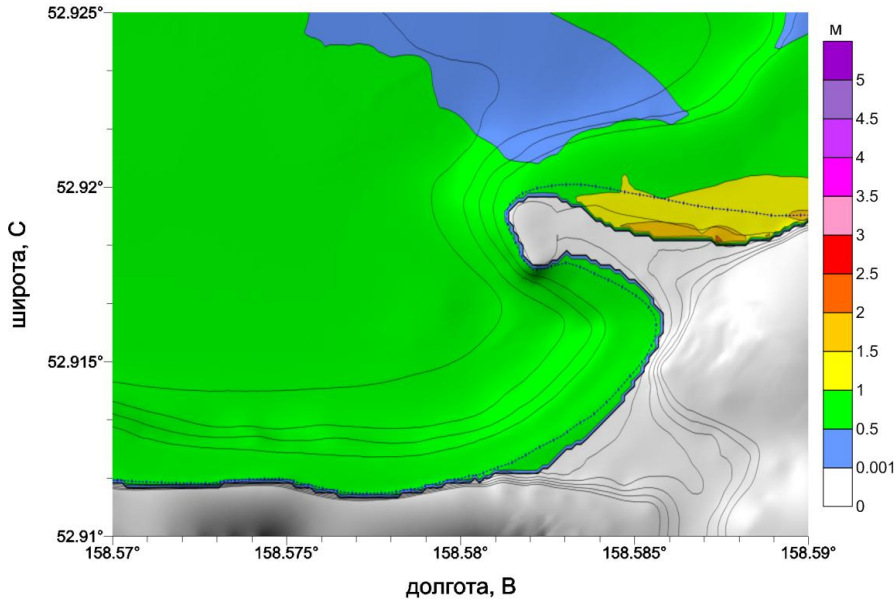
6.2.2 Высоты свободной поверхности для очага 8b с магнитудой $M_w = 8.4$



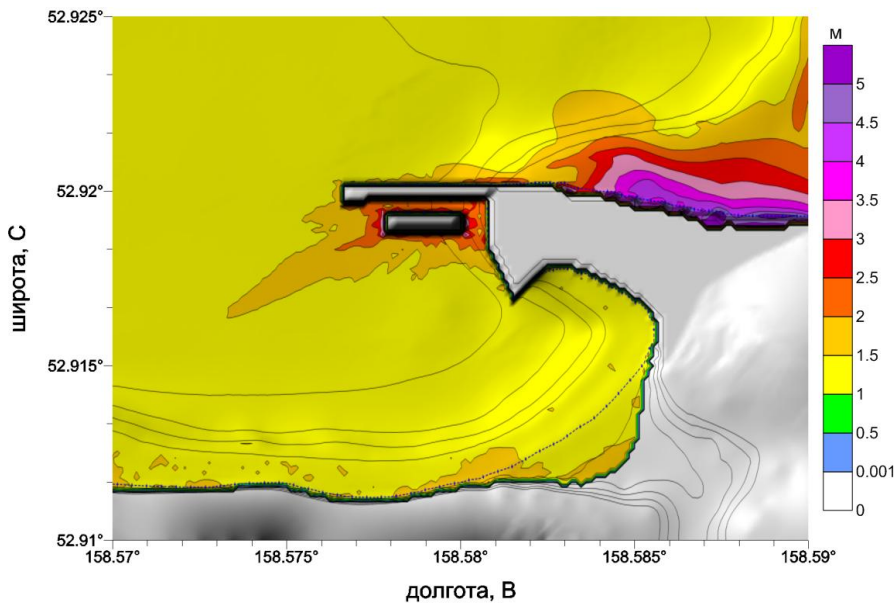
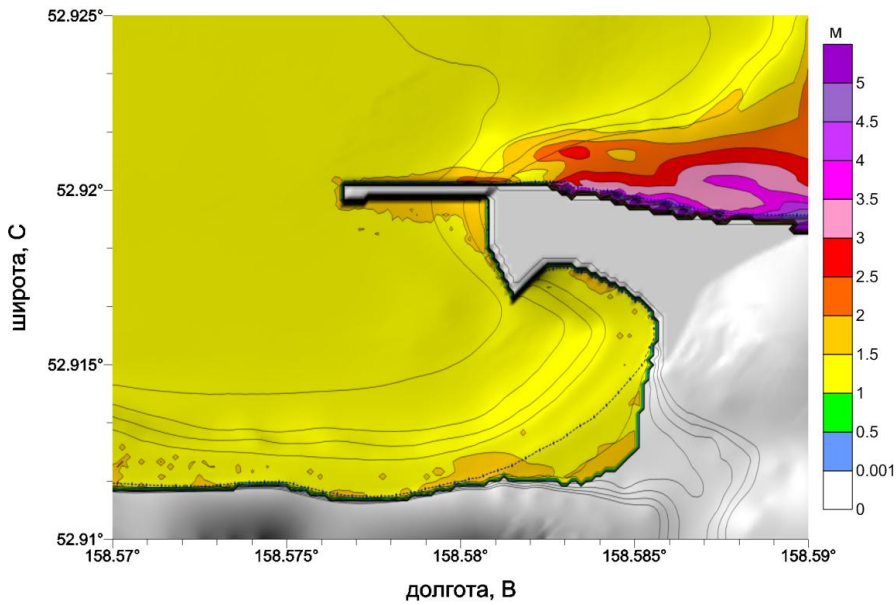
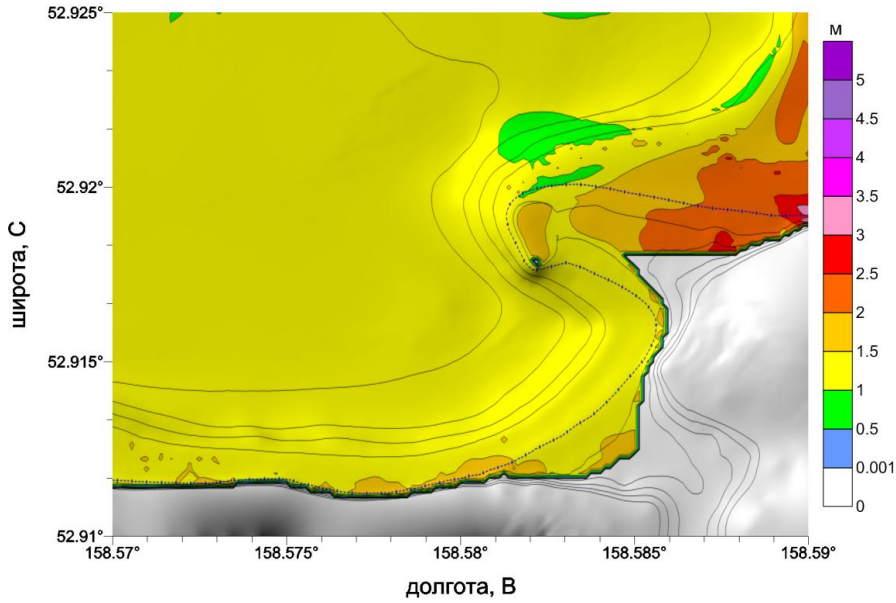
6.2.3 Высоты свободной поверхности для очага 17d с магнитудой $M_W = 8.4$



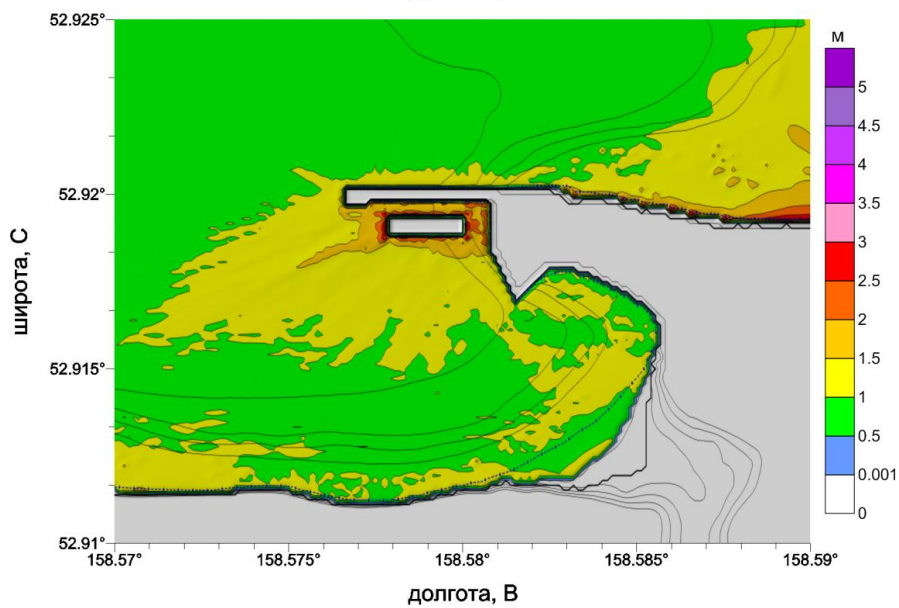
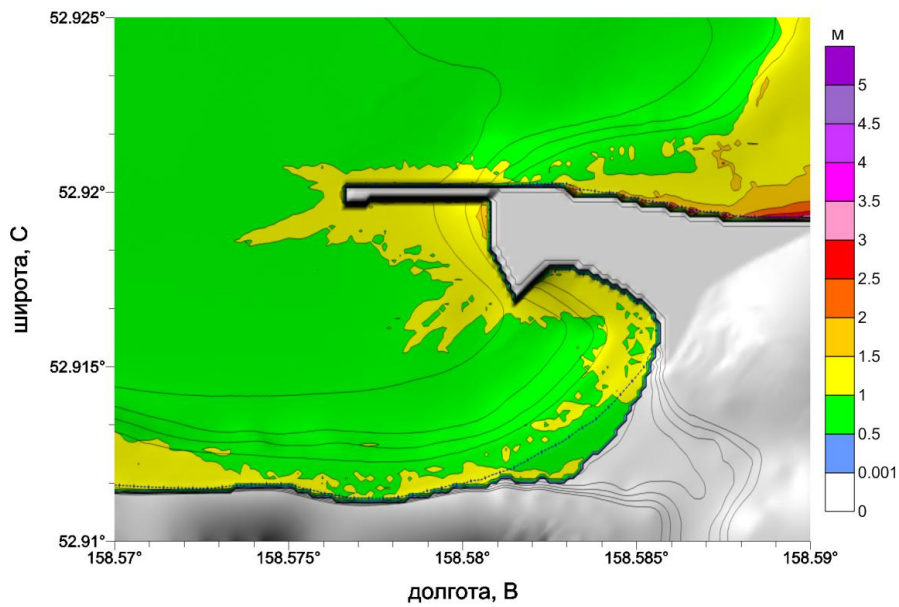
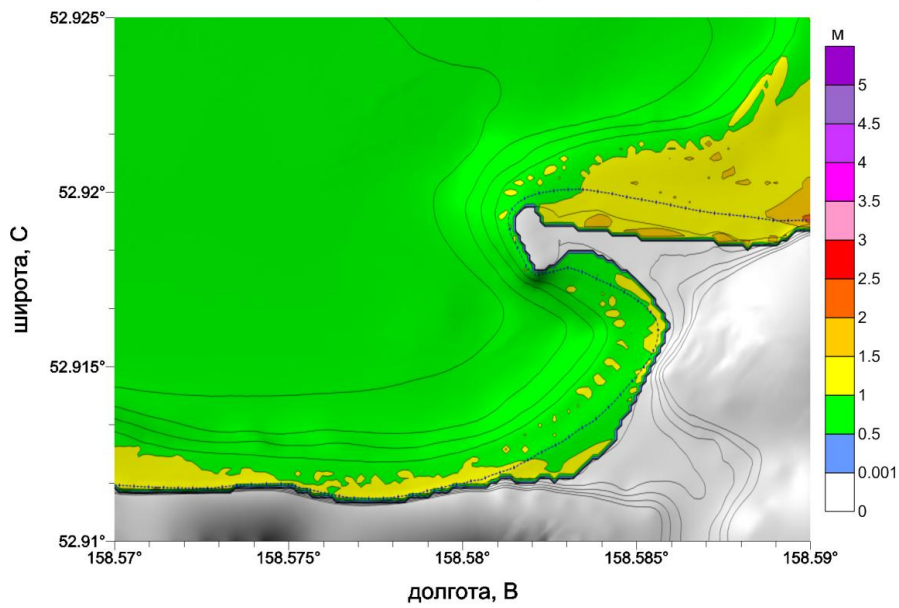
6.2.4 Высоты свободной поверхности для очага 13d с магнитудой $M_W = 9.0$



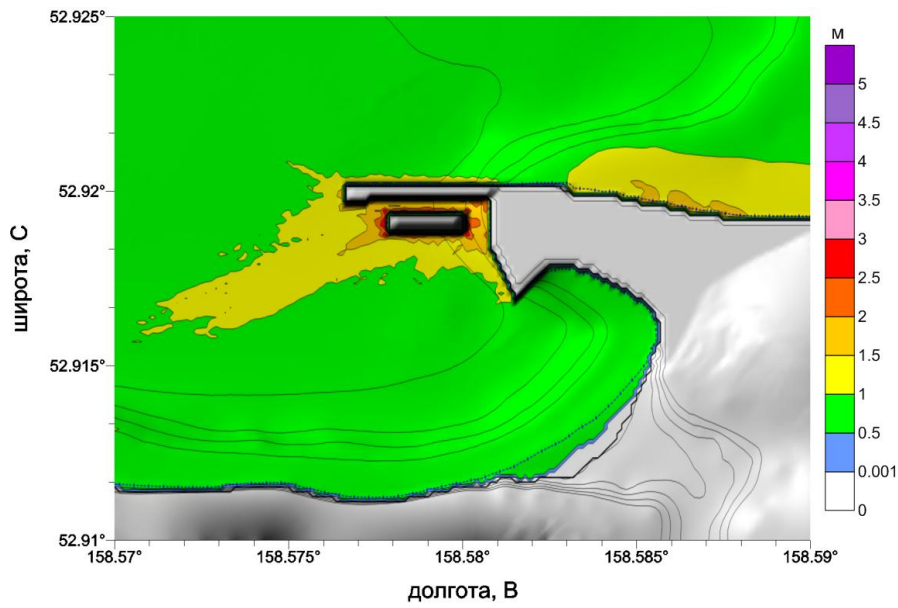
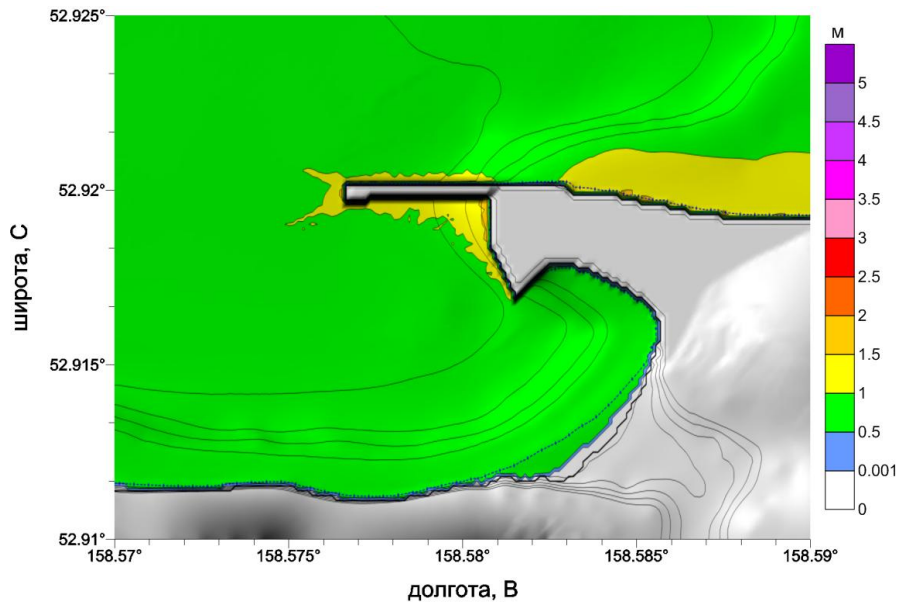
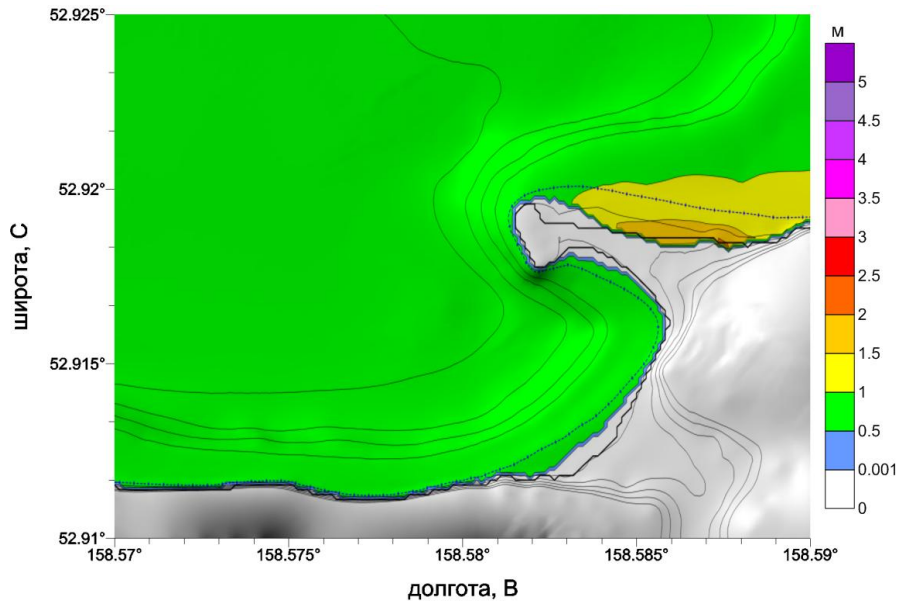
6.2.5 Высоты свободной поверхности для очага 15d с магнитудой $M_W = 9.0$



6.2.6 Высоты свободной поверхности для очага 17d с магнитудой $M_W = 9.0$



6.2.7 Высоты свободной поверхности для очага 18d с магнитудой $M_W = 9.0$



6.3 Приложение 3: Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории, а также при накате и откате волны на береговой откос

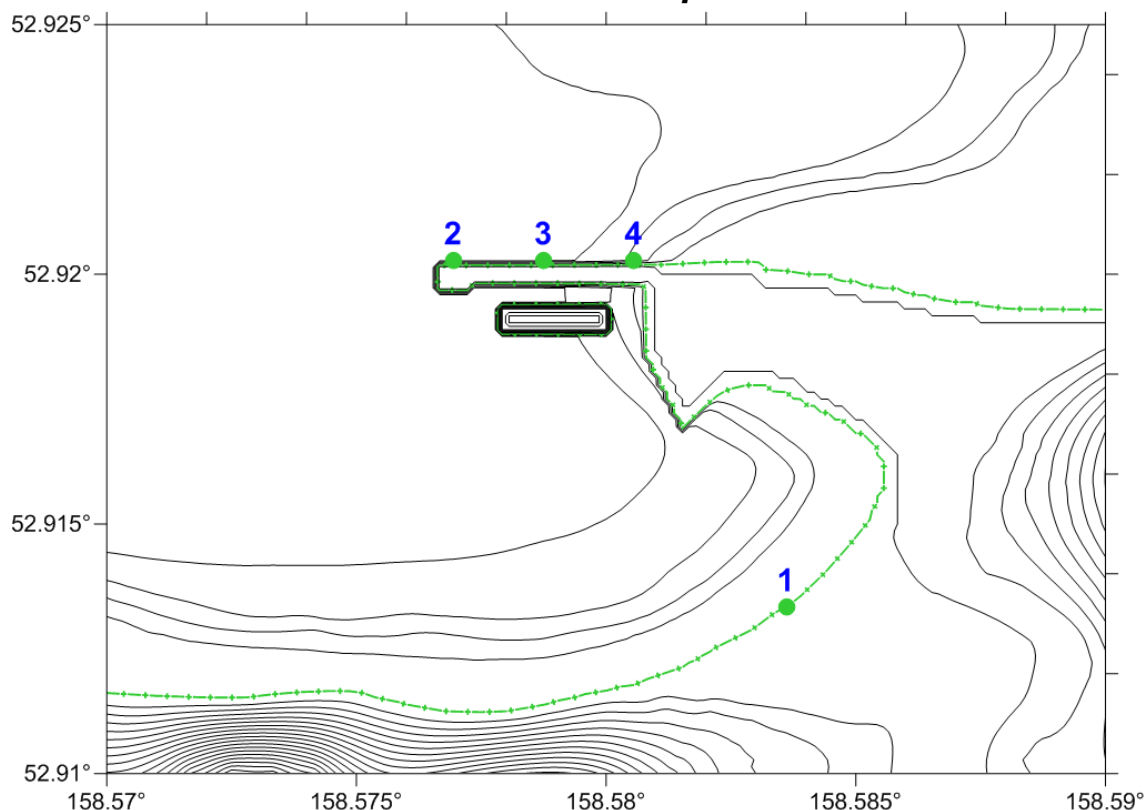


Рис. 6.5 Схема расстановки виртуальных датчиков для записи скоростных характеристик волн гипотетических цунами

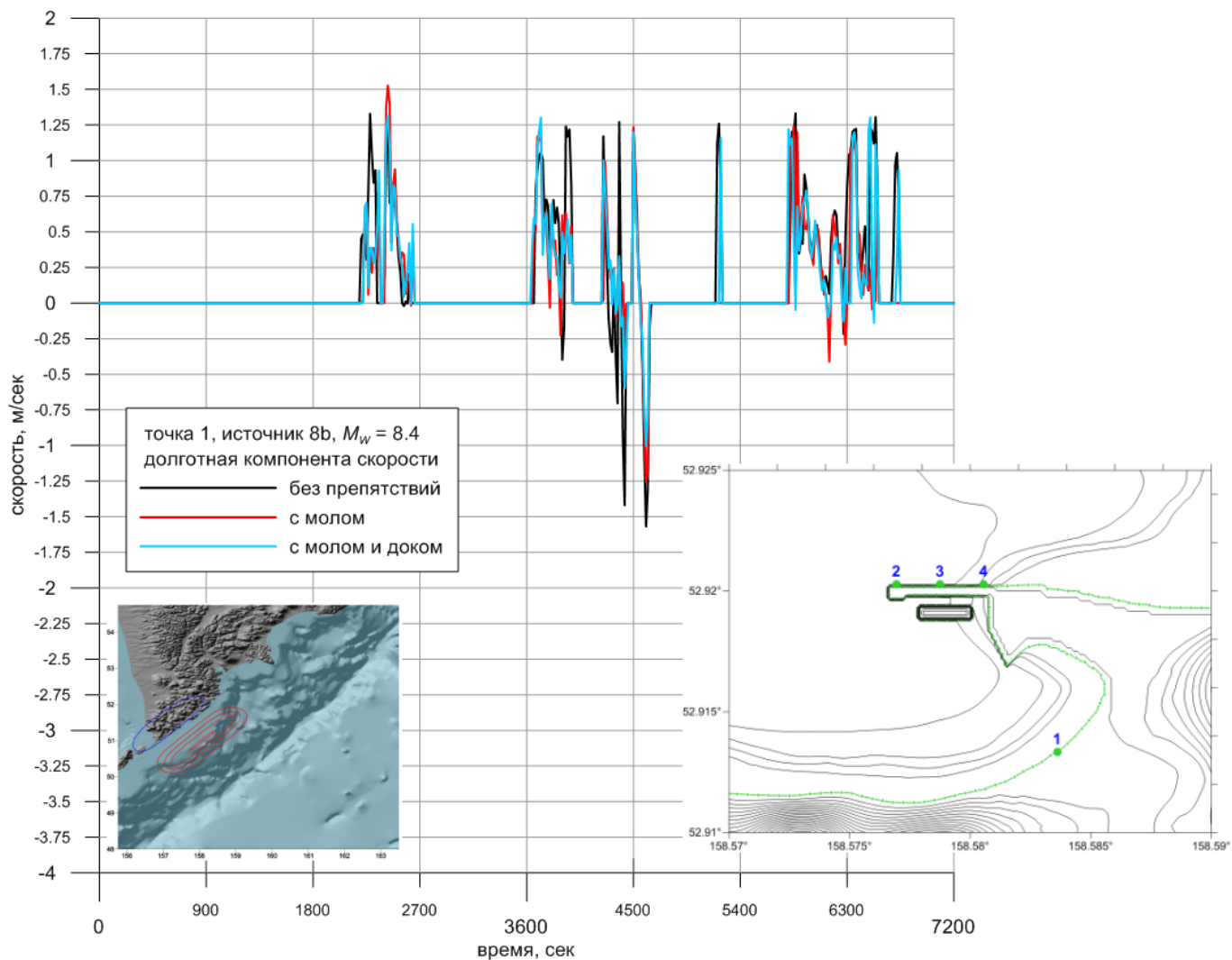
Таблица 10. Координаты виртуальных датчиков для записи скоростных характеристик моделируемых течений

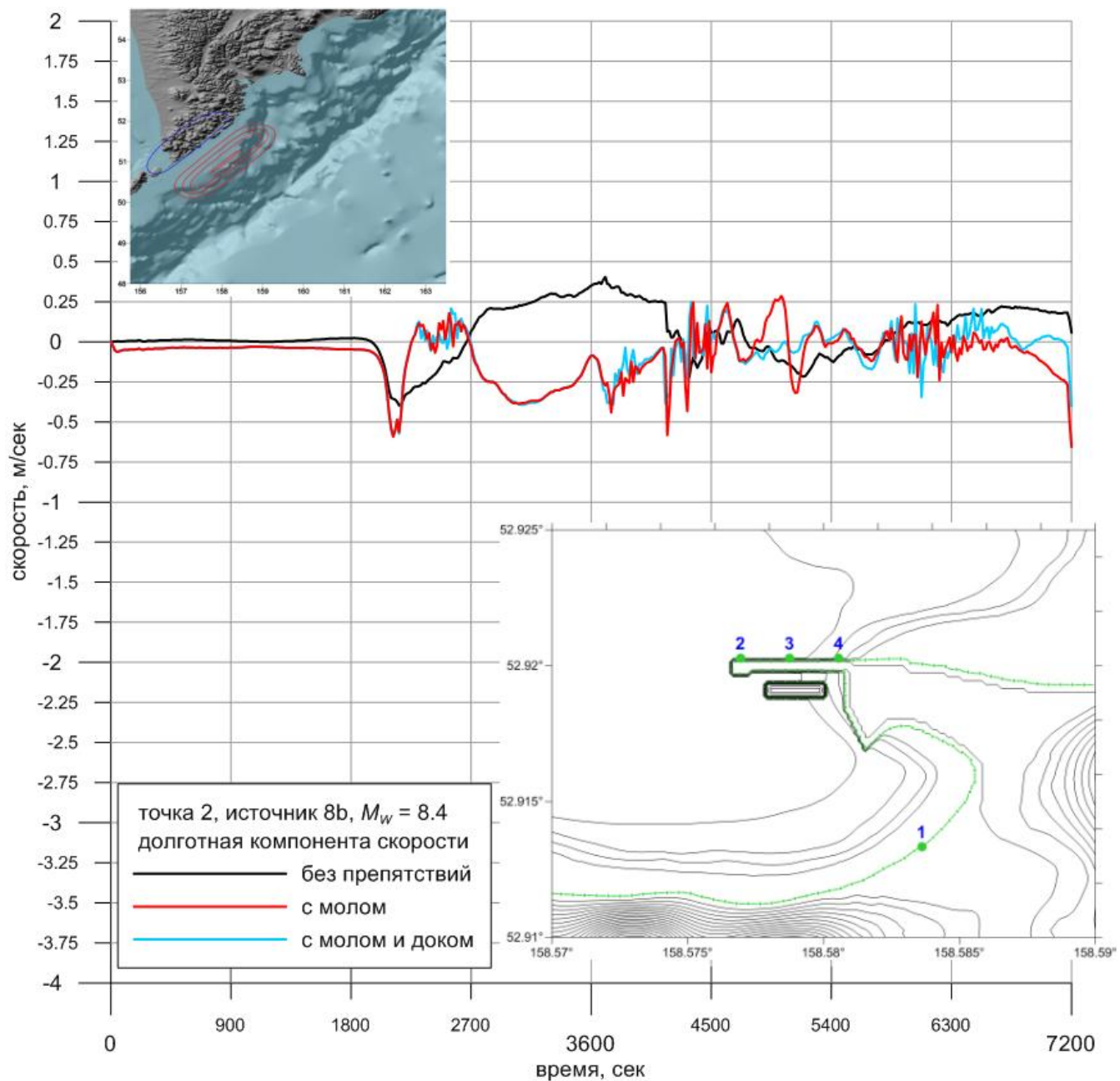
Индекс датчика	Долгота, В, градусы	Широта, С, градусы
1	158.5836	52.9133
2	158.5769	52.9203
3	158.5788	52.9203
4	158.5806	52.9203

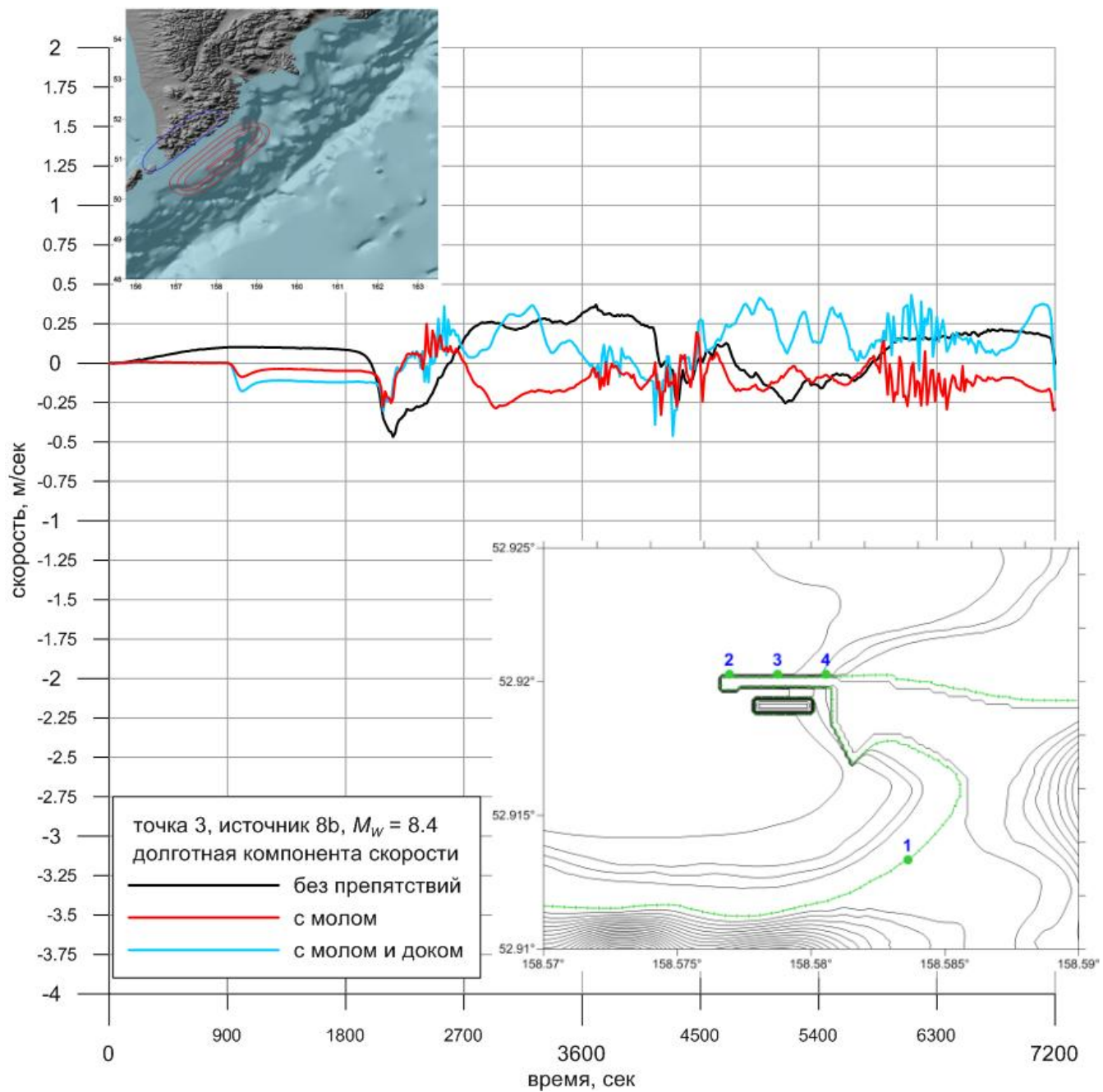
Результаты переданы Заказчику в виде файлов, содержащих записи максимальных за все время моделирования (2 часа физического времени) значений долготной и широтной компонент скоростей течения, а также записи модулей максимальных скоростей. Указанные характеристики записывались в 4-х виртуальных датчиках, схема расположения которых указана на рисунке 6.5. Для каждого гипотетического модельного очага цунамигенного землетрясения переданы значения, рассчитанные в естественных условиях, в условиях наличия защитного сооружения (мола) и в условиях наличия мола и дока. Переданы также графические изображения упомянутых результатов.

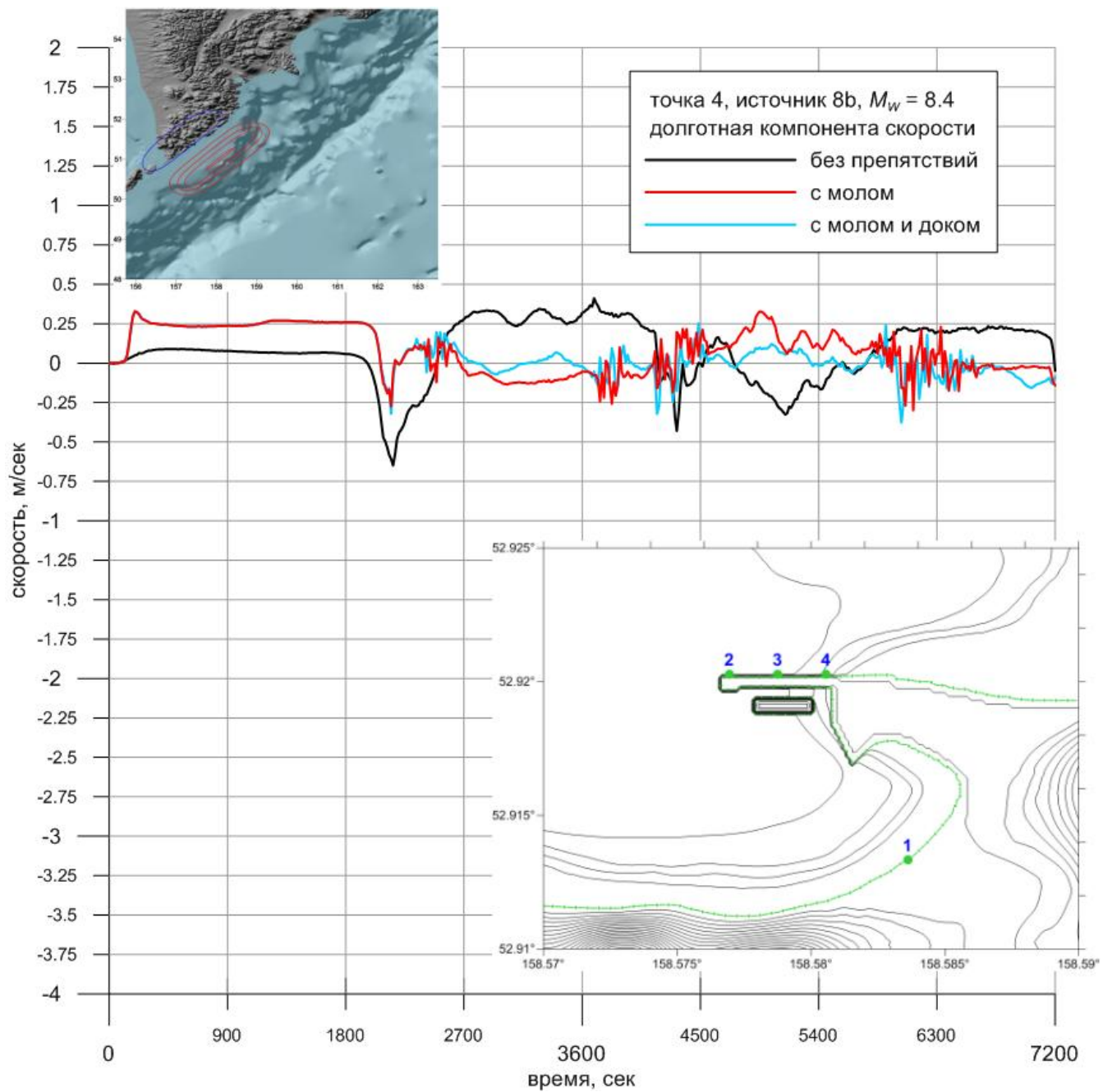
6.3.1 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-8b с магнитудой $M_w = 8.4$

6.3.1.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-8b с магнитудой $M_w = 8.4$

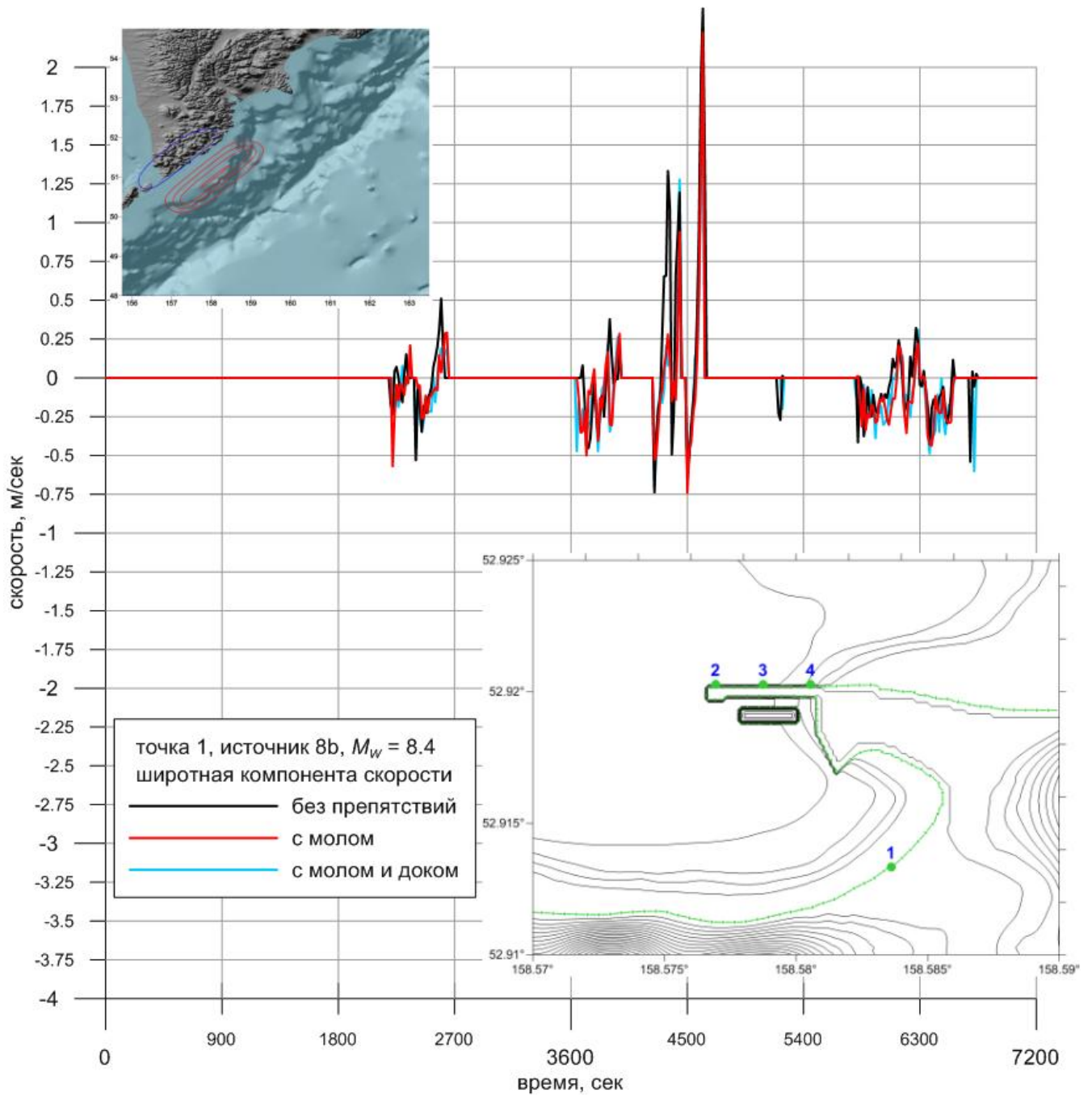


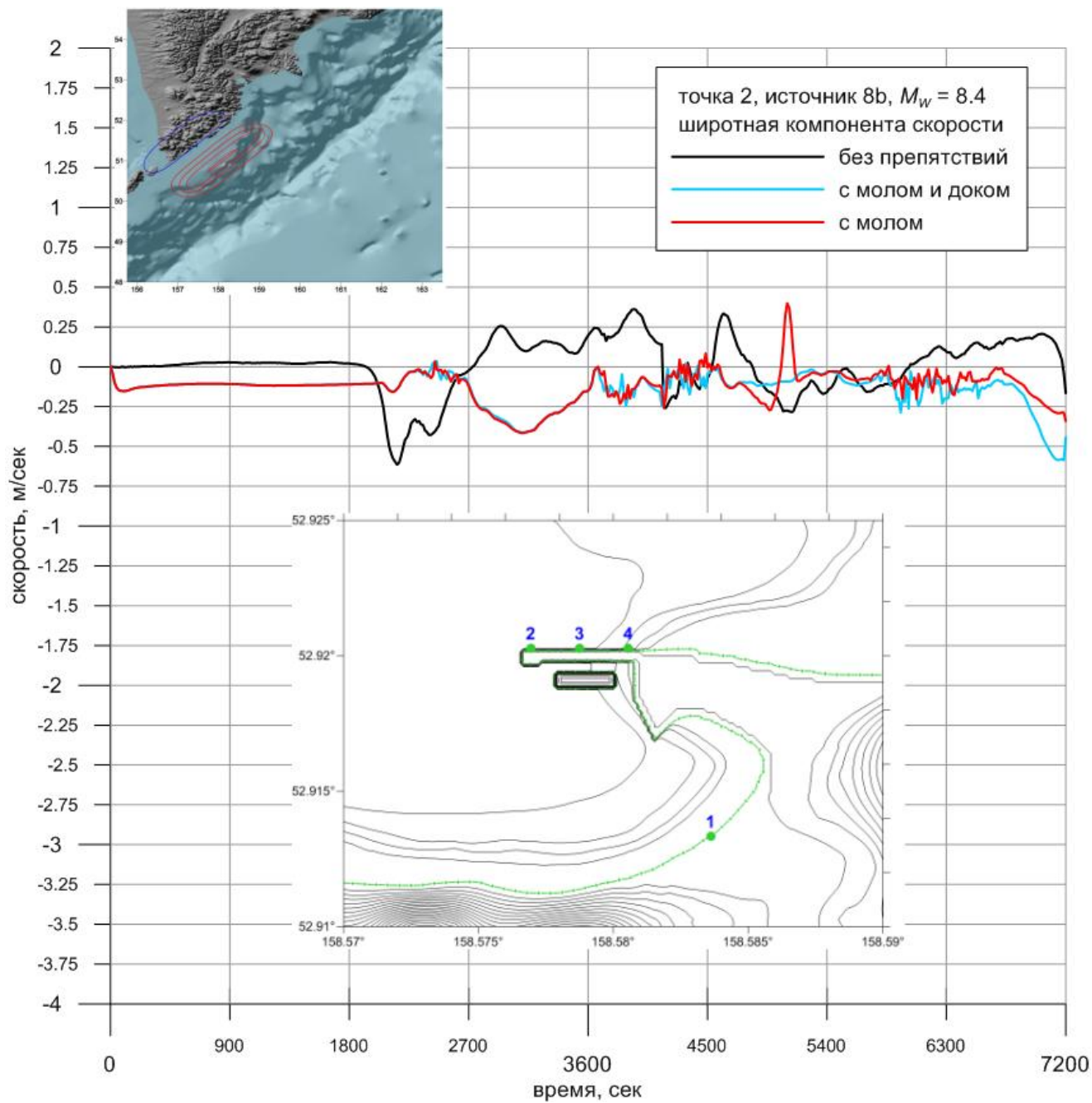


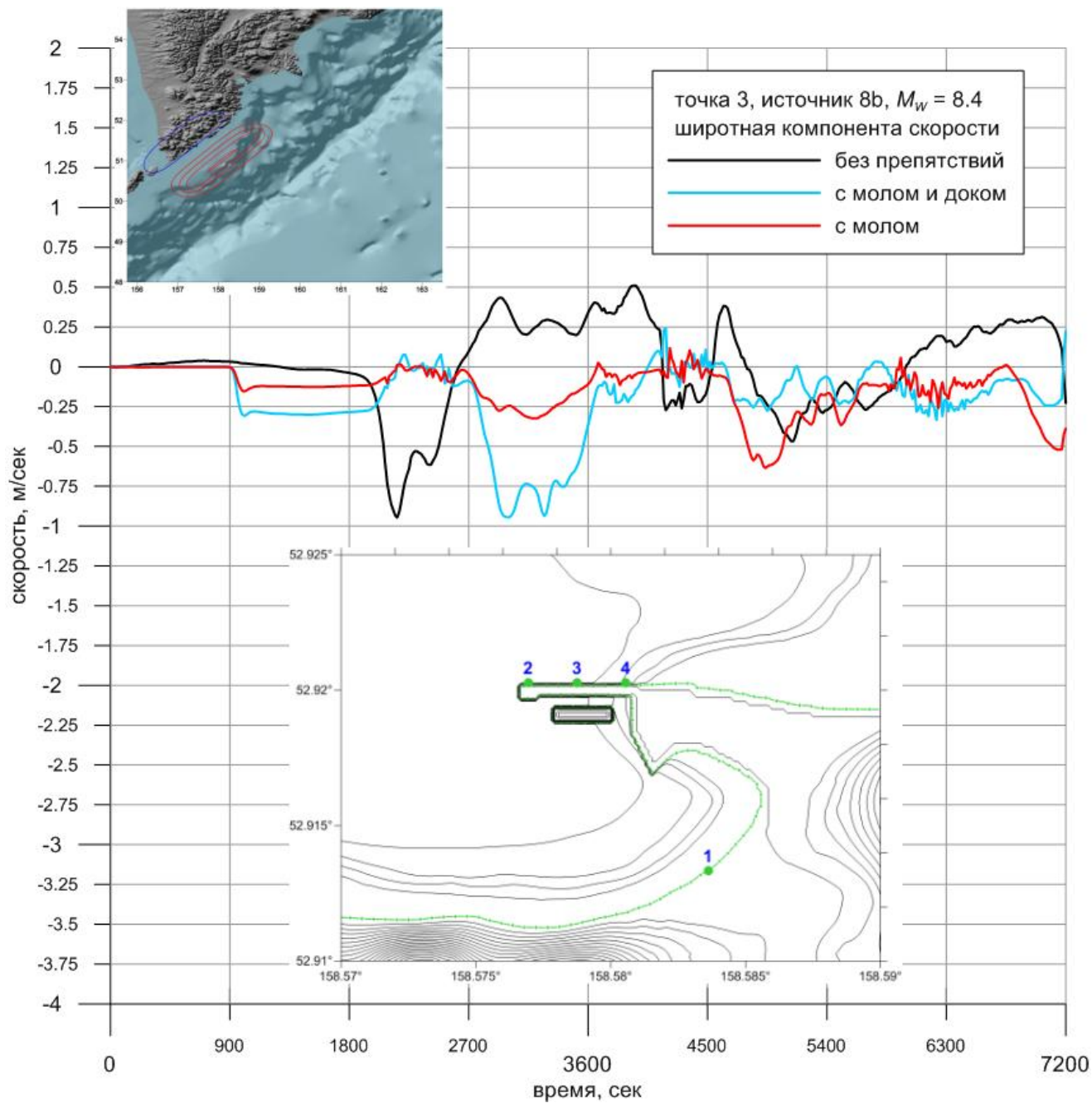


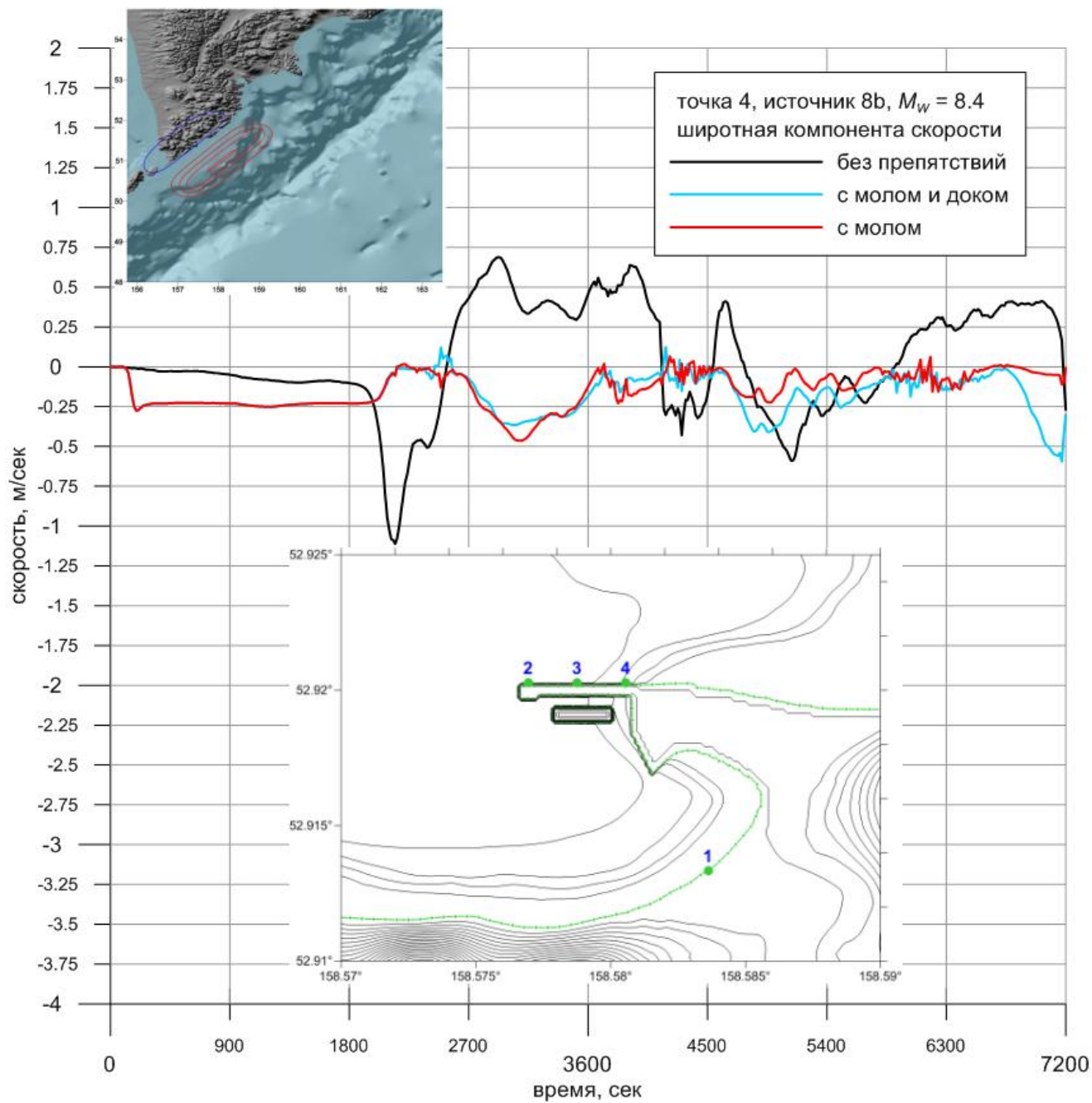


6.3.1.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-8b с магнитудой $M_w = 8.4$

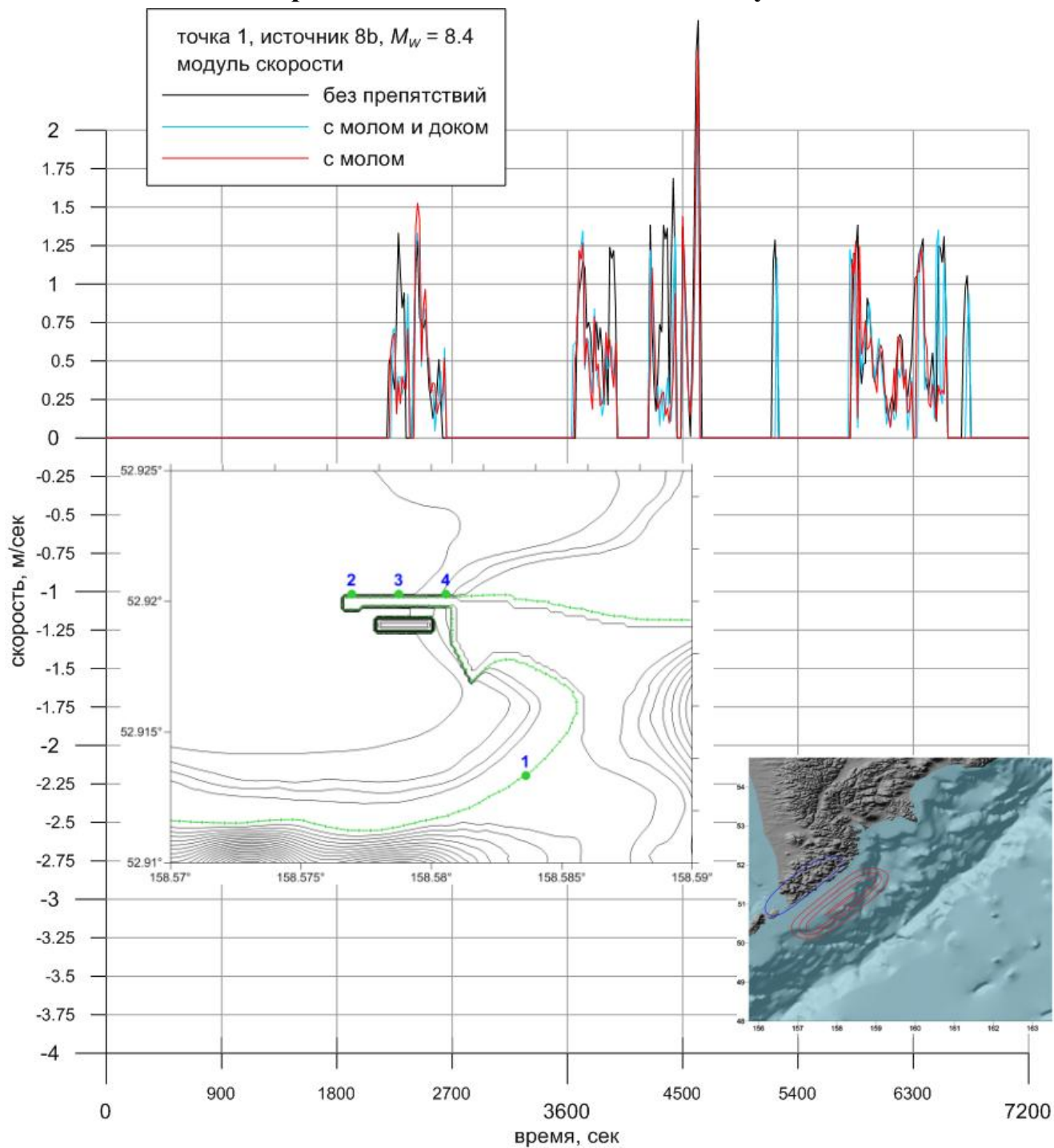


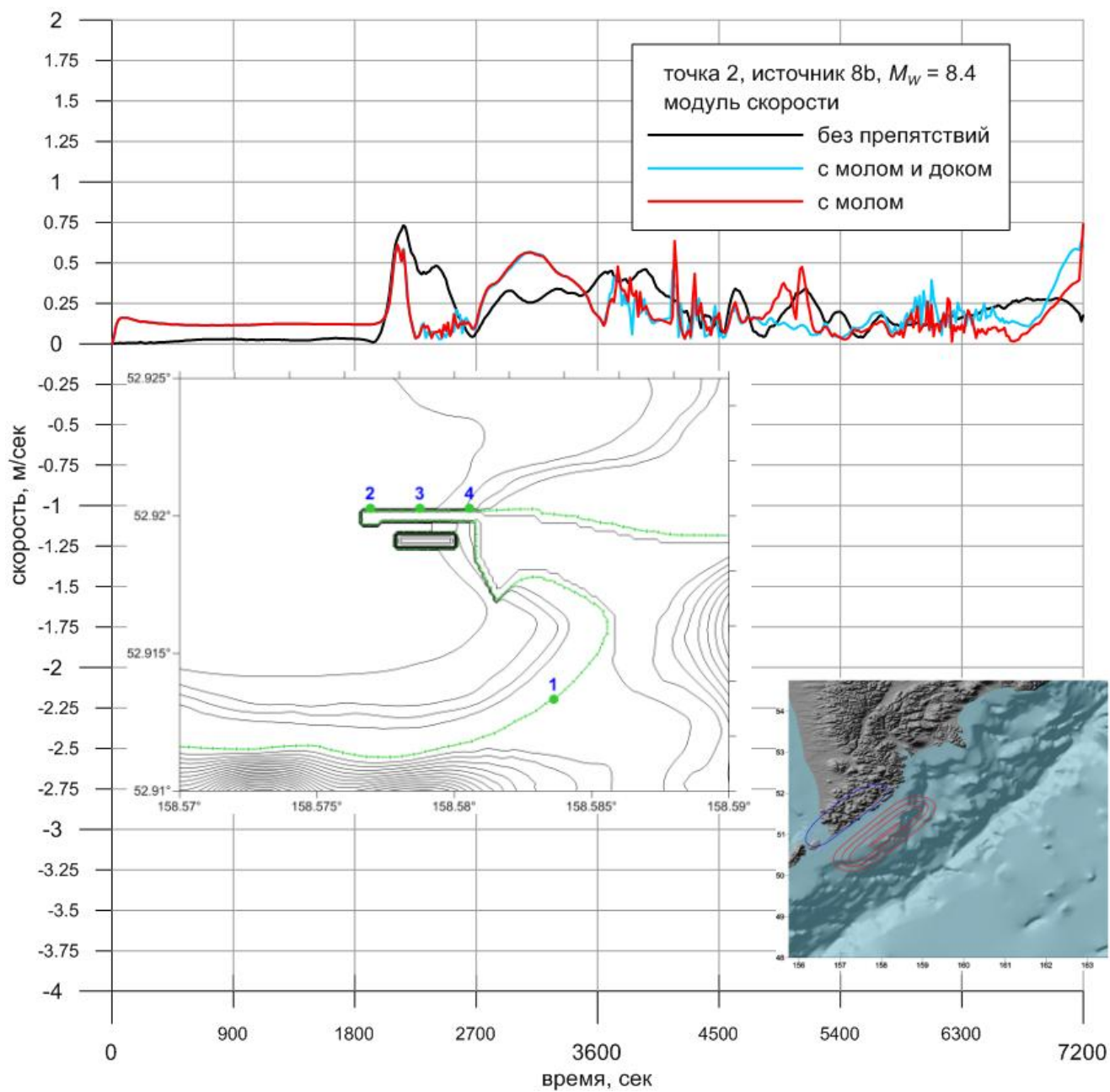


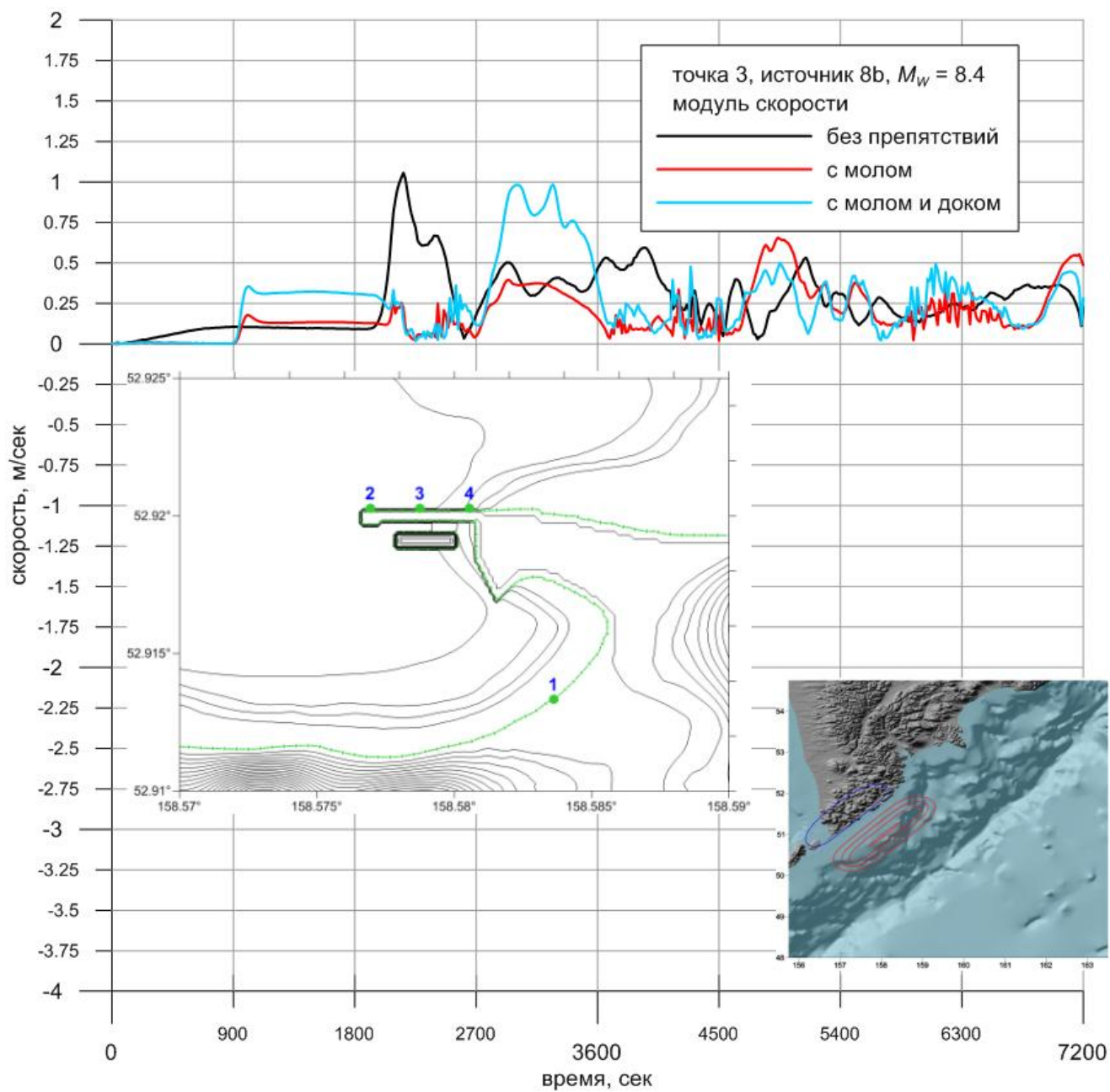


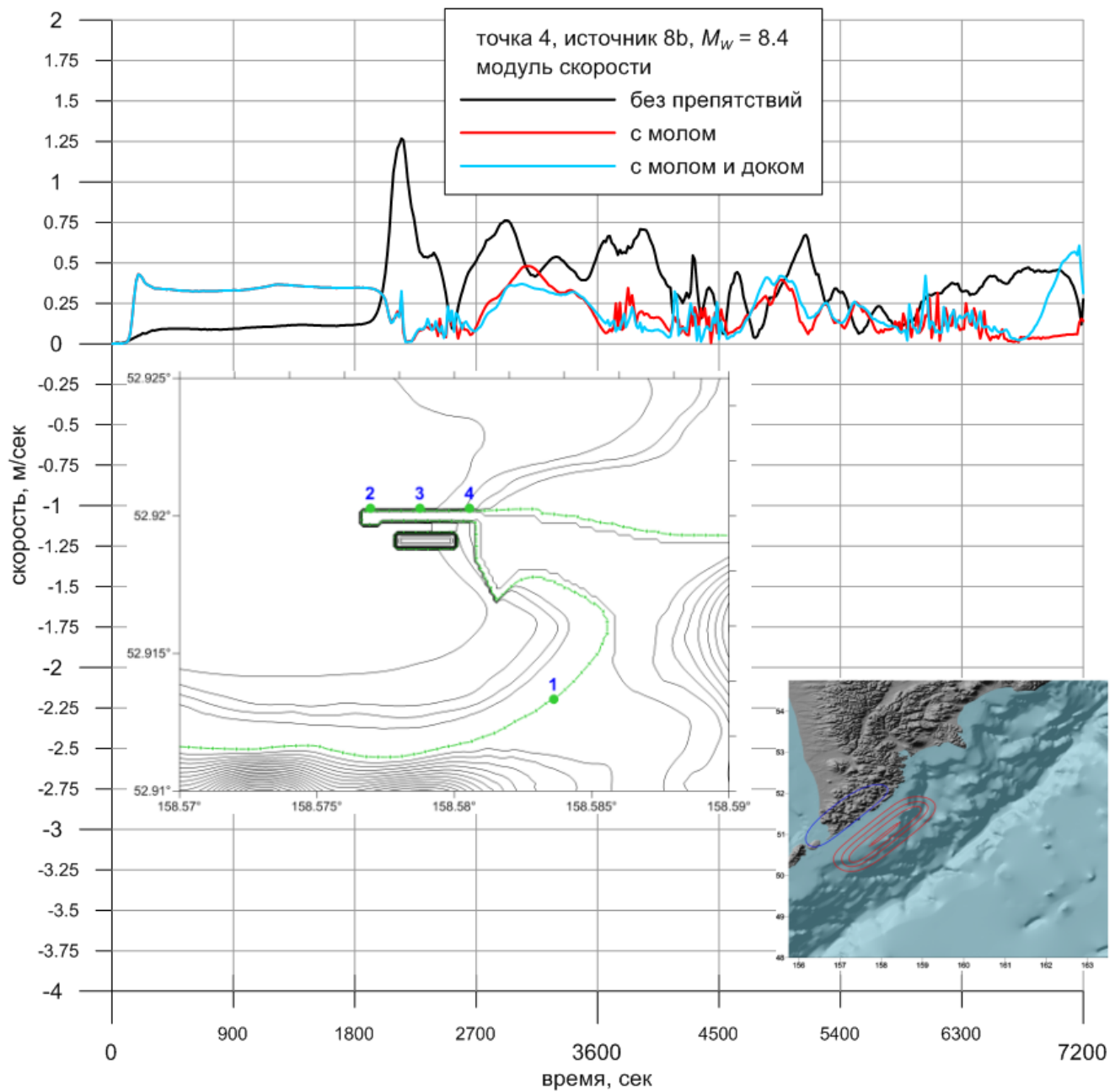


6.3.1.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-8b с магнитудой $M_w = 8.4$



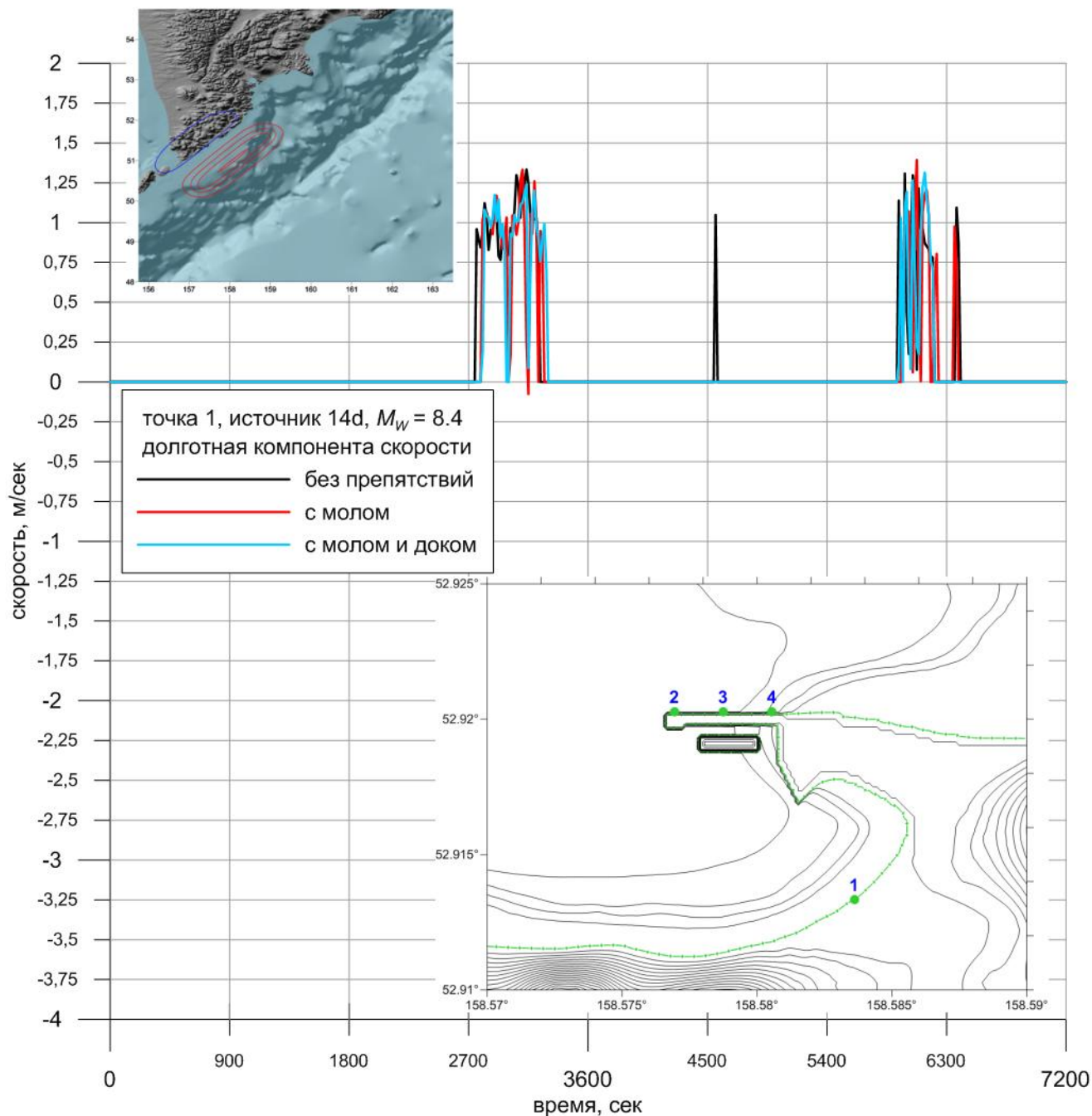


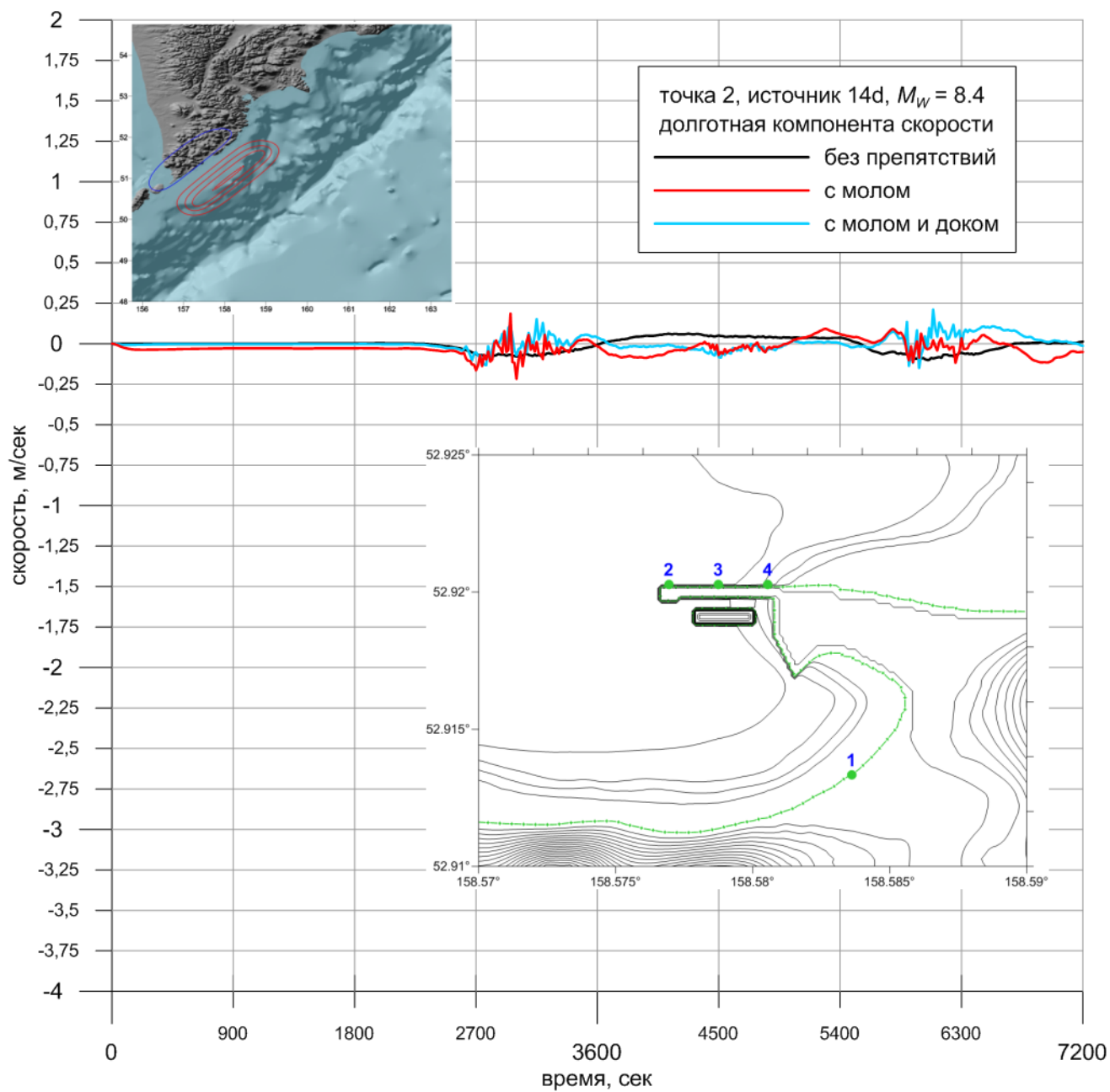


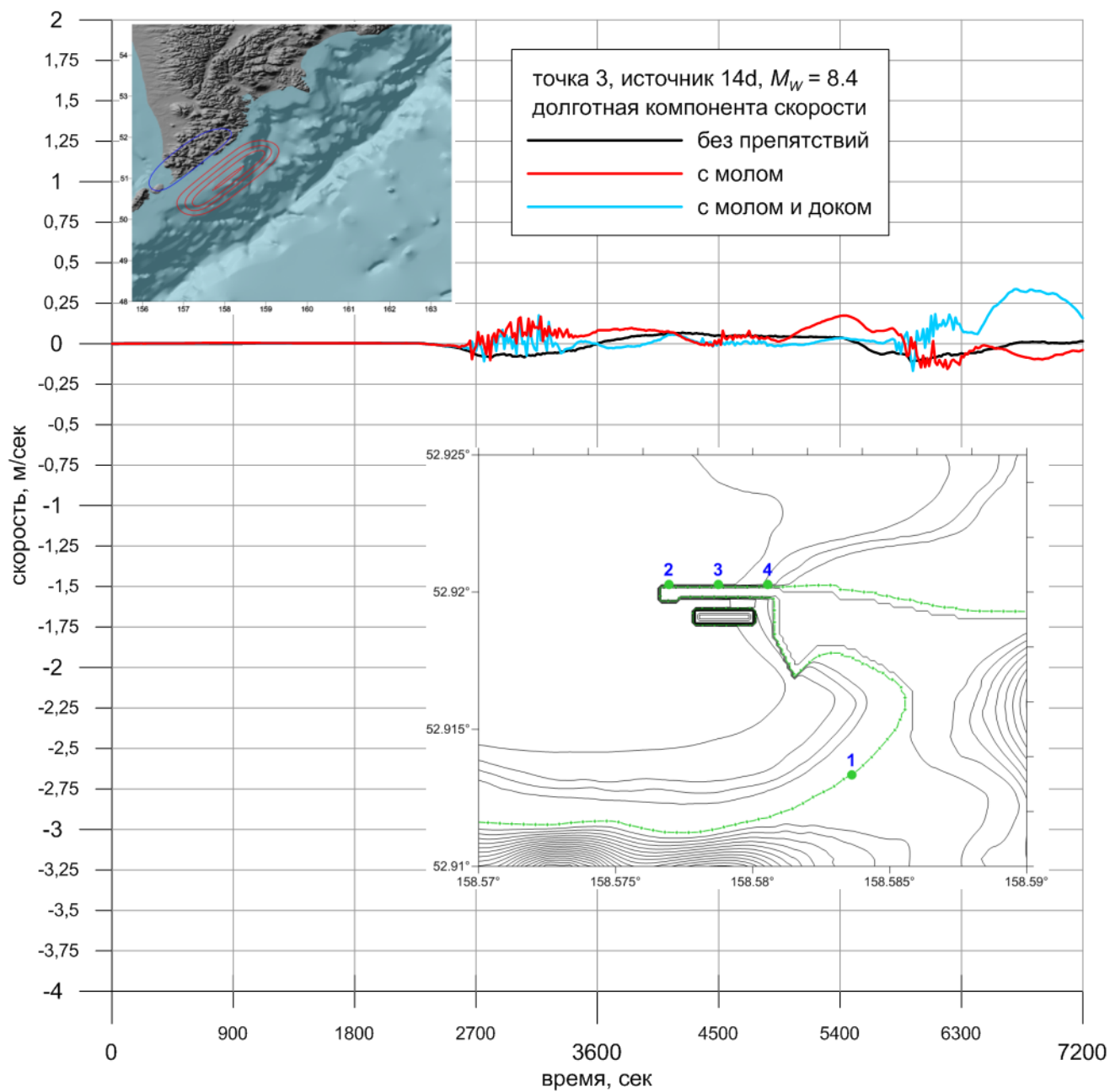


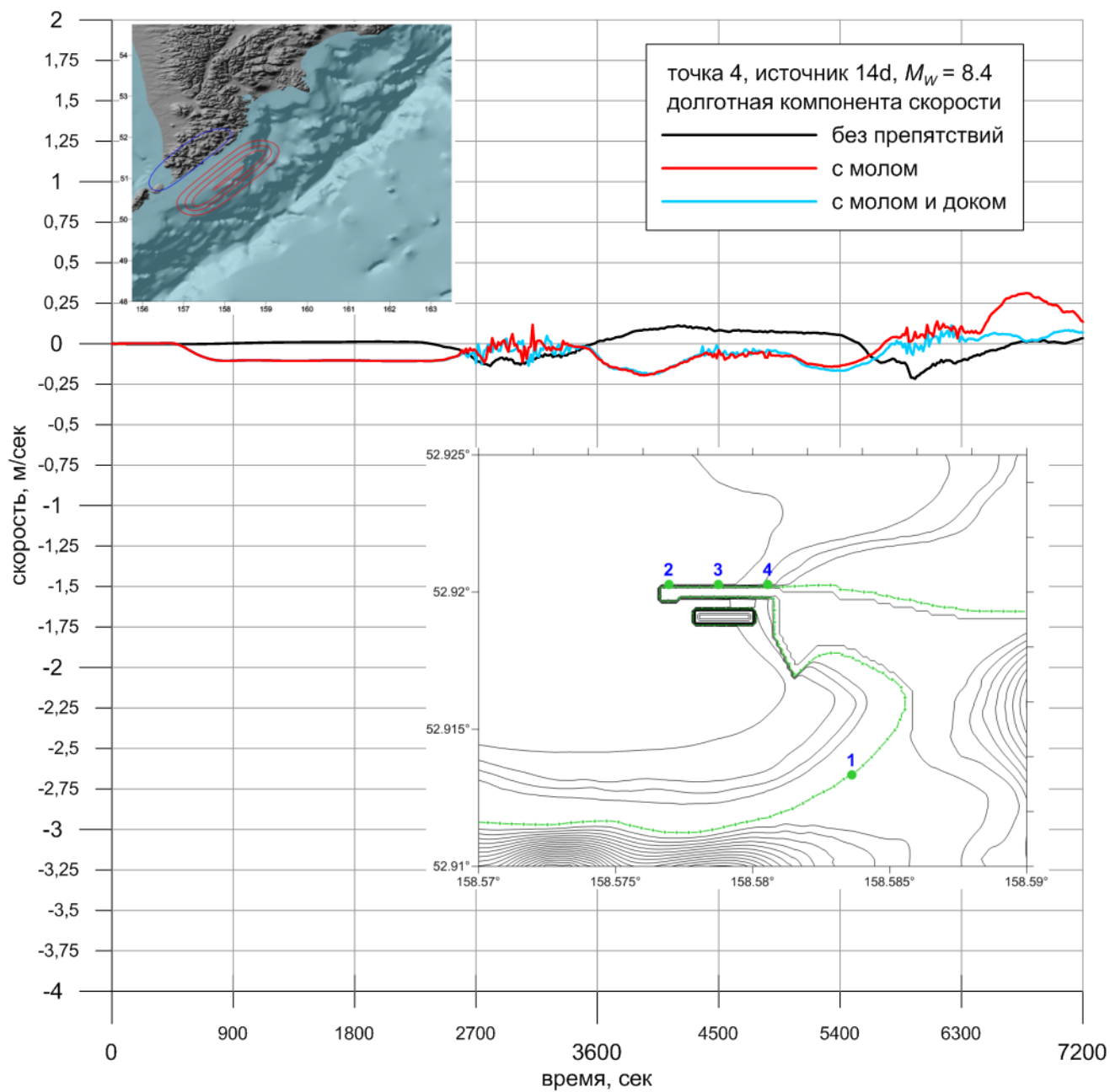
6.3.2 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-14d с магнитудой $M_w = 8.4$

6.3.2.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-14d с магнитудой $M_w = 8.4$

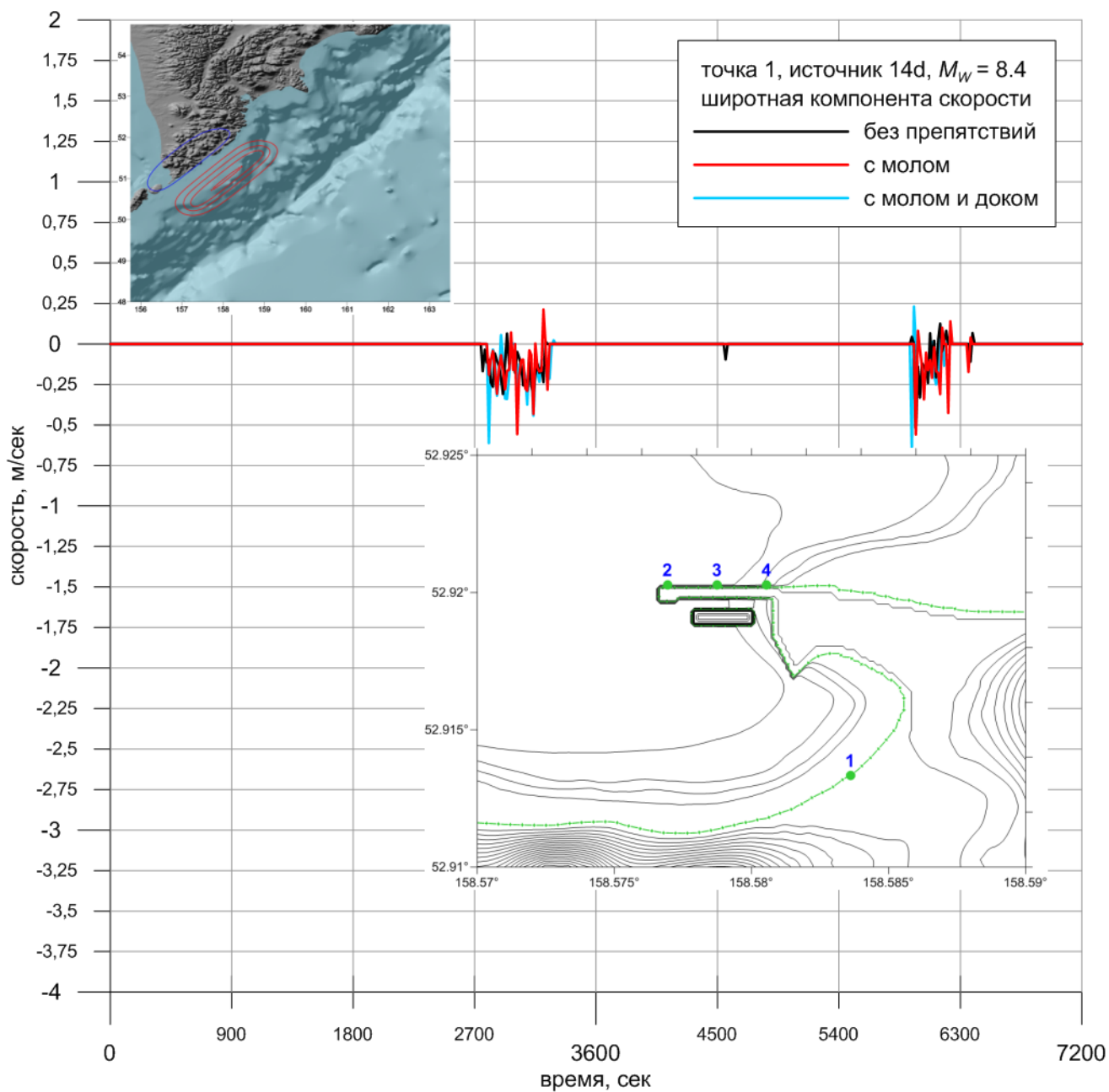


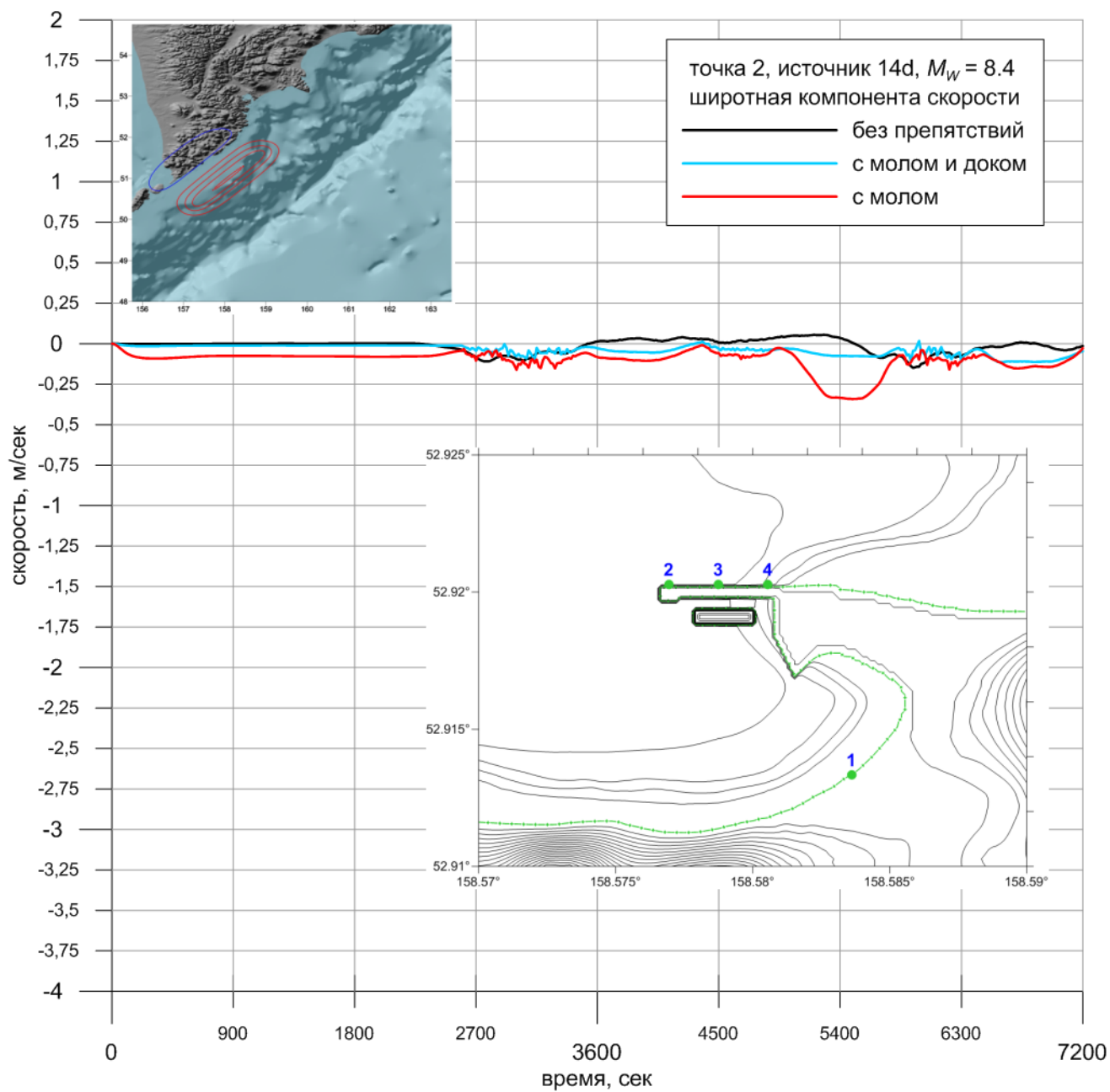


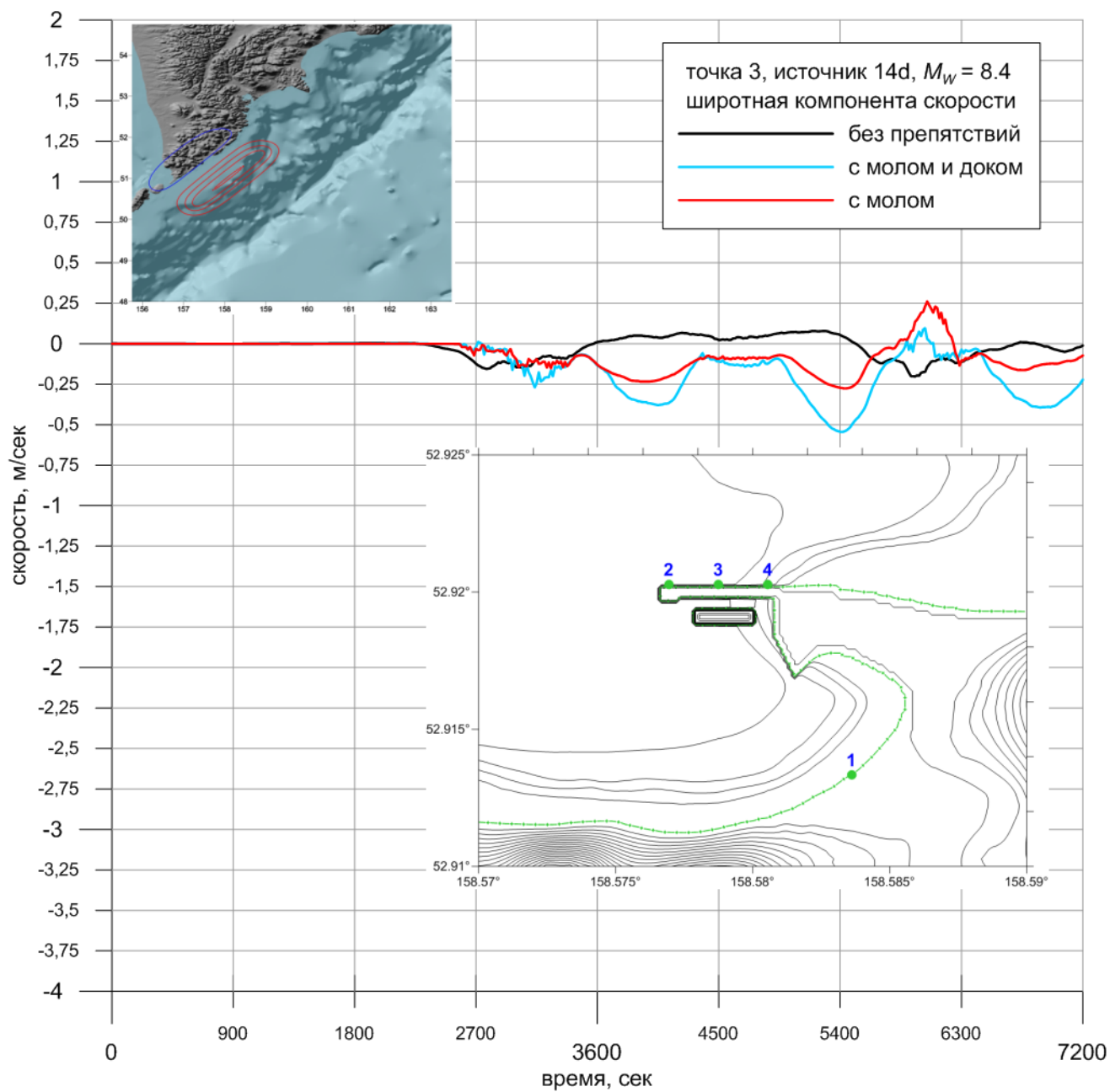


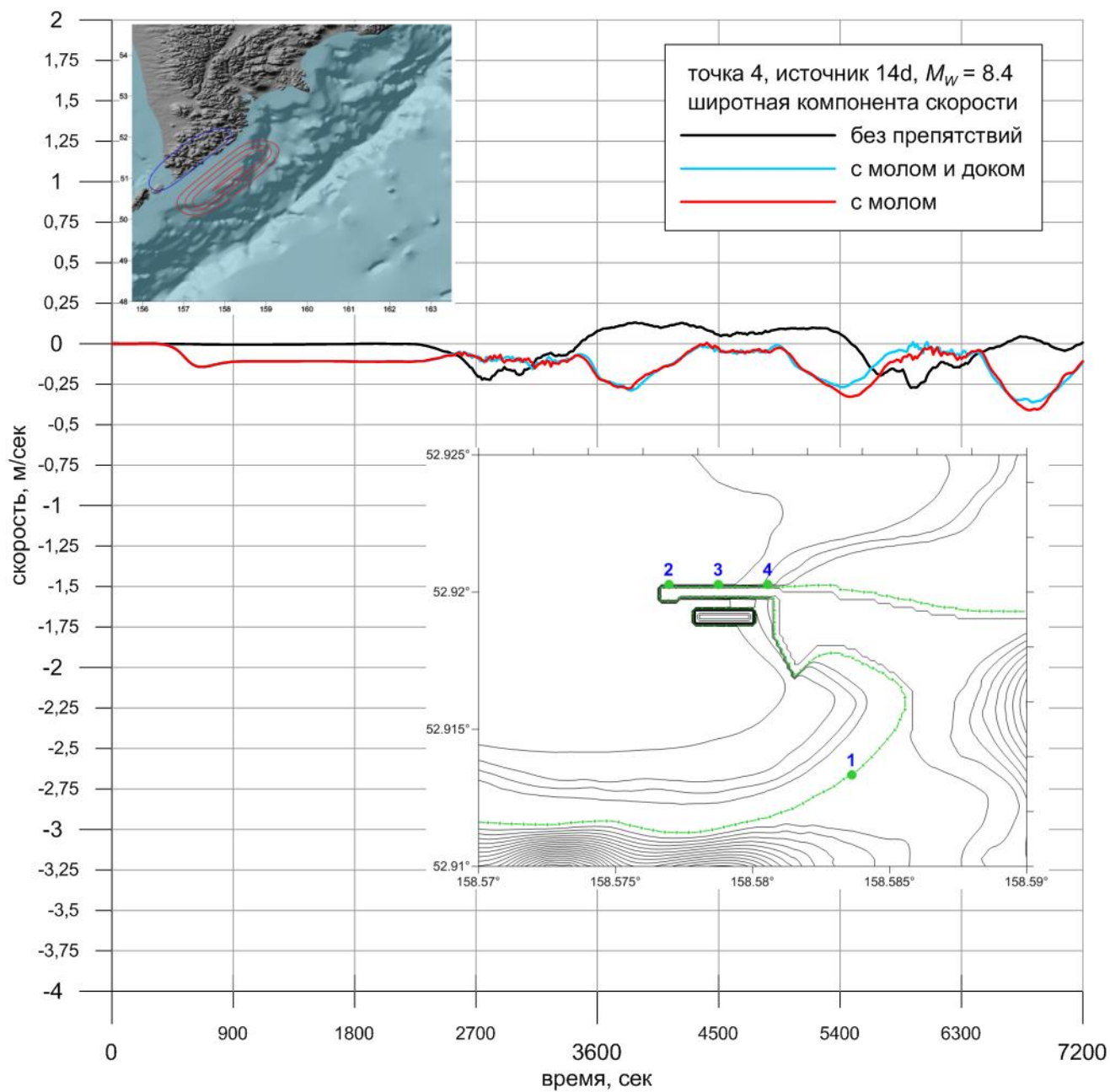


6.3.2.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-14d с магнитудой $M_w = 8.4$

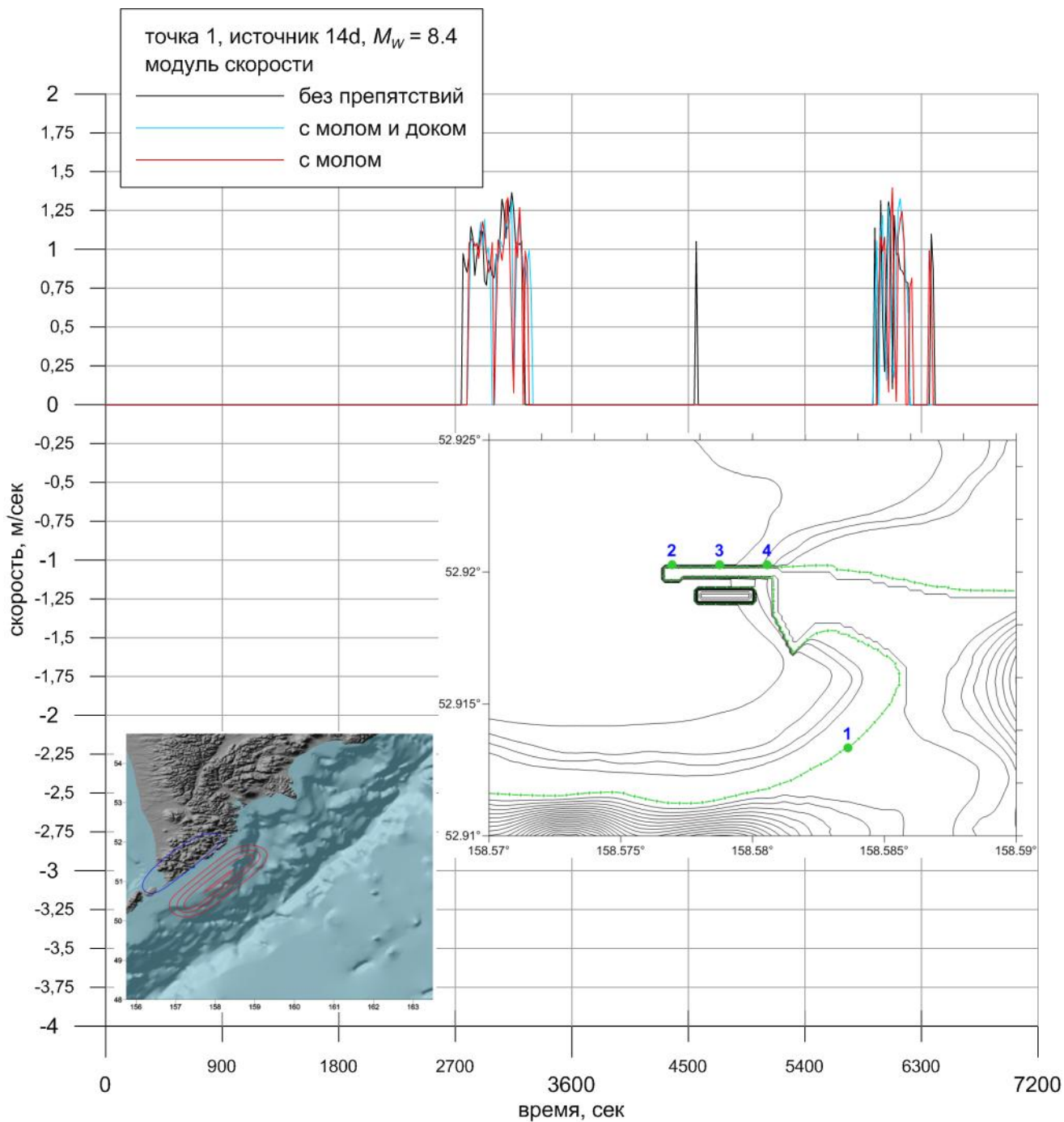


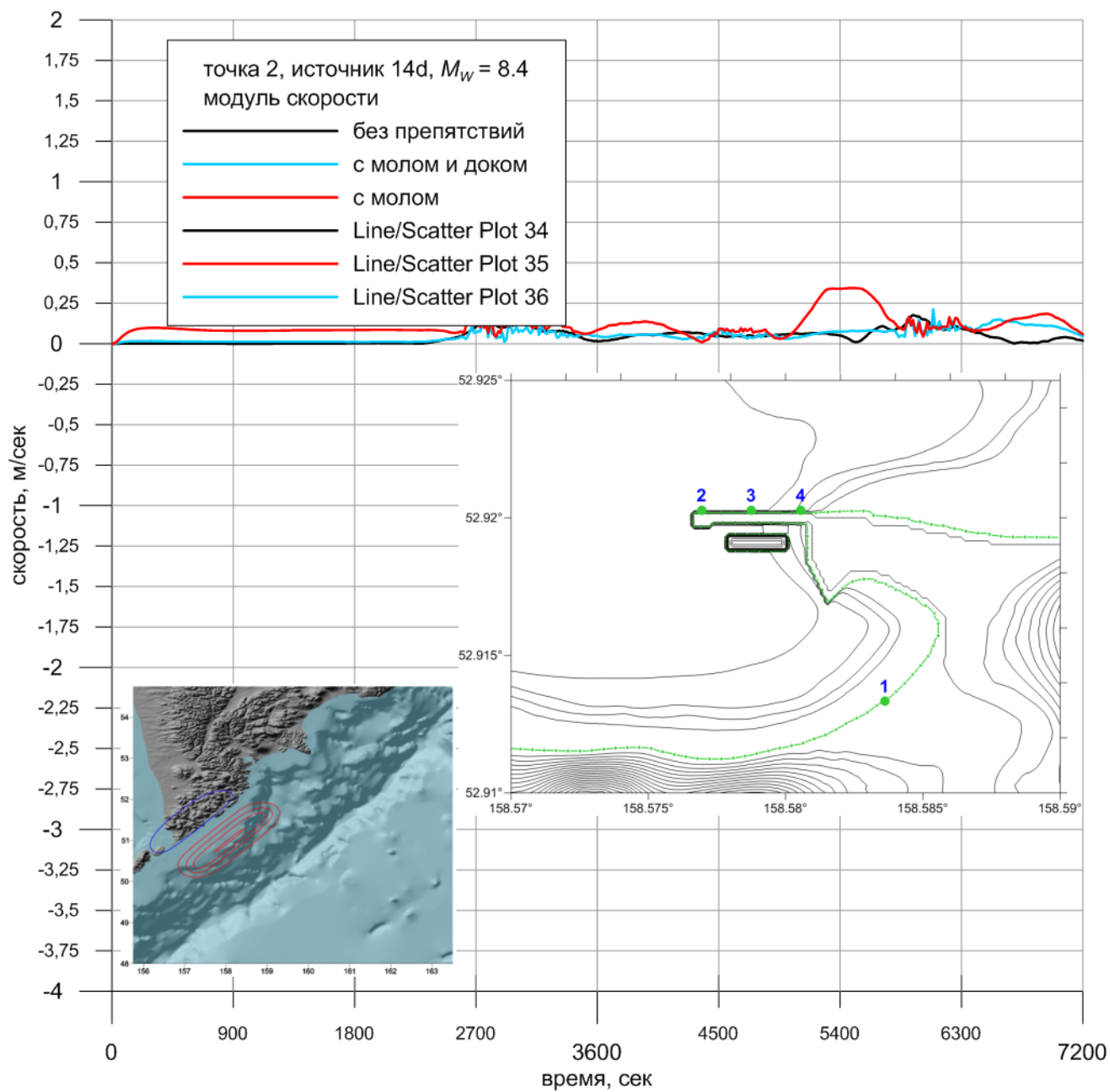


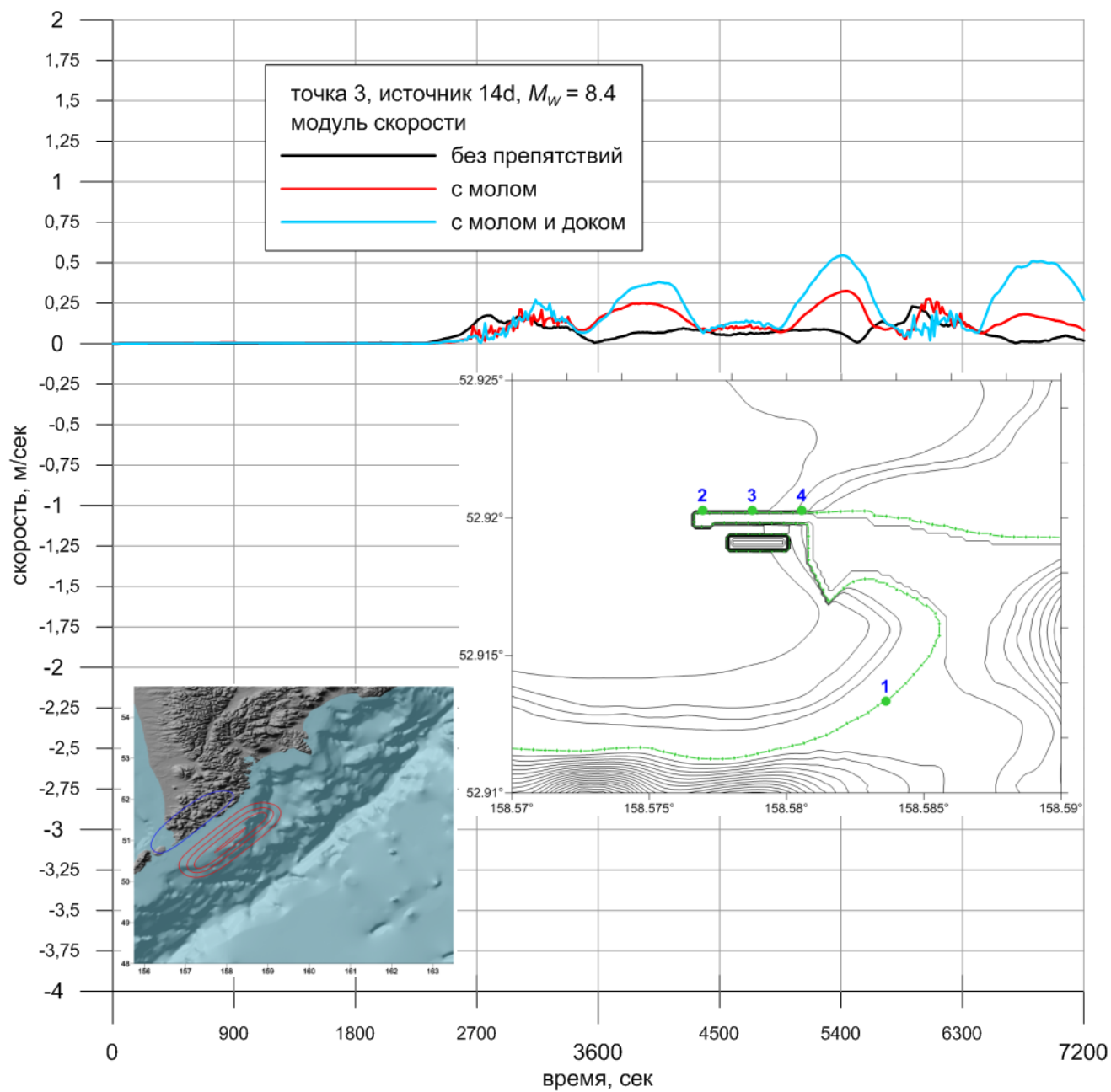


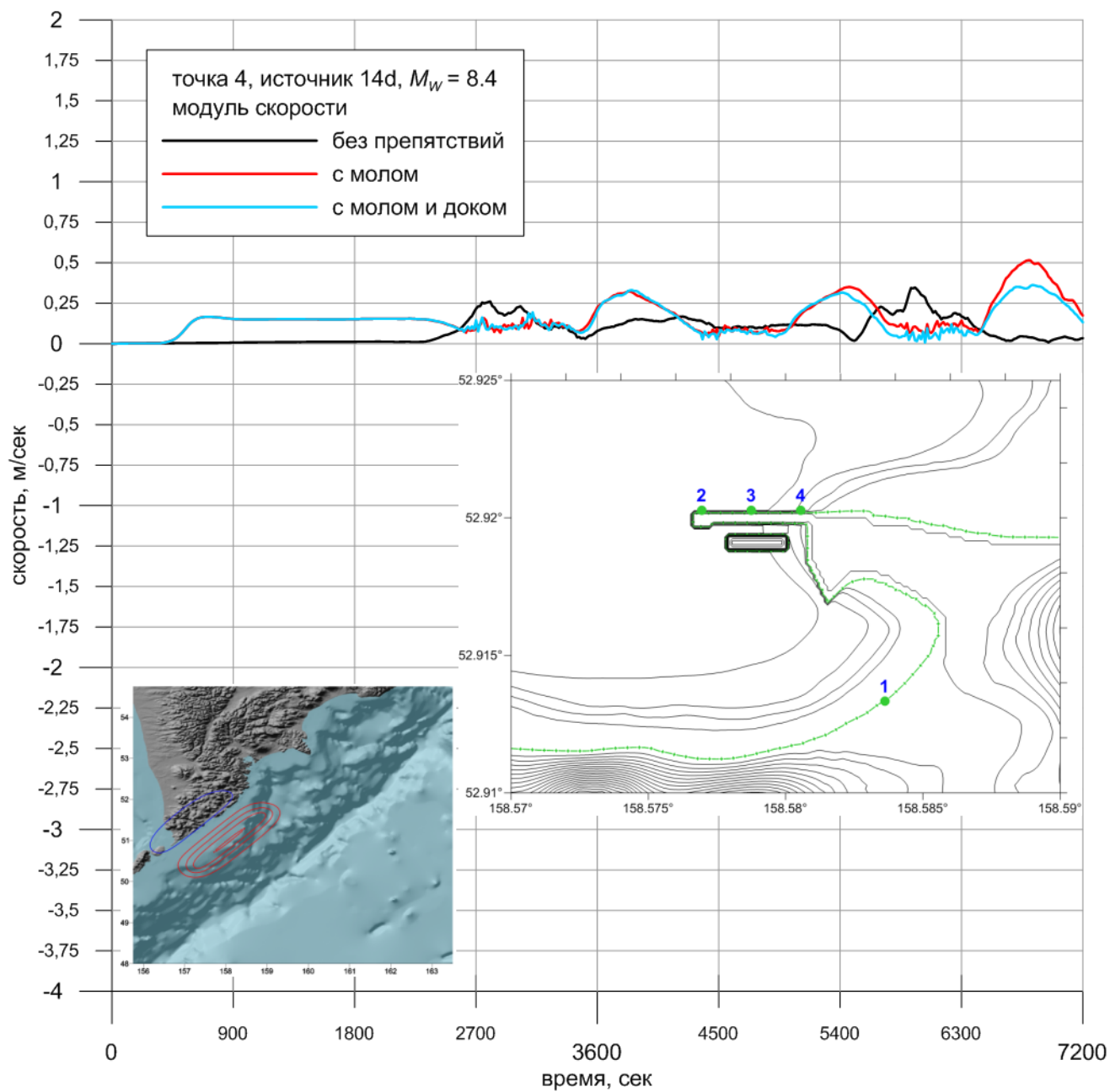


6.3.2.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-14d с магнитудой $M_w = 8.4$



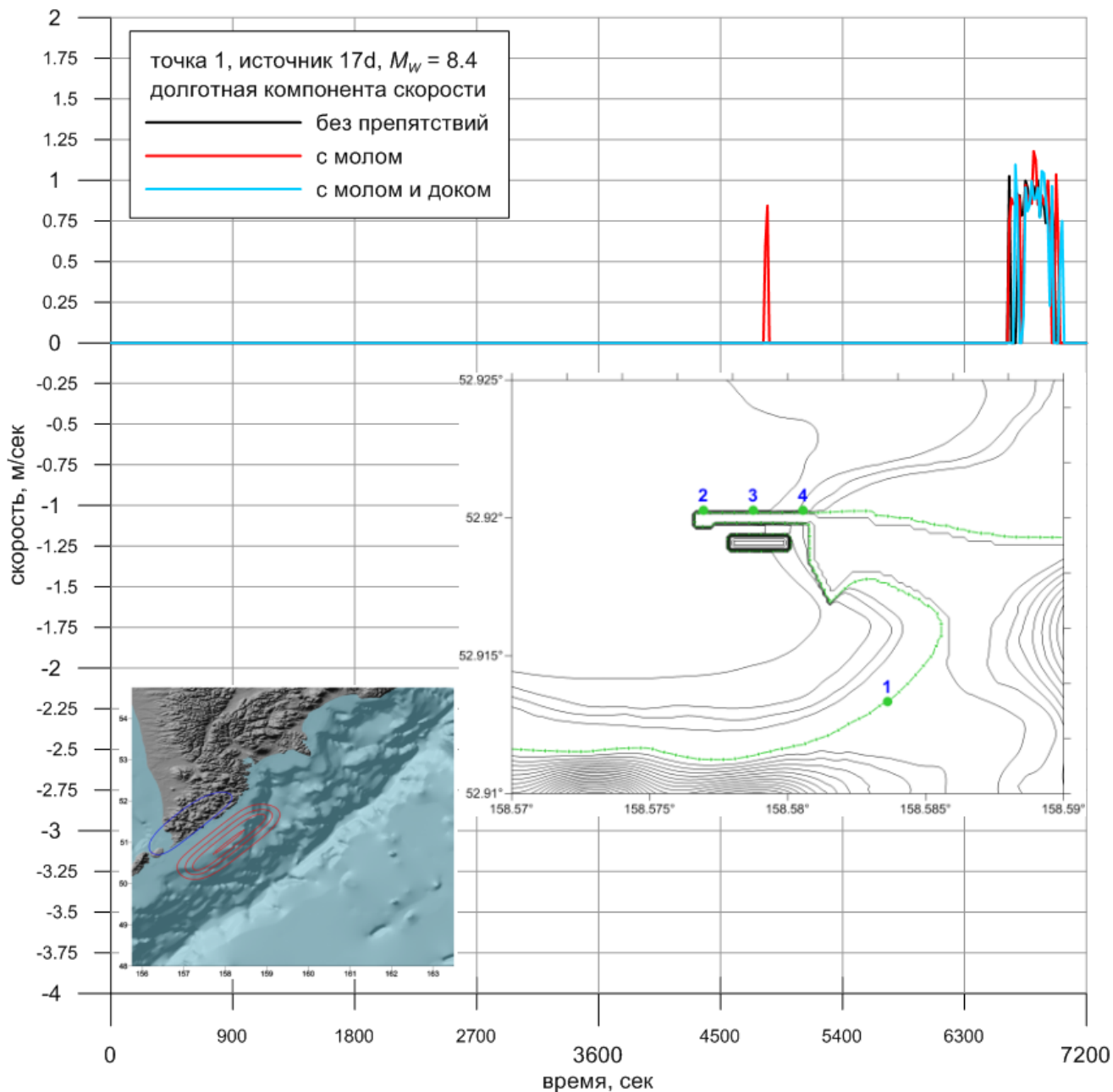


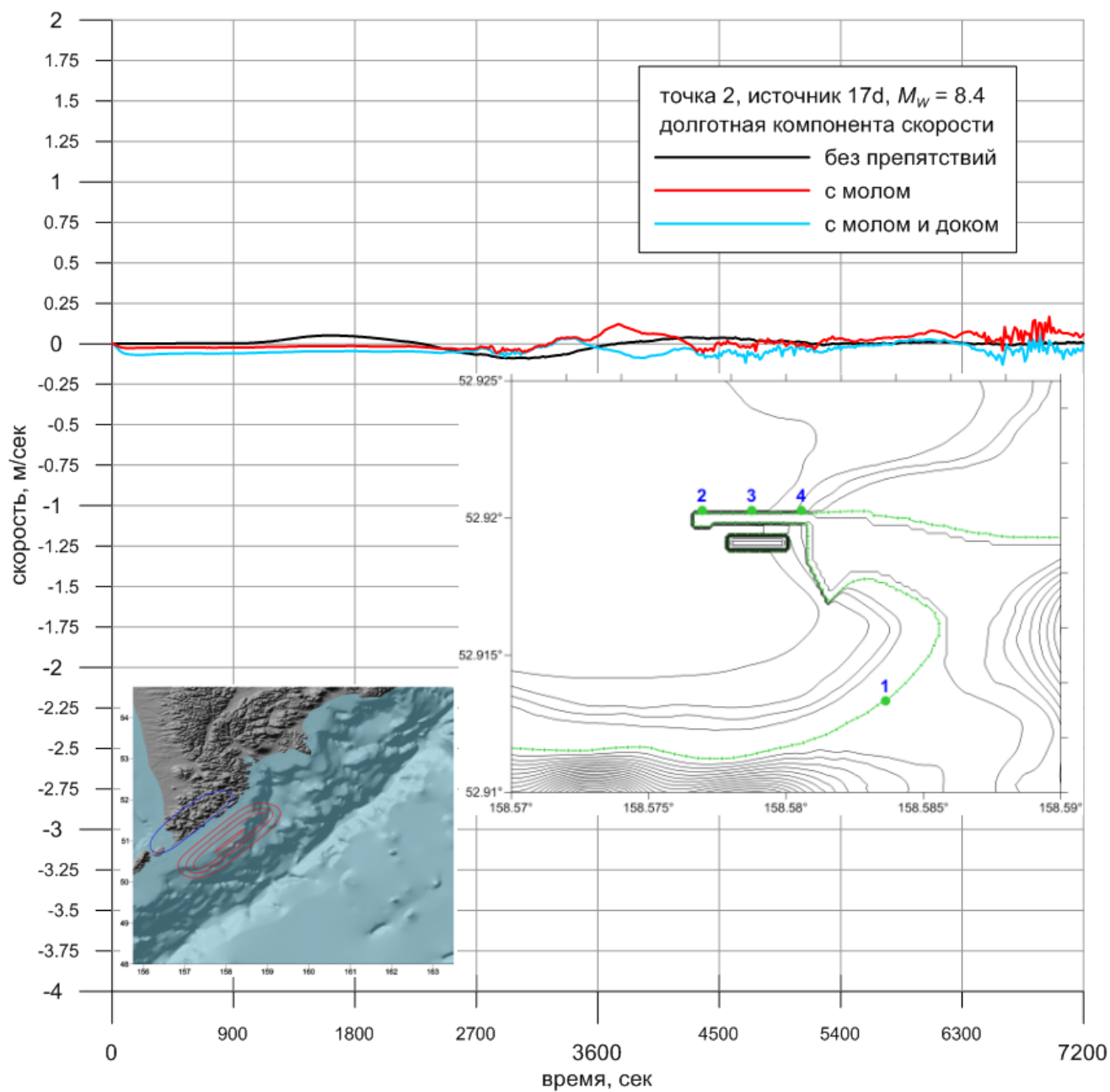


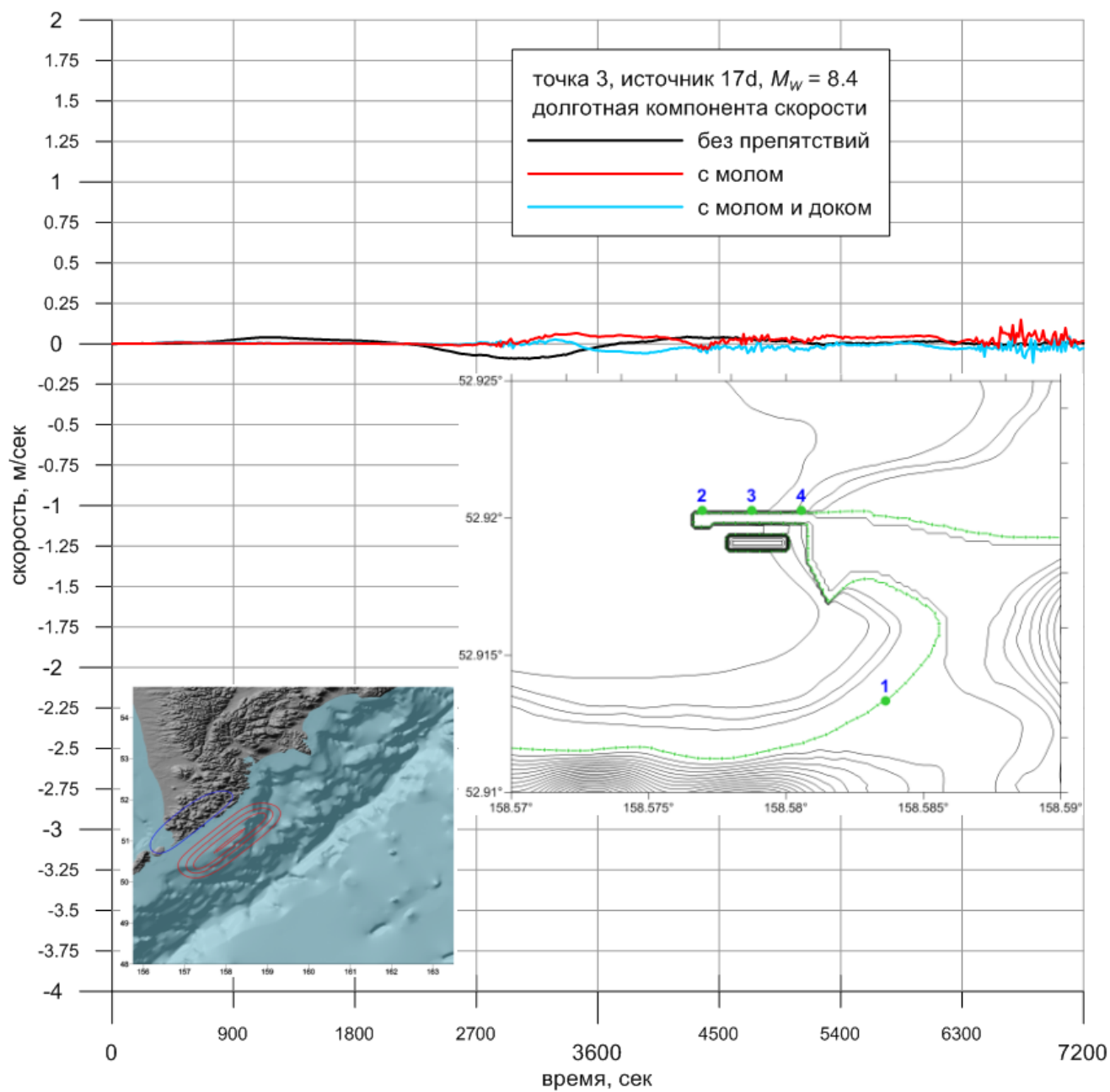


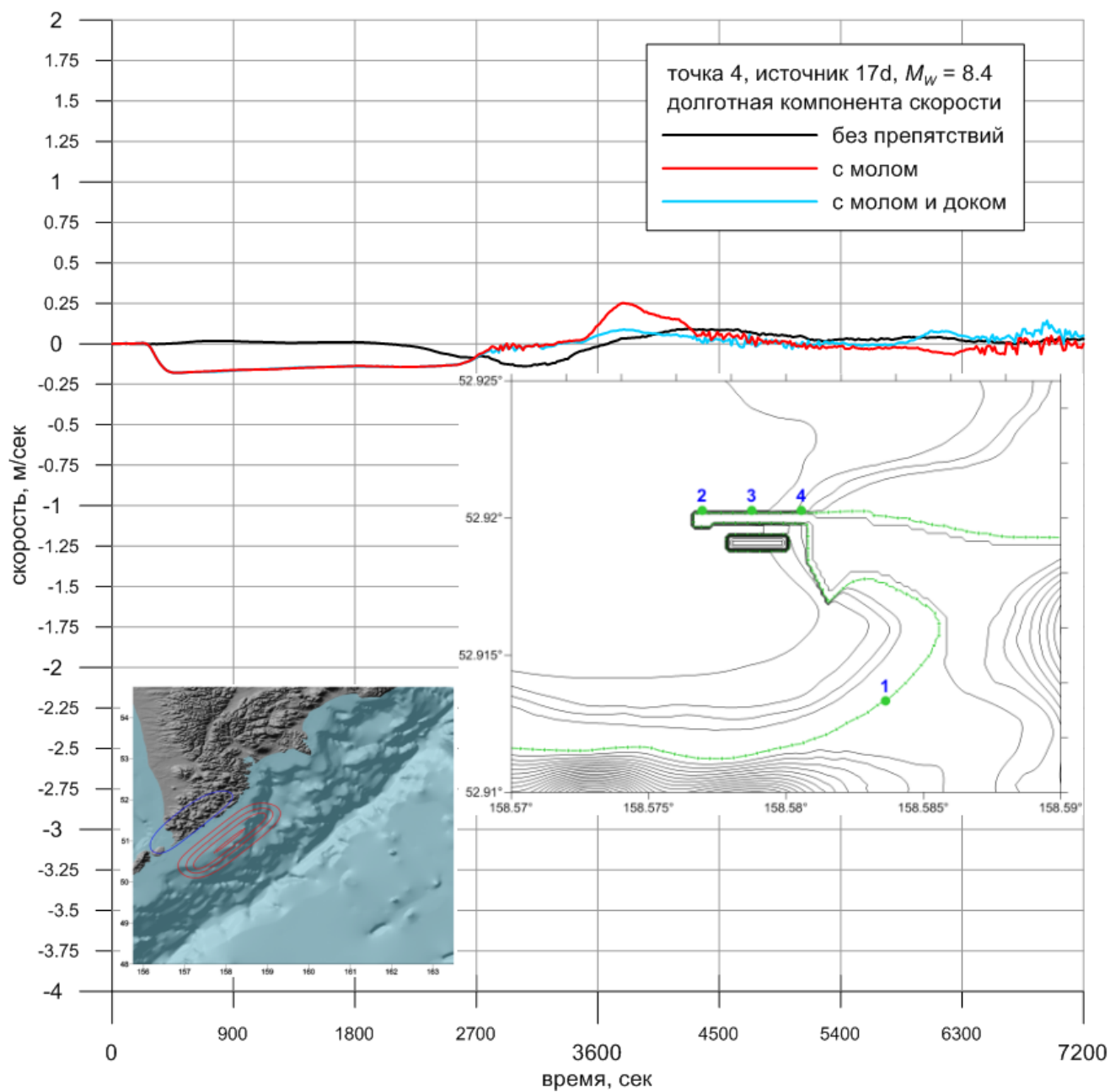
6.3.3 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-17d с магнитудой $M_w = 8.4$

6.3.3.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-17d с магнитудой $M_w = 8.4$

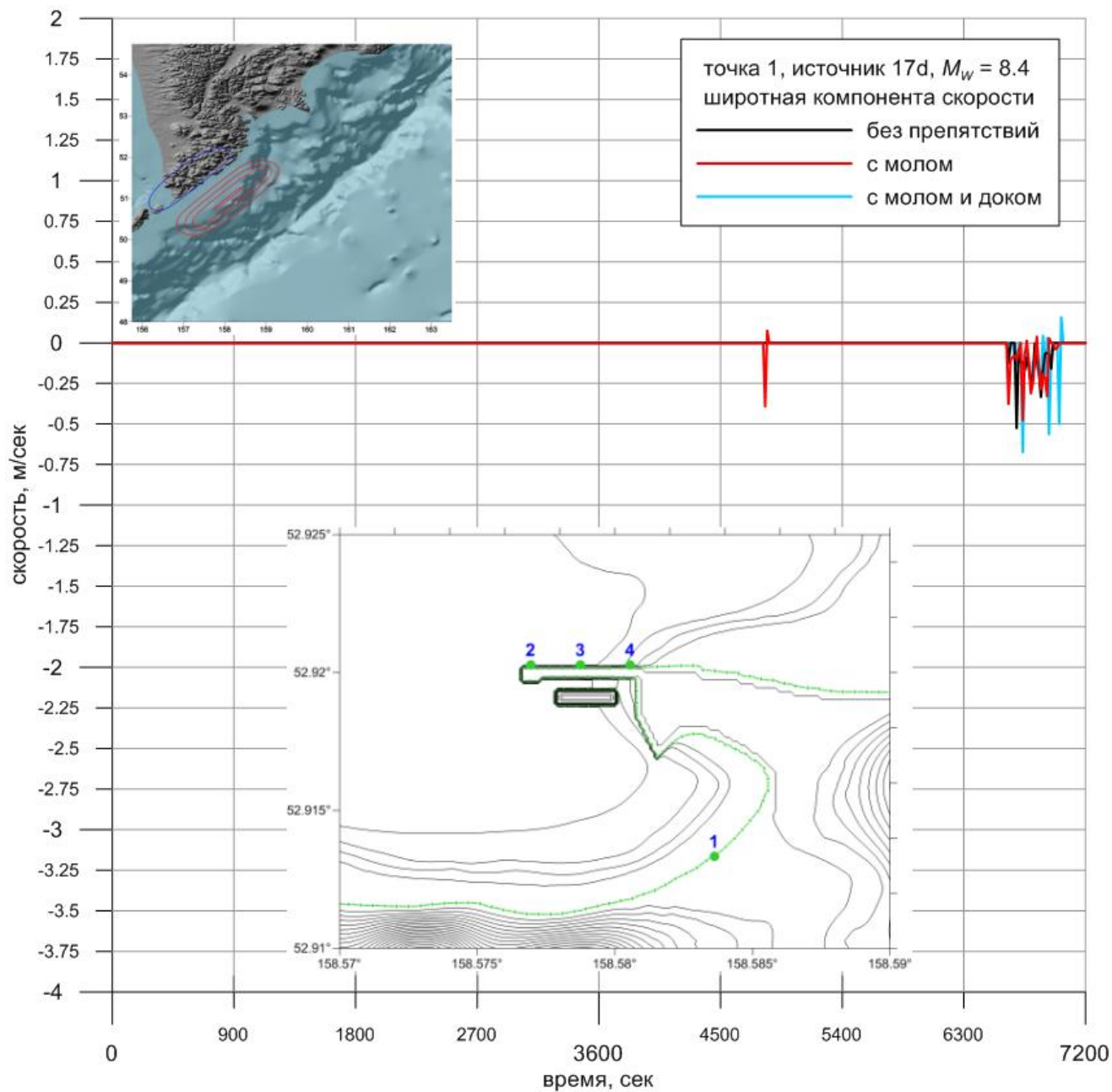


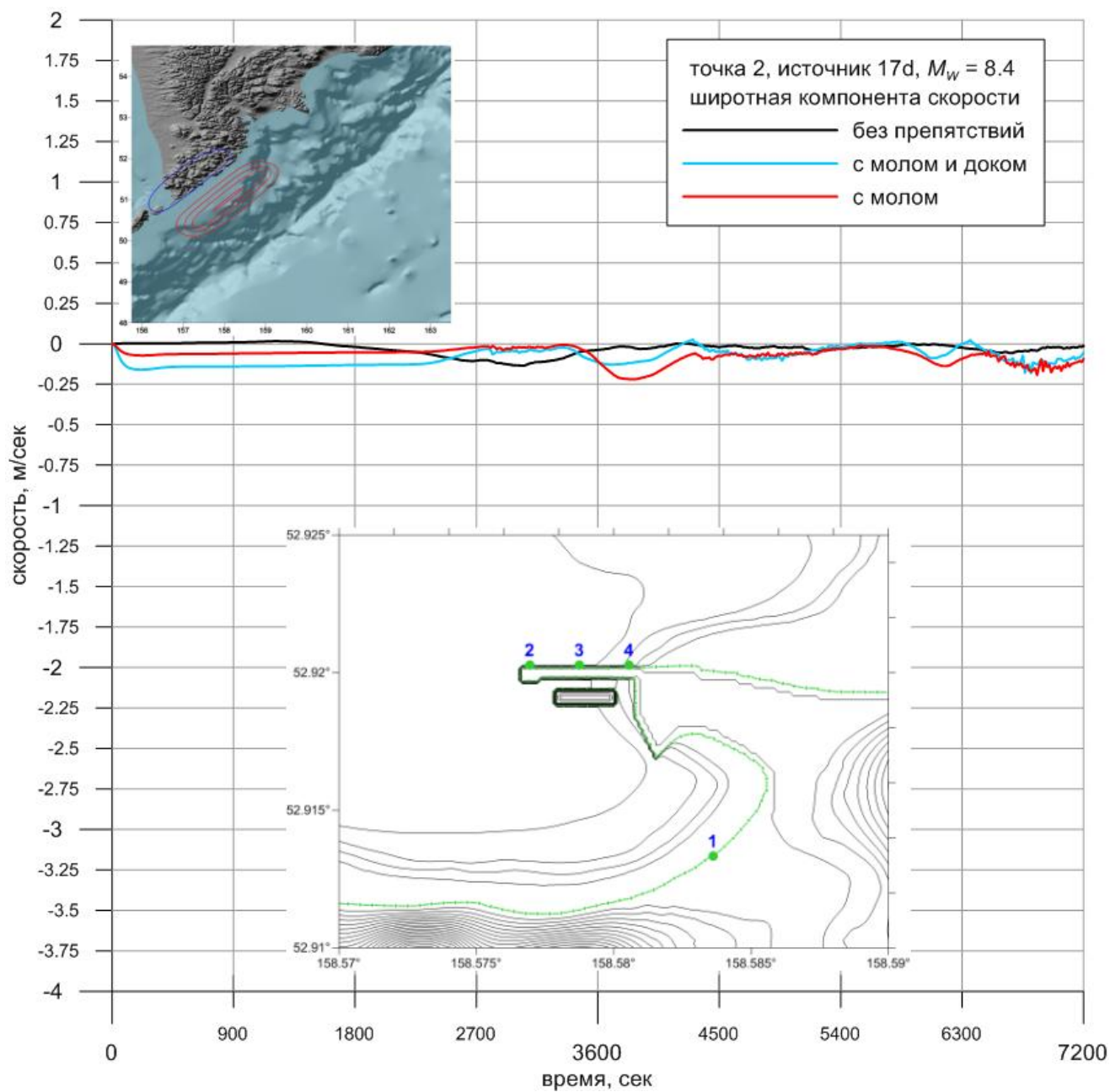


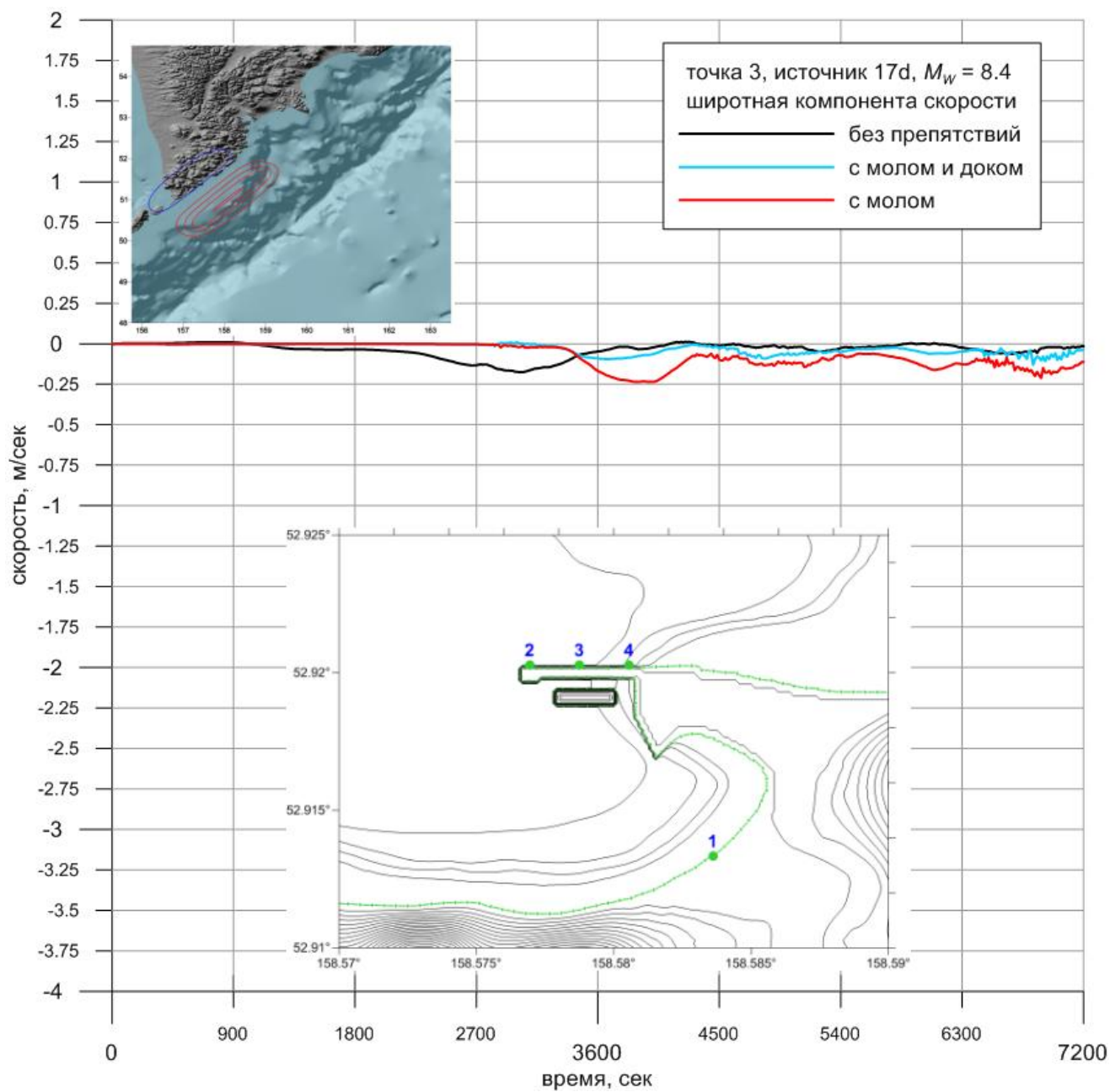


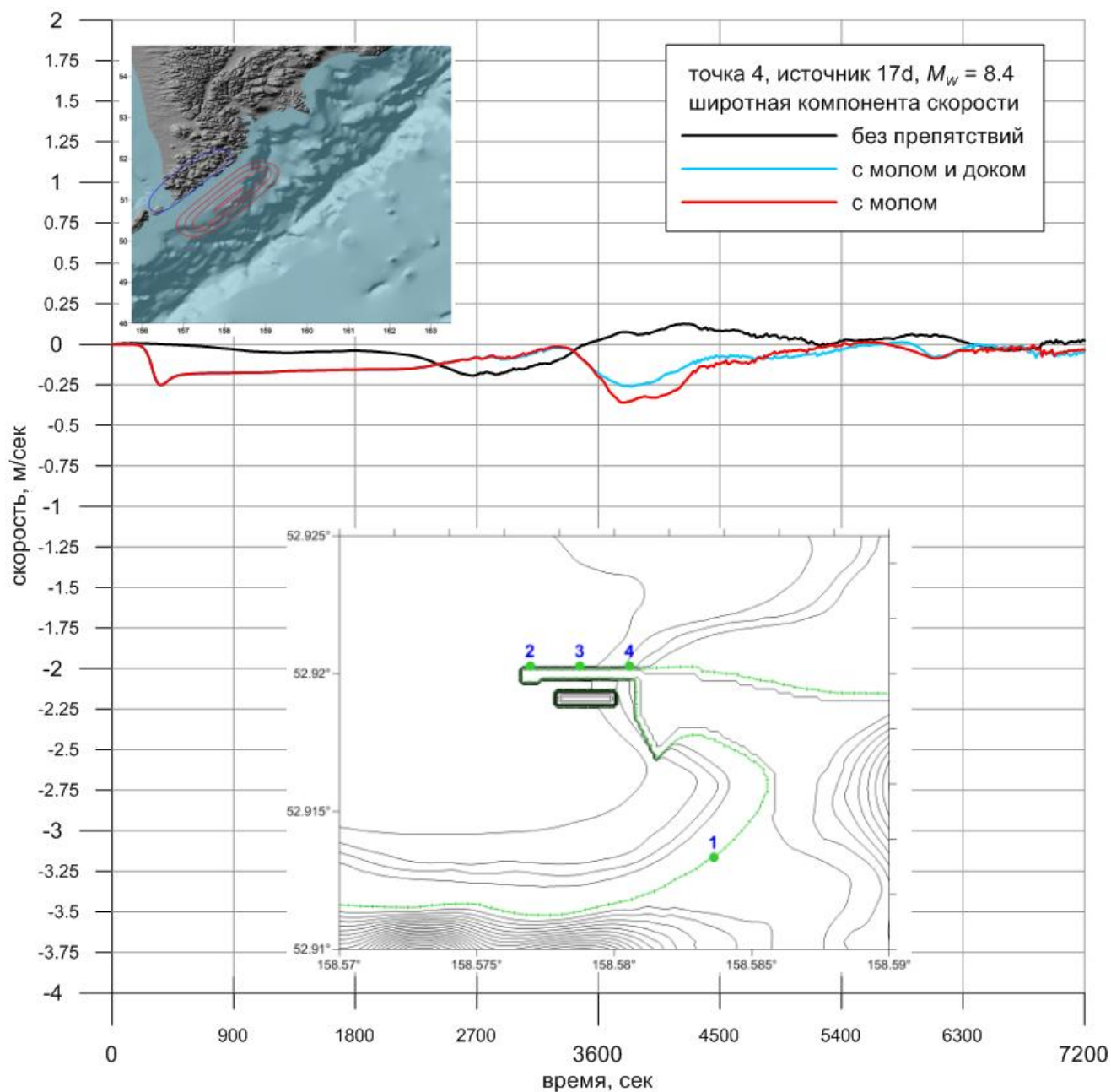


6.3.3.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-17d с магнитудой $M_w = 8.4$

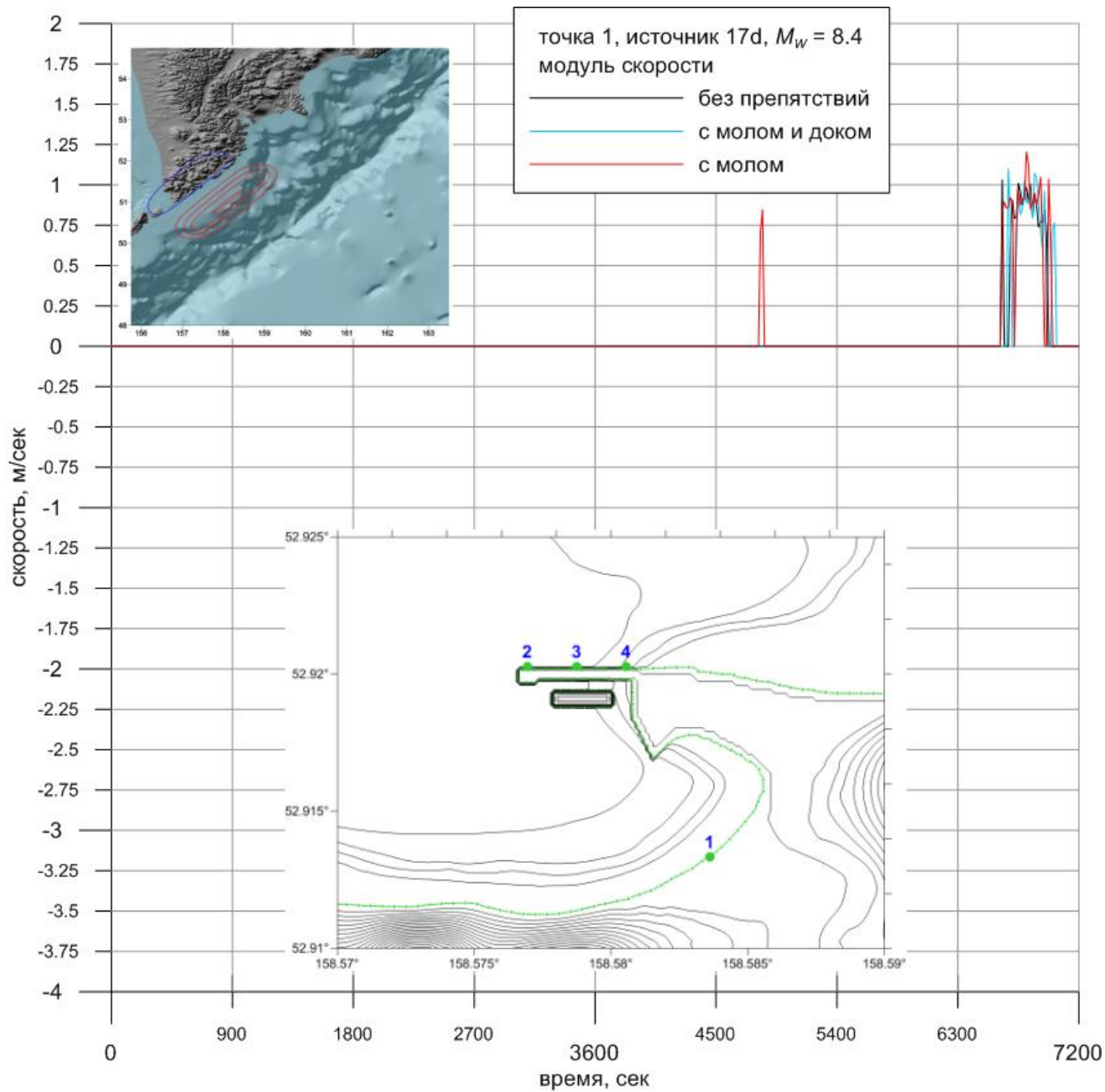


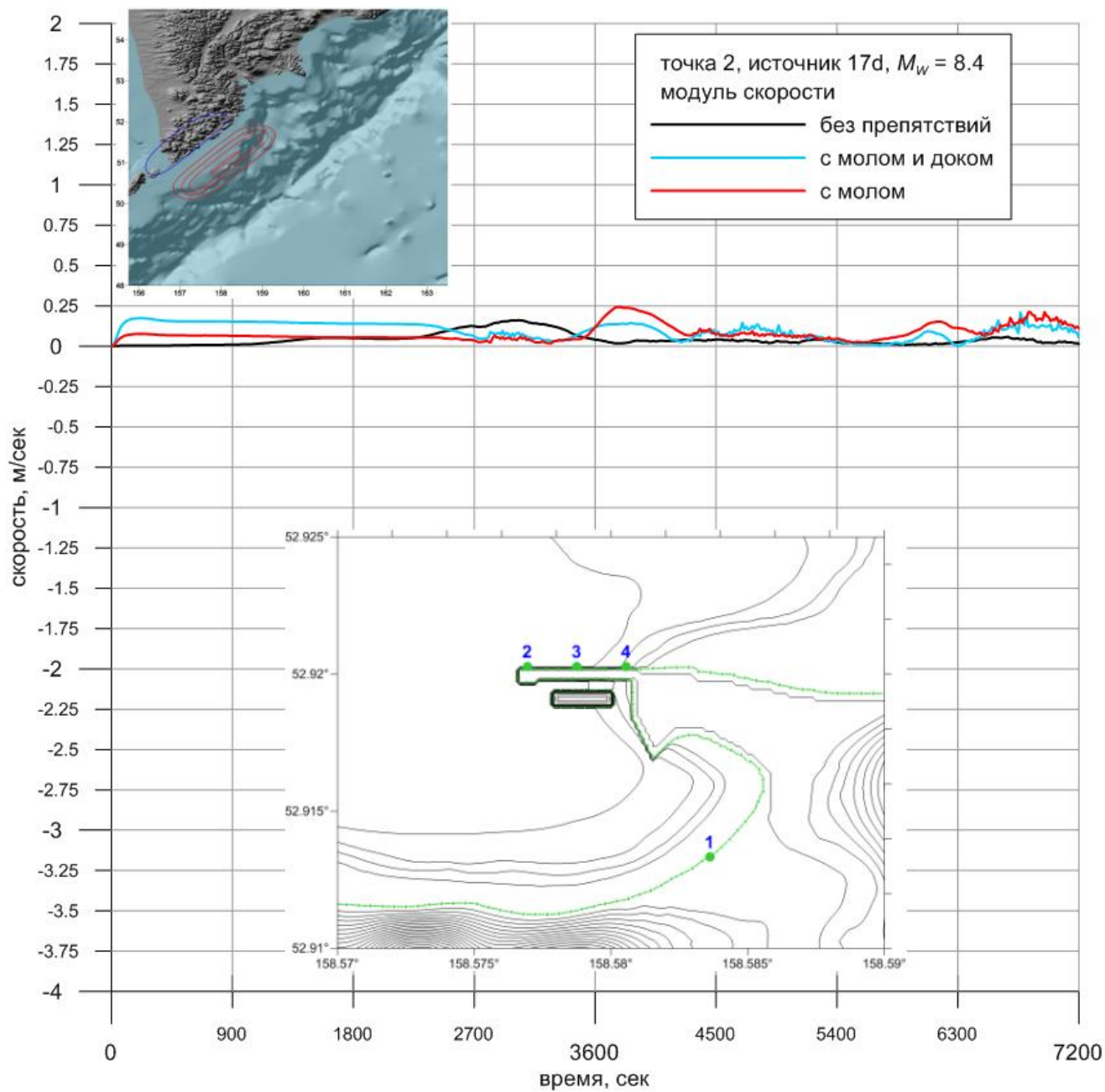


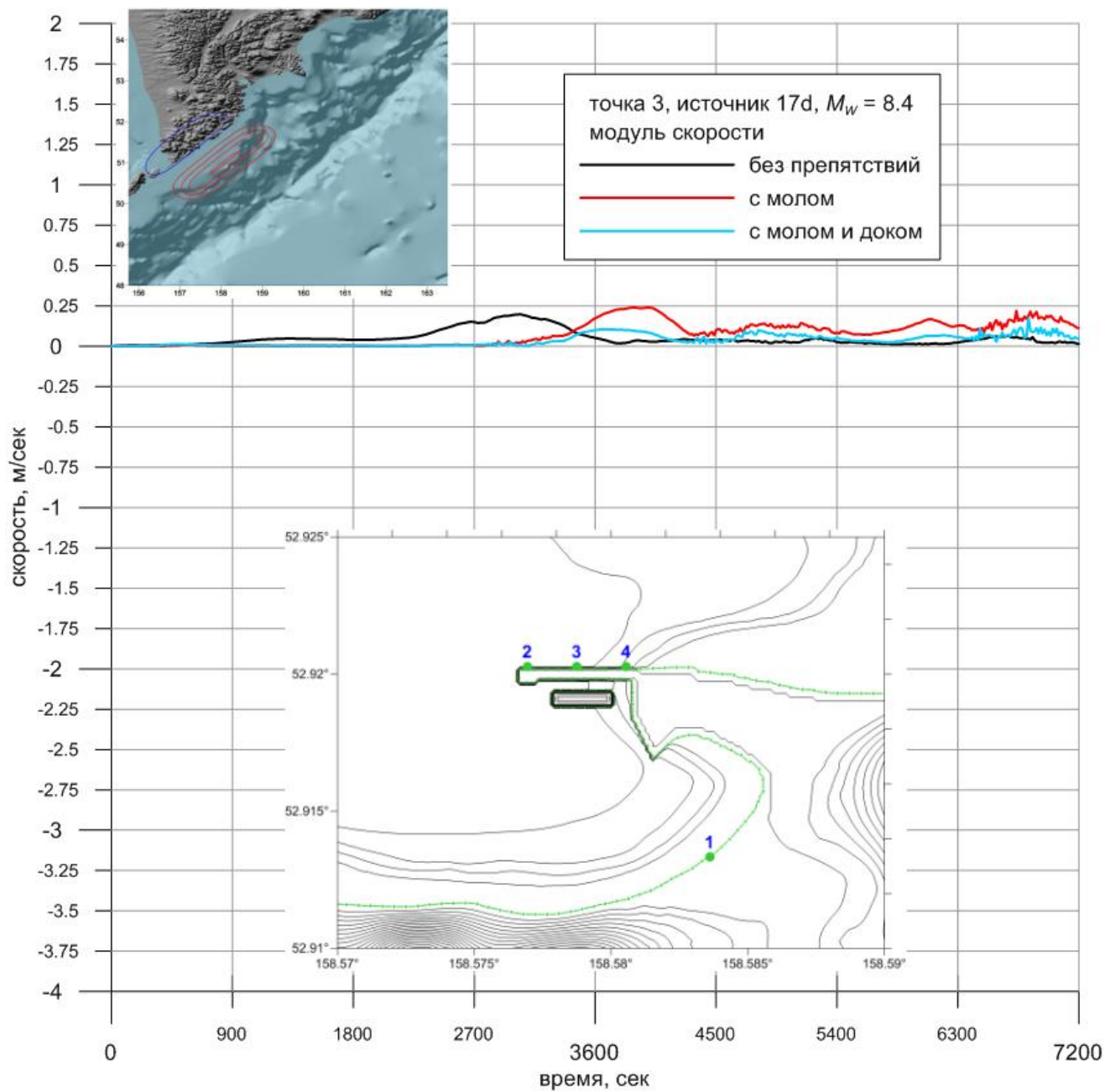


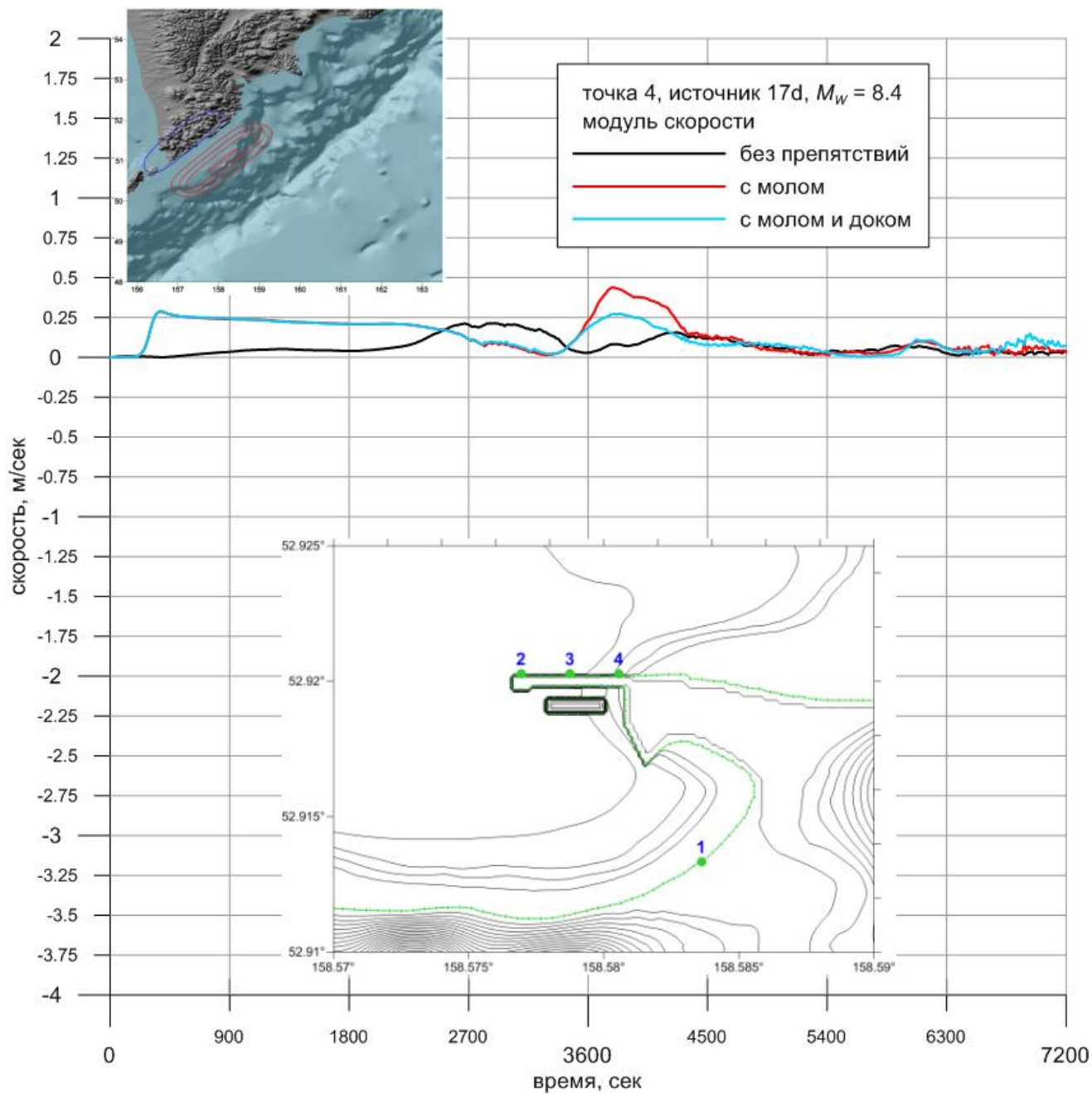


6.3.3.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 84-17d с магнитудой $M_w = 8.4$



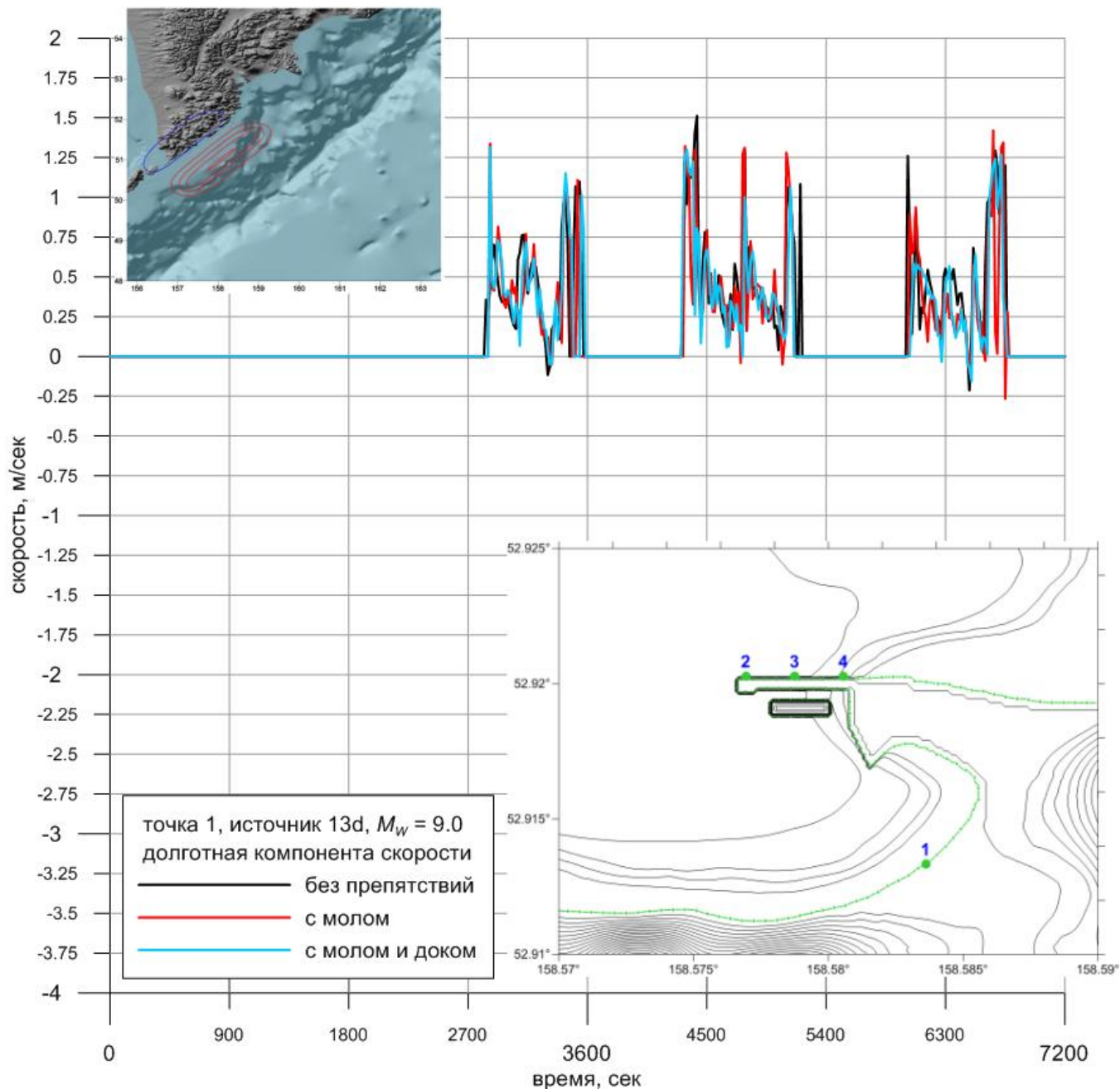


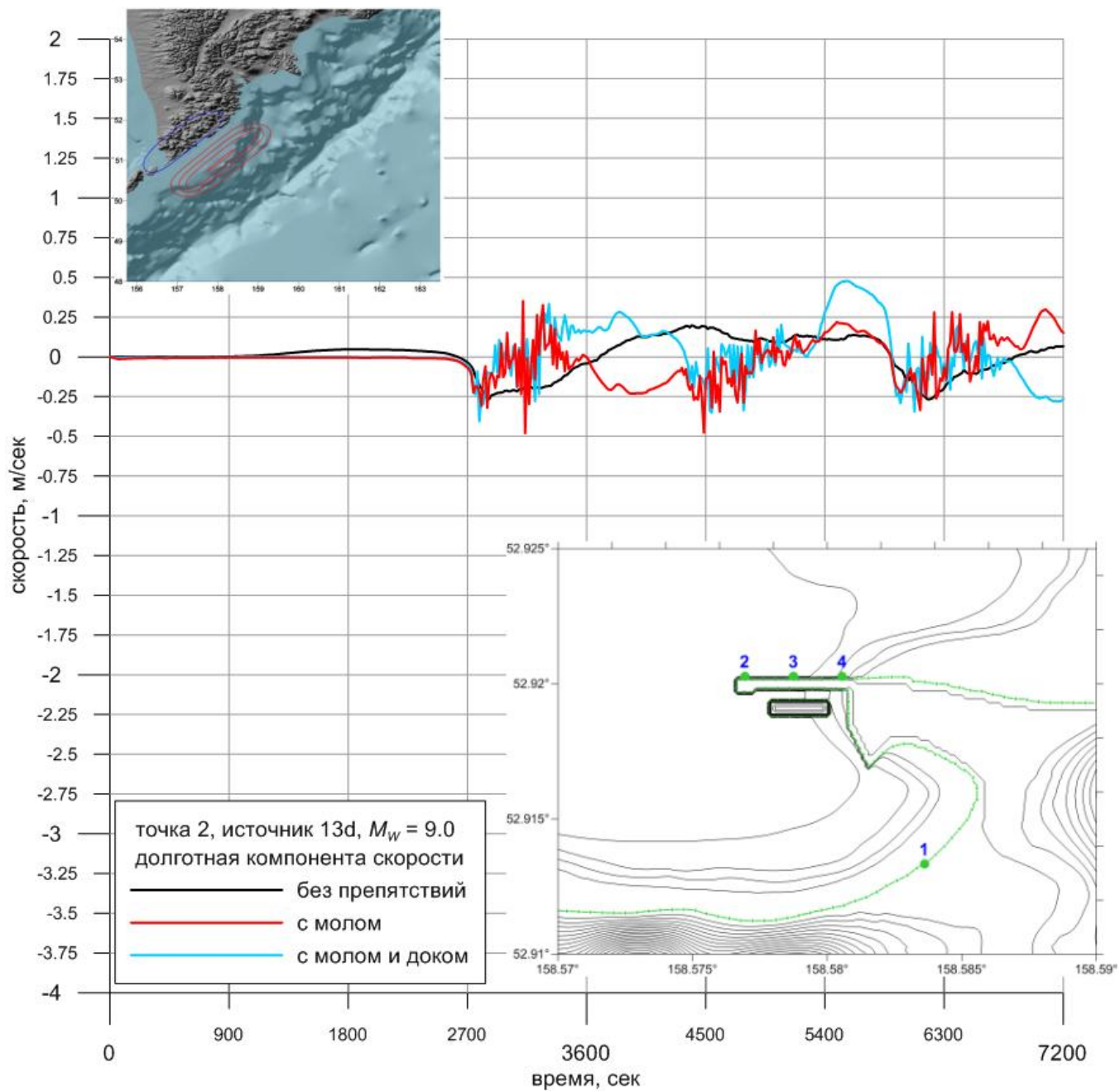


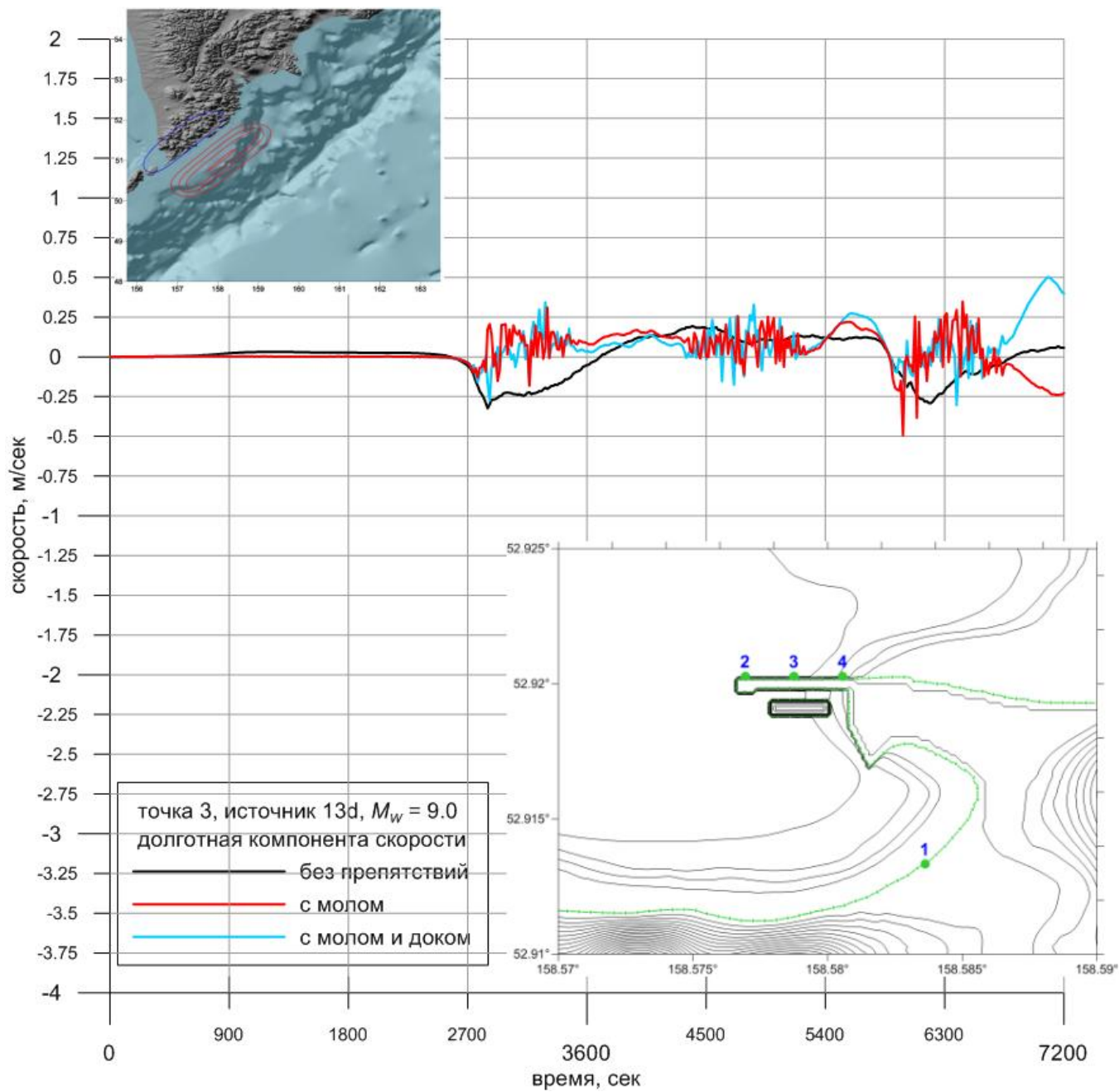


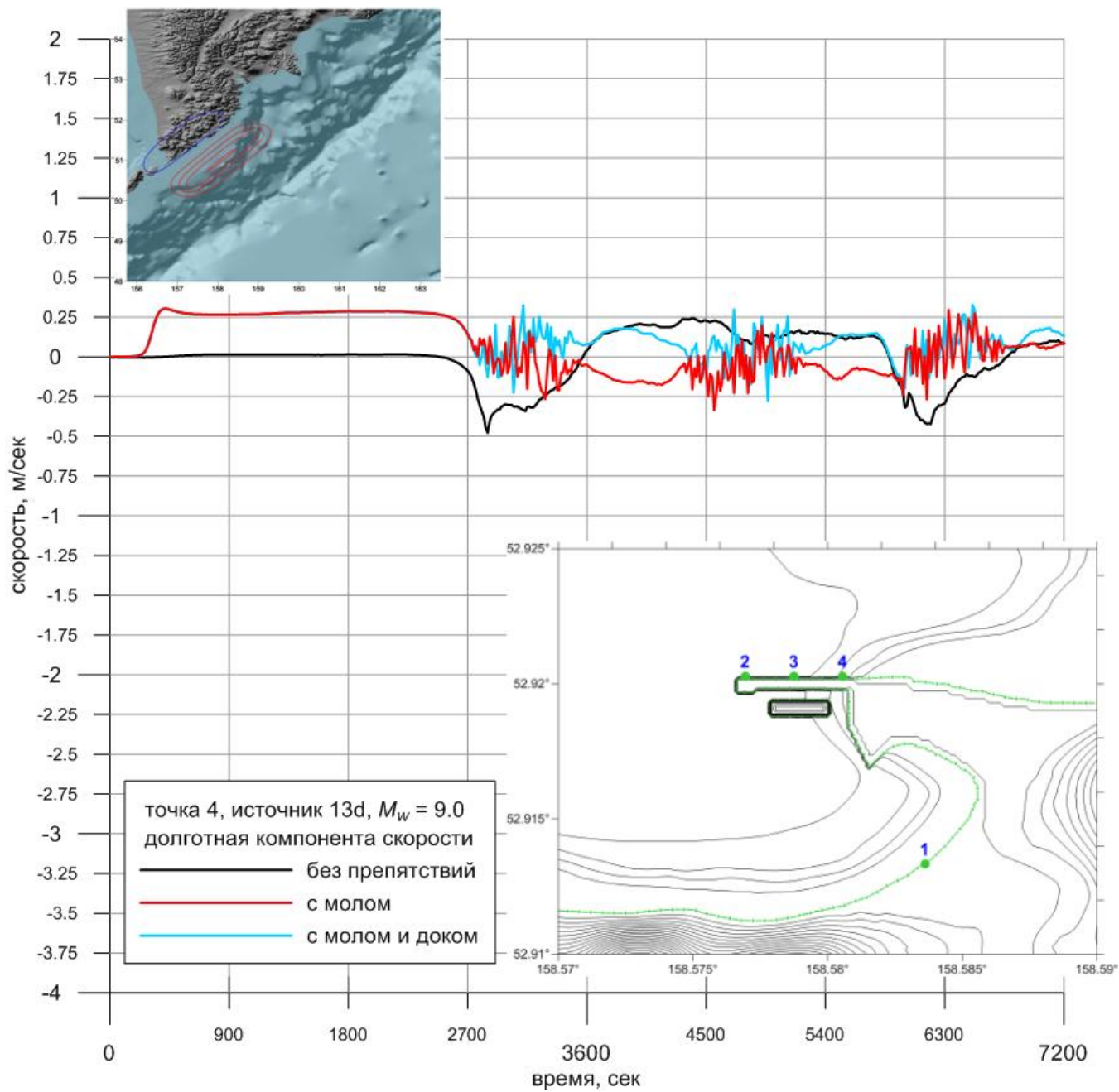
6.3.4 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-13d с магнитудой $M_w = 9.0$

6.3.4.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-13d с магнитудой $M_w = 9.0$

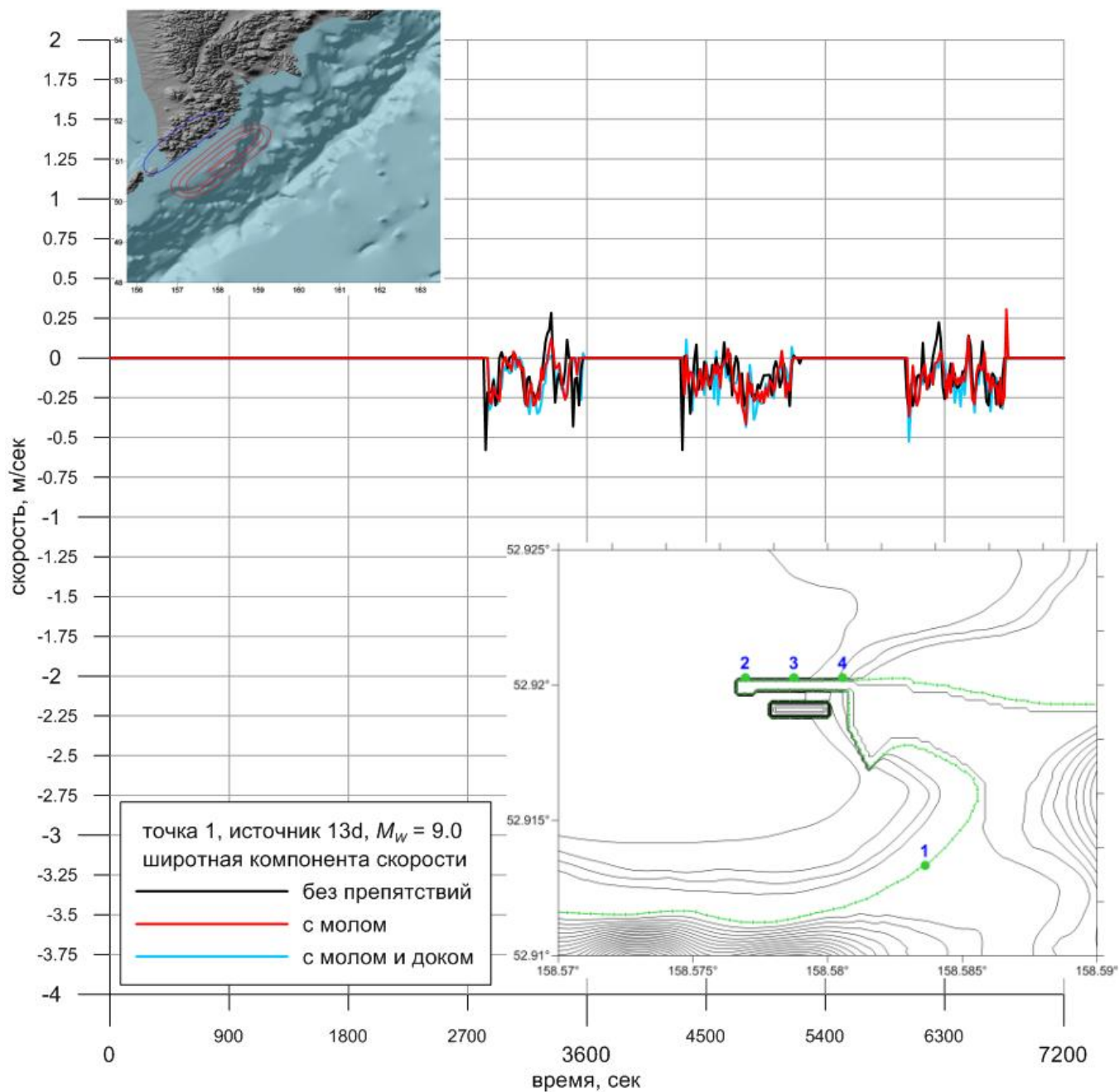


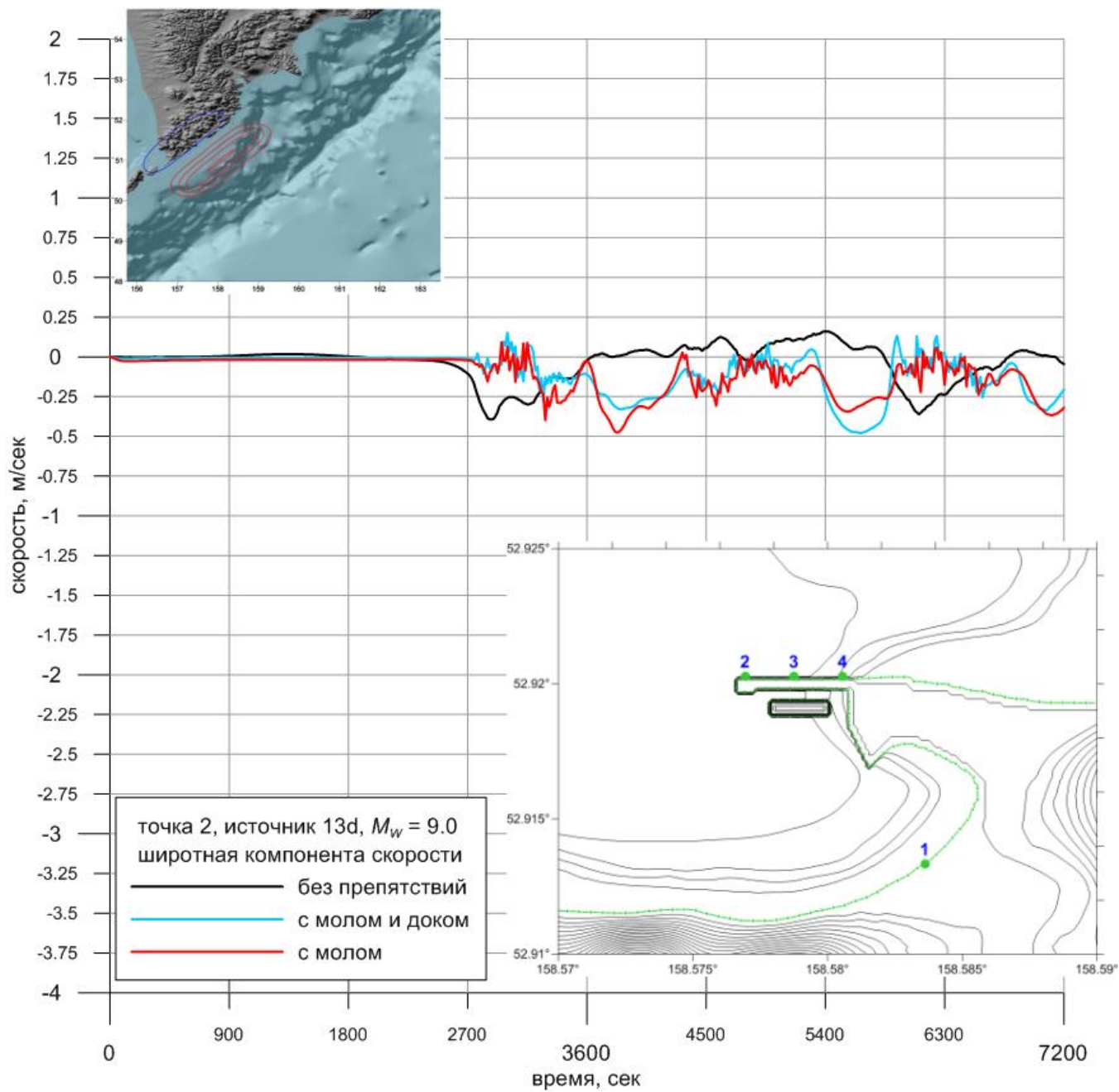


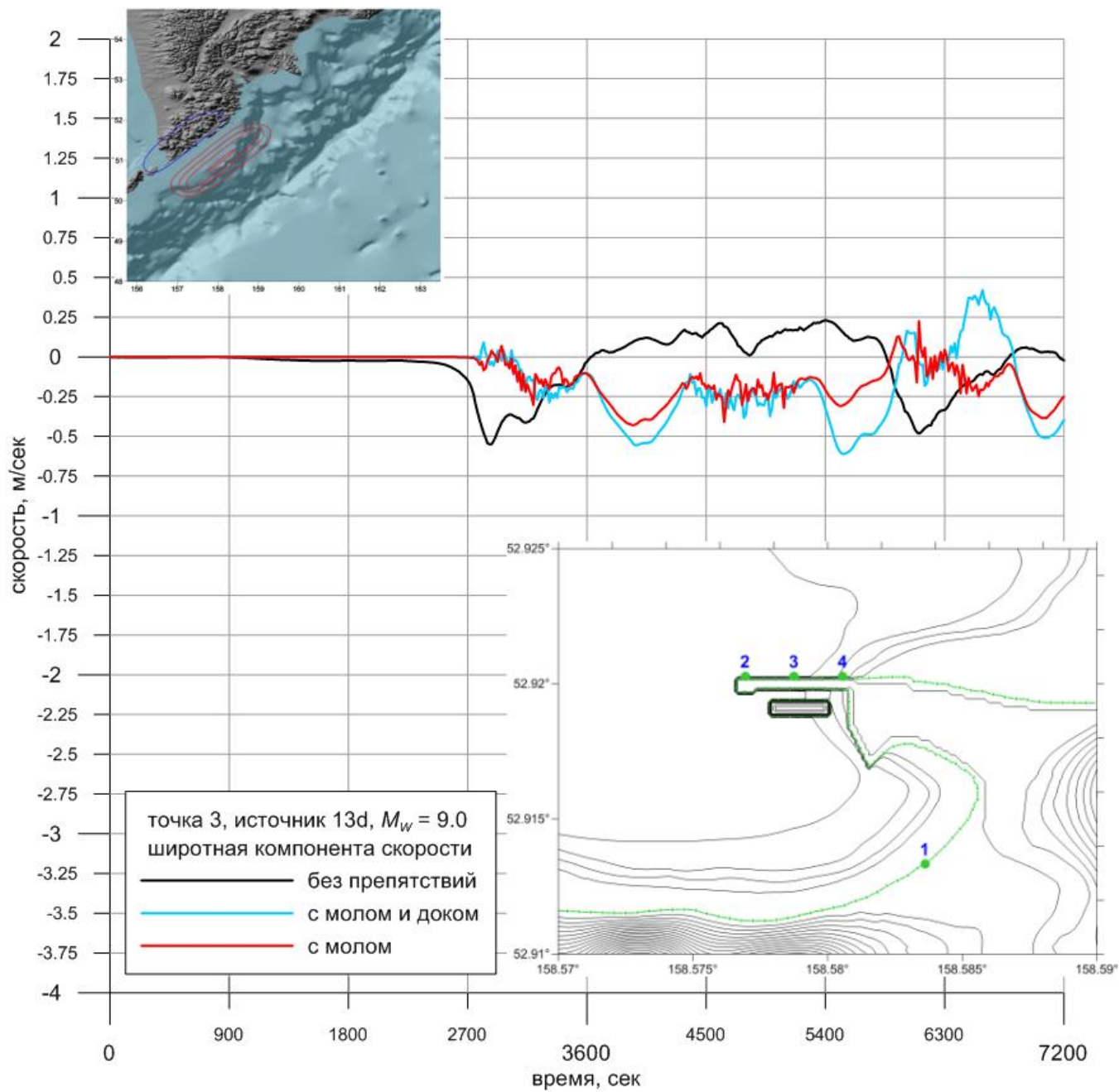


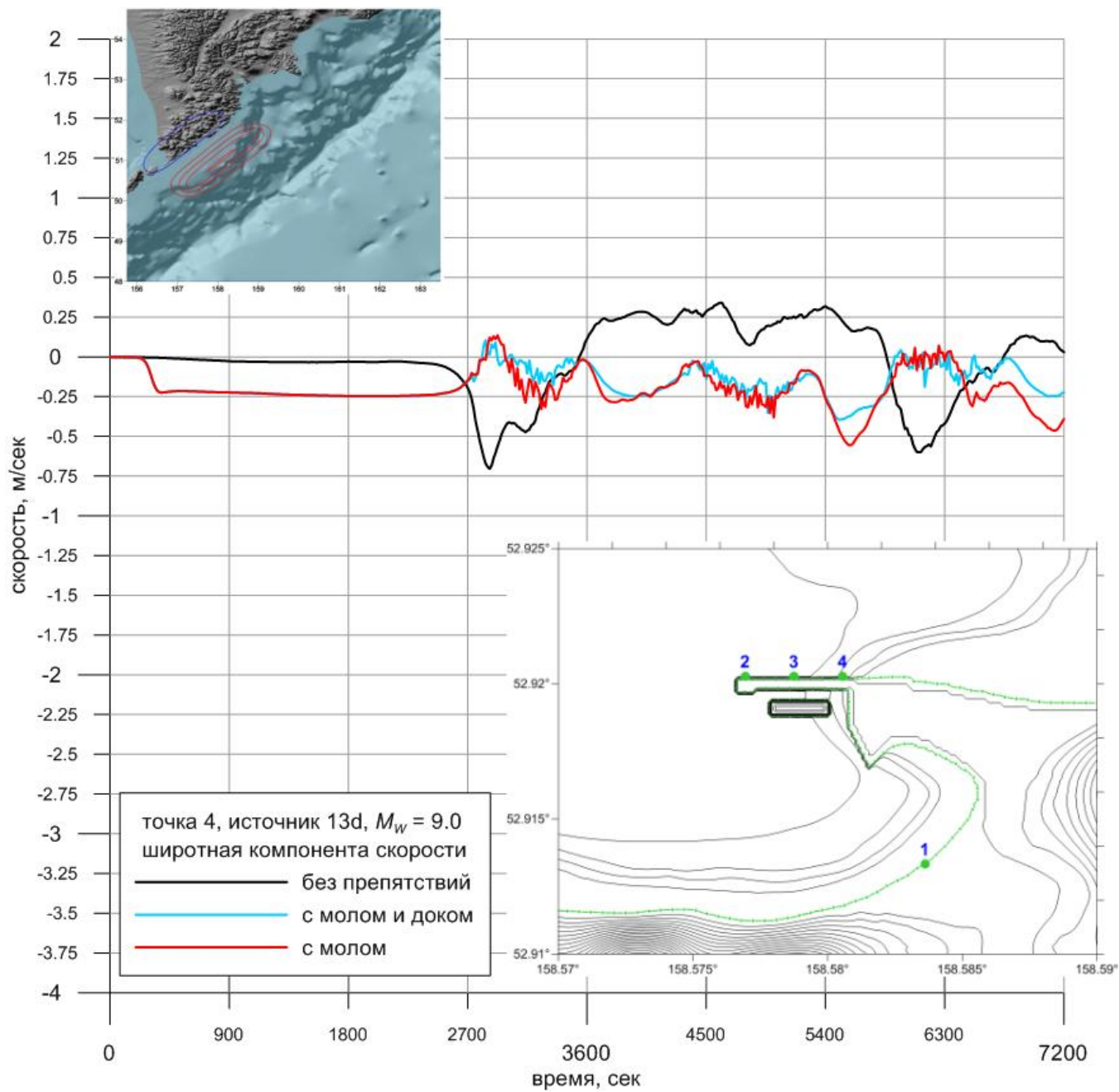


6.3.4.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-13d с магнитудой $M_w = 9.0$

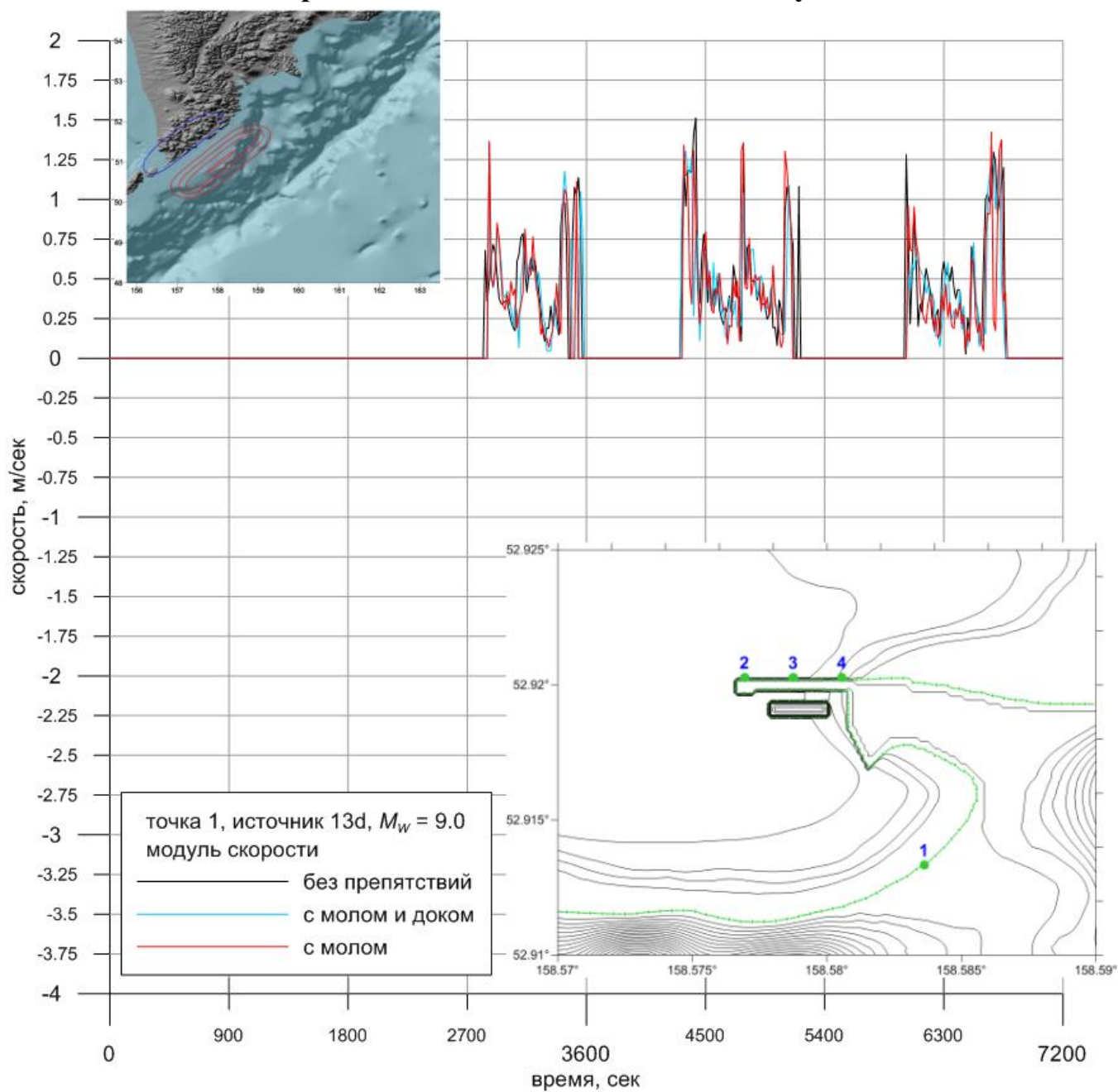


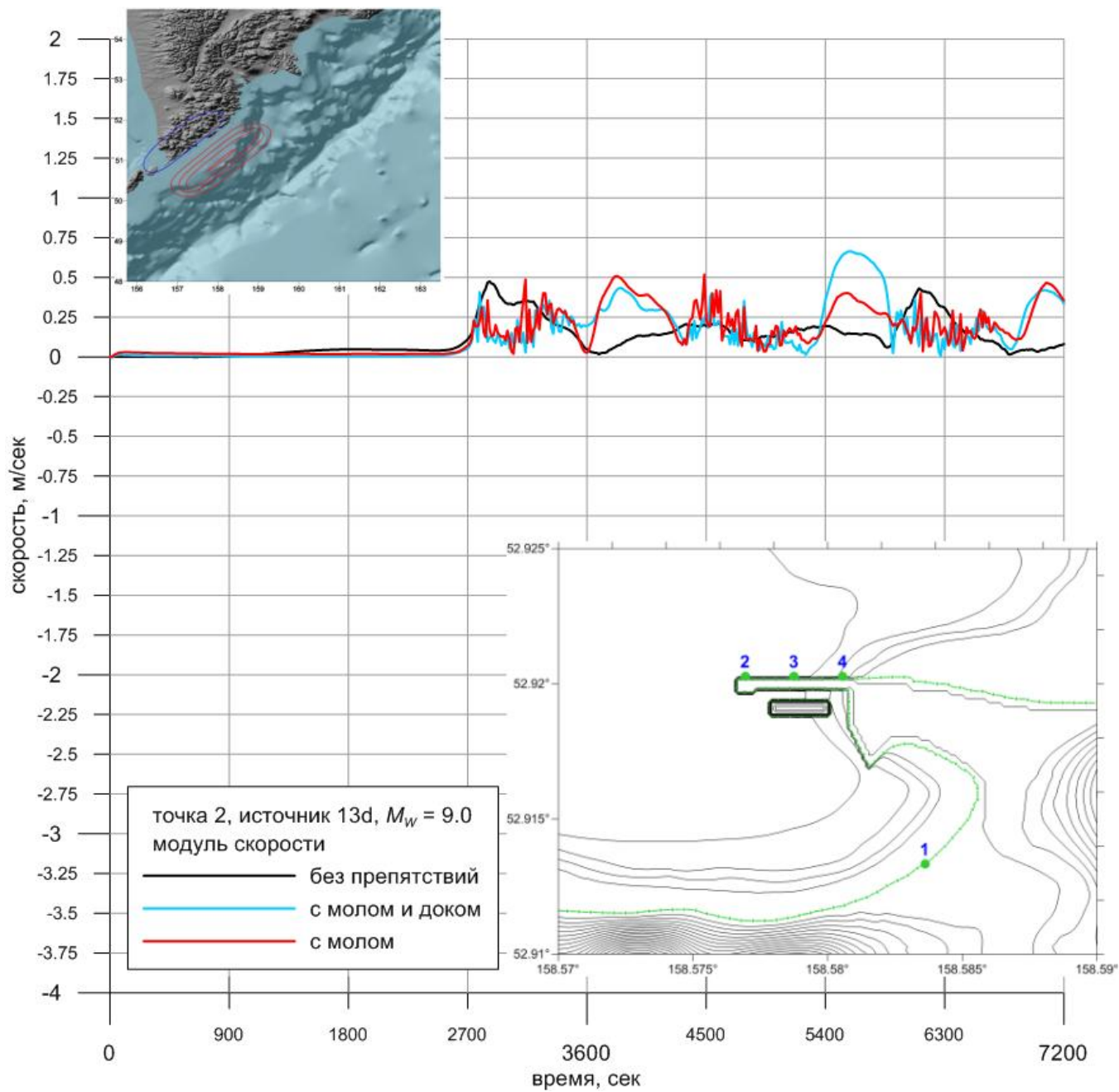


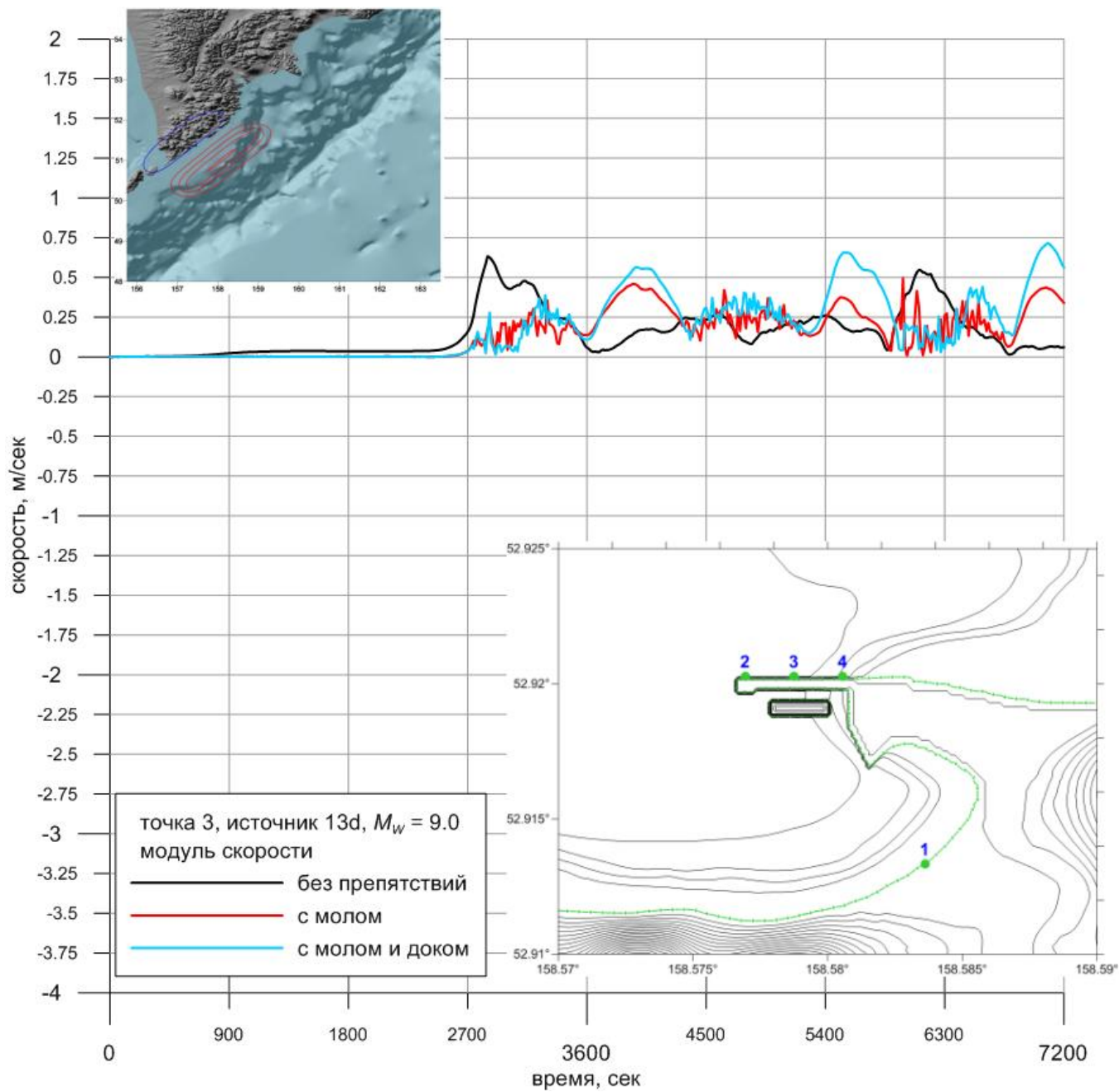


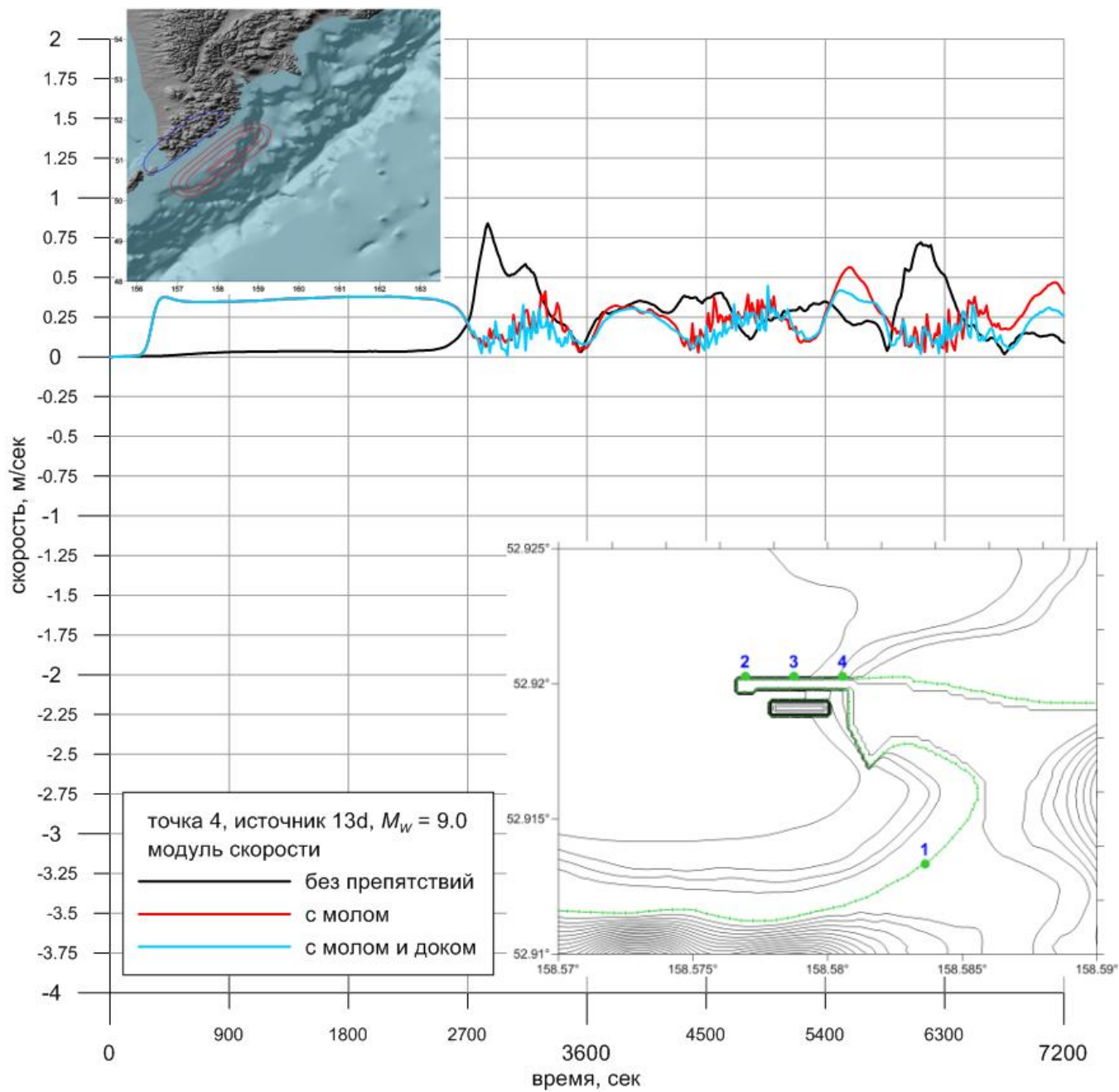


6.3.4.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-13d с магнитудой $M_w = 9.0$



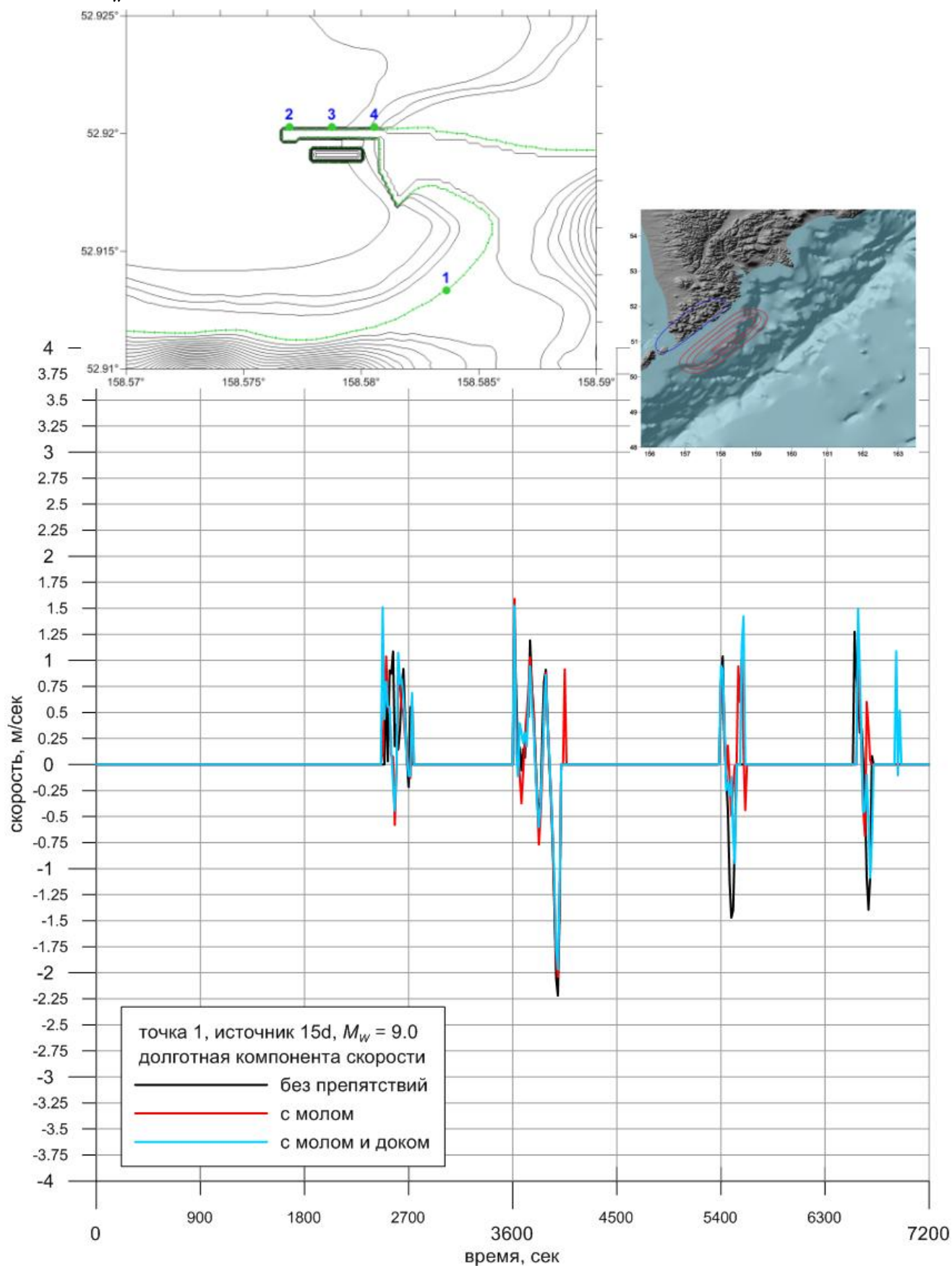


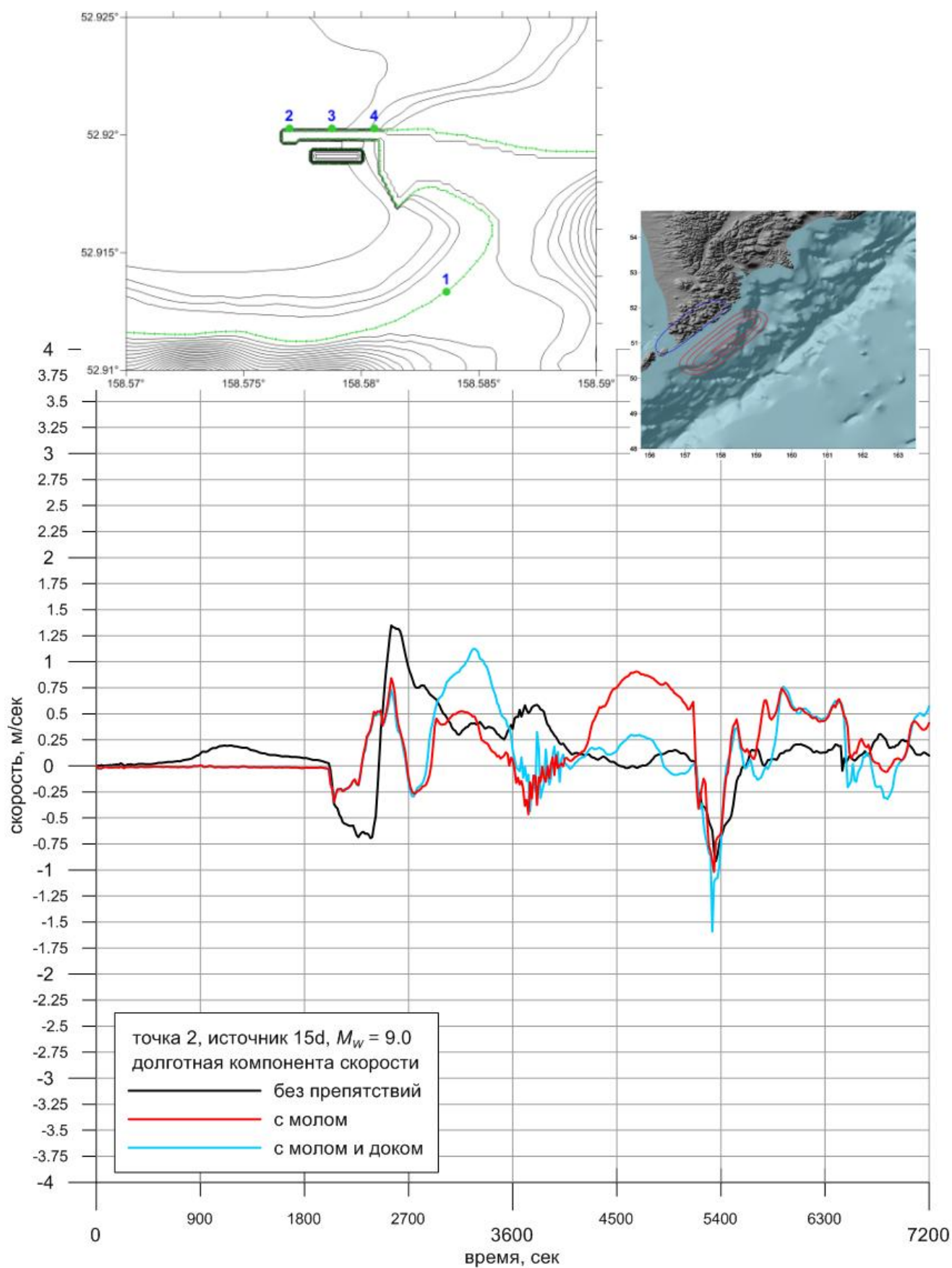


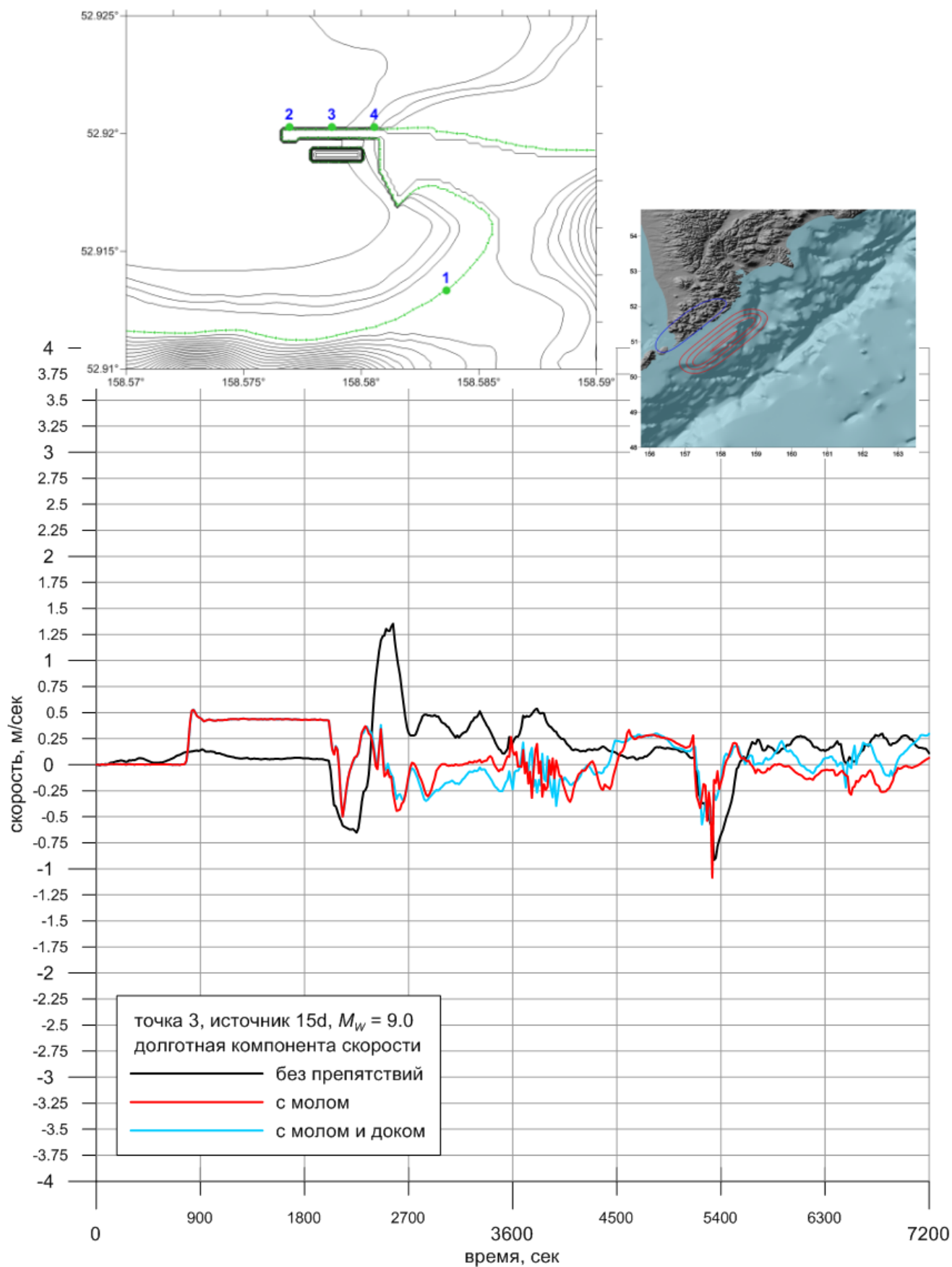


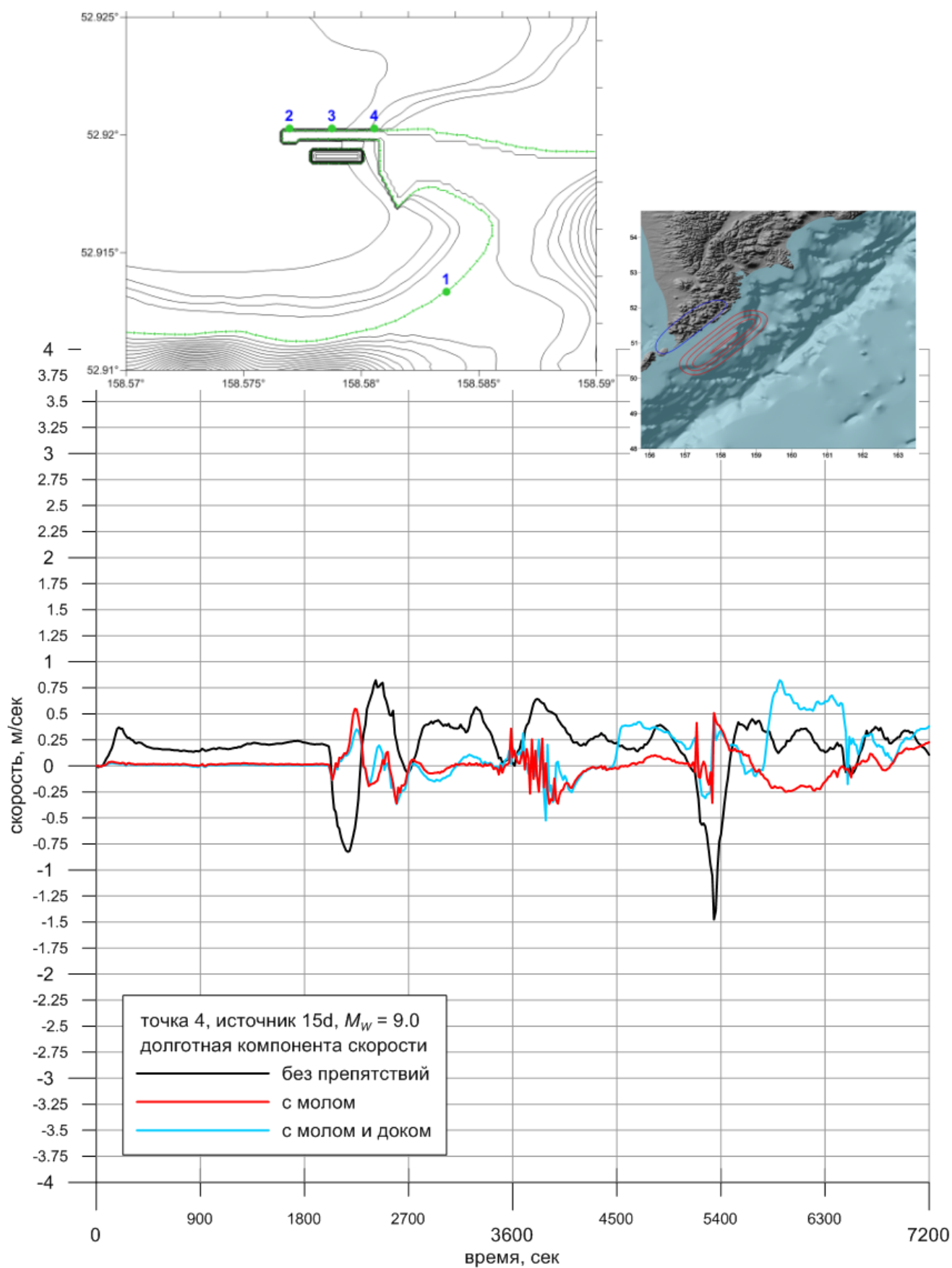
6.3.5 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-15d с магнитудой $M_w = 9.0$

6.3.5.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-15d с магнитудой $M_w = 9.0$

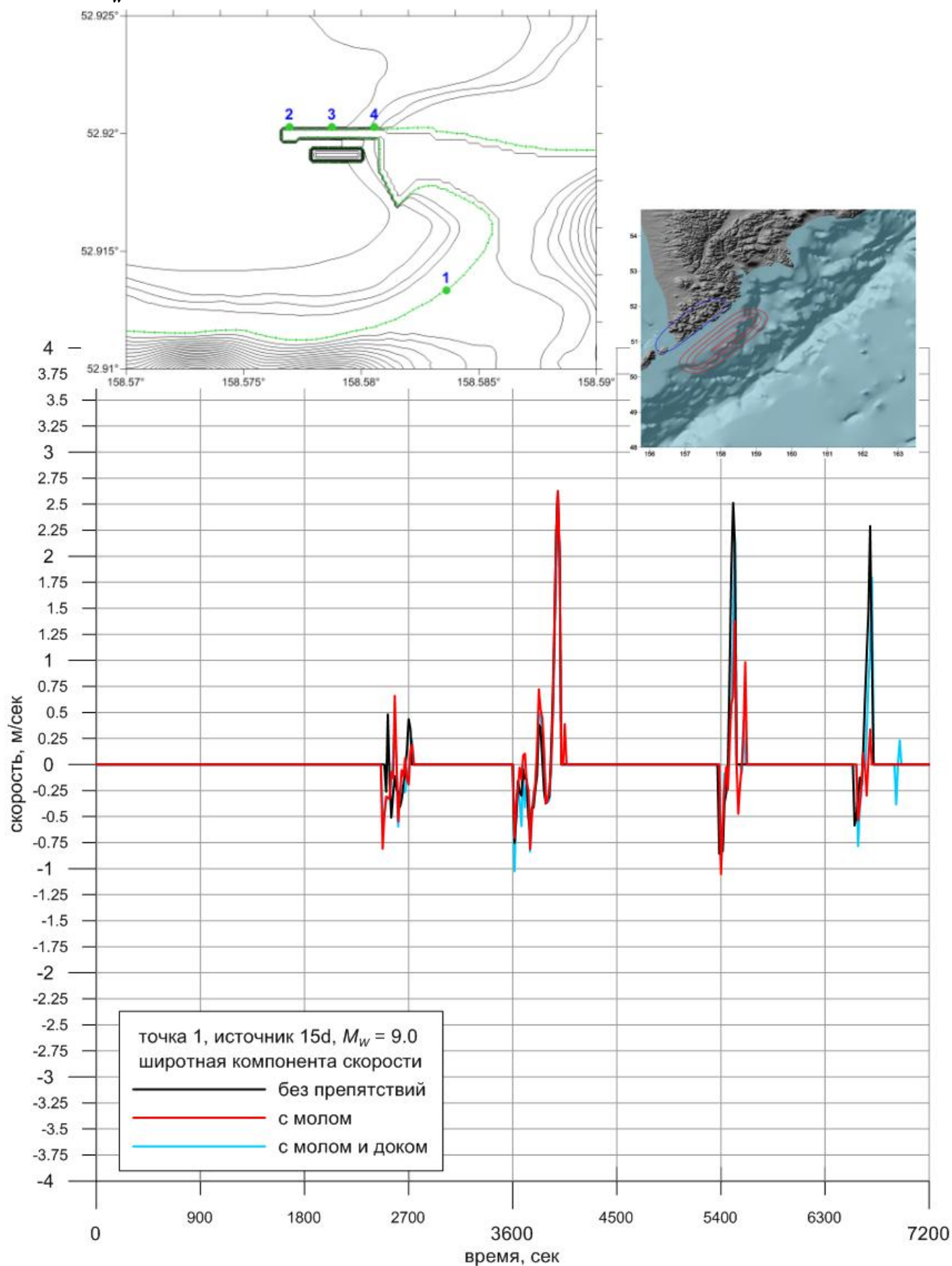


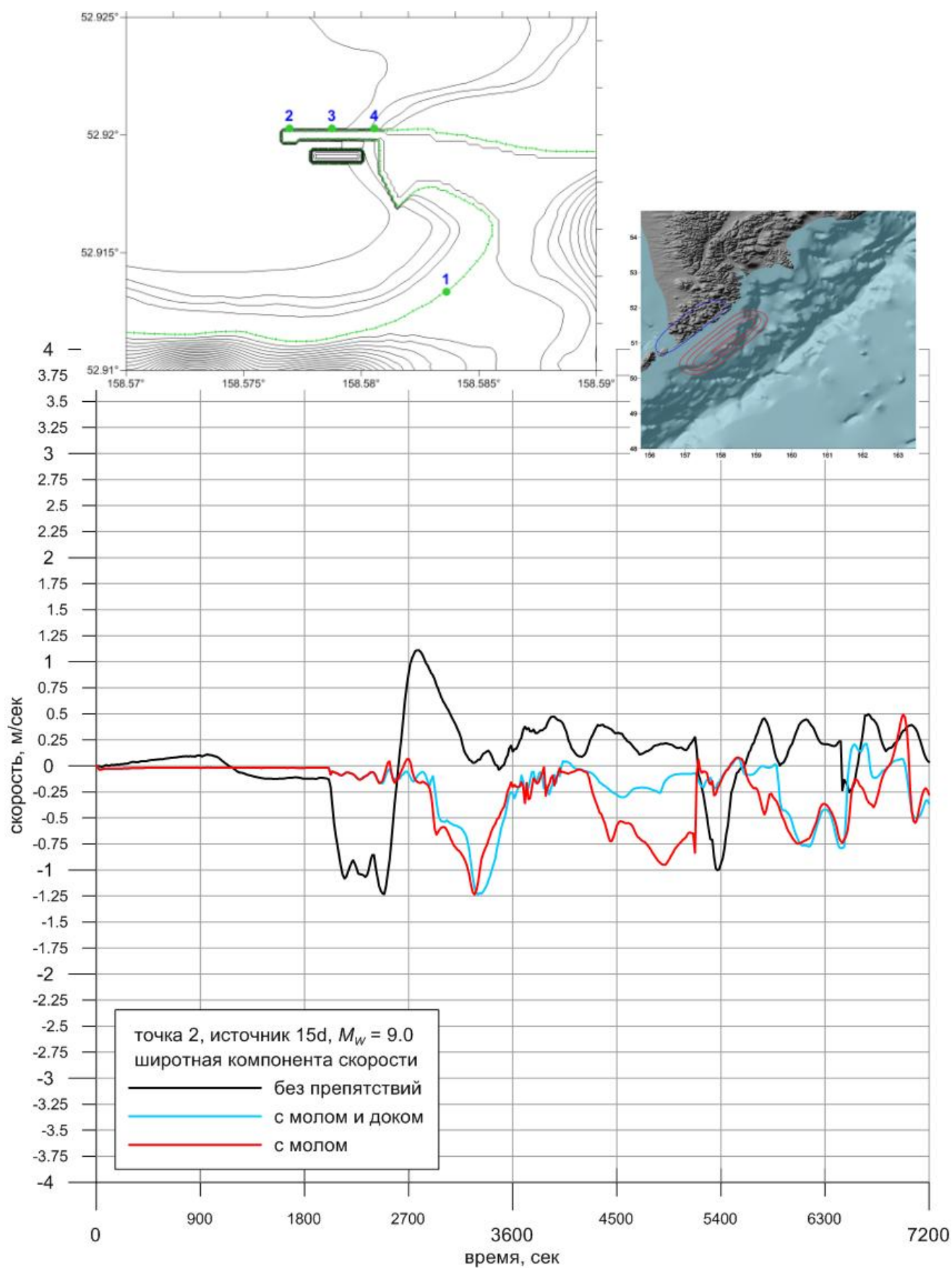


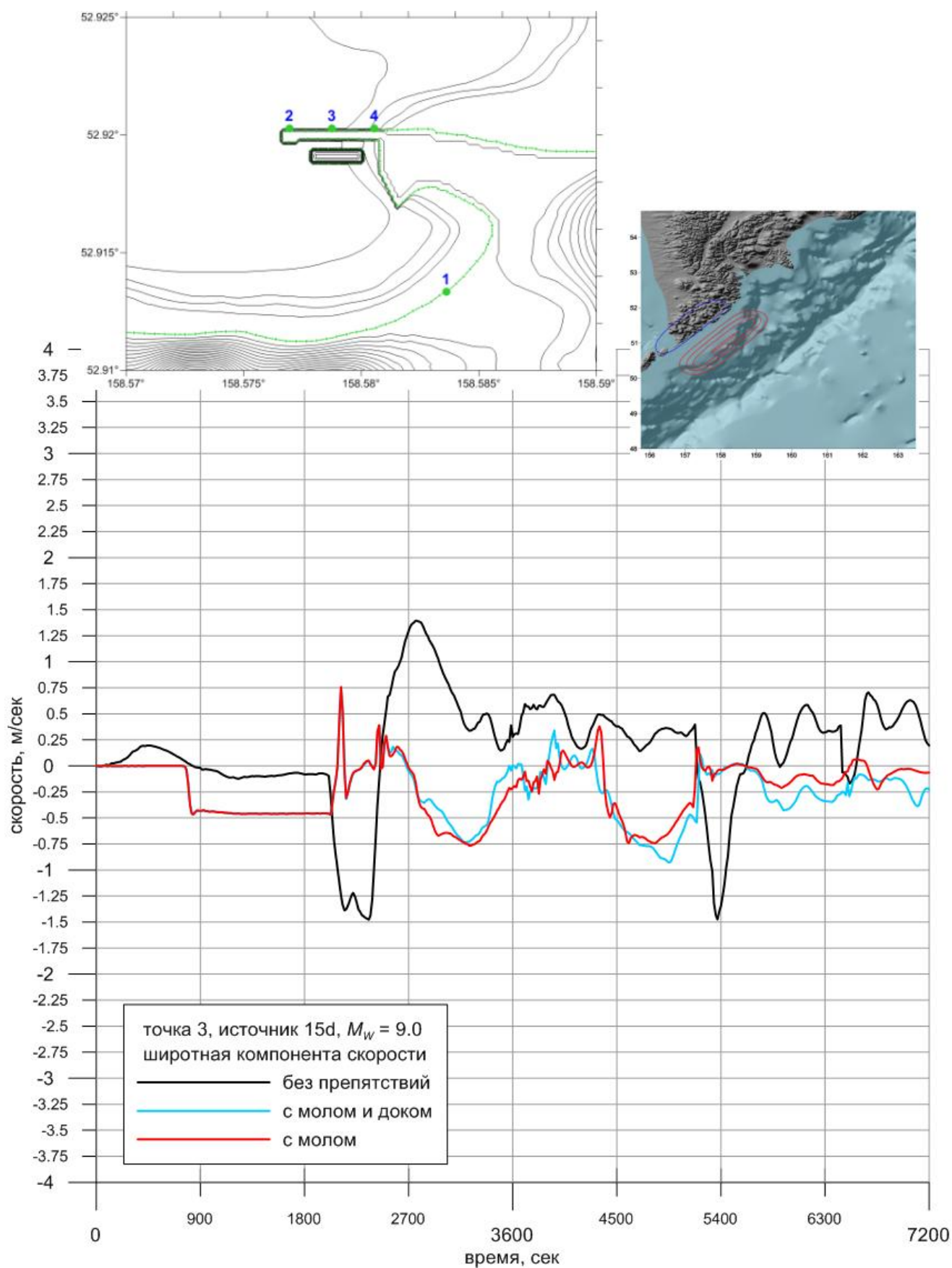


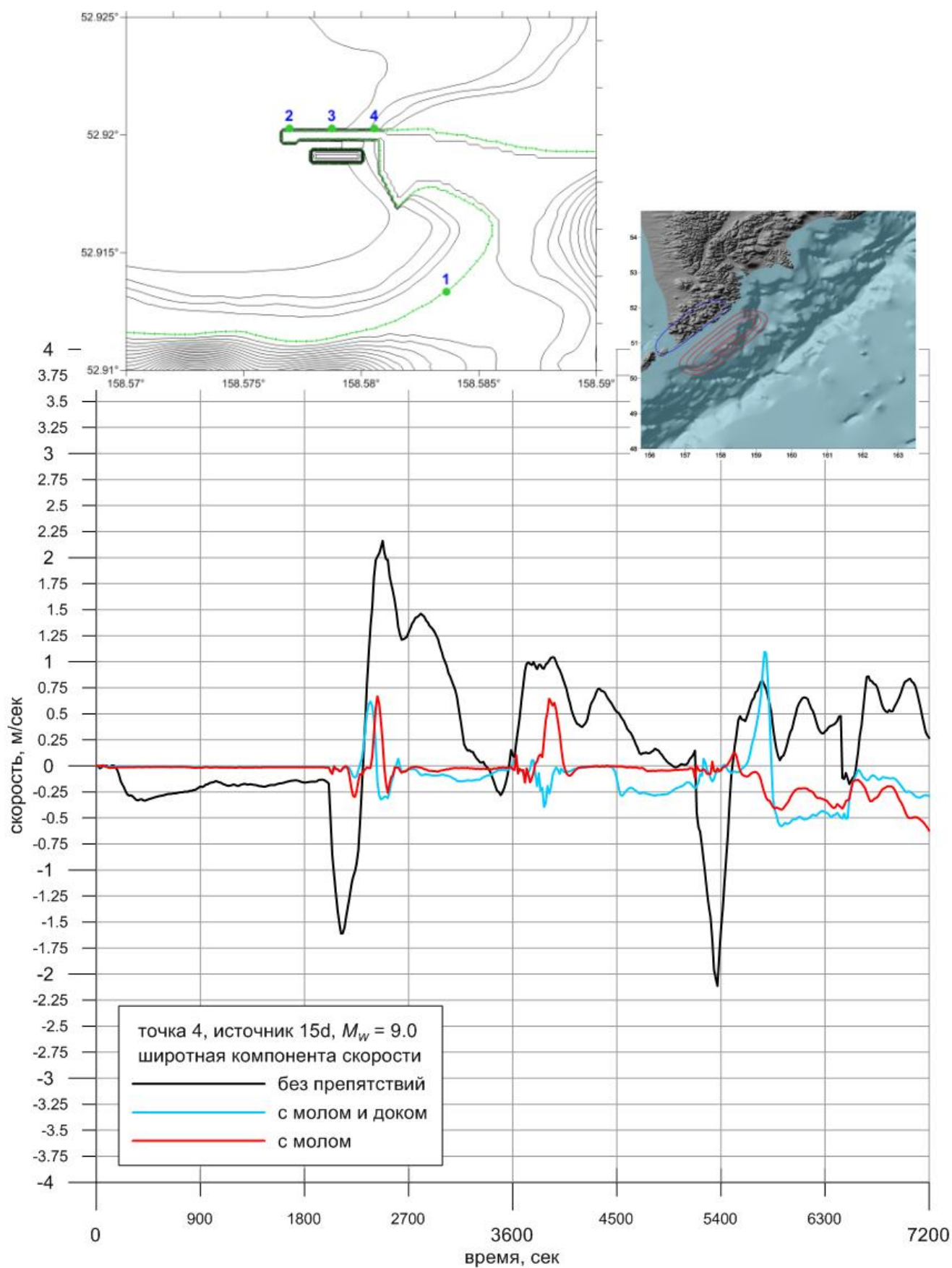


6.3.5.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-15d с магнитудой $M_w = 9.0$

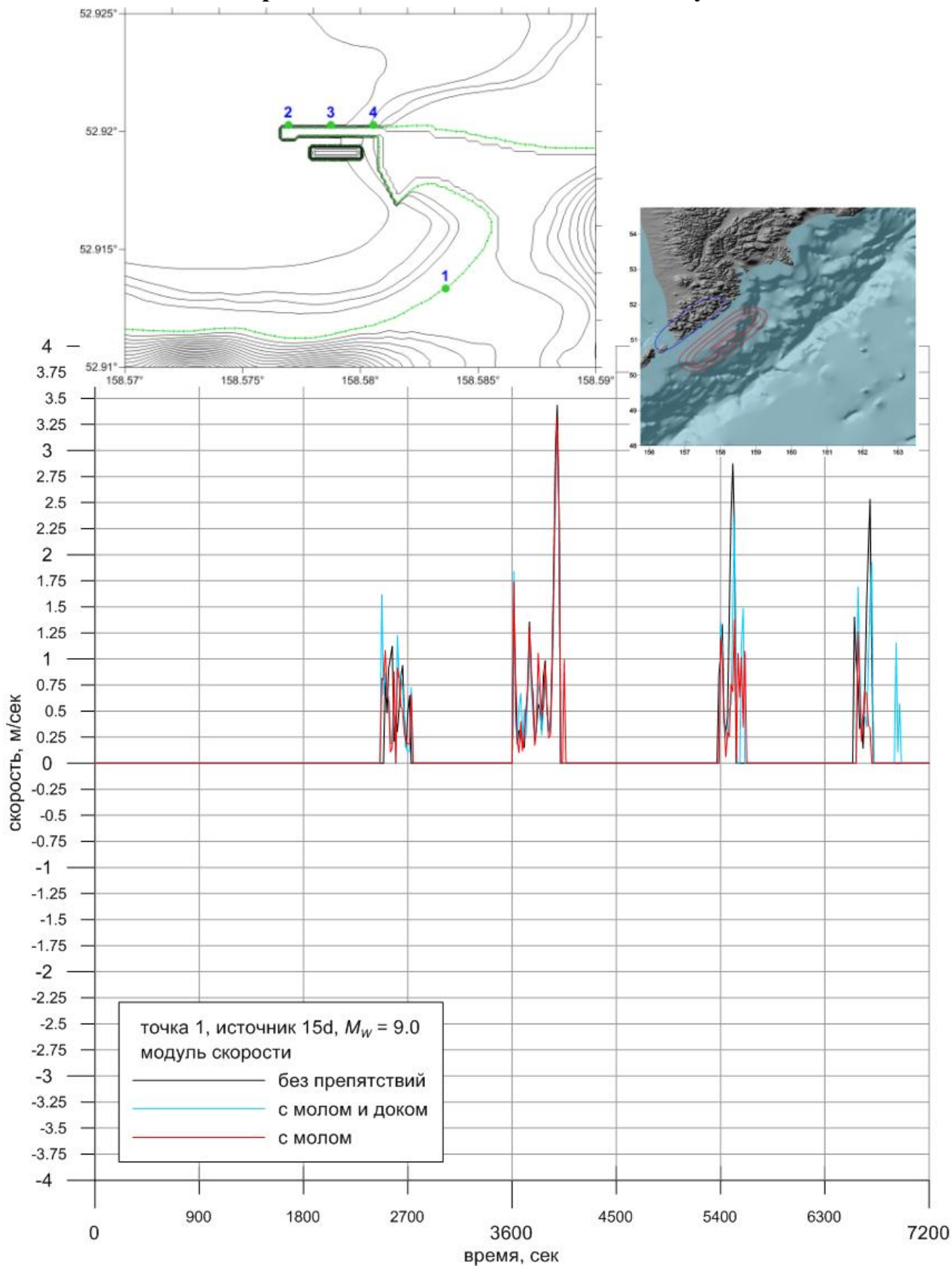


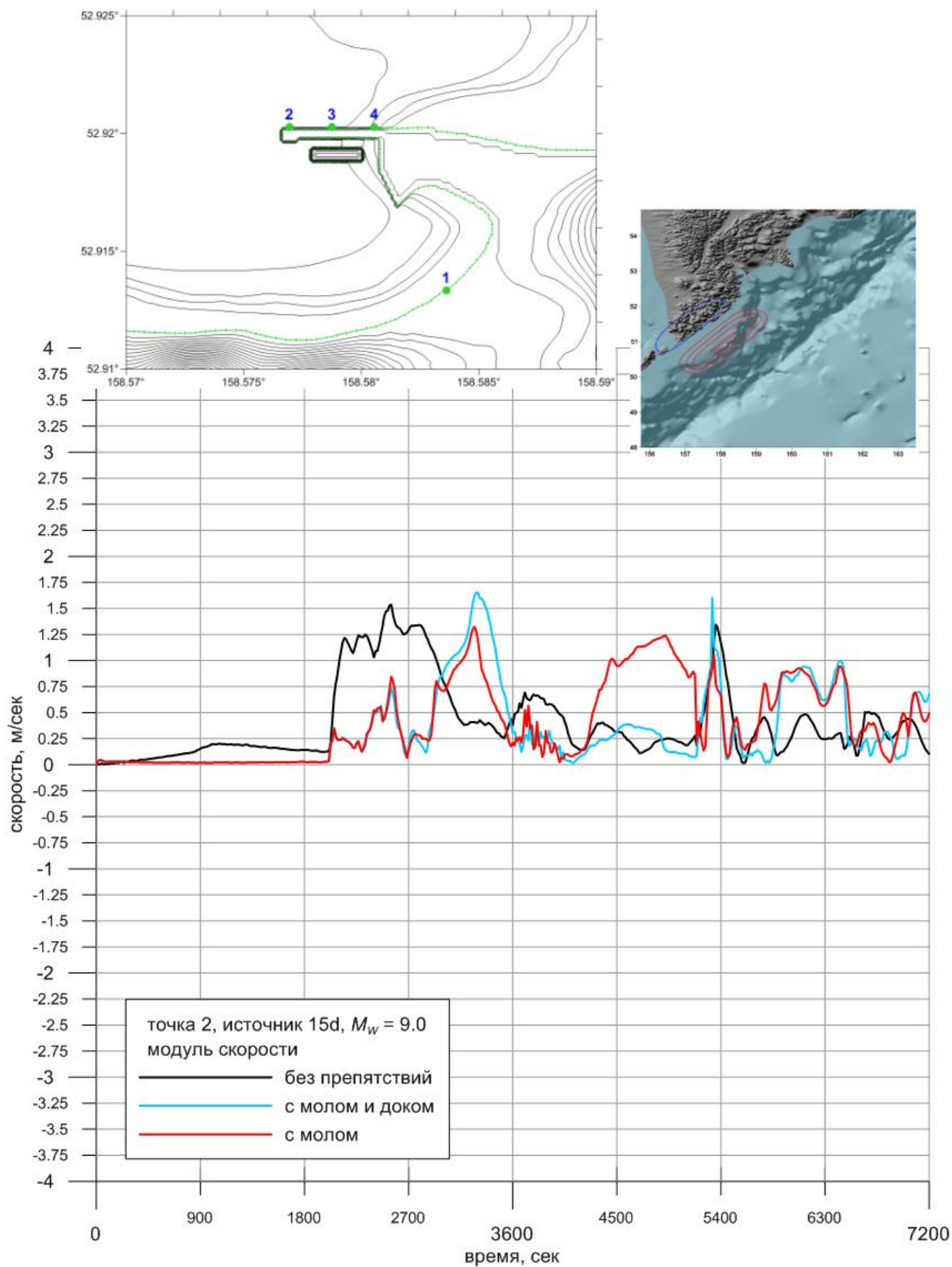


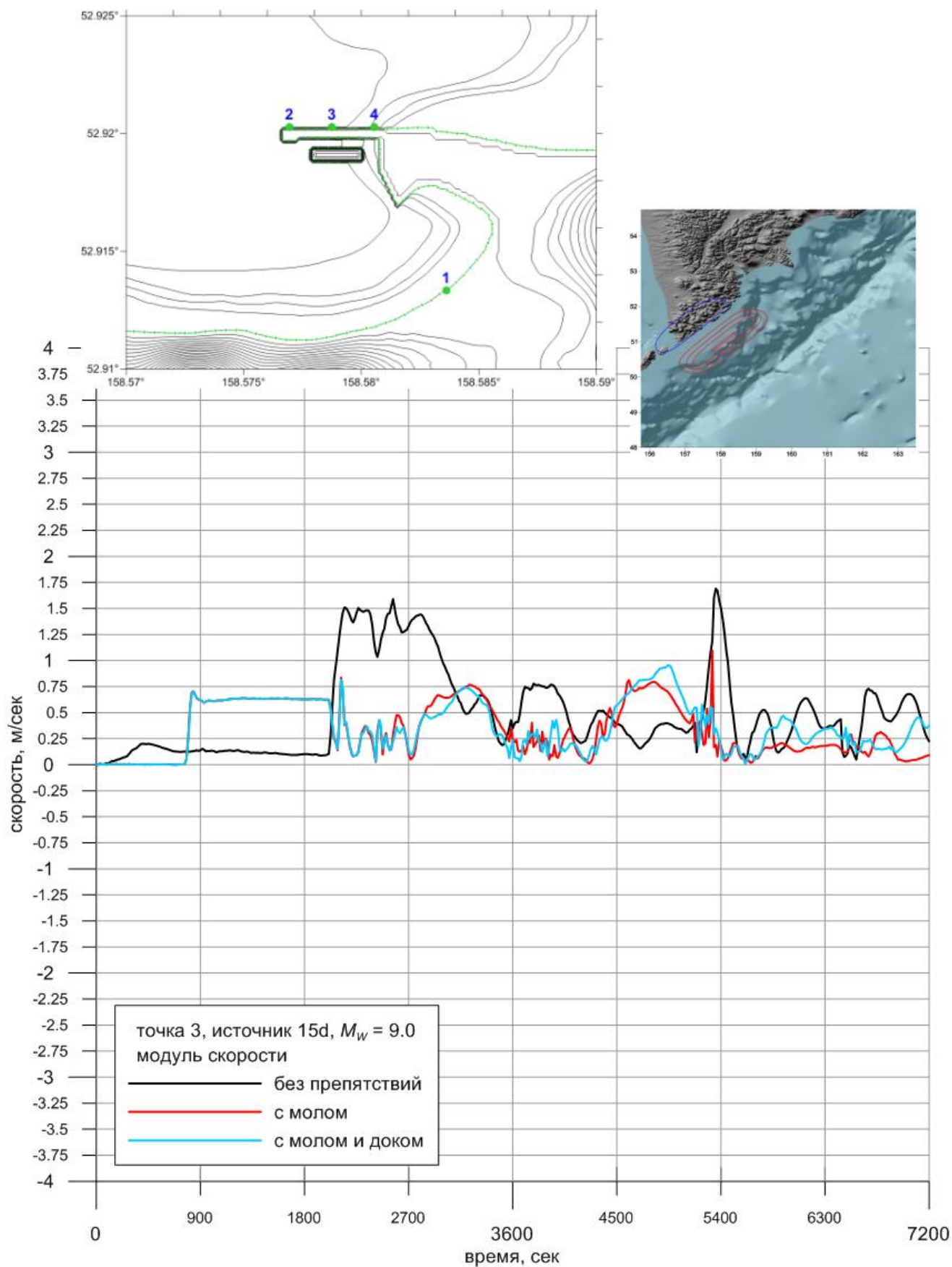


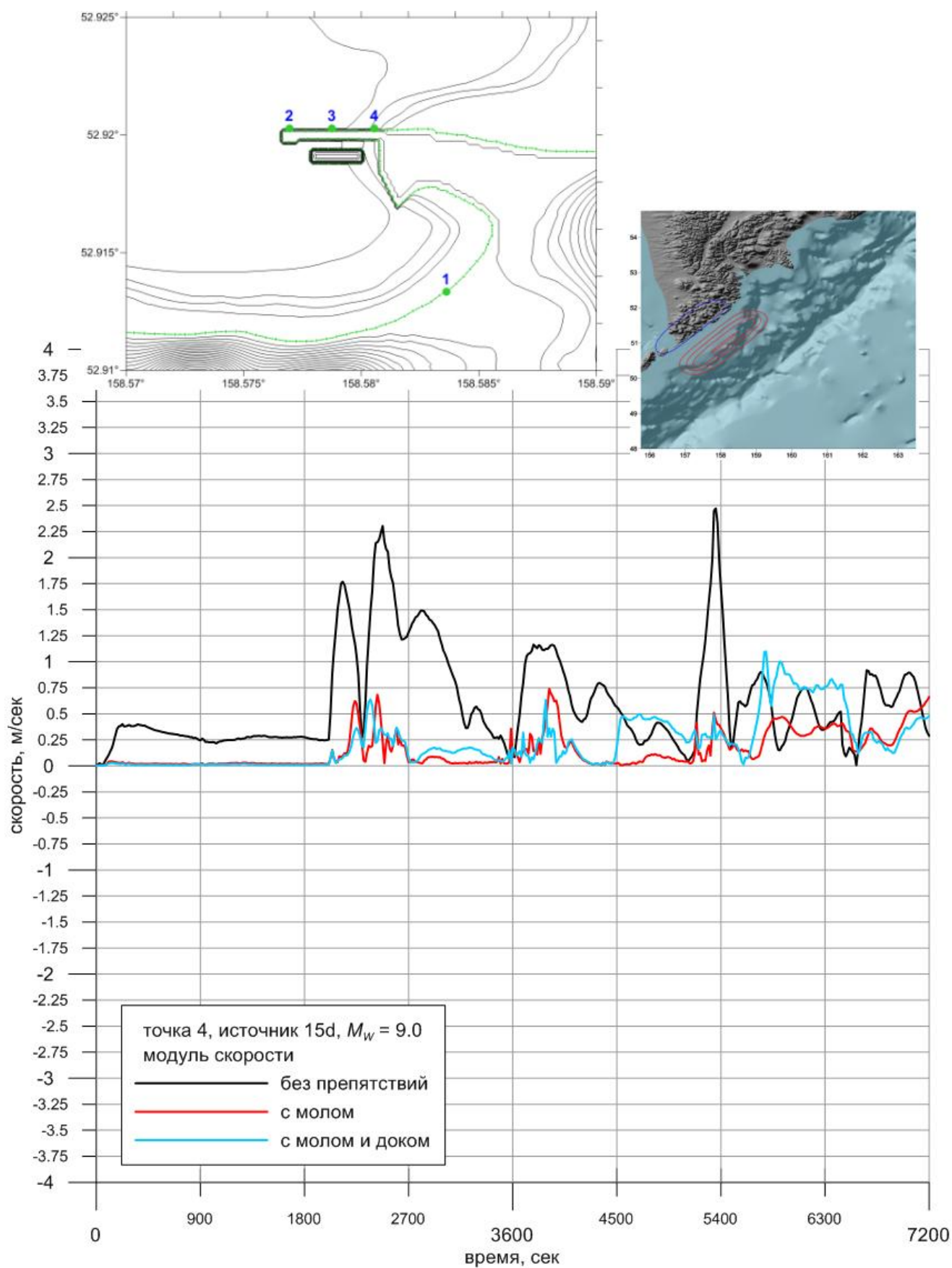


6.3.5.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-15d с магнитудой $M_w = 9.0$



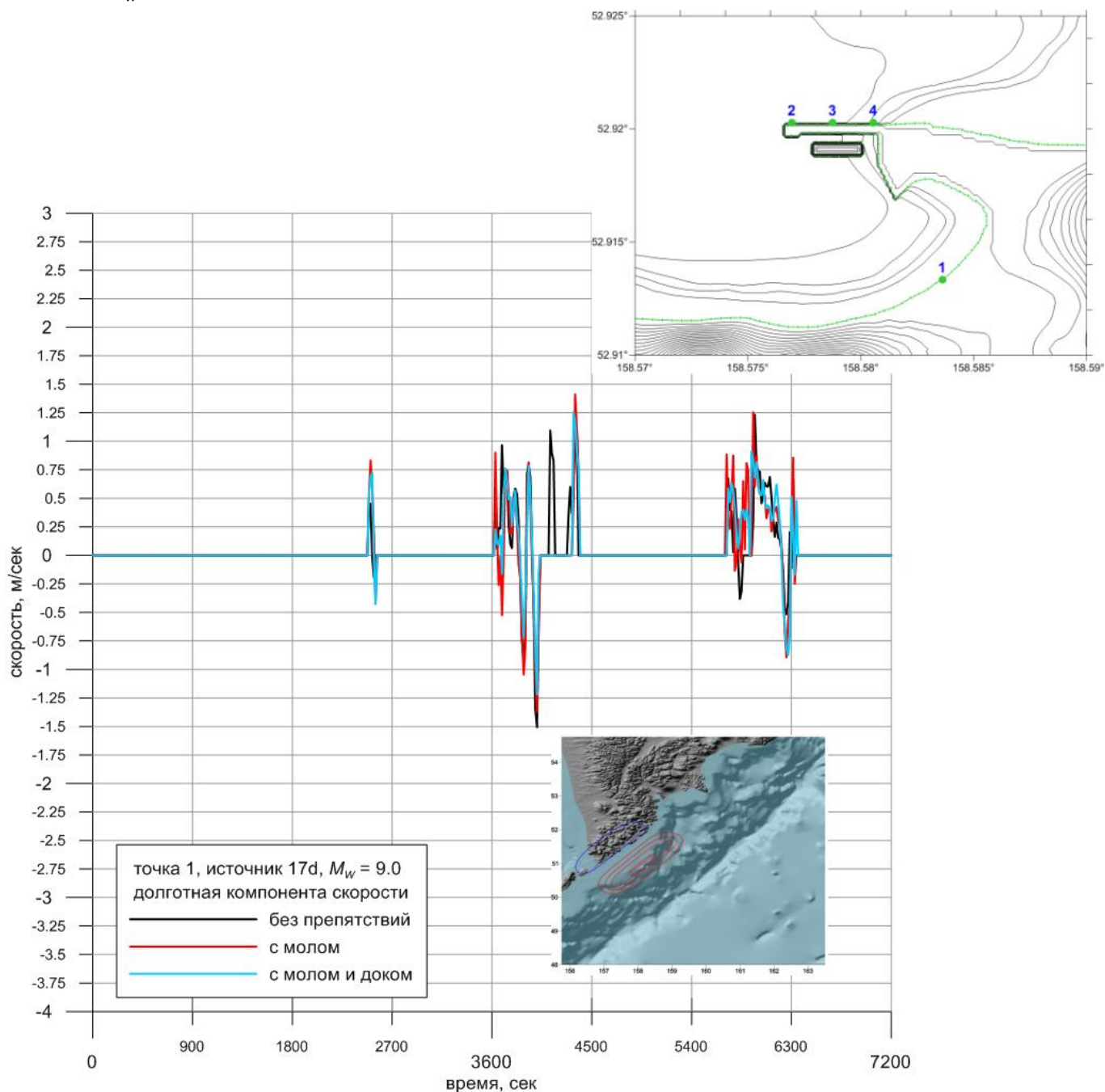


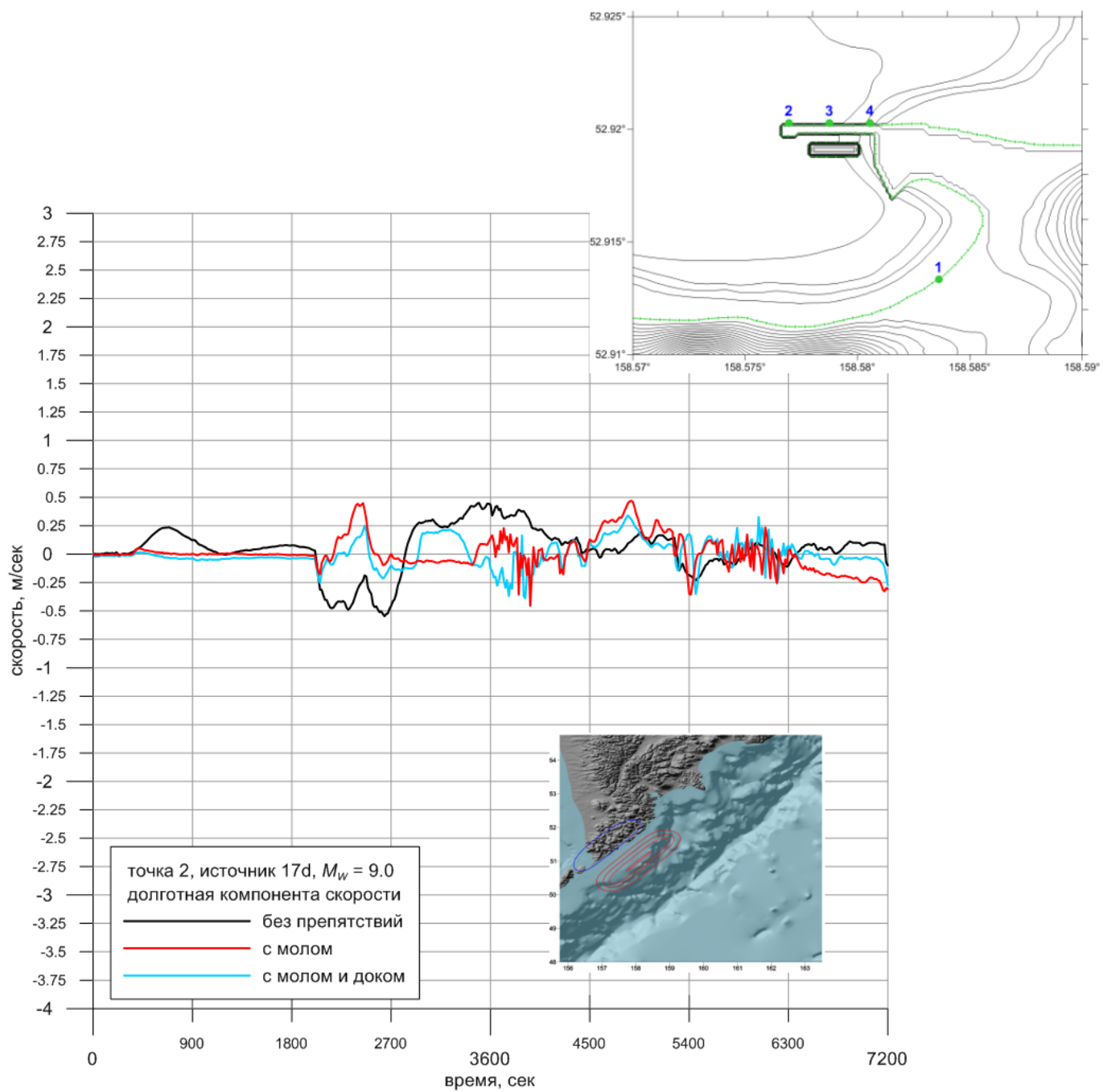


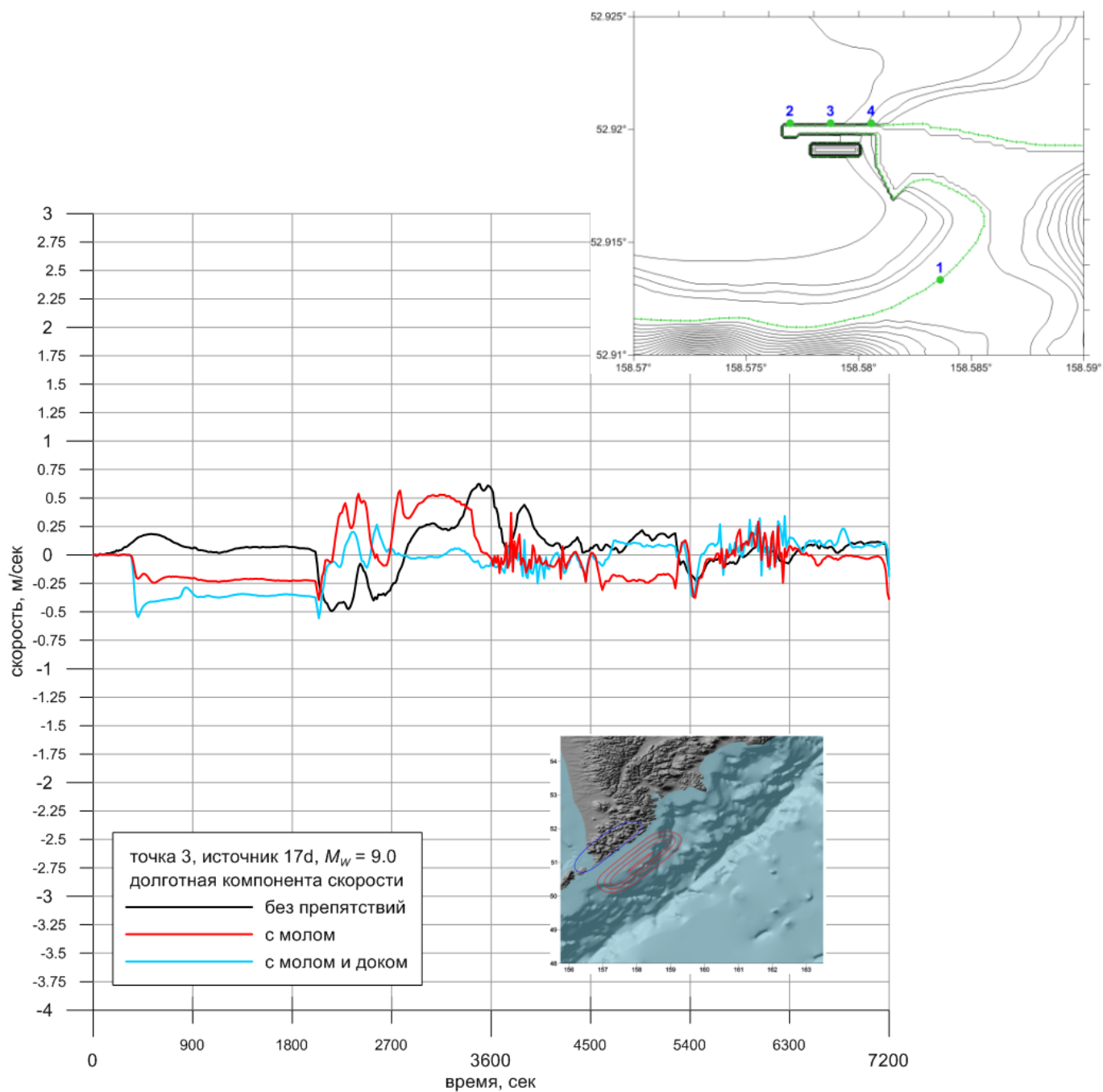


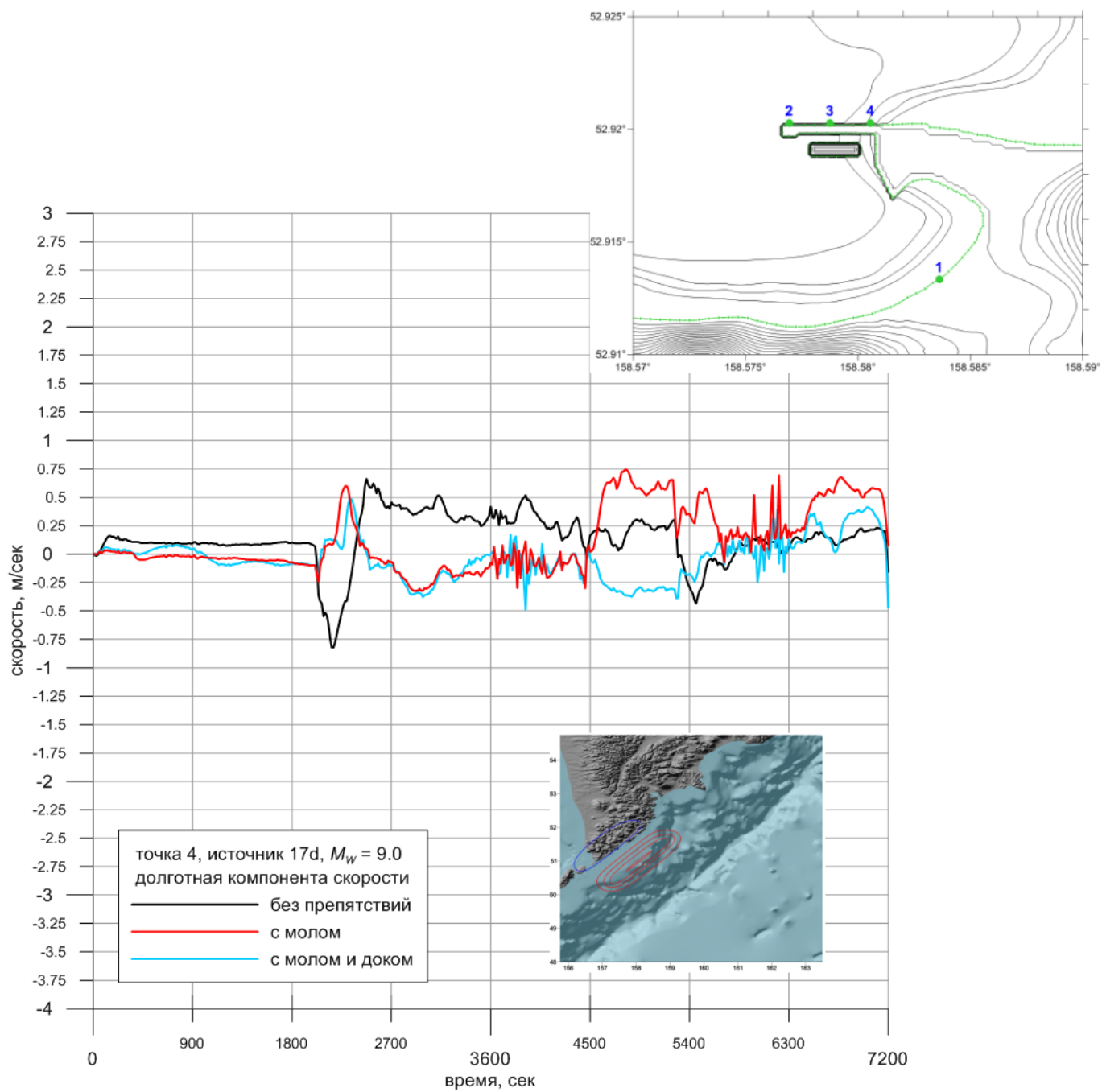
6.3.6 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-17d с магнитудой $M_w = 9.0$

6.3.6.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-17d с магнитудой $M_w = 9.0$

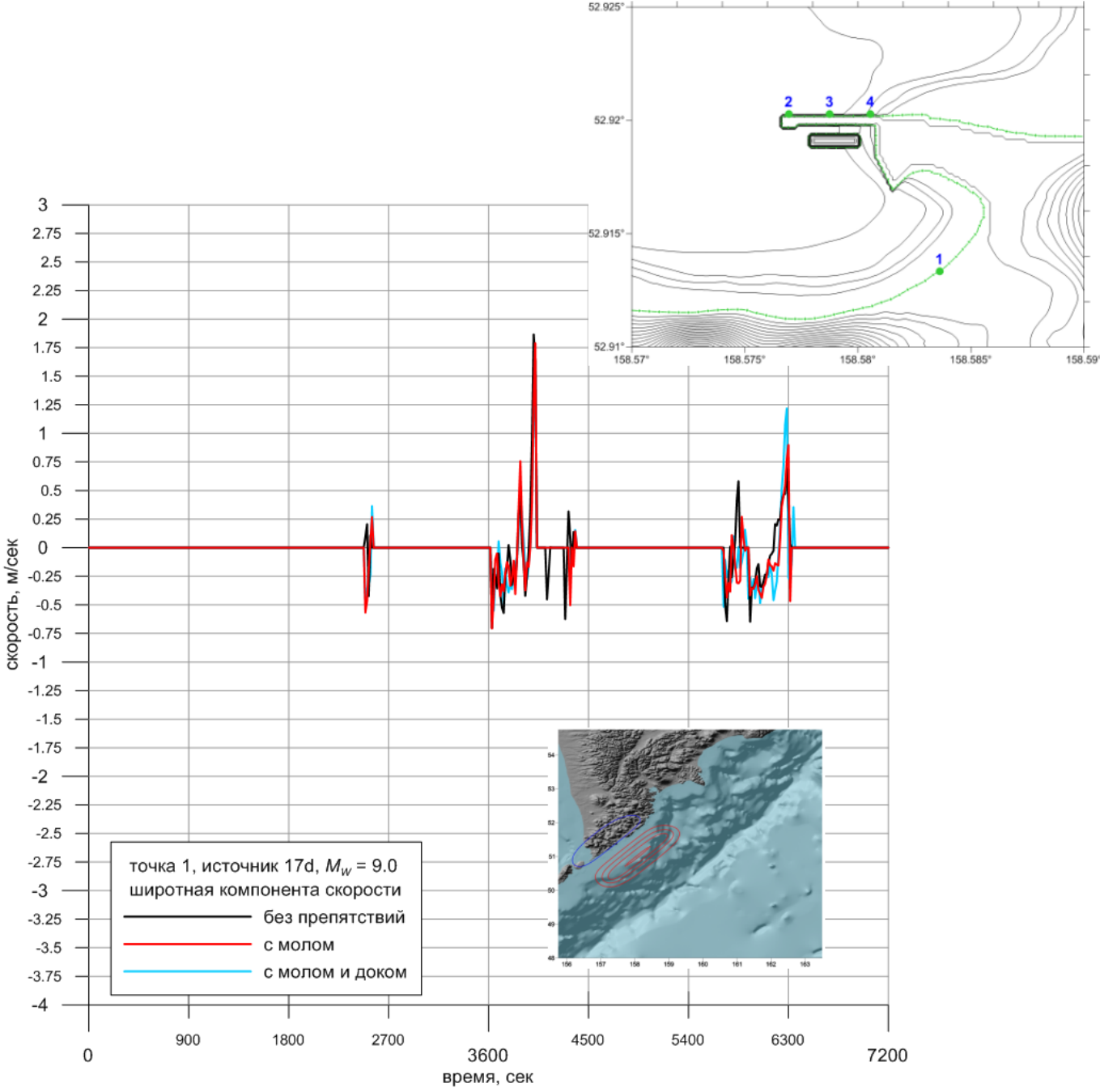


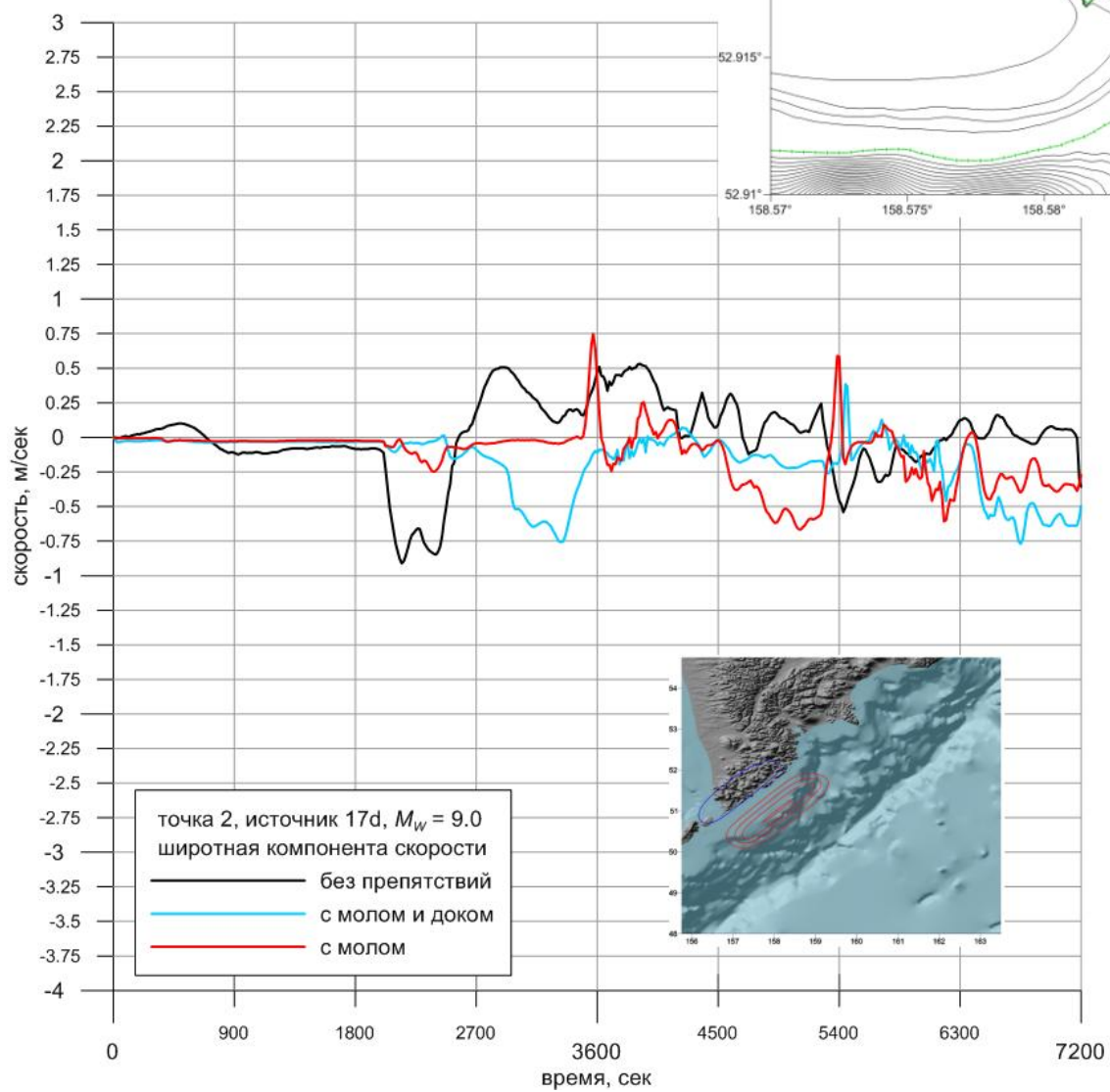


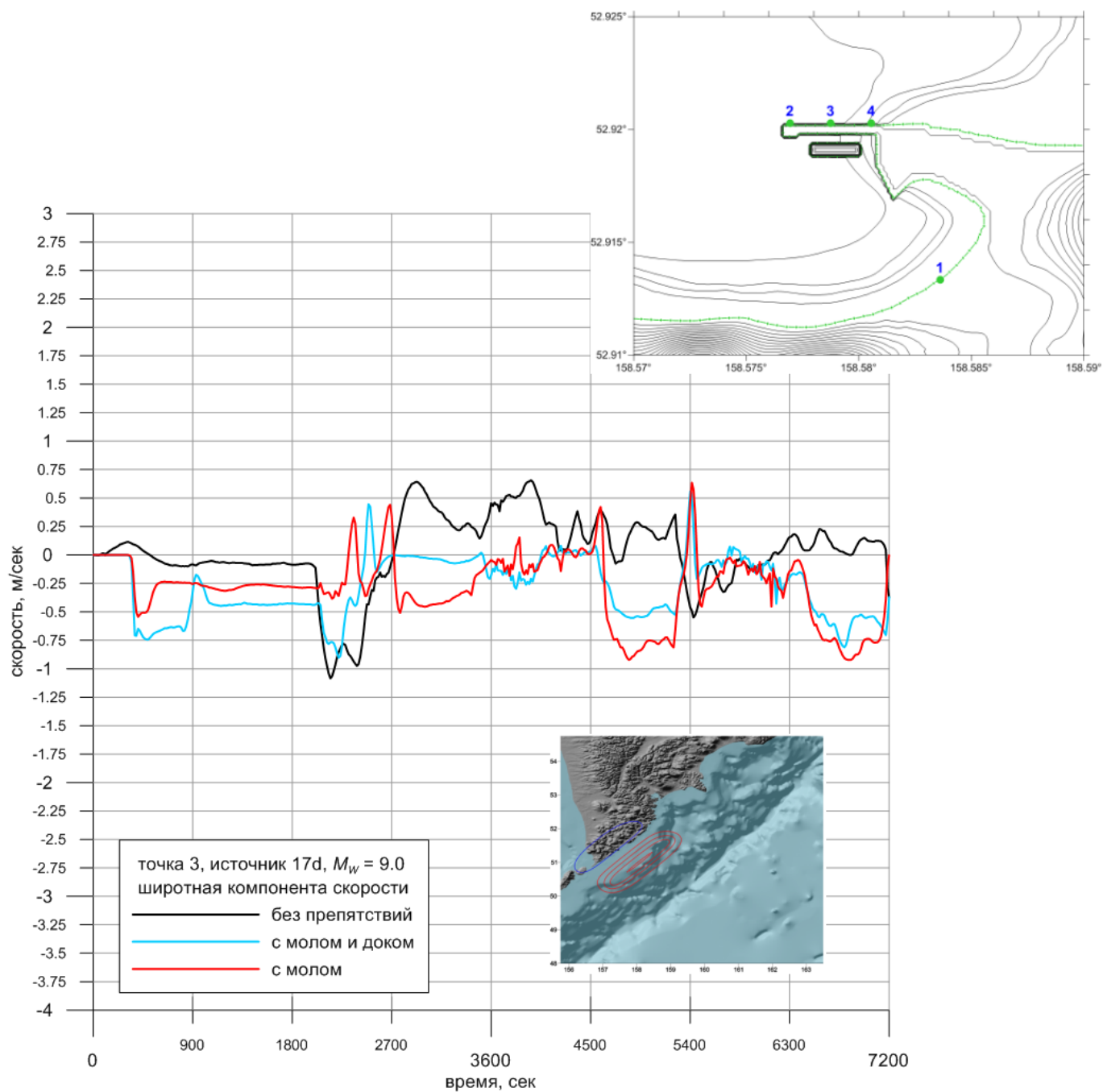


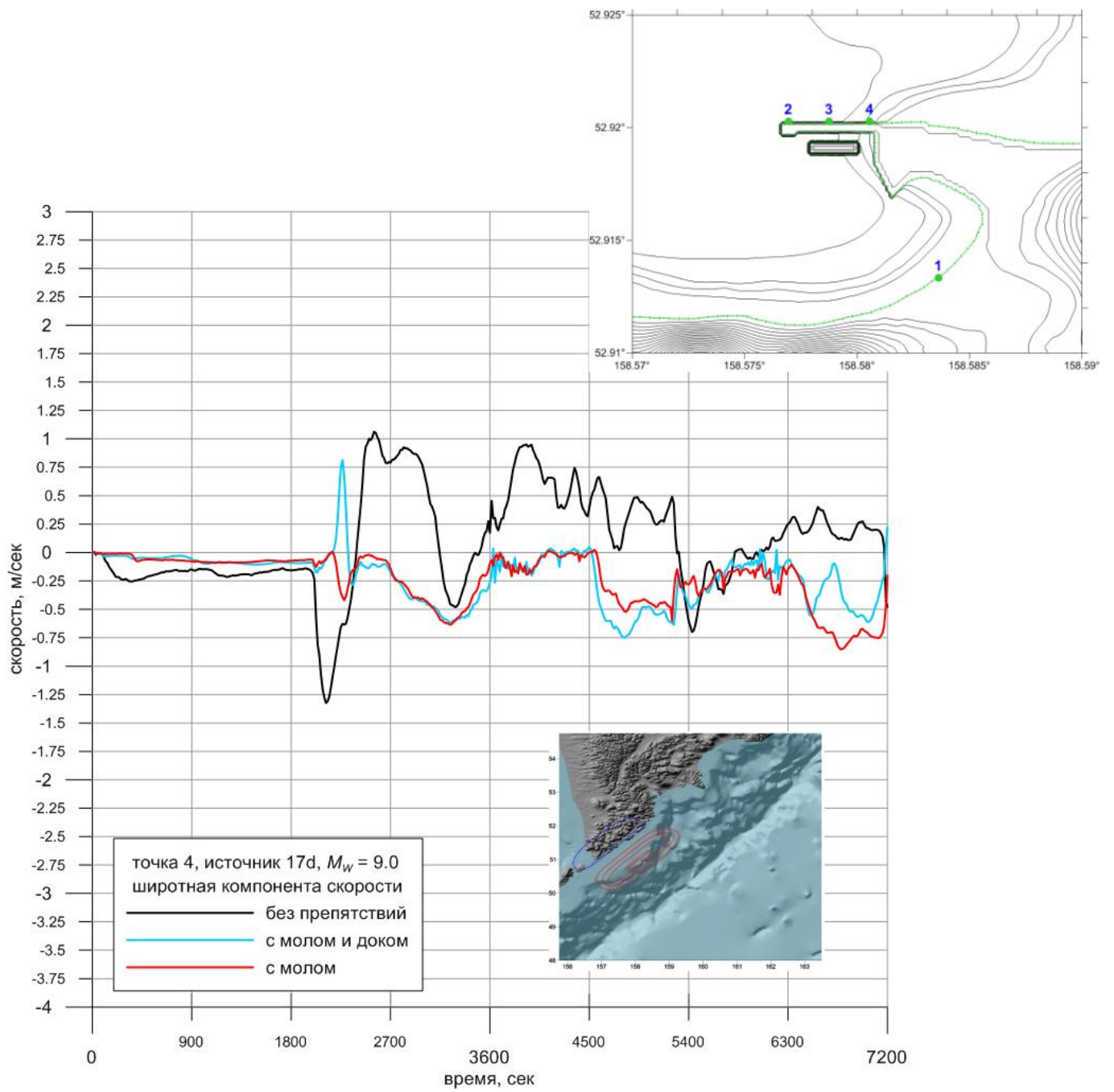


6.3.6.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-17d с магнитудой $M_w = 9.0$

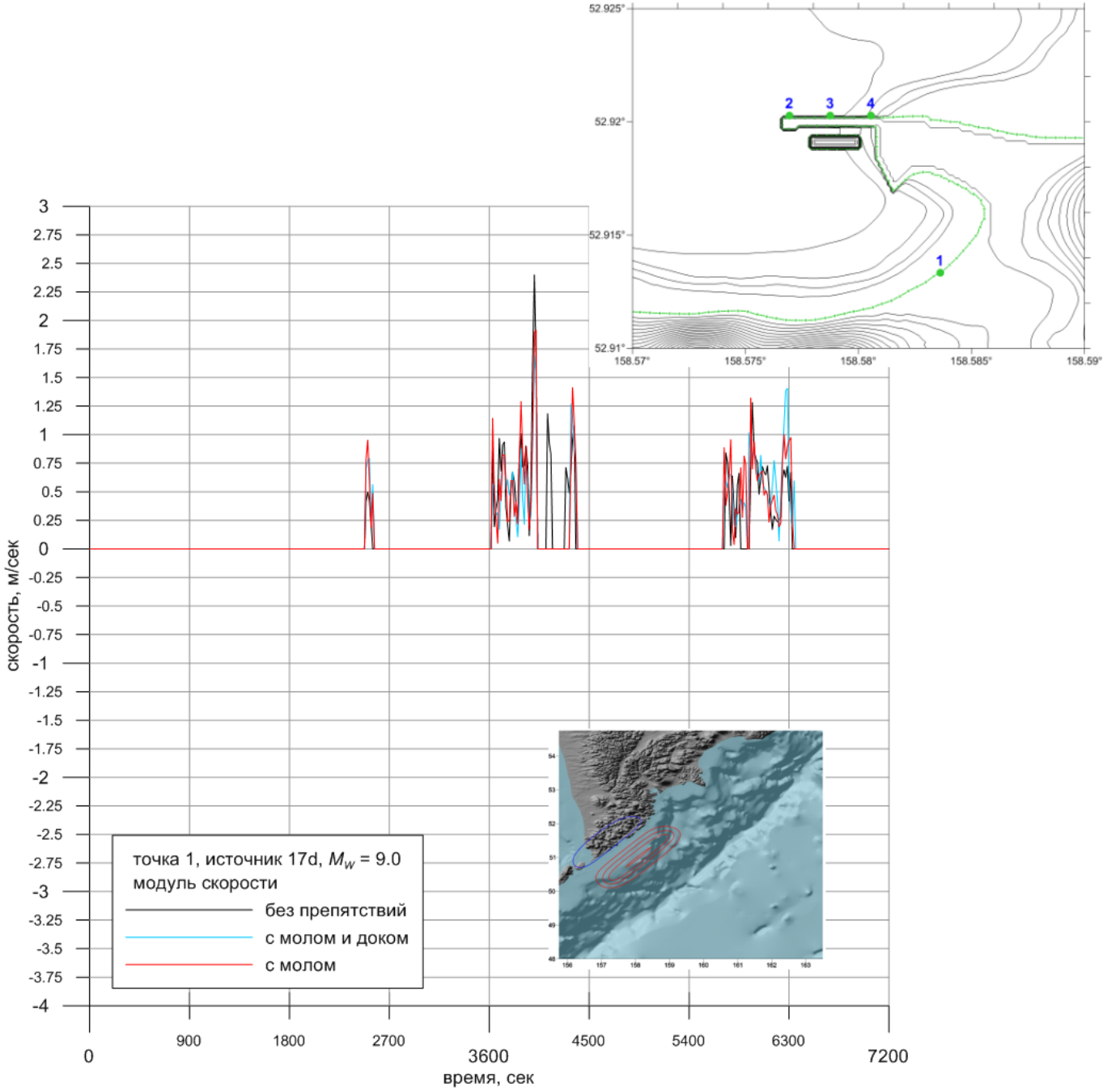


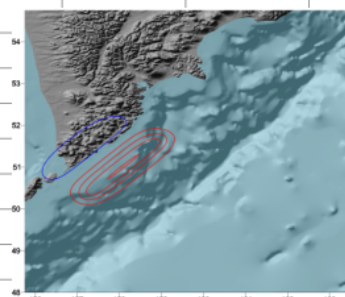
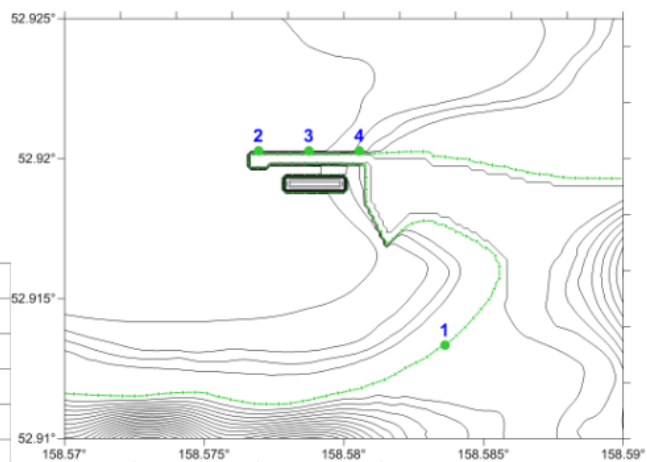
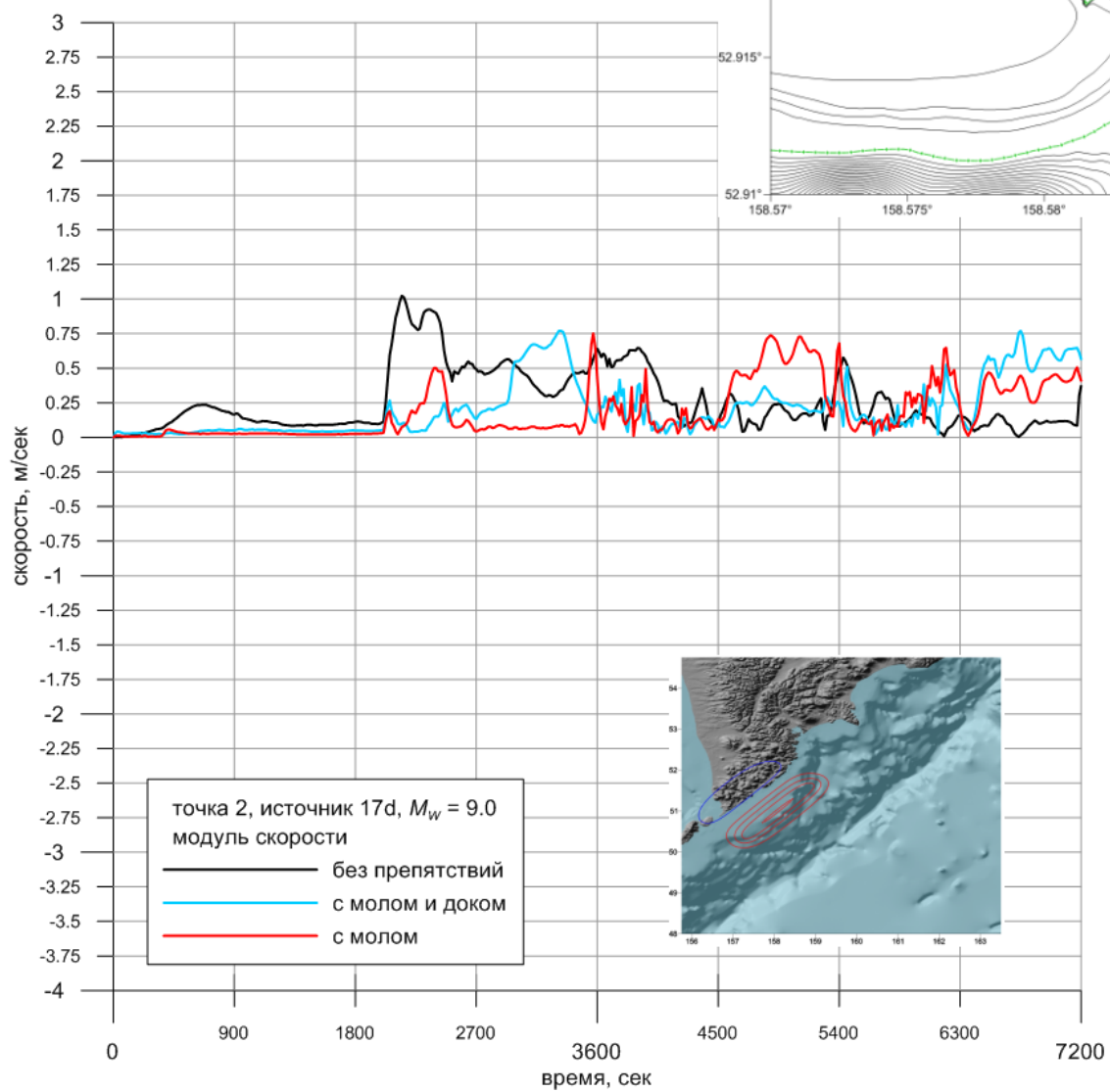


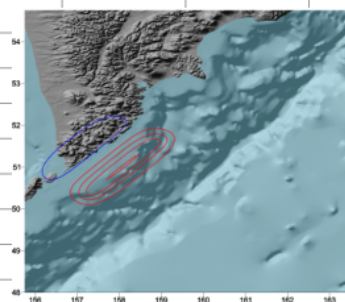
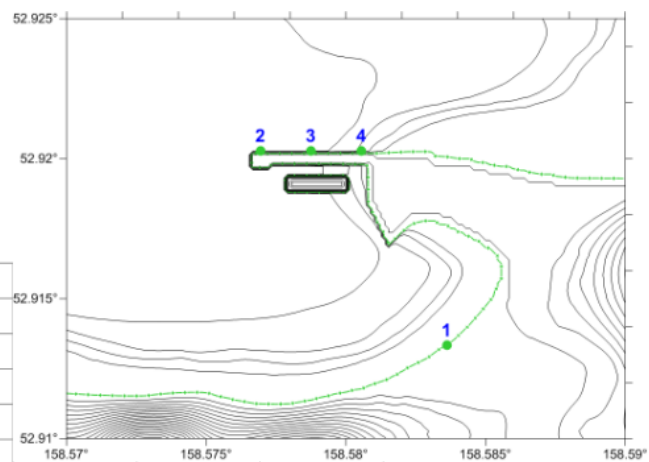
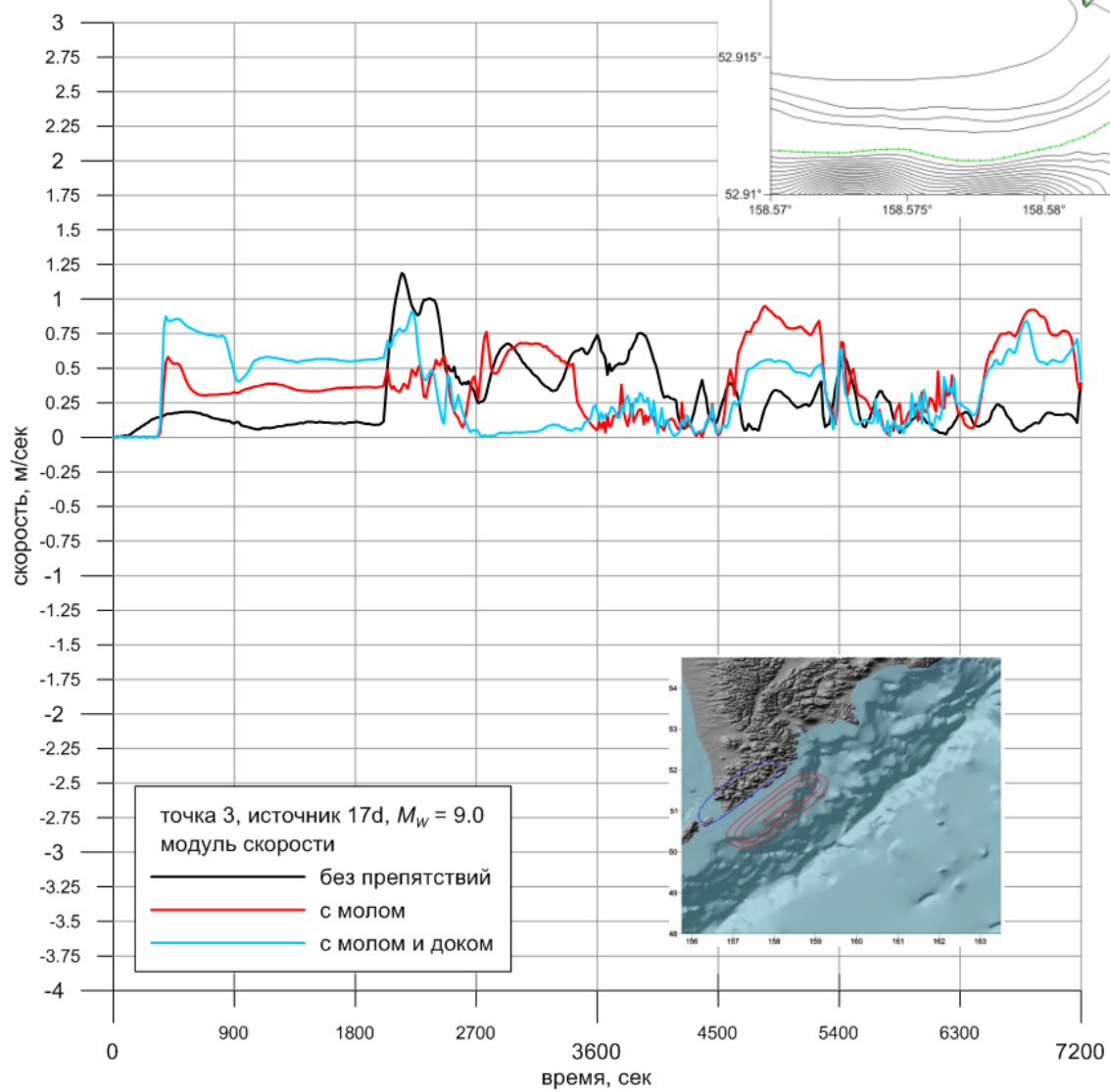


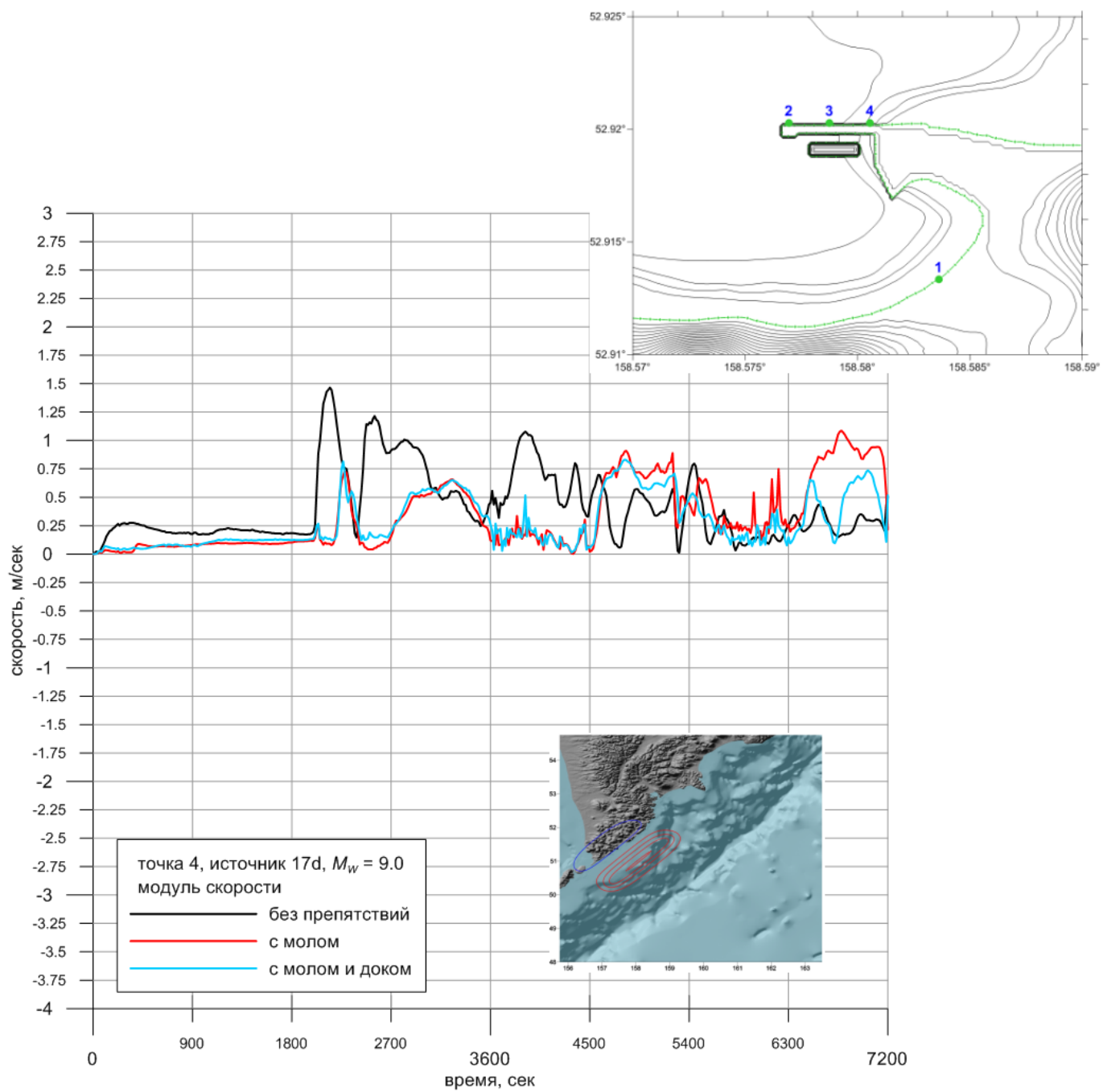


6.3.6.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-17d с магнитудой $M_w = 9.0$



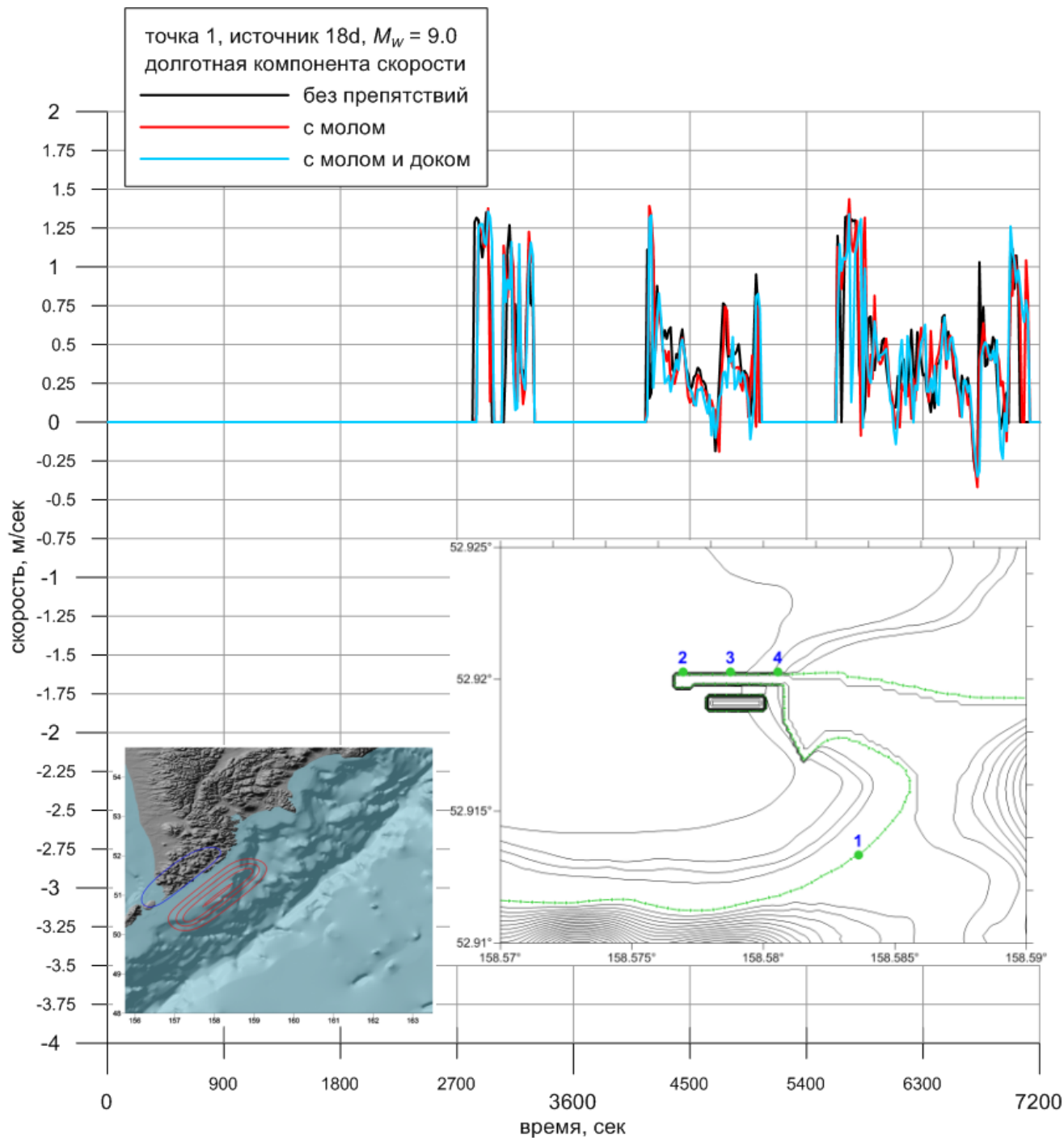


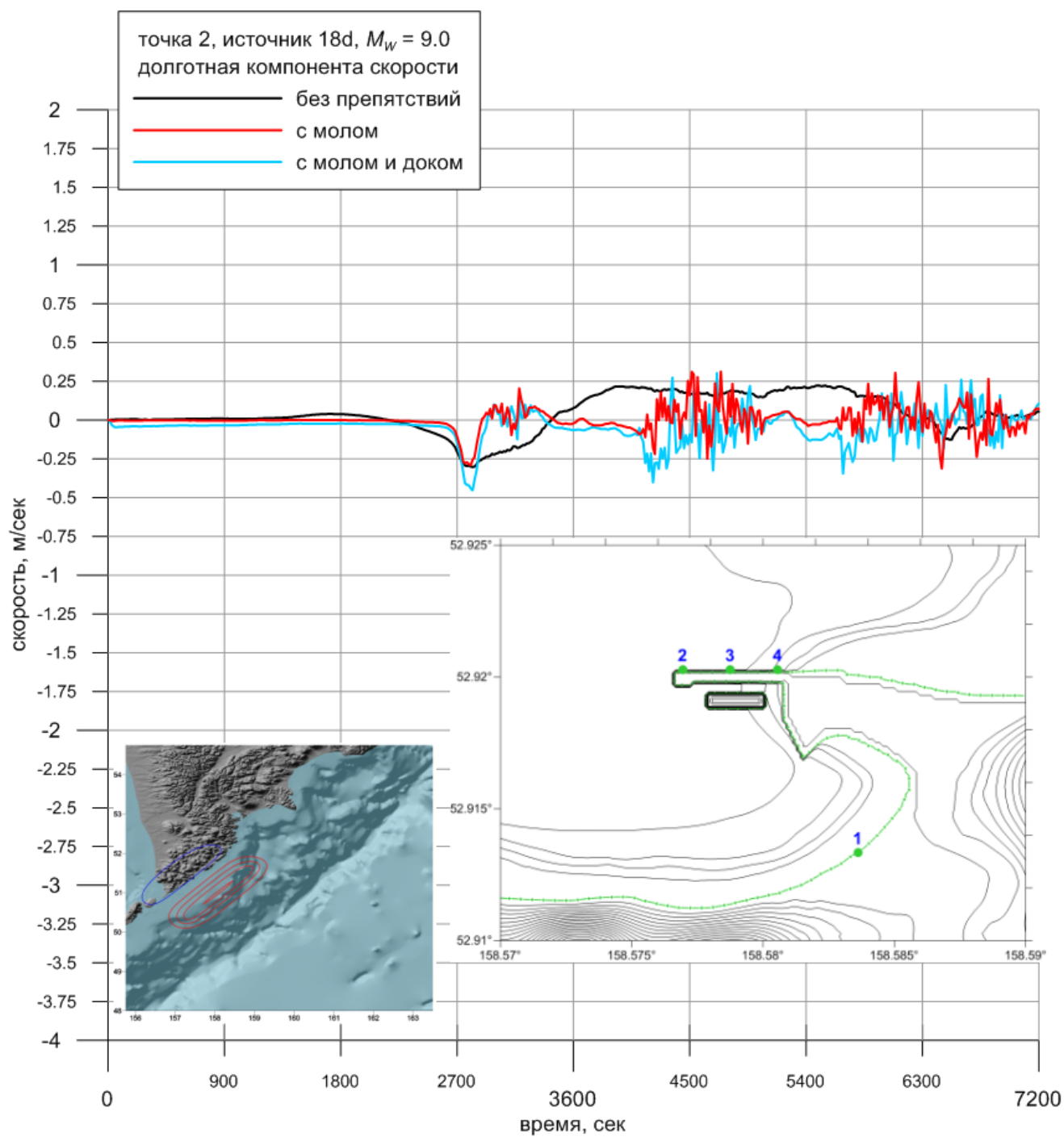


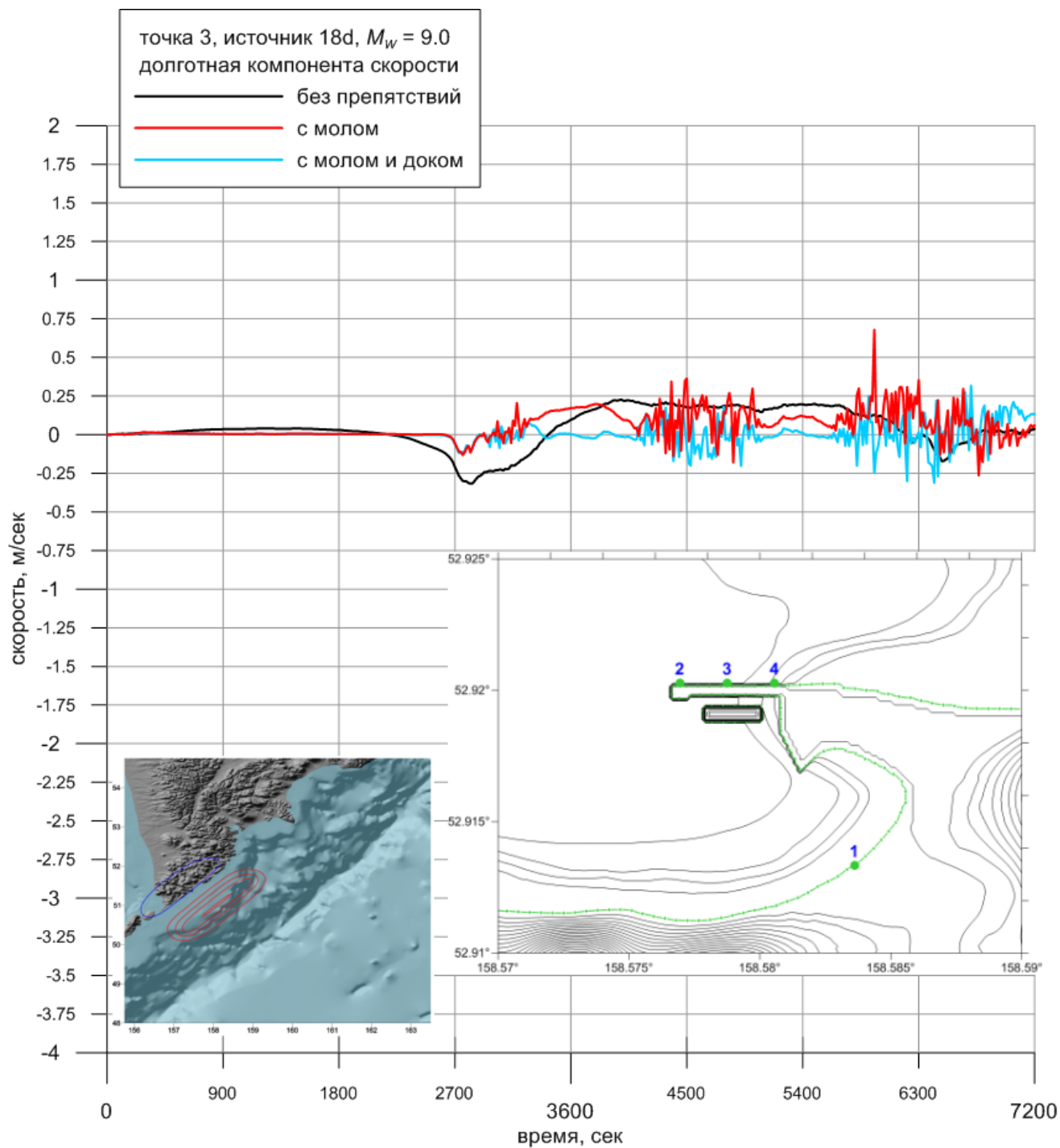


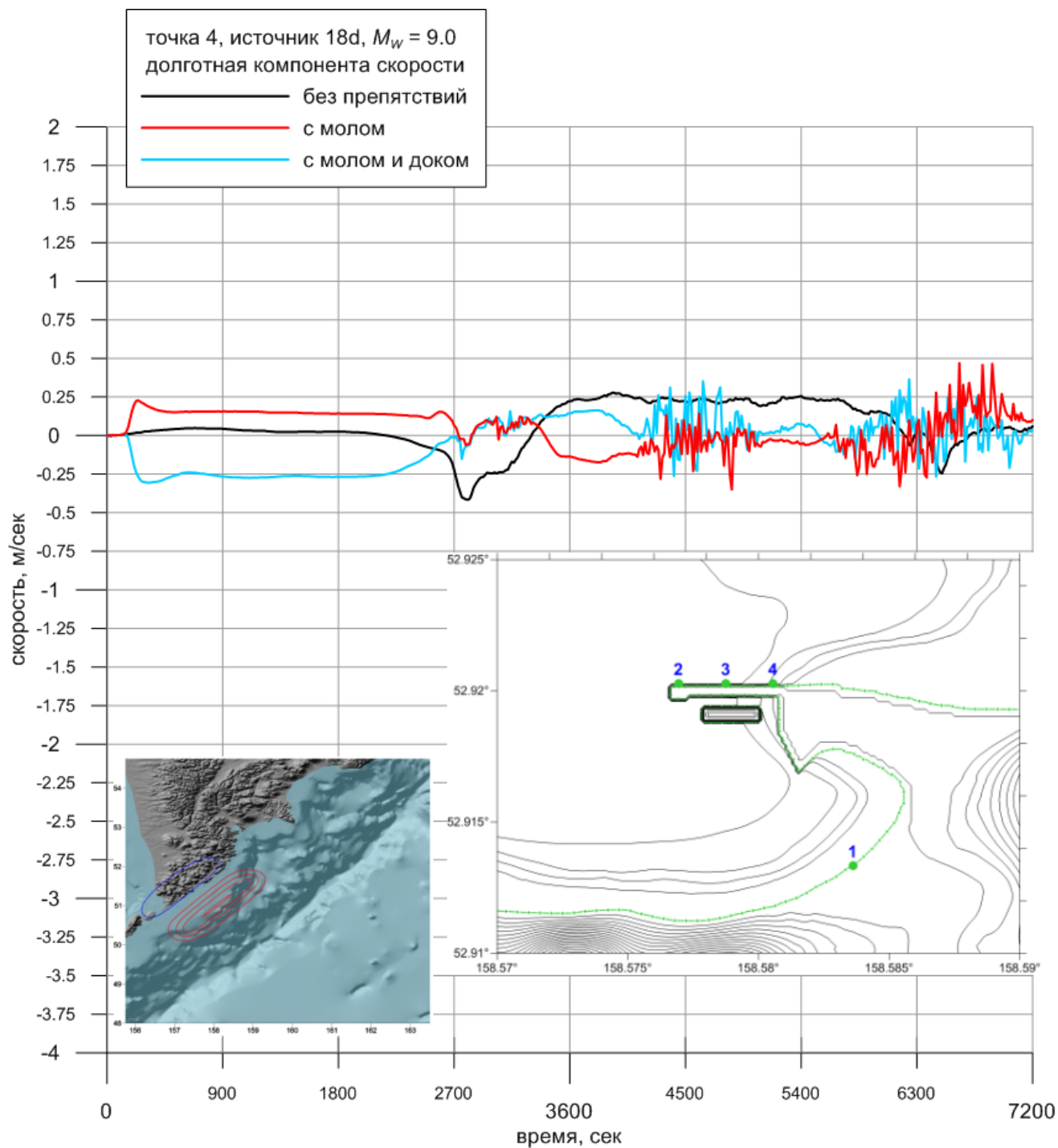
6.3.7 Максимальные значения скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-18d с магнитудой $M_w = 9.0$

6.3.7.1 Максимальные значения долготной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-18d с магнитудой $M_w = 9.0$

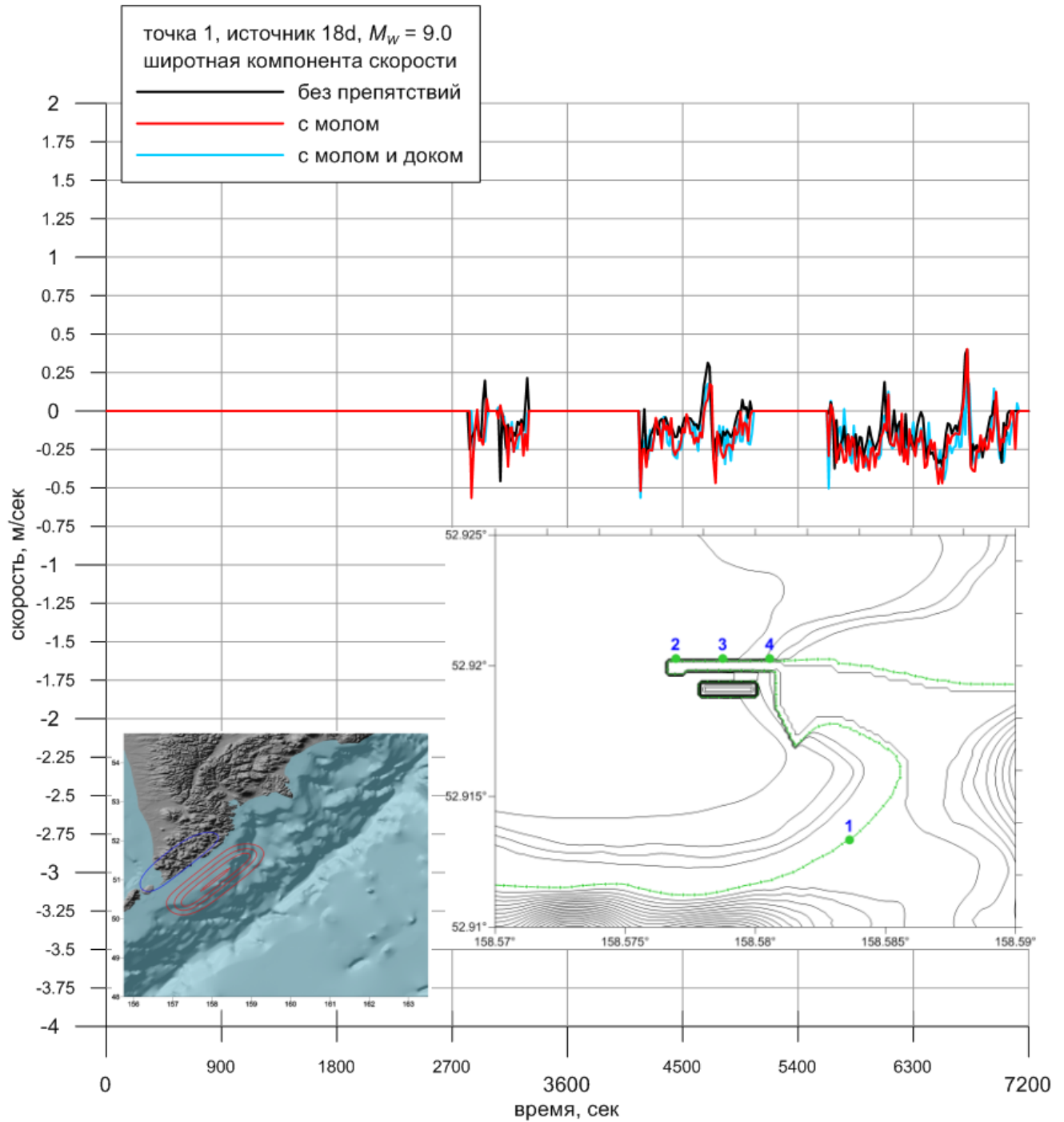


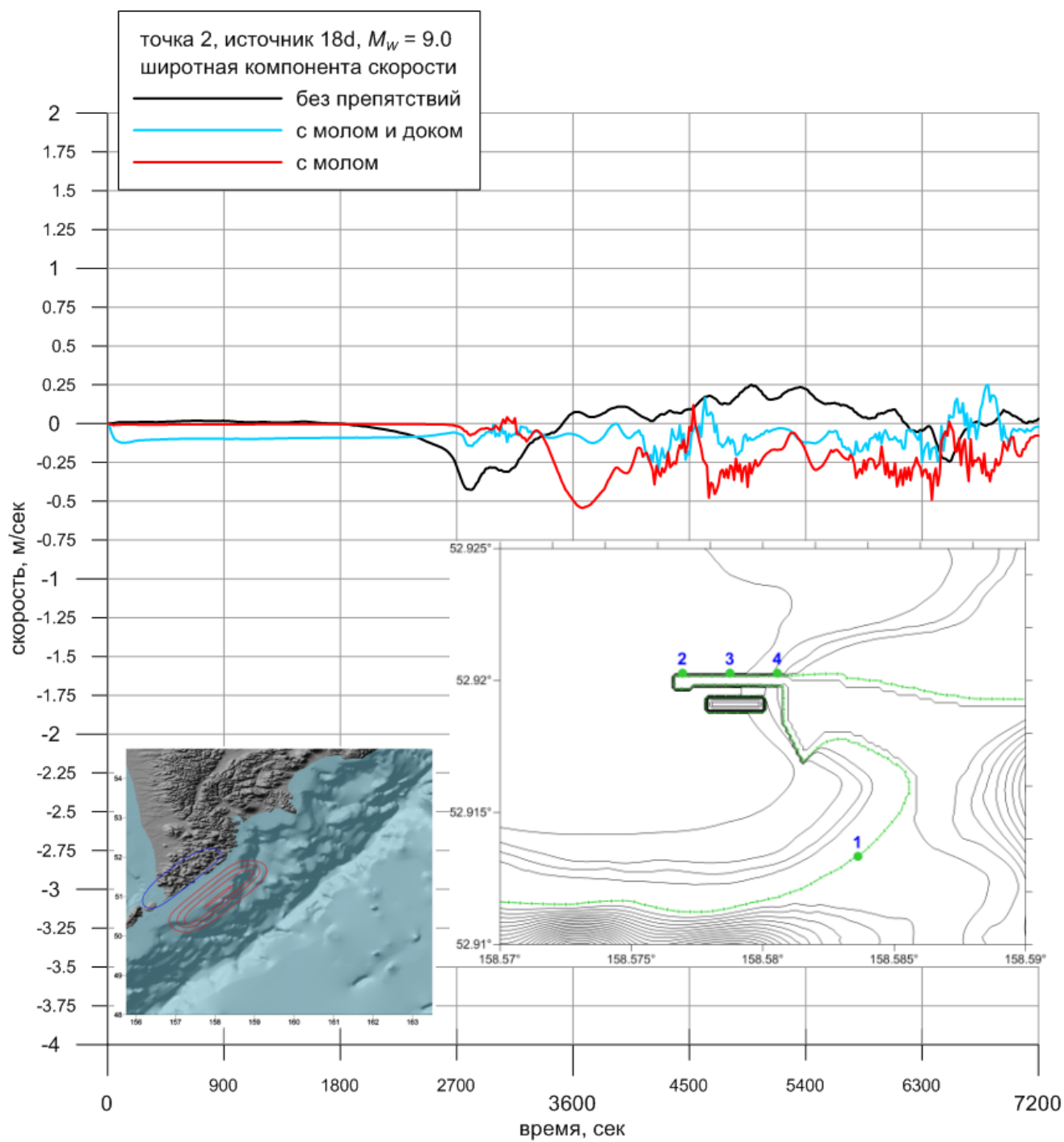


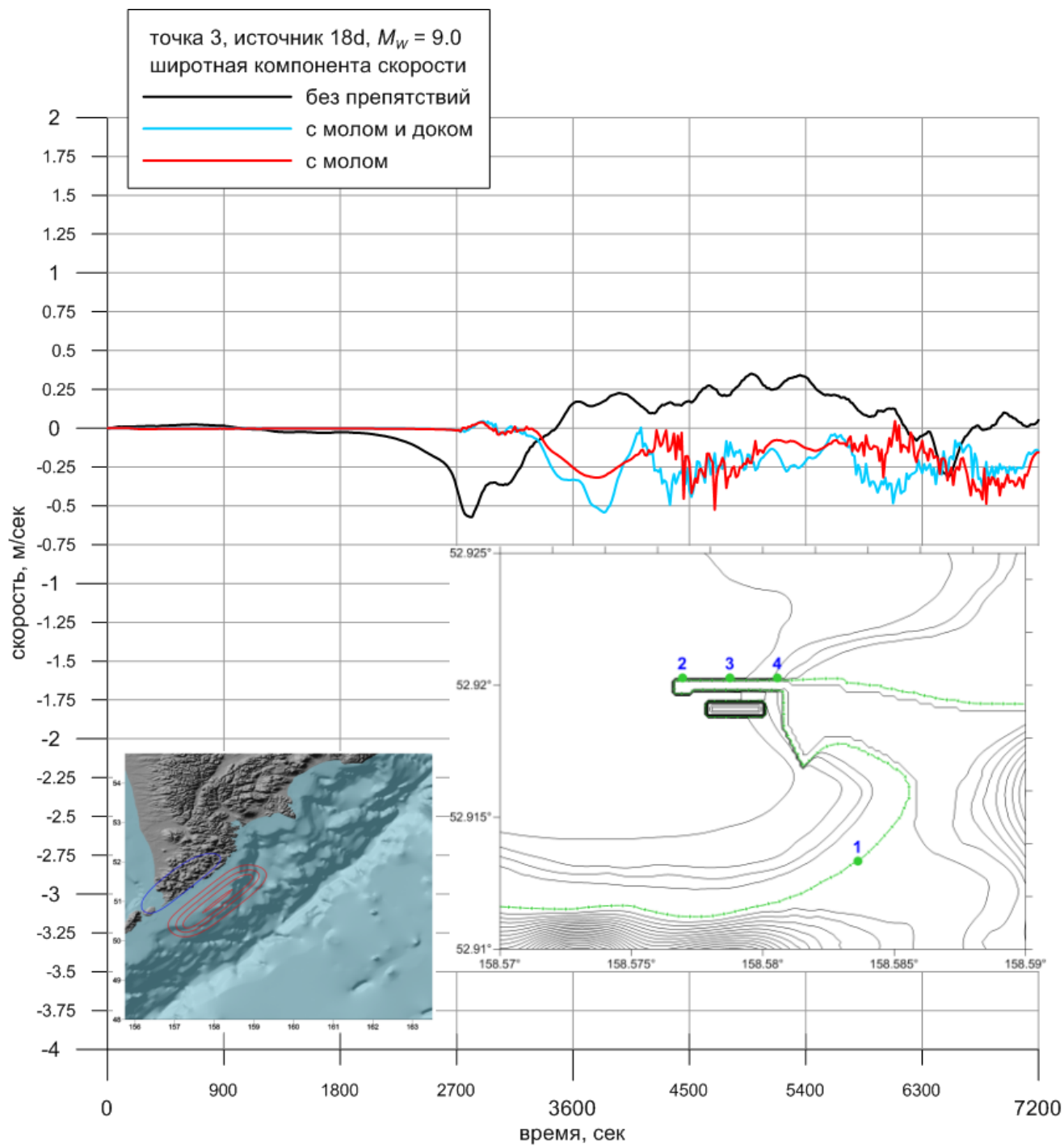


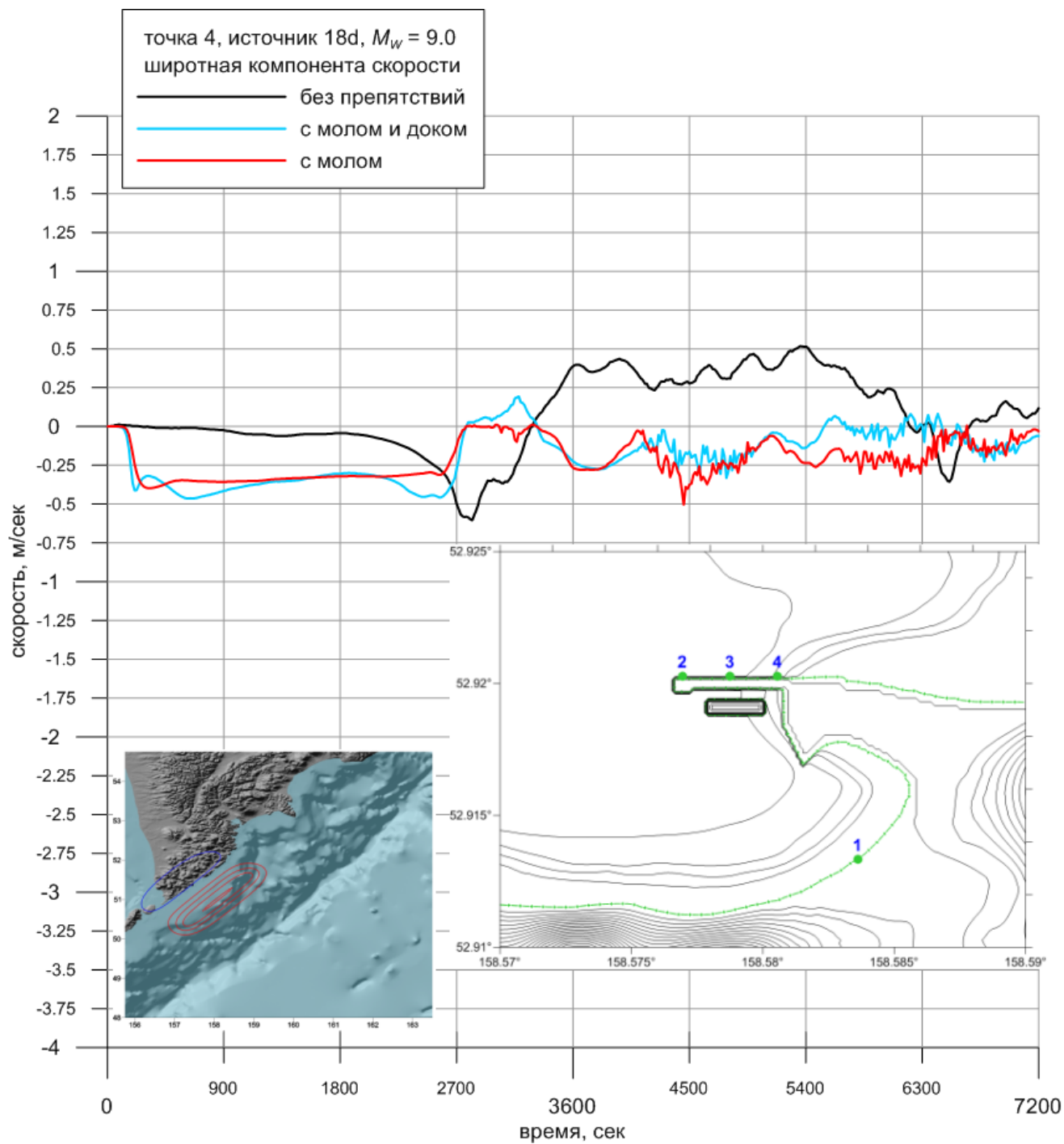


6.3.7.2 Максимальные значения широтной компоненты скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-18d с магнитудой $M_w = 9.0$

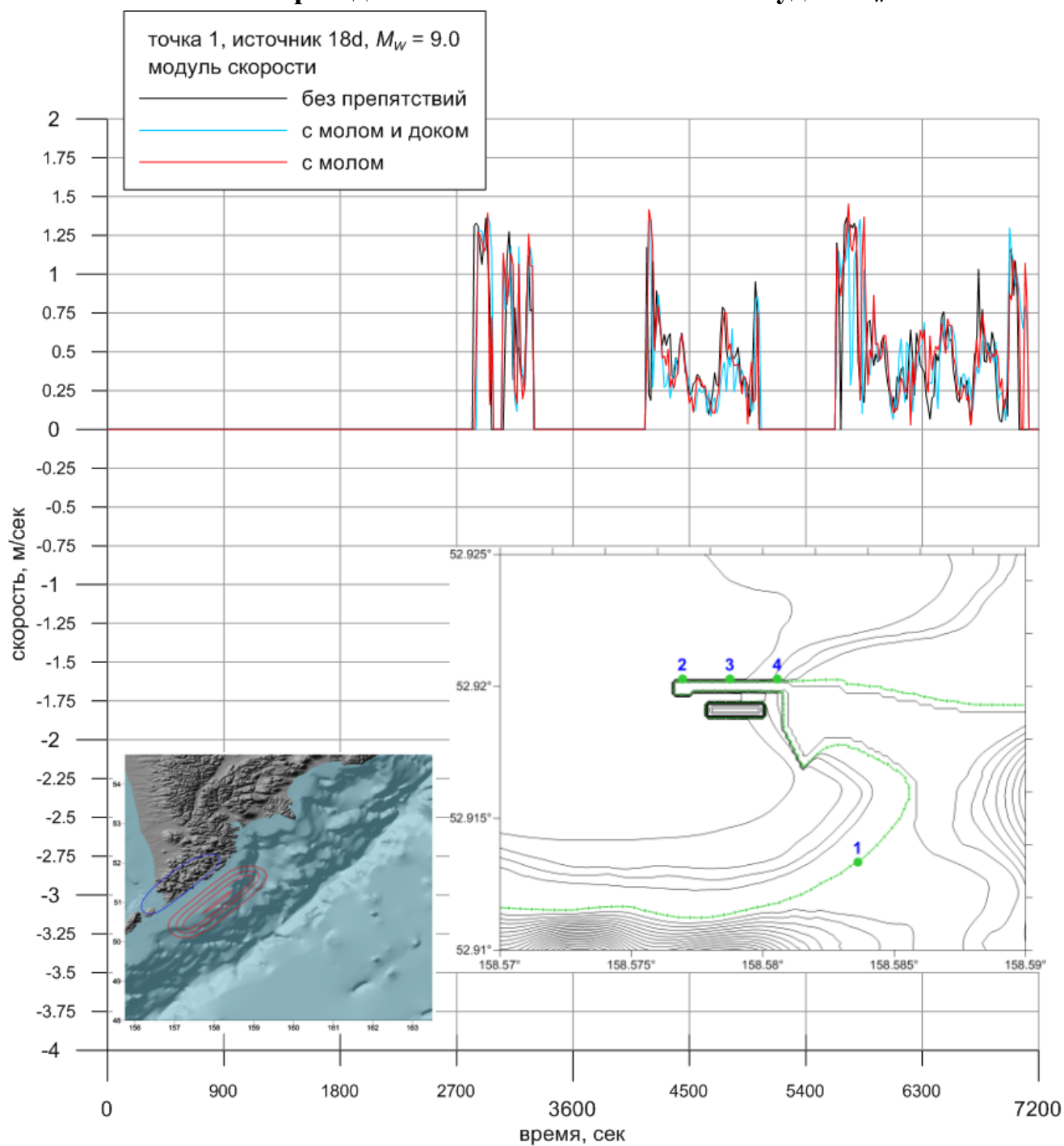


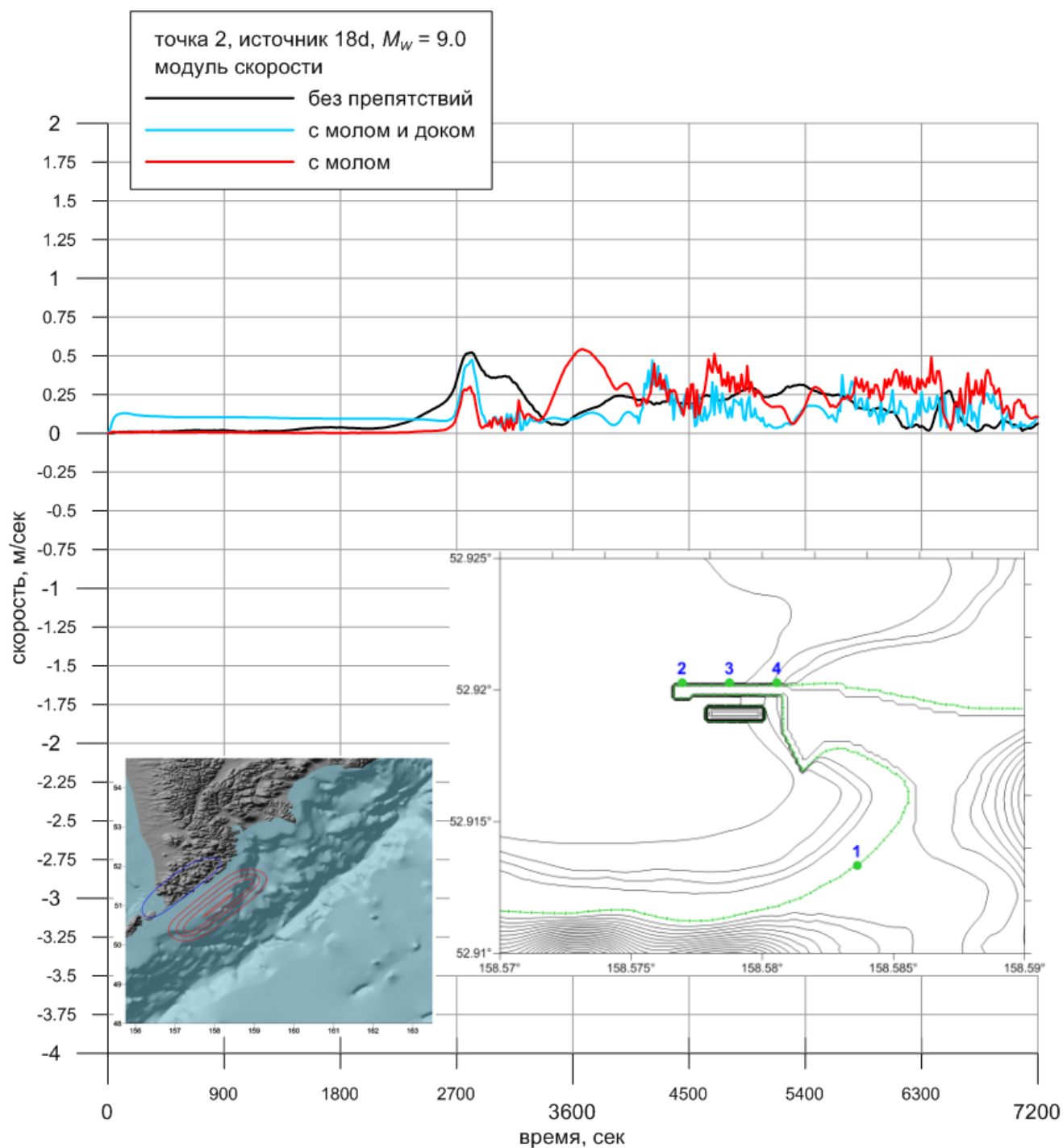


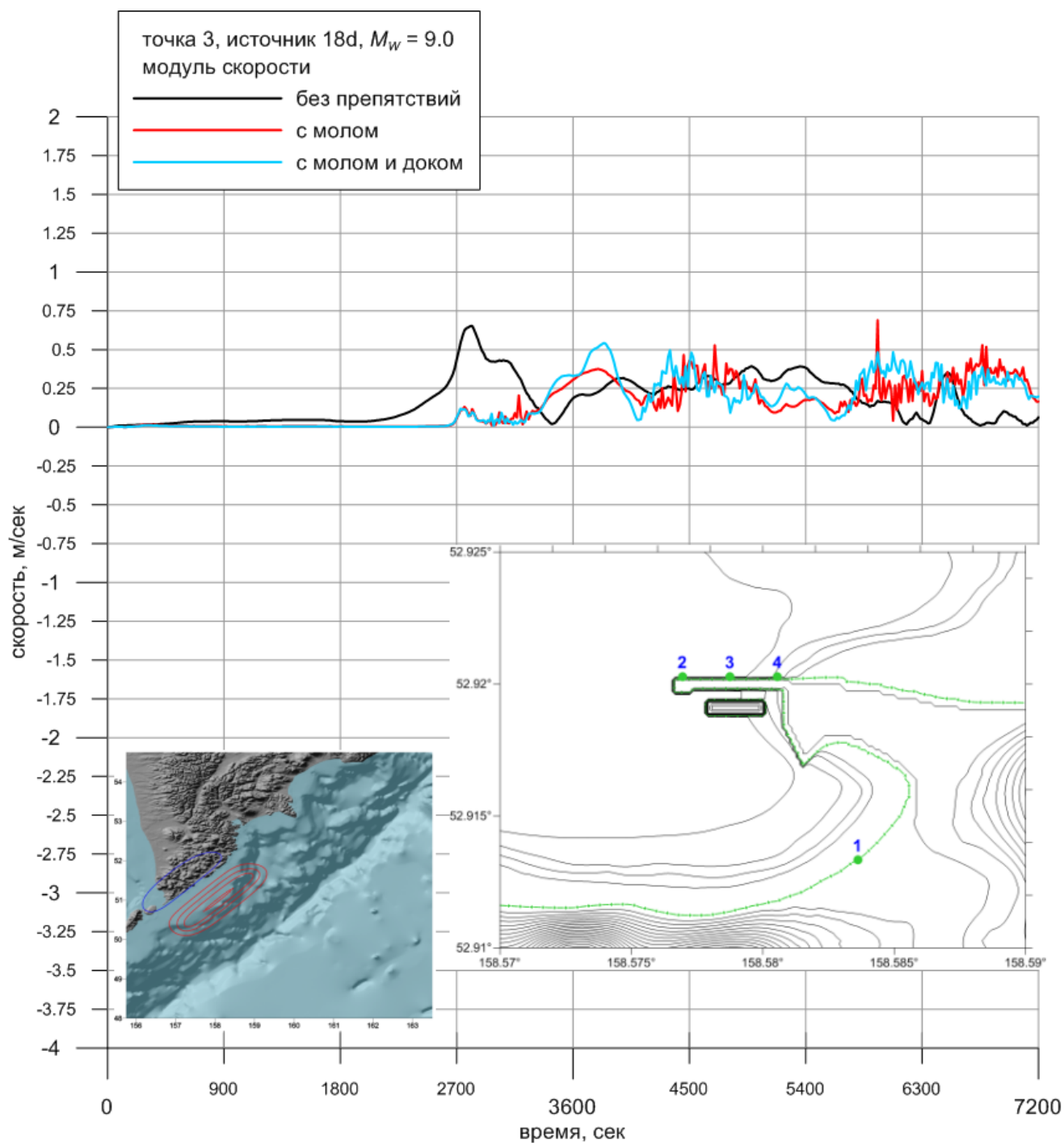


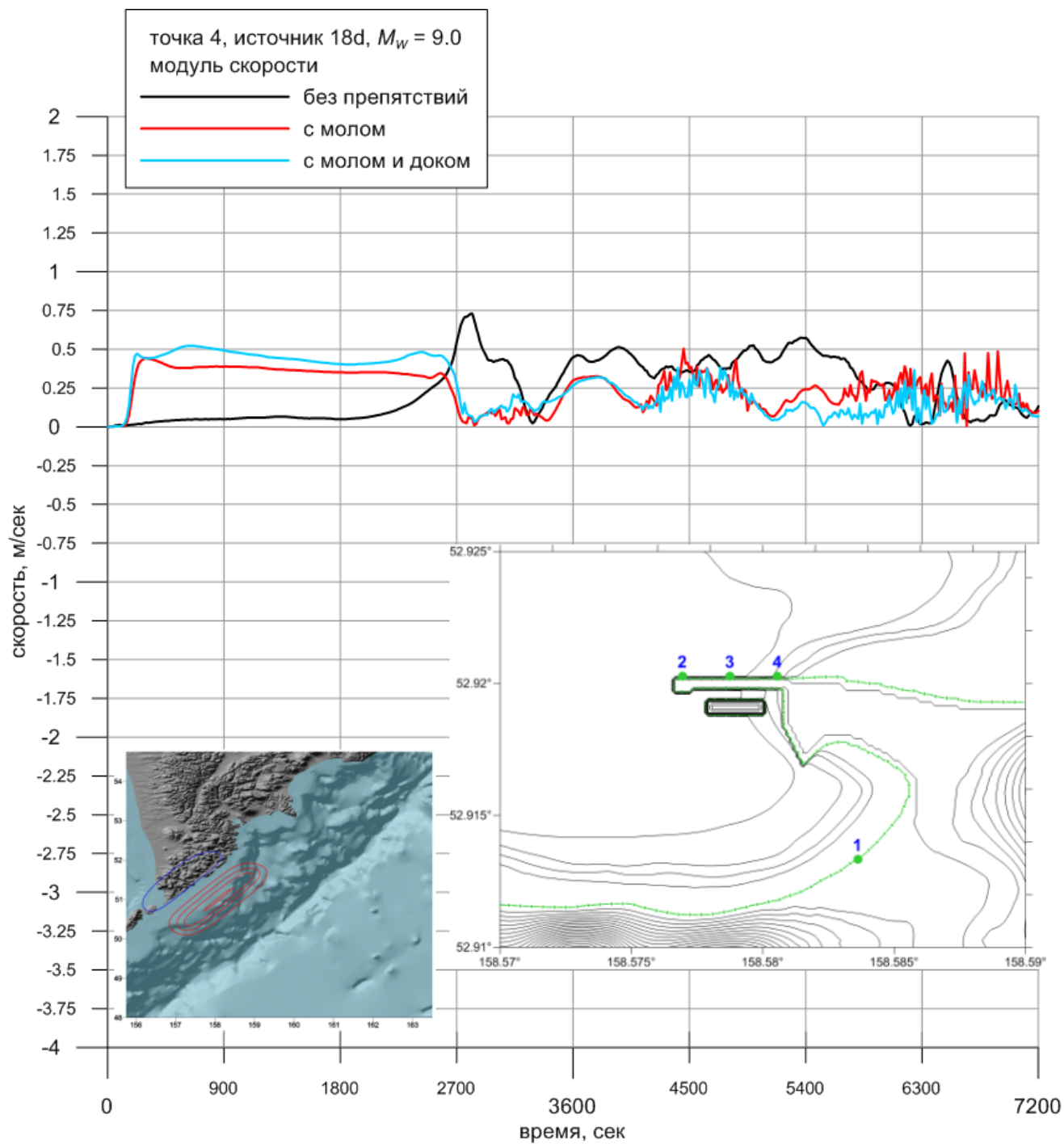


6.3.7.3 Максимальные значения модуля скорости водного потока в заданных точках акватории для источника 90-18d с магнитудой $M_w = 9.0$









7 Заключение

За отчетный период исполнителями выполнены следующие работы:

1. создана совокупность очагов модельных цунамигенных землетрясений, адекватных современным сейсмотектоническим представлениям об акватории, прилегающей к восточному побережью Камчатки; в эту совокупность входят группы модельных землетрясений с магнитудами $M_w = 7.8, 8.4, 9.0$;
2. на основе массивов GEBCO-2009 (с шагом 1 географическая минута) и SRTM подготовлены цифровые рельефы (массив батиметрии) дна и прилегающей суши с шагами 10, 2 и 0.5 географических секунд, при этом повышение разрешающей способности выполнено с помощью алгоритмов кусочной билинейной интерполяции; подготовленный массив адаптирован к особенностям численных алгоритмов, используемых при моделировании;
3. рассчитаны важнейшие параметры воздействия модельных цунами на побережье Авачинской бухты и бухты Богатыревка для наиболее опасных очагов гипотетических модельных цунамигенных землетрясений.

8 Литература

(SRTM) SRTM version 2.1, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/Eurasia/

(The Chilean tsunami, 1960). The Chilean tsunami of May 24, 1960 as observed along the coast of Japan // The Committee for Field Investigation of the Chilean tsunami of 1960, Tokyo, 1961, 397 p.

(WinITDB, 2007). Integrated Tsunami Database for the World Ocean, Version 5.16 of July 31, 2007, CD-ROM, Tsunami Laboratory, ICMG SB RAS, Novosibirsk, Russia.

Abe K. (1978) A dislocation model of the 1933 Sanriku earthquake consistent with tsunami waves // J. Phys. Earth, V.26, № 4, P.381-396.

Abe K. (1979) Tsunami propagation on a seismological fault model of the 1952 Kamchatka earthquake // Bull. Nippon Dental Univ., № 8, P.3-11.

Aida I. (1974) Numerical computation of a tsunami based on a fault origin model of an earthquake // J. Seism. Soc. Japan, V.27, № 2, P.141-154.

Aida I. (1978) Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters // J. Phys. Earth, V.26, P.57-73.

Ando M. (1982) A fault model of the 1946 Nankaido earthquake derived from tsunami data // Phys. Earth Planet. Int., V.28, № 4, P.320-336.

Atwater B.F. (1987). Evidence for Great Holocene Earthquakes Along the Outer Coast of Washington State. // Science, 1987, 236:942-944.

Atwater B.F., Nelson A.R., Clague J.J. et al. (1995) Summary of coastal geologic evidence about past great earthquakes at the Cascadia subduction zone // Earthquake Spectra, Vol.11, No. 1. P.1-18.

Atwater B.F., Satoko M.-R., Satake K., Tsuji Y., Ueda K., and Yamaguchi D.K. (2005). The Orphan Tsunami of 1700: Japanese Clues to a Parent Earthquake in North America. U.S. Geological Survey and University of Washington Press, Seattle, Washington, 2005.

Bautin S.P., Deryabin S.L., Sommer A.F., Khakimzyanov G.S., Shokina N.Yu. (2011) Use of analytic solutions in the statement of difference boundary conditions on a movable shore line // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. Vol. 26, No. 4. P. 353-377.

- Berkman S.C., Symons J. M. (1961). Tsunami of May 22, 1960 as recorded at tide stations. Coast and Geodetic Survey, Washington, D.C., USA, 1961, 79 p.
- Chinnery M. (1951) The deformation of the ground around surface faults // Bull. Seis. Soc. Am., V.51, P.355-372.
- Comer R.P. (1984) Tsunami generation: a comparison of traditional and normal mode approaches // Geophys. J. R. Astr. Soc., V.77, № 1, P.29-41.
- Geist E. (1998) Local tsunamis and earthquake source parameters. In: Tsunamigenic Earthquakes and Their Consequence (R.Dmowska and B.Saltzman, Editors) // Advances in Geophysics., V.39, P.117-209.
- Hammack J.L. (1972) Tsunamis: a model of generation and propagation // W.M. Keck Laboratory Hydraulic and Water Resources, Calif. Inst. Techn. Report KH-R-28, 261 p.
- Hammack J.L. (1973) A note on tsunamis: their generation and propagation in an ocean of uniform depth // J. Fluid Mech., V.60, p. 4. P. 769-799.
- Hwang L.-S., Divoky D. (1970) Tsunami generation // J. Geophys. Res., V.75, № 33, P.6802-6817.
- Iida K. (1984). Catalog of tsunamis in Japan and neighboring countries // Special report, Yashigasa, Aichi Institute of Technology, 1984, 52p.
- Jarves J.S. (1843) History of the Hawaiian or Sandwich Islands. Boston.
- Kajiura K. (1981) Tsunami energy in relation to parameters of the earthquake fault model // Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., V.56, № 3, P.415-440.
- Lander J.F., Lockridge P.A. (1989). United States tsunamis (Including United States possessions), 1690 – 1988, Boulder, Colorado, National Geophysical Data Center, 1989, 265 p.
- Long-wave runup models (1996) Editors: Yeh H., Liu P., Synolakis C. World Scientific, Singapore. 404 p.
- Maruyama T. (1964) Statistical elastic dislocation in an infinite and semi-infinite medium // Bull. Earthq. Res. Inst., V. 42, № 2. P.289-368.
- Matsu'ura M., Sato R. (1975) Displacement fields due to the fault. // J. Seism. Soc. Of Japan (Zizin), V. 28, № 4. P.429-434.
- Minoura K., Nakaya S. (1991) Traces of tsunami preserved in inter-tidal lakustrine and marsh deposits: some examples from northeast Japan // J. of Geology. V. 99, № 2. P.265-287.
- Okada Y. (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space // Bull. Seis. Soc. Am., V. 75, № 4, P.1135-1154.
- Press F. (1965) Displacements, strains and tilts at teleseismic distances // J. Geoph. Res., V. 70, № 10, P.2395-2412.
- Sato R., Matsu'ura M. (1974) Strains and titles on the surface of a semi-infinite medium. // J. Geoph. Earth, V. 22, № 2. P.213-221.
- Steller G.W. (1988) Journal of a Voyage with Bering, 1741–1742. Editor, with an introduction, by O. W. Frost. Translated by Margritt A. Engel and O. W. Frost. Stanford University Press, Stanford, California, 252 p.
- Synolakis C.E. (1987) The runup of solitary waves // J. Fluid Mech. Vol. 185. P. 523-545.
- Synolakis C.E. (1991) Tsunami Runup on Steep Slopes: How Good Linear Theory Really Is // Natural Hazards. Vol. 4. P. 221-234.
- Takagi T. (1996) Finite element analysis in bench mark problems 2 and 3 // In: Long Wave Runup Models, Yeh H. et al (ed), World Scientific, Singapore. P. 258-264.
- Аверьянова В.Н. (1968) Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока, М.: Наука, 192 с.

- Аноним. (1841) Землетрясения в Камчатке. Ж-л Министерства внутренних дел, ч. XLI, № 7–9; ч. XLII, № 10.
- Атлас максимальных заплесков цунами. (1978) Отв.ред. С.Л.Соловьев, Владивосток: МГИ АН СССР, ДВНИГМИ, 61с.
- Балакина Л.М. (1972) Цунами и механизм очага землетрясений северо-западной части Тихого океана. // В кн.: Волны цунами: Труды СахКНИИ, вып. 29, Южно-Сахалинск, С.48-72.
- Балакина Л.М. (1979) Ориентация разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной части Тихого океана. // Физика Земли, № 4, С.43-52.
- Белоцерковский О.М., Давыдов Ю.М. (1982) Метод крупных частиц в газовой динамике. М.; Наука. 392 с.
- Бутаков А.И. (1844) Записки морского офицера во время путешествия вокруг света. 1840-1842 гг. // Отечественные записки, 3, СПб., С. 3-26.
- Введенская А.В. (1956) Определение полей смещения при землетрясениях с помощью теории дислокации // Изв. АН СССР, серия геофизич., №3. С.277-284.
- Введенская А.В. (1959) О поле смещений при разрывах сплошности упругой среды // Изв. АН СССР, серия геофизич., №4. С.516-526.
- Викулин А.В. (1990) Феноменологическая волновая модель сейсмического процесса // ДАН, Т. 310, № 4. С. 821-824.
- Викулин А.В. (1998) Природный риск северной Камчатки // Тихоокеанская геология, Т. 17, № 2. С. 85-92
- Витер И.В., Смышляев А.А. (2004) Город над Авачинской губой. История г. Петропавловска–Камчатского. Камчатский Печатный Двор, Петропавловск–Камчатский, 208 с.
- Гнибиденко Г.С., Быков Т.Г., Веселов С.В. и др. (1980) Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба // М.: Наука, 178 с.
- Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Пелиновский Е.Н., Симонов К.В. (1986) Прогноз цунамиопасности для побережья Камчатки // Метеорология и гидрология, № 7. С.74-81.
- Го Ч.Н., Кайстренко В.М., Симонов К.В., Пелиновский Е.Н., Плинка Н.А., Сладкевич М.С., Соловьев С.Л. (1984) Методы расчета цунамиопасности побережья // Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий. Труды 27-го Геологического конгресса, Москва, 4-14 августа 1984г., Т.6. С. 133-139.
- Горшков Г.П., Попов В.В. (1938) Краткий очерк сейсмичности Камчатского полуострова // Бюлл. Вулк. ст., № 4, С. 23-29 (на английском языке).
- Гусяков В.К. (1974) Взаимосвязь волн цунами с параметрами источника при подводных землетрясениях // Математические проблемы геофизики: Сб. науч. тр. / РАН. Сиб. отд-ние. Вычисл. центр. Выпуск 5, Часть 1. С. 118-140.
- Гусяков В.К. (1978) Остаточные смещения на поверхности упругого полупространства // Условно-корректные задачи математической физики в интерпретации геофизических наблюдений, Новосибирск: ВЦ СО РАН, С.23-51.
- Заякин Ю.А., Лучинина А.А. (1987). Каталог цунами на Камчатке, Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1987, 51 с.
- Иконникова Л.Н. (1964). Предельно большие цунами у советского побережья Тихого океана // Труды Дальневосточного научно-исследовательского гидрометеорологического института, вып. 17.
- Костров Б.В. (1975) Механика очага тектонического землетрясения, М.: Наука, 176с.
- Крашенинников С.П. (1755) Описание земли Камчатки, т.1, Санкт-Петербург, 438 с.

- Крашенинников С.П. (1949) Описание земли Камчатки. М.-Л.: Главсевморпуть, 843 с.
- Лобковский Л.И., Баранов Б.В. (1982) К вопросу о возбуждении цунами в зонах поддвига литосферных плит. // В кн.: Процессы возбуждения и распространения цунами, М.: ИО АН СССР, С.7-17.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. (1979) Деформация литосферных плит в зонах поддвига // В кн.: Океанология. Геофизика океана, Т.2, Геодинамика, М.: Наука, С.194-203.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г. (1980) Тектоника литосферных плит и происхождение цунамигенных землетрясений. // ДАН СССР, 251, № 5. С.1092-1095.
- Лобковский Л.И., Сорохтин О.Г., Шеменда А.И. (1980) Моделирование деформаций островных дуг, приводящих к образованию тектонических террас и возникновению цунамигенных землетрясений // ДАН СССР. 1980. Т. 255, № 1. С. 74-77.
- Лурье А.И. (1955) Пространственные задачи теории упругости, М.: ГИТТЛ, 491 с.
- Ляв А. (1935) Математическая теория упругости, М.-Л., ОНТИ, 674 с.
- Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. (1993). Оценка палеосейсмичности КАО по результатам исследований 1992-1993 гг. // Отчет о работе в 1993 г. по х/д 2-93 "Уточнение карты общего сейсмического районирования КАО. Этап накопления и обработки полученных данных", Петропавловск-Камчатский: ОМСП ИВ ДВО РАН.
- Мелекесцев И.В., Курбатов А.В. (1994). Частота проявления крупнейших палеосейсмических событий // Отчет о работе в 1994 г. по х/д 1-94 "Уточнение карты общего сейсмического районирования КАО", Петропавловск-Камчатский: ОМСП ИВ ДВО РАН.
- Мушкетов И.В., Орлов А.П. (1893) Каталог землетрясений Российской империи. – Зап. РГО, 26, СПб.
- Обручев В.А. (1933) История геологического Исследования Сибири. Период Второй – (1800–1850 г.г.), М.
- Пелиновский Е.Н., Плинка Н.Л. (1980) Предварительная схема цунамирайонирования побережья Курило-Камчатской зоны на основе одномерных расчетов (модельный очаг) // Препринт ИПФ АН СССР, Горький, № 5, 18 с.
- Пинегина Т.К. (2001) Цунами на Тихоокеанском побережье Камчатки за последние 7000 лет: диагностика, датировка, частота // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 428 с.; УДК 551.21.
- Подъяпольский Г.С. (1968) Возбуждение длинной гравитационной волны в океане сейсмическим источником в коре // Физика Земли, № 1. С.7-24.
- Подъяпольский Г. С. (1978) Возбуждение цунами землетрясением. // В кн.: Методы расчета возникновения и распространения цунами, М.: Наука, С. 30-87.
- Рычков А.Д., Бейзель С.А., Чубаров Л.Б. (2013) Программа для ЭВМ: Модуль расчета наката волн цунами на берег RunUp-LP // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ Федеральной службой по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2013617980.
- Саваренский Е.Ф. (1972) Сейсмические волны, М.: Недра, 194 с.
- Смышляев А.А. (2003) Ночь океана (Хроника тихоокеанского цунами 1952 года) // В книге: Смышляев А.А. Время красной рыбы, Петропавловск-Камчатский, "Новая книга", С. 250-320. <http://www.voskres.ru/history/smischljaev.htm>
- Снеддон И. (1955) Преобразования Фурье. М.: ИЛ, 667 с.
- Снеддон И., Бэрри Д. (1961) Классическая теория упругости, М.: Физматгиз, 220 с.
- Соловьев С.Л. (1968) Проблема цунами и ее значение для Камчатки и Курильских островов // В кн.: Проблема цунами, М.: Наука, С. 7-50.

- Соловьев С.Л. (1978) Основные данные о цунами на Тихоокеанском побережье СССР, 1937-1976 гг. // В кн.: Изучение цунами в открытом океане, М., Наука, С. 61-136.
- Соловьев С.Л., Го Ч.Н. (1975). Каталог цунами на восточном побережье Тихого океана, М.: Наука, 203 с.
- Соловьев С.Л., Ферчев М.Д. (1961) Сводка данных о цунами в СССР // Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, № 9, С. 23-55.
- Стеллер Г.В. (1992) Описание плавания из Петропавловска на Камчатке к западному побережью Америки, а также происшествий, имевших место на обратном пути. – Последняя экспедиция Витуса Беринга. Пер. с нем. Предисл. Шумилова А. В. Послесл. Епишкина С. М., Звягина В. Н. Ред. и комментарии Епишкина С. М. – М.: Прогресс-Пангея, С. 47-132.
- Стеллер Г.В. (1995) Дневник плавания с Берингом к берегам Америки, 1741–1742. – М.: Изд-во «ПАН», 224 с.
- Тараканов Р.З., Ким Х.С. (1980) Особенности сейсмичности Курило-Камчатской зоны и проблема выделения поперечных разломов // В кн.: Сейсмичность и механизмы очагов землетрясений Дальнего Востока, Южно-Сахалинск: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, С.31-39.
- Удинцев Г.Б. (1962) Рельеф дна и вопросы тектоники // Труды океанограф. комиссии АН СССР, Т.10, № 3.
- Федотов С.А. (1965) Закономерности распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии. // М.. Труды ИФЗ АН СССР, № 203 (36). С.66-93.
- Федотов С.А. (1968) О сейсмическом цикле, возможности количественного районирования и долгосрочном сейсмическом прогнозе // Сейсмическое районирование СССР, С.121-150.
- Федотов С.А., Годзиковская А.А., Кириллов Ф.А. (1968) Предварительный отчет о сейсмическом районировании участка строительства Кроноцкой ГЭС на Камчатке. Фонды ИФЗ АН СССР. М.
- Чубаров Л.Б., Бабайлов В.В., Бейзель С.А. (2011) Программа расчета характеристик воднотрусы цунами сейсмического происхождения MGC // Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ Федеральной службой по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам № 2011614598.
- Шевченко Г.В., Ивельская Т.Н., Кайстренко В.М. (2012) Цунами на Курильских островах. Особенности проявления и меры по снижению риска // Южно-Сахалинск, ФГБУН ИМГиГ ДВО РАН, 44 с.