

2. Описание математической модели океана RIAMOM и численных экспериментов

2.1 Описание модели RIAMOM

Модель океана RIAMOM, используемая в данной работе, представляет собой модель циркуляции океана, основанную на примитивных уравнениях движения, со свободной поверхностью [80]. Модель была разработана в Научно Исследовательском Институте Прикладной Механики Университета Кюсю. Нелинейные, трехмерные уравнения модели выводились с использованием приближений Буссинеска, гидростатики и «свободная поверхность». На твердой границе и на дне использовалось граничное условие скольжения.

В модели используется условие свободной поверхности, что позволяет учитывать гравитационные волны. Это требует малый размер шага по времени для реального рельефа дна, что приводит к большим объемам вычислений. Что бы обойти эту проблему используется метод расщепления моды. Уравнения движения можно разделить на уравнения, проинтегрированные по вертикали и уравнения вертикальной неоднородной структуры [58]. Метод расщепления на моды требует два различных шага по времени для внешней моды и для внутренней моды. Шаг для внутренней моды может быть меньше шага по времени для внешней моды в 10-100 раз. На каждом шаге по времени баротропная компонента в уравнениях вертикальной неоднородной структуры заменяется внешней модой. В тоже время, слагаемое, отвечающее за интеграл градиента давления, и нелинейные члены внутренней моды переводятся во внешнюю моду. Внешняя и внутренняя моды рассчитываются при помощи явной схемы.

При пространственной дискретизации уравнения использовалась В-сетка Аракавы (Рисунок. 2.1). Использование схемы Аракавы способствует сохранению потенциальной энтропии и кинетической энергии в течении процесса адвекции, предотвращая ложный переход энергии из низкой в высокую частоту. Так называемая «косая адвекция» применяется, что бы как

можно точнее воспроизвести вертикальную адвекцию горизонтальной составляющей скорости у дна.

Модель также использует схему модифицированного расщепления квадратичной интерполяции против потока для схемы адвекции (MSQUICK) [112]. Коэффициент вертикальной вихревой вязкости рассчитывается с использованием схемы верхнего квази-однородного слоя Noh and Jin Kim [85]. Используется изопикническая диффузия с вихревой параметризацией Gent and McWilliams [72]. Фильтрация по времени Shuman [97] используется во избежание вычислительного расщепления во времени, позволяя более длинный баротропный шаг по времени. Интегрирование по времени выполняется с использованием схемы чехарда. Временной шаг для баротропной и бароклинной составляющей скорости течения составляют 5 и 200 секунд, соответственно. Диффузия импульса дается разностью четвертого порядка. Так называемый эффект наклонной адвекции, который обеспечивает правильную вертикальную адвекцию горизонтального импульса вдоль крутого рельефа дна (Рисунок. 2.2) [74]. Модель контролируется посредством программы интерфейса передачи сообщений (MPI), которая была разработана для двумерной параллельной связи и реализована для эффективного параллельного вычисления с помощью суперкомпьютеров. Все значения, рассчитанные для каждого ЦП, обмениваются в буферной зоне. Численные расчеты проводились в Суперкомпьютерном отделе Центра информационных технологий (Токийский университет) и в ЦКП "Дальневосточный вычислительный ресурс" ИАПУ ДВО РАН (<https://www.cc.dvo.ru>).

2.2 Численные эксперименты

Область моделирования лежит в пределах 125° в.д. – 165° в.д. и 40° с.ш. - 63° с.ш. и включает Охотское море, северную часть Японского моря, и северо-западную часть Тихого океана, где господствуют Камчатское течение и Ойясио (рис. 2-3). Шаг расчетной сетки по горизонтали равен $1/18^{\circ}$. Дискретность расчетной сетки по вертикали представлена в таблице 2.1. Поле

морских глубин, используемое в модели, формировалось на основе банка данных General Bathymetric Chart of the Oceans [73], имеющему одноминутное разрешение.

Таблица 2.1. разрешение расчетной сетки по вертикали

Номер слоя	Толщина слоя	Глубина нижней границы слоя	Номер слоя	Толщина слоя	Глубина нижней границы слоя	Номер слоя	Толщина слоя	Глубина нижней границы слоя
1	10	10	25	50	645	49	250	3350
2	10	20	26	60	705	50	250	3600
3	10	30	27	60	765	51	250	3850
4	10	40	28	60	825	52	250	4100
5	10	50	29	60	885	53	250	4350
6	10	60	30	60	945	54	250	4600
7	10	70	31	75	1020	55	250	4850
8	10	80	32	75	1095	56	250	5100
9	10	90	33	75	1170	57	250	5350
10	15	105	34	75	1245	58	250	5600
11	20	125	35	75	1320	59	250	5850
12	20	145	36	95	1415	60	250	6100
13	20	165	37	95	1510	61	250	6350
14	25	190	38	95	1605	62	250	6600
15	25	215	39	95	1700	63	250	6850
16	30	245	40	95	1795	64	250	7100
17	30	275	41	125	1920	65	250	7350
18	40	315	42	125	2045	66	250	7600
19	40	355	43	125	2170	67	250	7850
20	40	395	44	125	2295	68	250	8100
21	50	445	45	125	2420	69	250	8350
22	50	495	46	200	2620	70	250	8600
23	50	545	47	230	2850			
24	50	595	48	250	3100			

Начальные и граничные условия для температуры, солёности, скорости течения и уровня моря брались из модели RIAMOM Тихого океана, имеющего разрешение $1/6^\circ$ [114].

Потоки тепла рассчитываются по следующей формуле:

$Q_{NET} = (Q_{SOL} + Q_{IR} + Q_{LAT} + Q_{SENS})(1 - C_{ICE}) + \rho C_p \Delta z_1 (T_{CLIM} - T(t)) / t_T$	(2.1)
--	-------

где

Q - поток чистого тепла; Q_{SOL} - поток коротковолновой радиации; Q_{IR} - поток длинноволновой радиации; Q_{LAT} - скрытый поток тепла; Q_{SENS} - явный поток тепла взяты из ECMWF ERA-40 [106];

$C_p = 4.18 \cdot 10^7$ см²/(сек²*К) - теплоемкость воды;

T_{CLIM} - температура поверхности океана (Рисунок 2.5); C_{ICE} - концентрация морского льда взяты из NOAA Optimum Interpolation of the ¼ daily SST Analysis [91];

$T(t)$ - Температура поверхности океана рассчитанная по модели; Δz_1 - толщина верхнего слоя модели океана; $t_T = 10$ дней - временной масштаб релаксации.

Поток пресных вод рассчитывается по следующей формуле:

$F = S(t)(E - P - R)(1 - C_{ICE}) / \Delta z_1 + (S_{CLIM} - S(t)) / t_S$	(2.2)
---	-------

где:

E – испарение; P – осадки, взяты из ECMWF ERA-40 [106] (Рисунок 2.6), R – расход реки Амура взят из Global River Discharge, 1807-1991, V. 1.1 [108] (Рисунок 2.11); S_{CLIM} - соленость поверхности океана из World Ocean Atlas (WOA) 2001 [60] (Рисунок 2.7); $S(t)$ - соленость поверхности океана, рассчитанная по модели; Δz_1 - толщина верхнего слоя модели океана; $t_S = 30$ дней - временной масштаб релаксации.

Напряжение трения ветра вычислялось по следующей формуле:

$\tau_{x,y} = C_D w_{x,y} W (1 - C_{ICE})$	(2.3)
--	-------

где W – модуль ветра:

$W = \sqrt{w_x^2 + w_y^2}$	(2.4)
----------------------------	-------

а C_D – коэффициент ветрового сопротивления, вычисляется согласно [113] по следующей формуле:

$$C_D = \begin{cases} 2.18, & W \leq 3 \\ 0.29 + 3.1/W + 7.7/W^2, & 3 < W \leq 6 \\ 0.6 + 0.07W, & W > 6 \end{cases} \quad (2.5)$$

где w_x , w_y компоненты вектора скорости ветра в м/сек (Рисунок 2.9, 2.10).

Используя данные о концентрации морского льда, взятые из NOAA/National Climatic Data Center (Рисунок 2.8), поля напряжения ветра, потоки тепла и пресной воды пересчитываются в соответствии с формулами (2.1), (2.2) и (2.3). Рассчитываемая температура поверхности моря ассимилируется с использованием спутниковой температуры поверхности из NOAA National Centers for Environmental Information (формула 2.1). Рассчитываемая соленость морской поверхности ассимилируется из World Ocean Atlas 2001 (формула 2.2).

Входные данные концентрации льда, скорости ветра, потоков тепла и пресных вод, спутниковая температура поверхности моря сглаживаются пятисуточным фильтром. поля солености морской поверхности среднемесячные. Расчеты ведутся за период с 1 января 1981 по 31 декабря 2000 года. Результаты моделирования (трехмерные поля температуры, солености, скорости течений и двухмерные поля уровня моря) усредняются ежемесячно за двадцатилетний период расчетов. На основе среднемесячных полей анализируется сезонная изменчивость циркуляции вод Охотского моря.

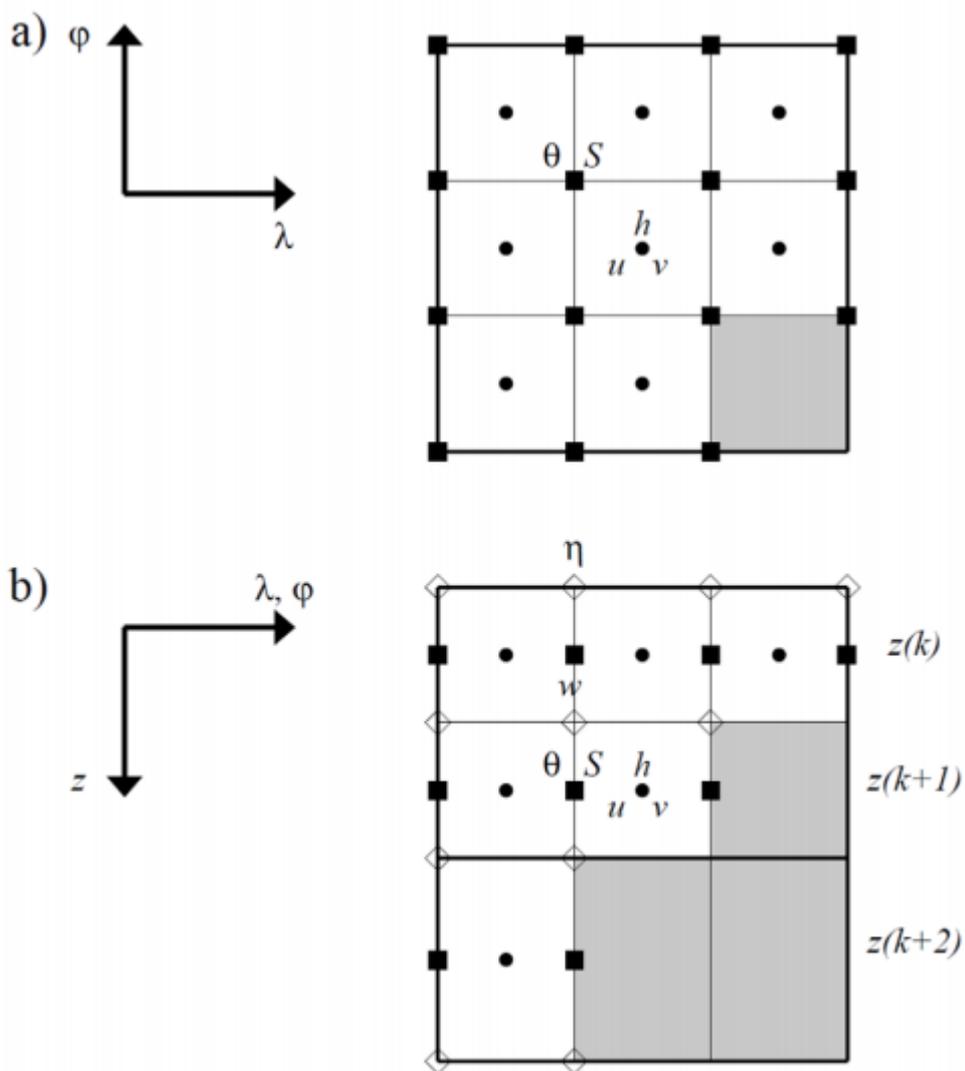


Рисунок 2.1. Расположение переменных вид сверху (a) и вид сбоку (b) на В-сетке Аракавы в z -системе координат. Символ, ‘•’, показывает расположение зональной и меридиональной составляющей вектора скорости течения, u и v , и глубину, h . Символ, ‘■’, показывает расположение потенциальной температуры и солёности. Символ, ‘◇’, показывает расположение вертикальной составляющей вектора скорости течения, w , и уровня, η .

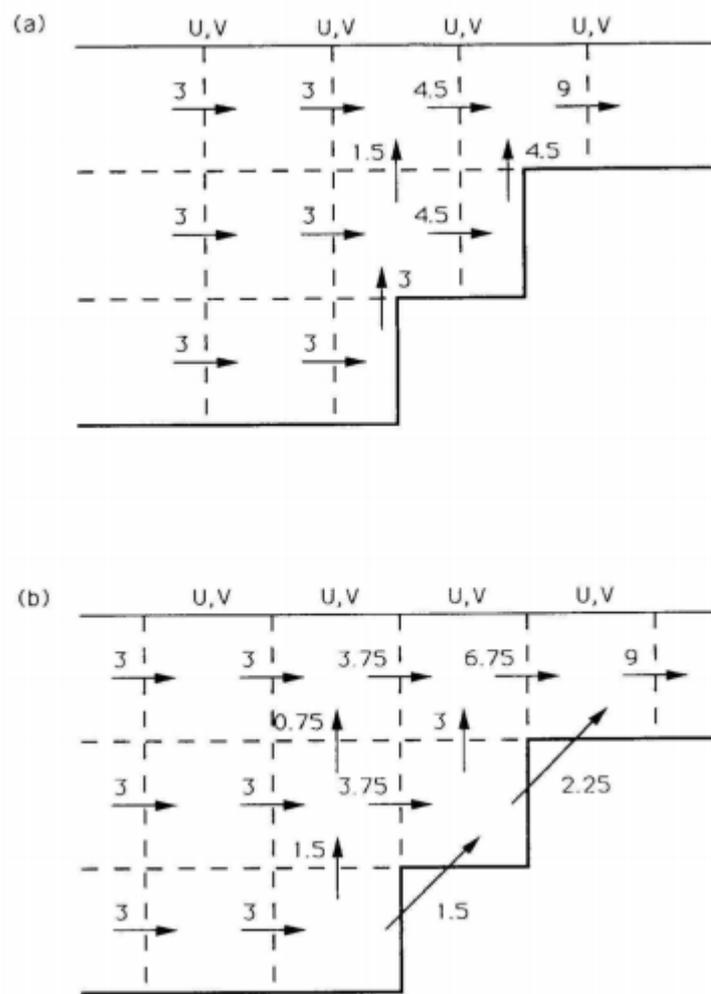


Рисунок 2.2. Двухмерный поток массы для Т ячеек (а) и для U ячеек (b) on the лестничной топографии [74].

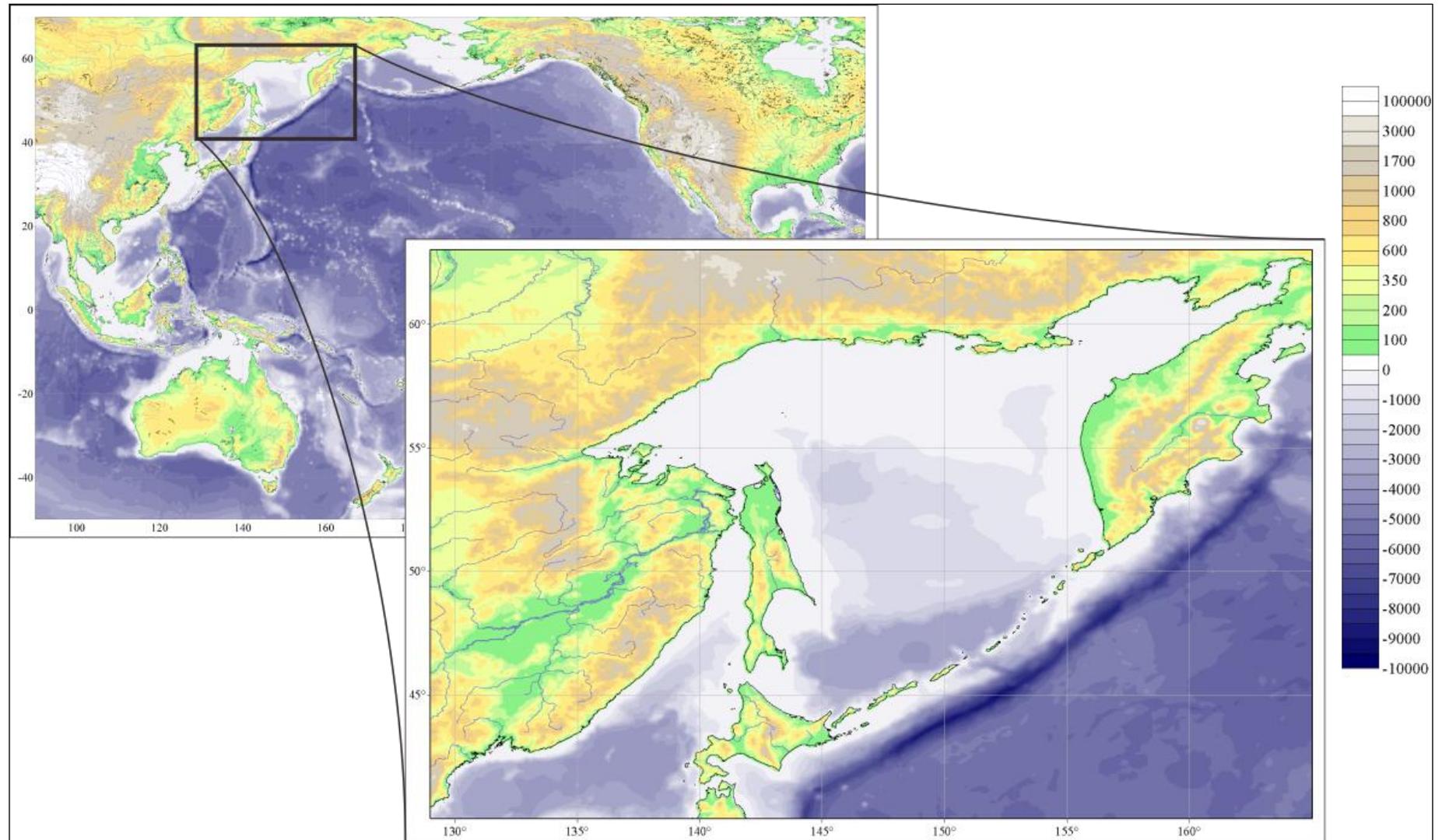


Рисунок 2.3. Область моделирования

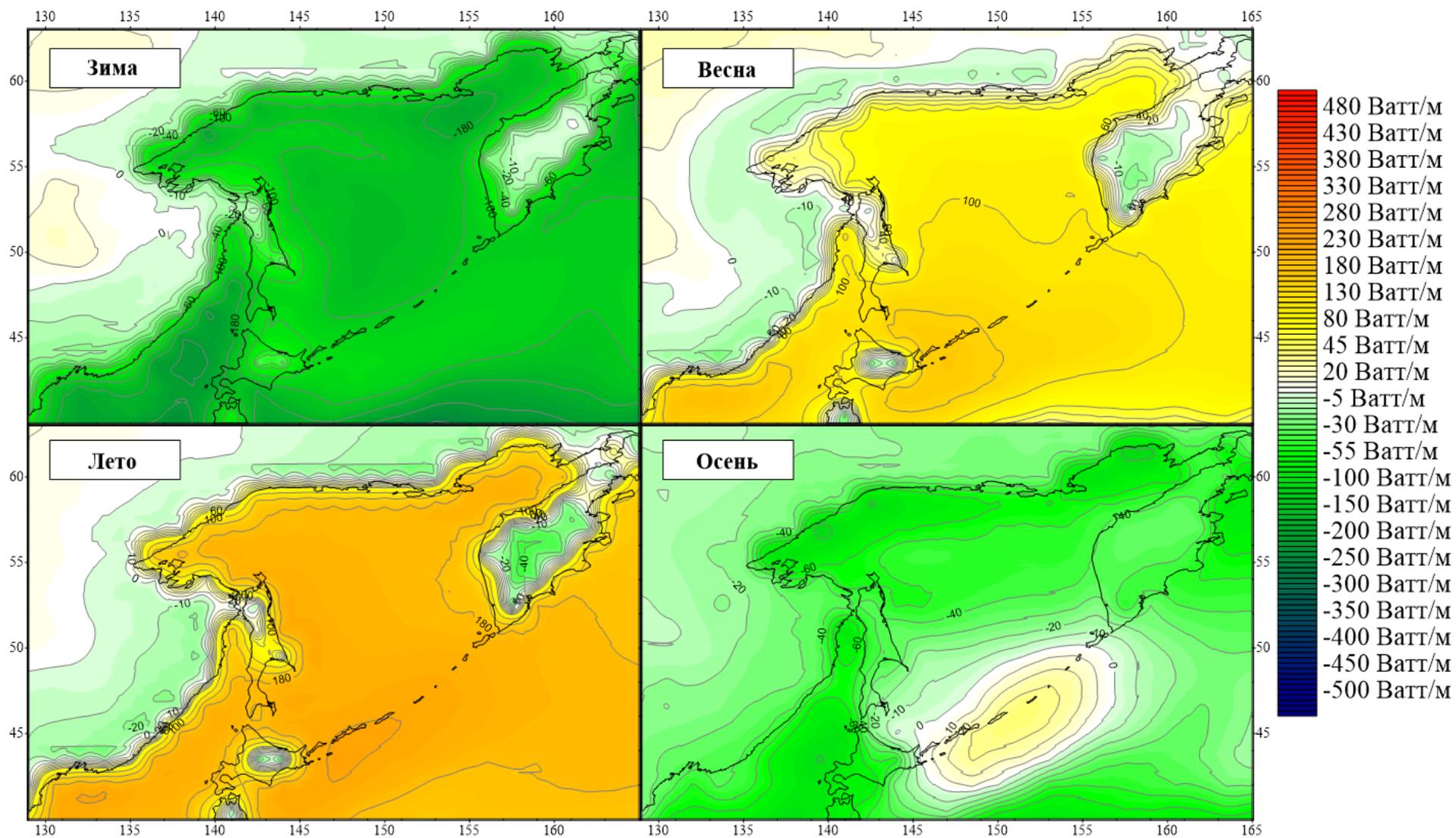


Рисунок 2.4. Входные данные. Поток чистого тепла

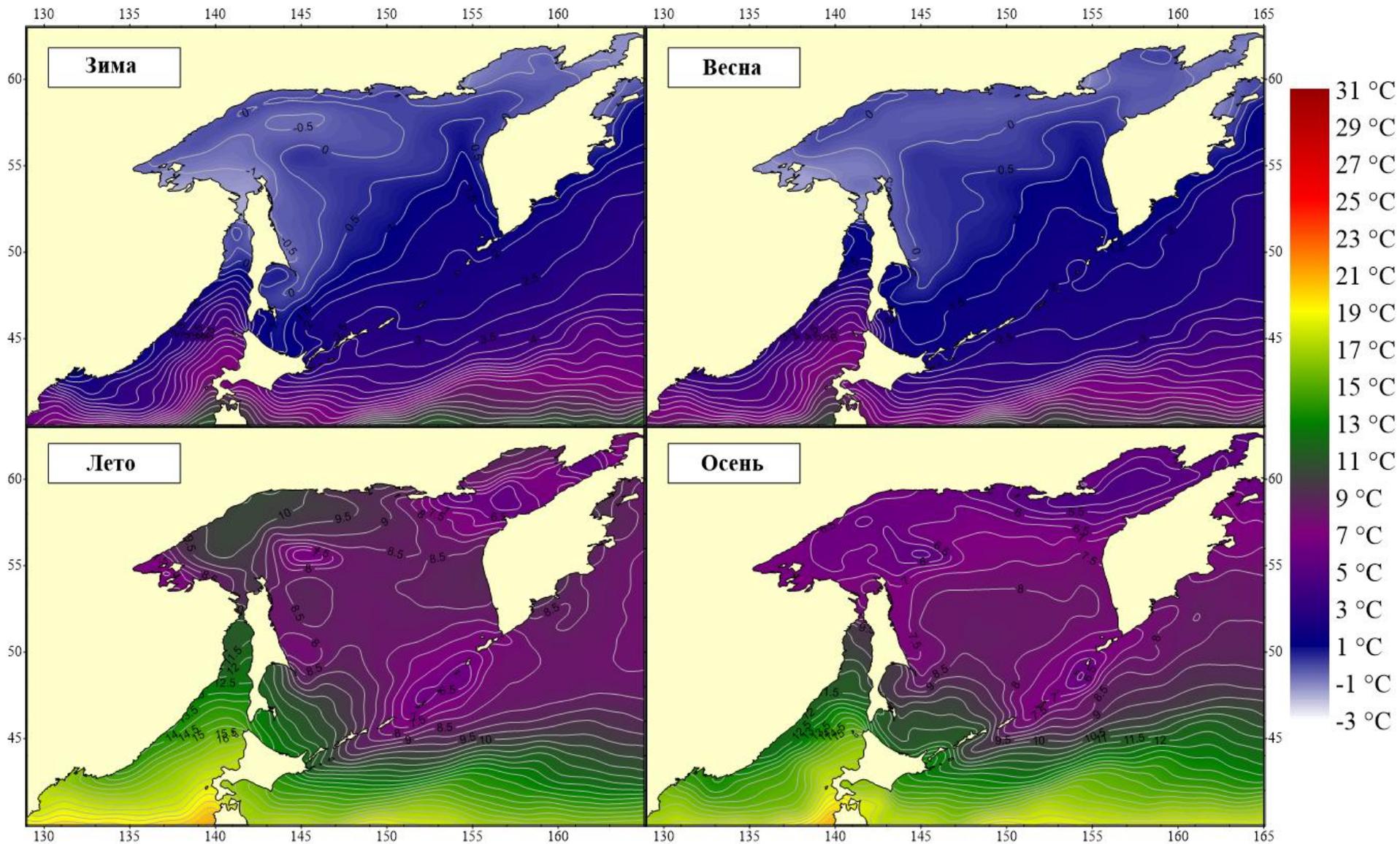


Рисунок 2.5. Входные данные. Температура поверхности океана

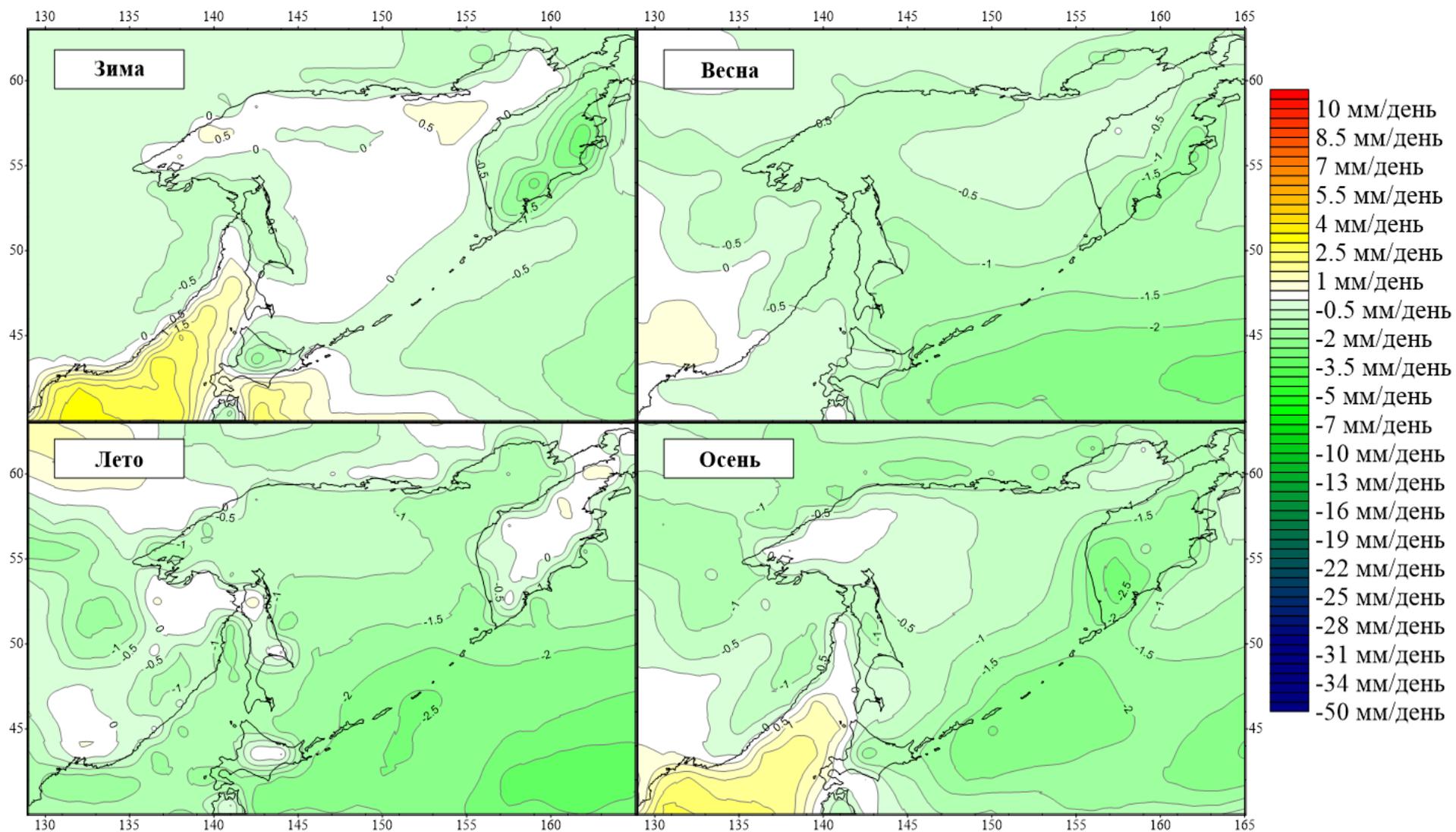


Рисунок 2.6. Входные данные. Поток Испарение-Осадки

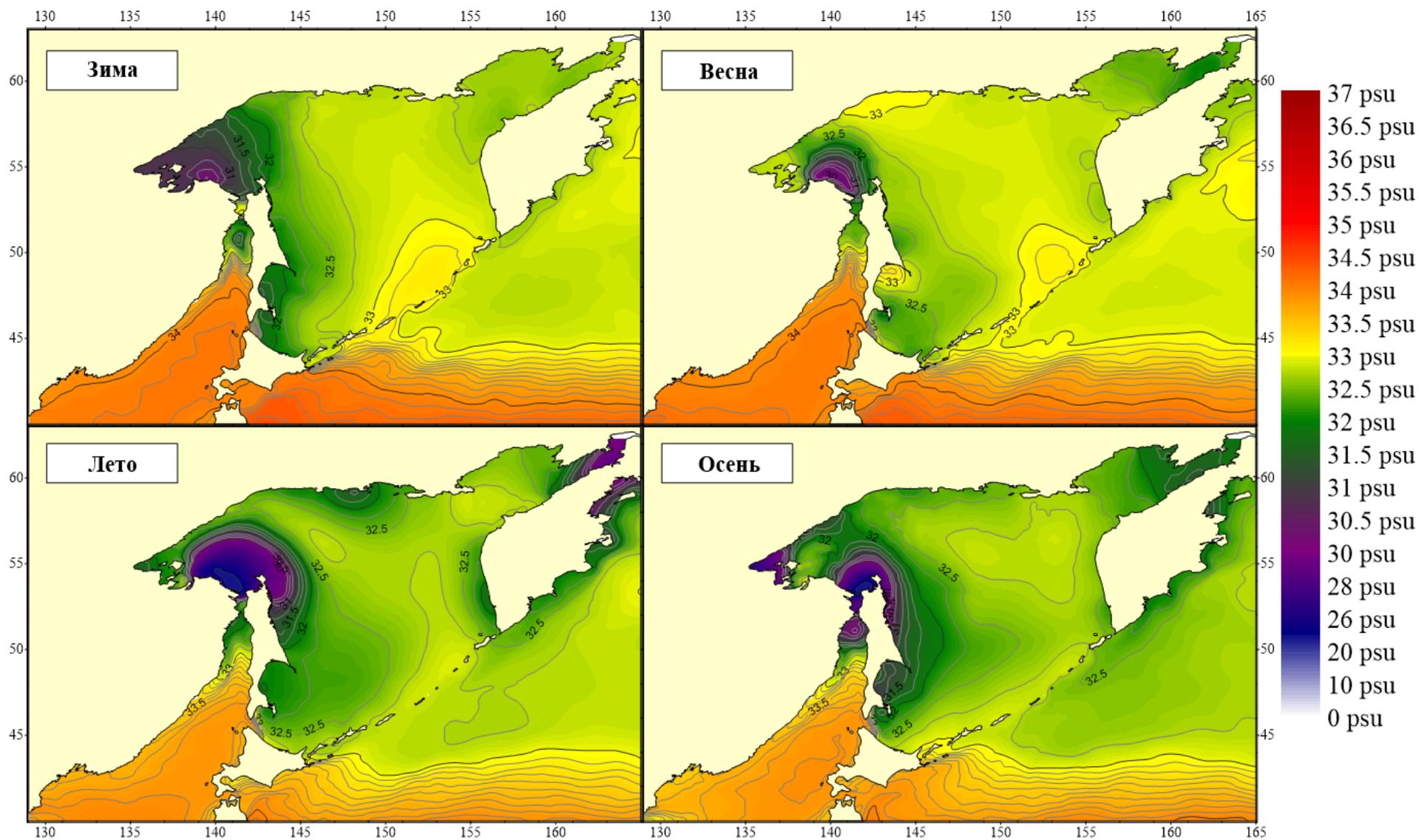


Рисунок 2.7. Входные данные. Соленость поверхности океана

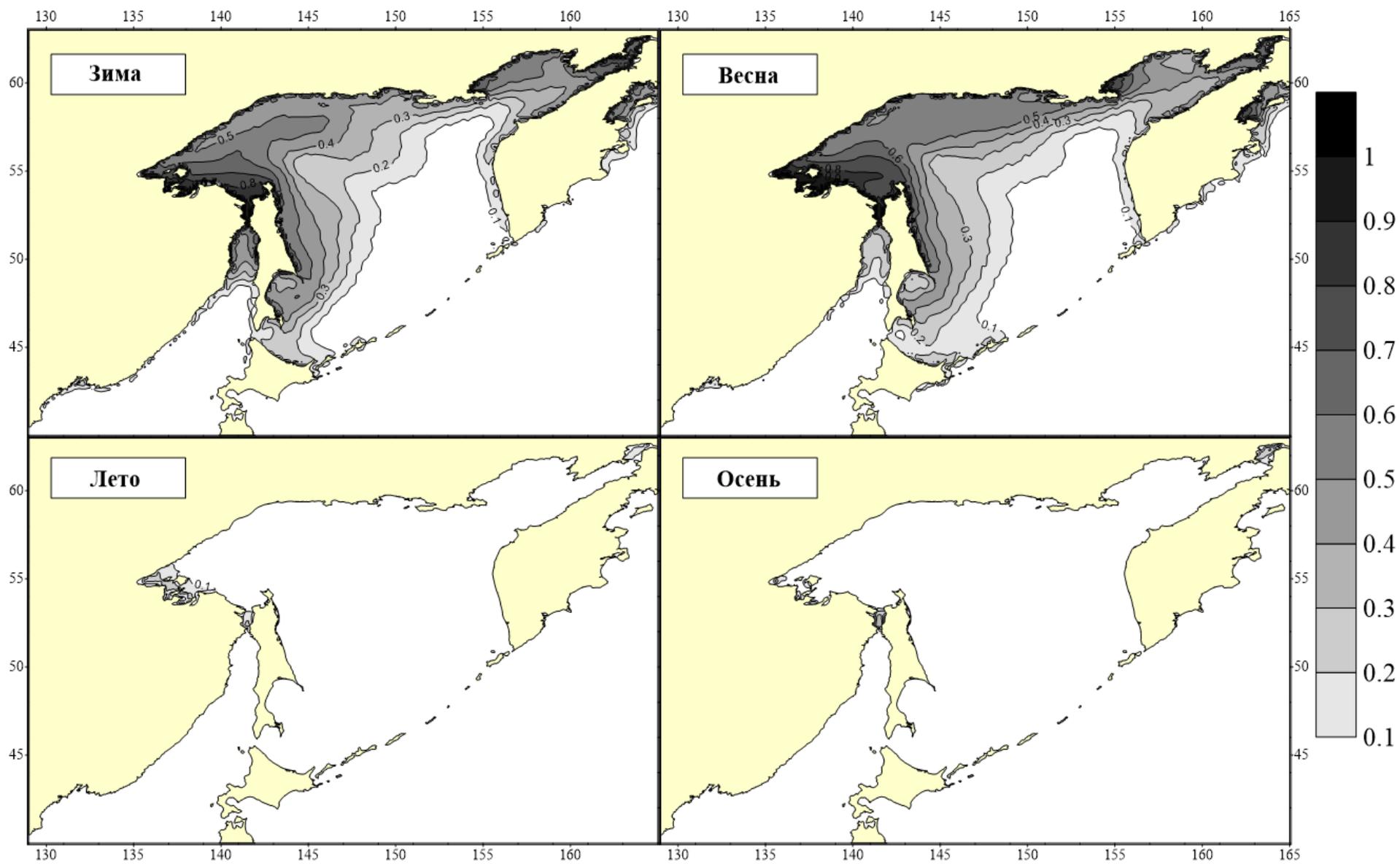


Рисунок 2.8. Входные данные. Концентрация льда на поверхности

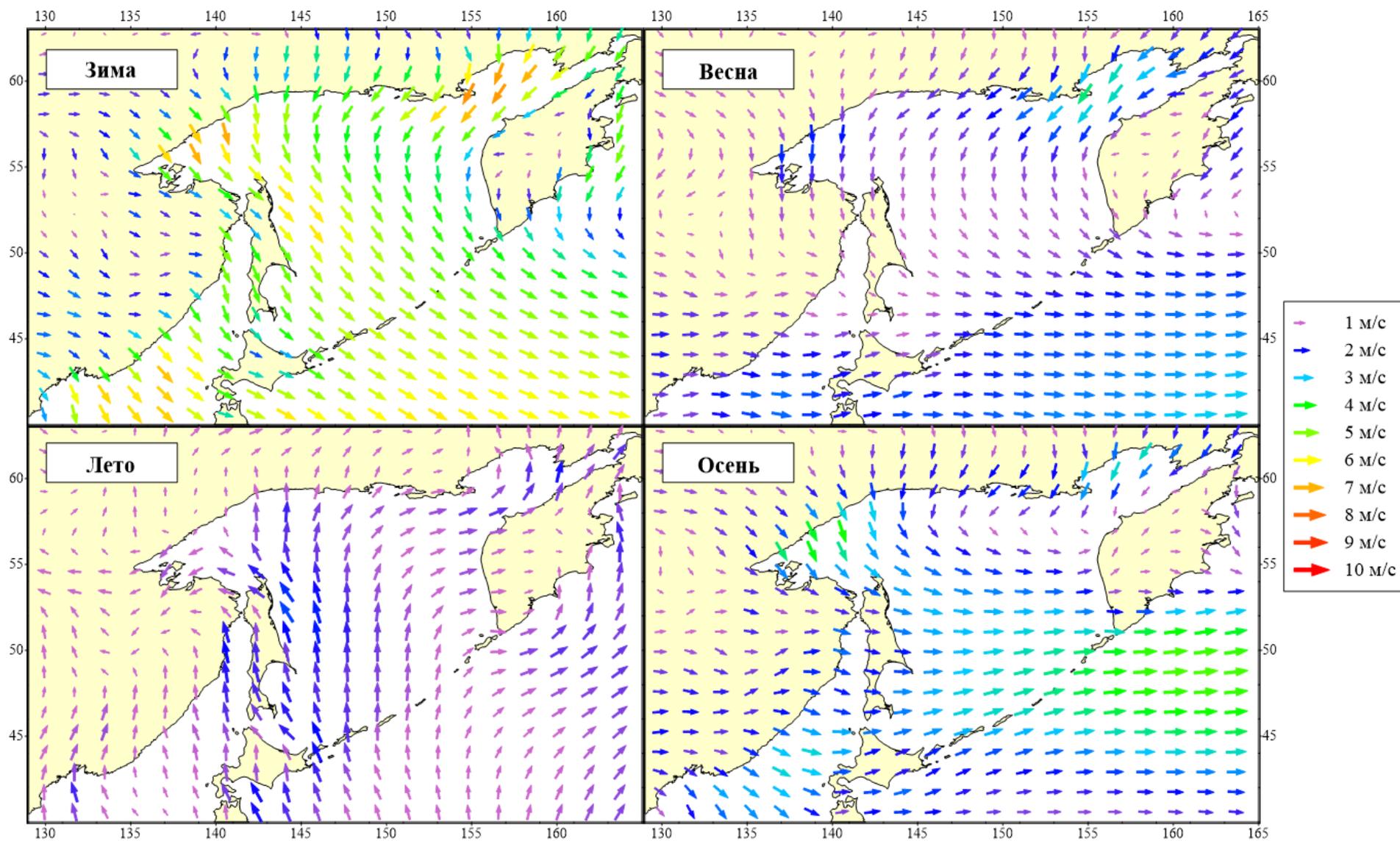


Рисунок 2-9. Входные данные. Ветер

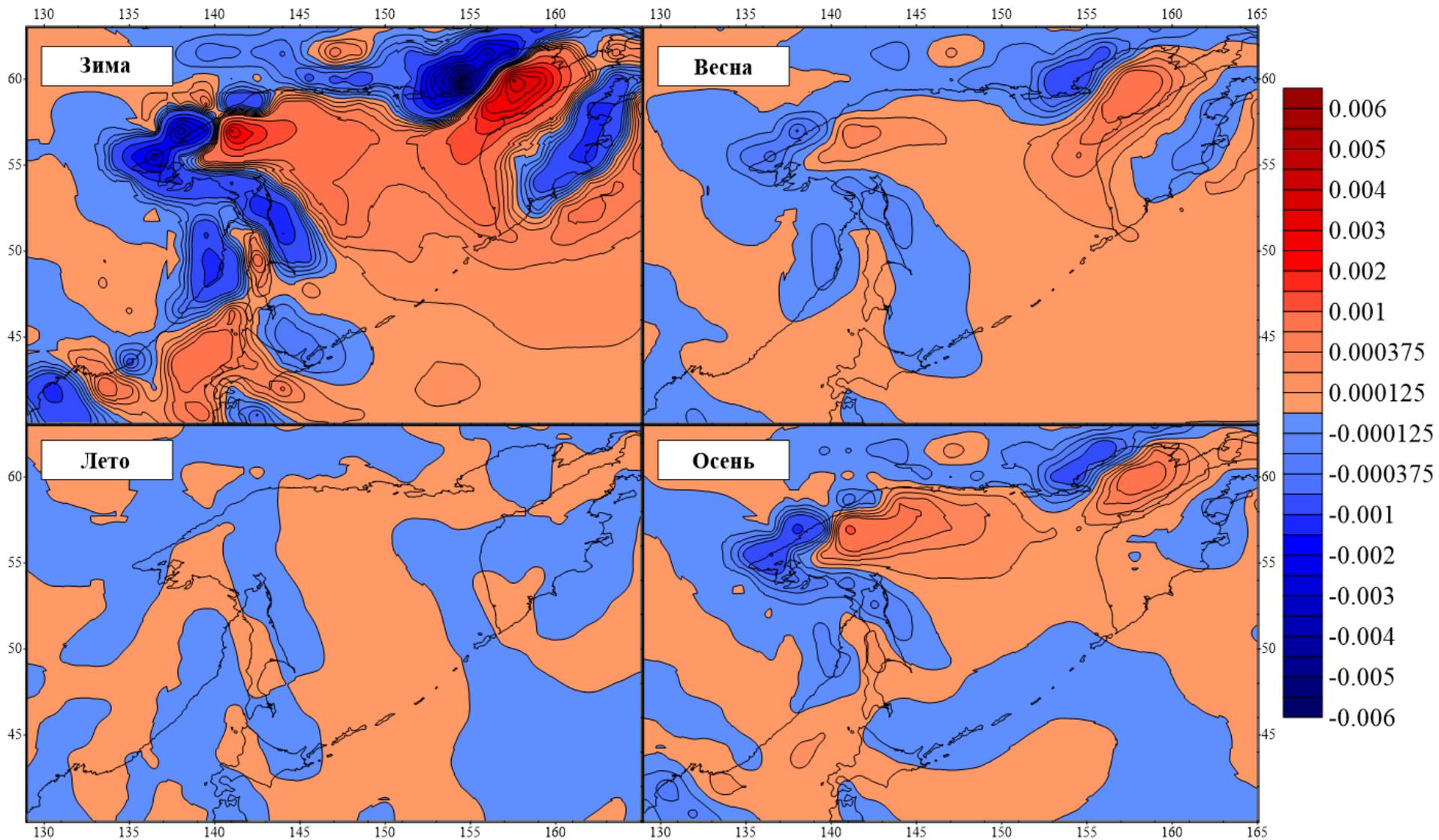


Рисунок 2.10. Входные данные. Завихренность напряжения трения ветра в сек^{-1}



Рисунок 2.11. Входные данные. Расходы реки Амур