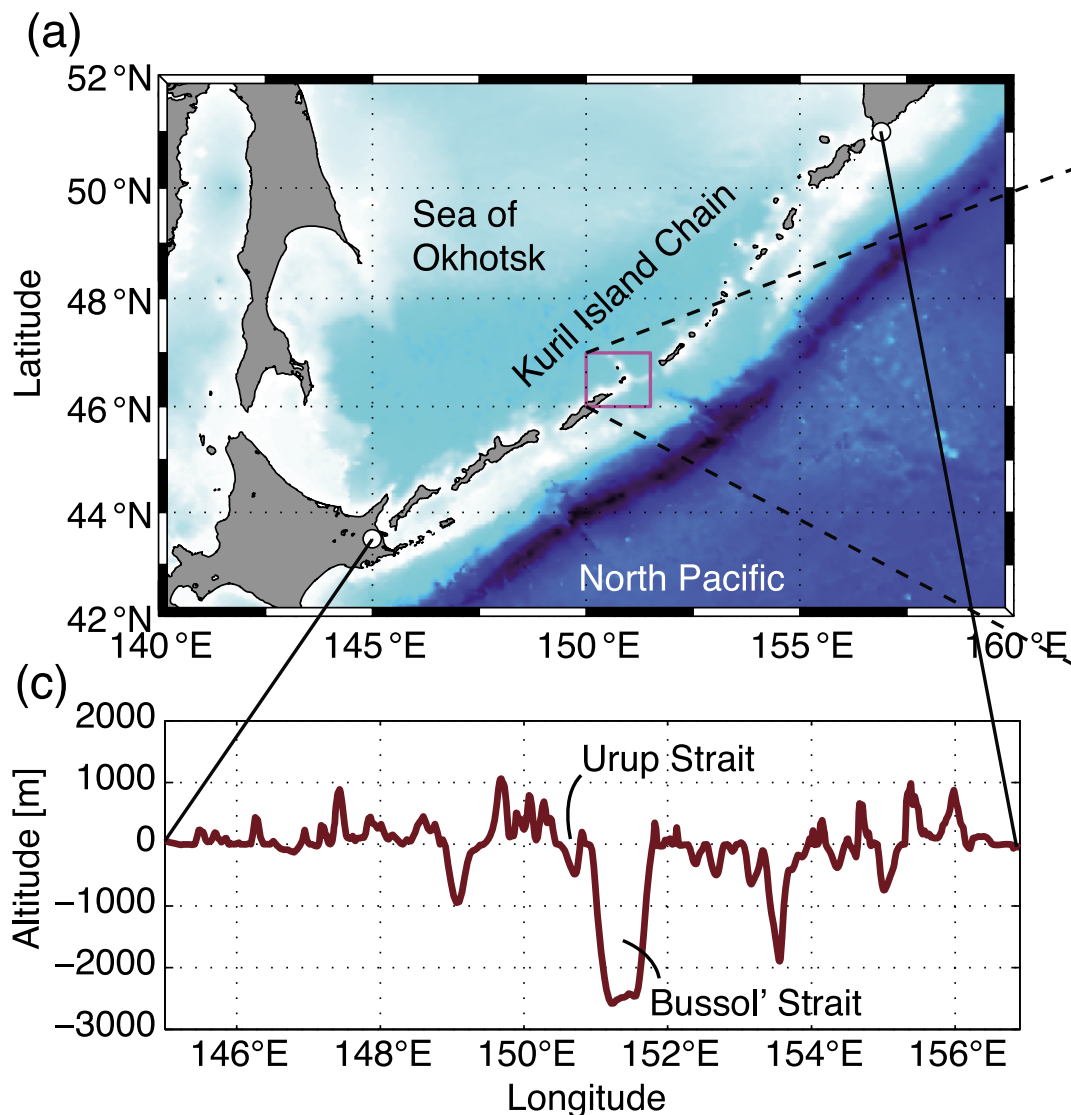


ウルップ海峡における大振幅内部波の碎波

伊藤 幸彦・田中 祐希（東大院・理）・長船 哲史（JAMSTEC）・
安田 一郎・八木 雅宏・金子 仁・近田 俊輔（東大大気海洋研）・
西岡 純（北大低温研）・Yuri N. Volkov（FERHRI）

千島列島の「浅い」海峡における強混合

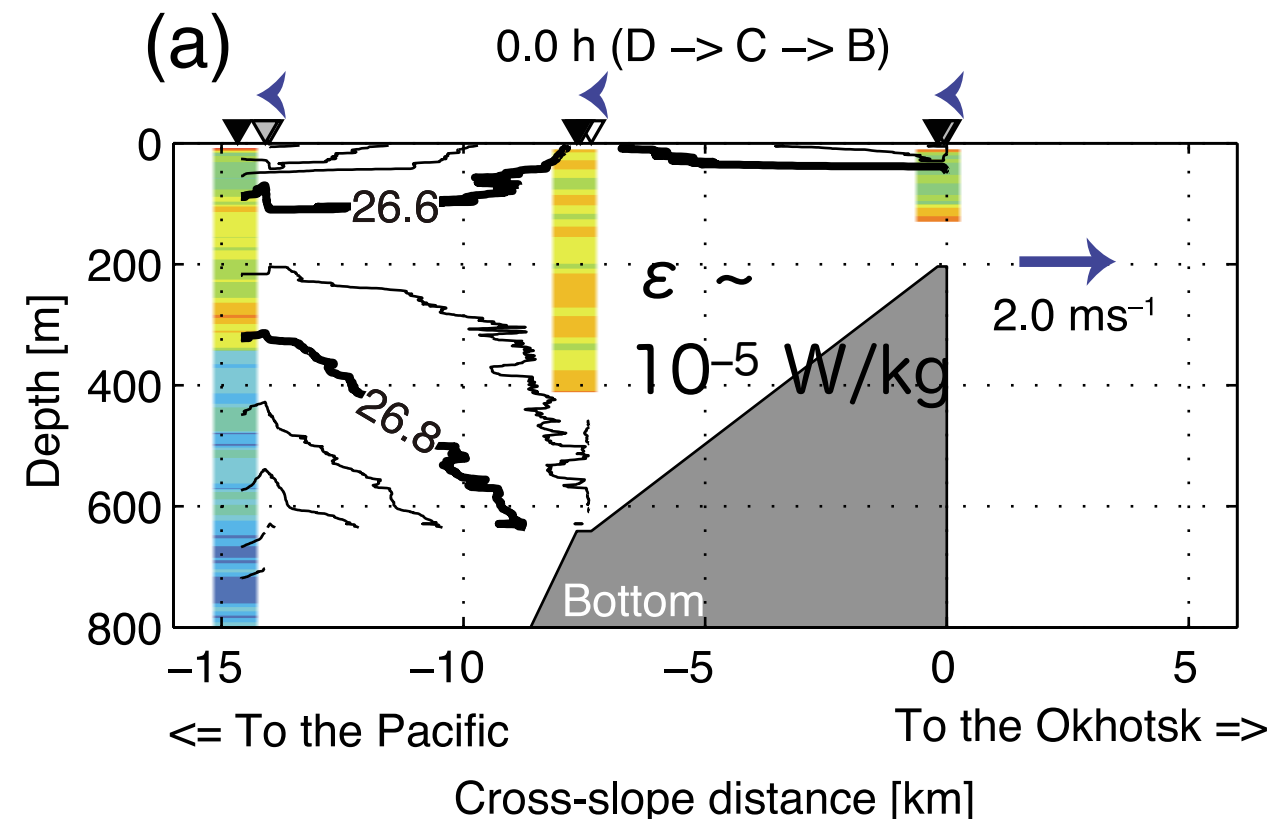


● ウルップ海峡：

ブッソル海峡 (≥ 1500 m) 南西に位置する浅い (~ 100 m) 海峡

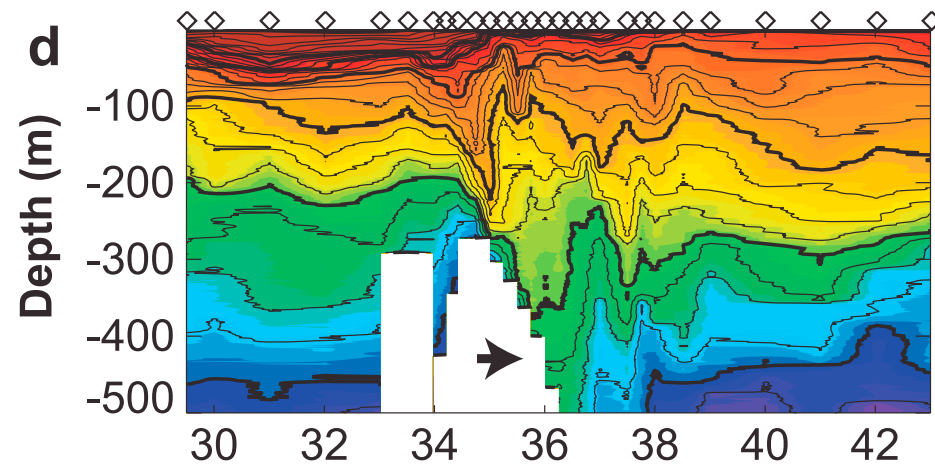
● 流量は小さいが混合は非常に強い
➡ 水塊形成のホットスポット

● 混合強度は時間変化大きいが、最強混合はシル風下側、大幅な密度面降下を伴う（大振幅内部波）



Unsteady / arrested lee waves

非定常風下波 / 捕捉風下波



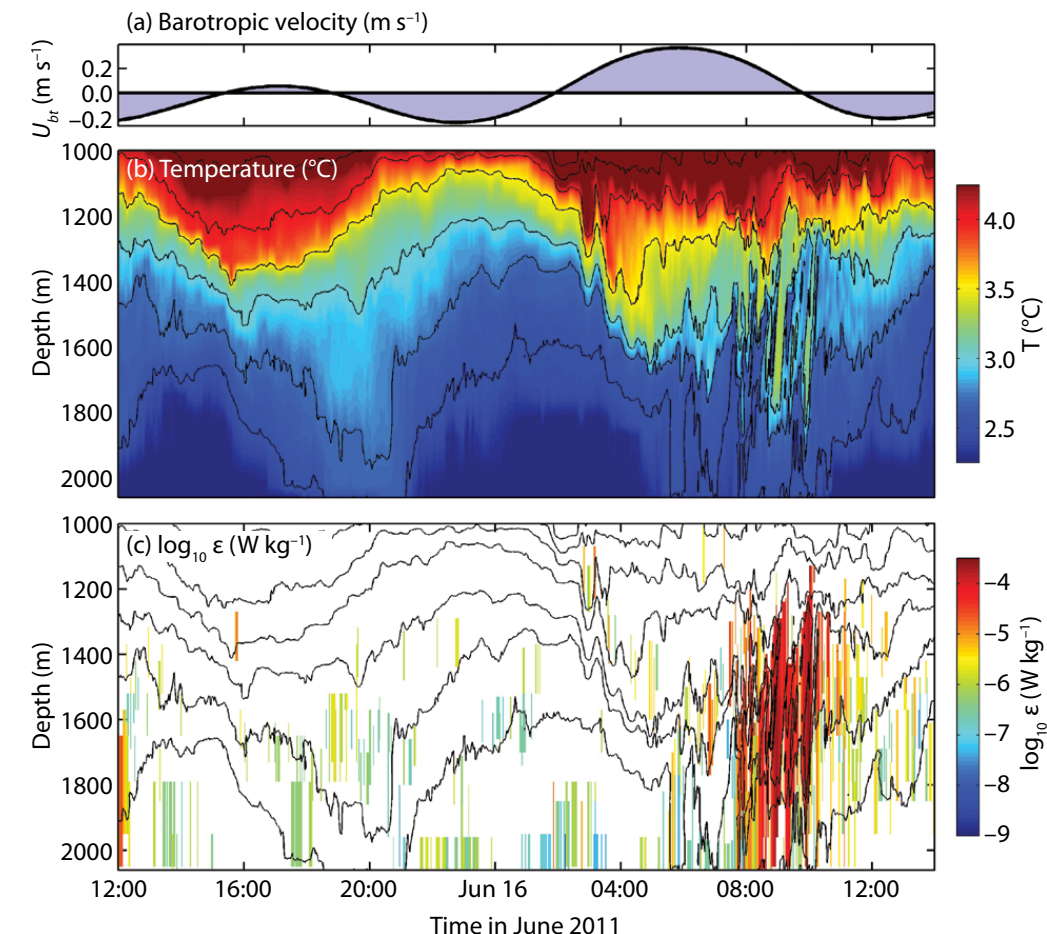
アムチトカ海峡の断面観測
非定常（伝播性）風下波として説明

Nakamura et al. (2010)

ルソン海峡の連続観測
捕捉風下波として記述

Klymak et al. (2012)

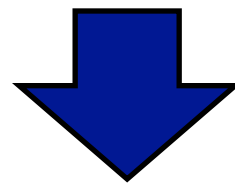
ウルップ海峡で観測された
大振幅内部波との関連性は？



目的

Question

- 大振幅内部波砕波は千島海峡の主要な乱流励起源か？
- 大振幅内部波はどのような構造を持ち、
どのように励起されるのか？
- 大振幅内部波と非定常風下波、捕捉風下波の関係は？



- ▶ ウルップ海峡再観測
- ▶ 3次元モデルデータ解析

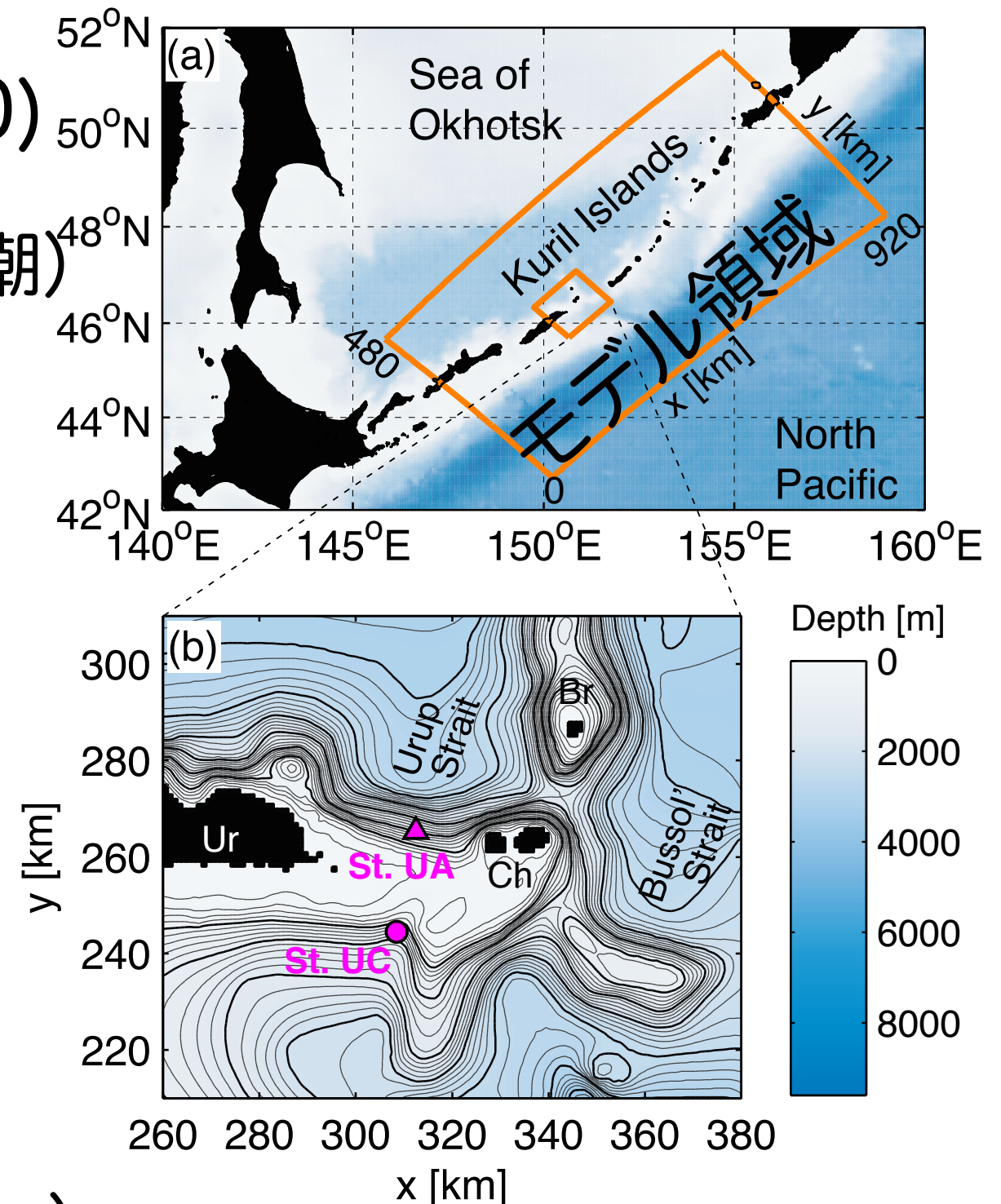
観測 & モデル

● クロモフ号2010年航海 (Kh10)

- ▶ ウルップ太平洋側 1 日観測 (小潮)
- ▶ 乱流計 + CTD/LADCP

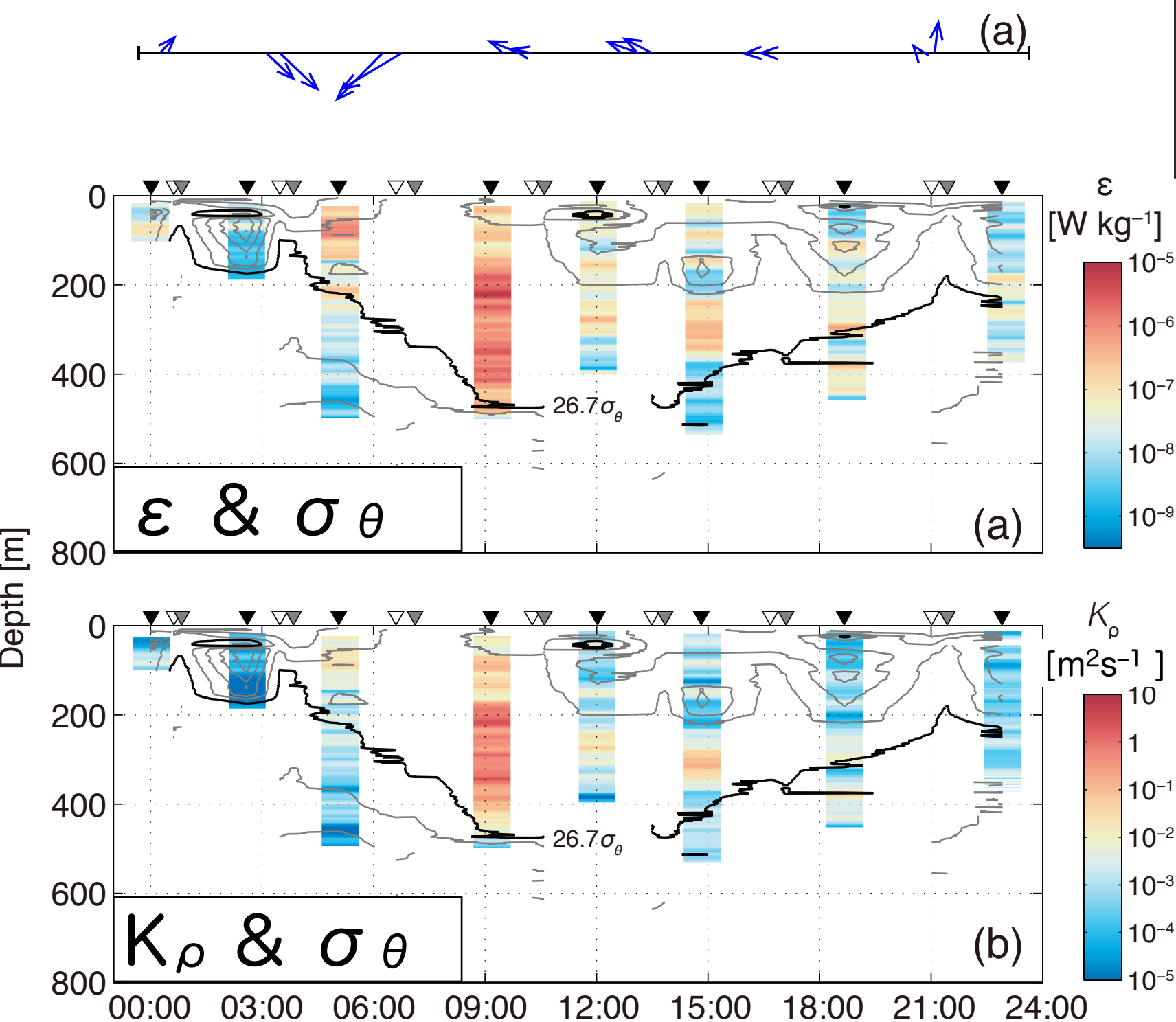
● モデル

- ▶ 潮流で駆動した 3 次元モデル (Tanaka et al, 2010)
- ▶ 水平 1 km, 鉛直 20 m
- ▶ 静水圧平衡
(厳密な意味での風下波は出ない)



ウルップ海峡域

密度・乱流強度の1日変化（観測）

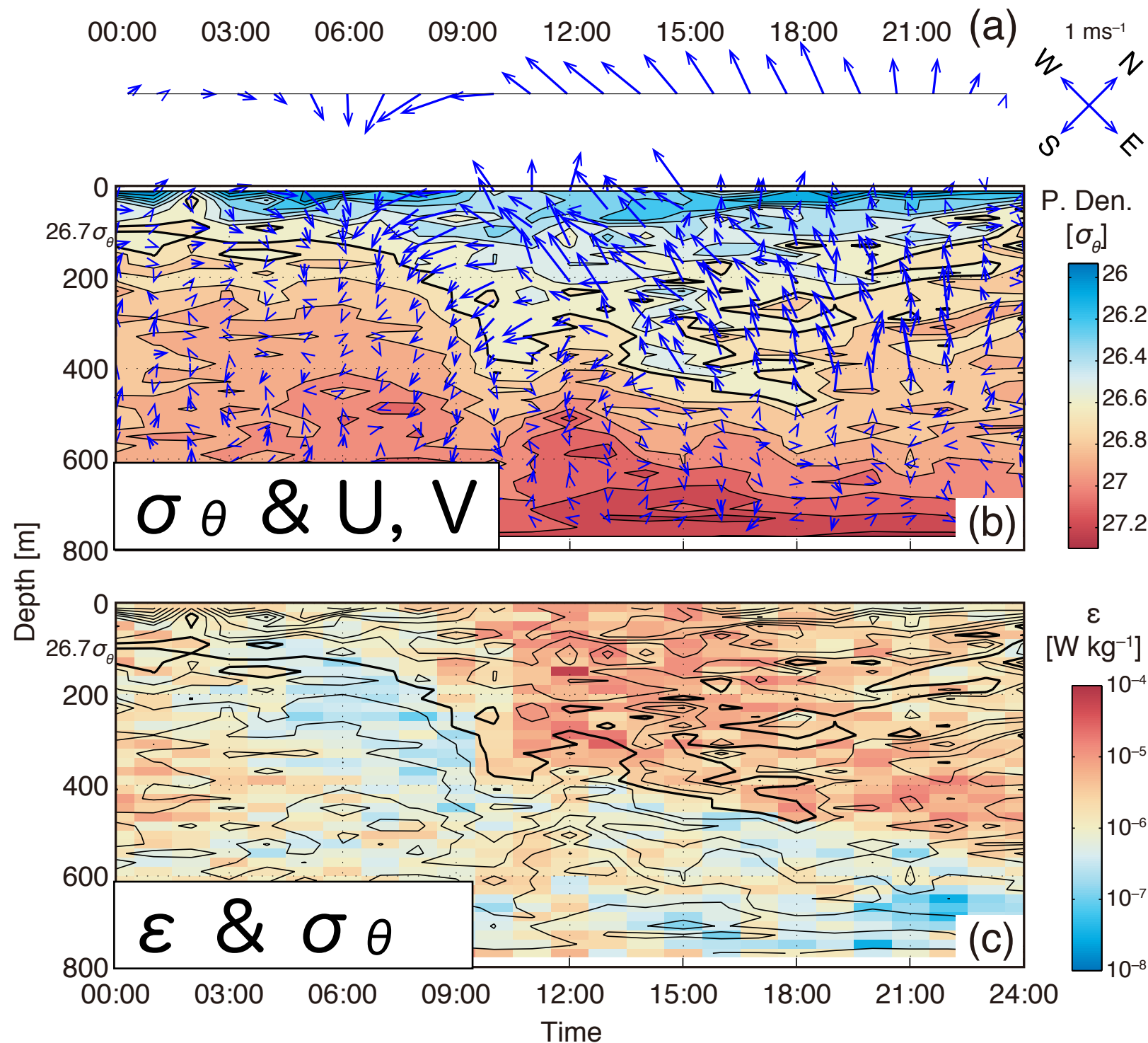


上層流速
(↑オホーツク向き)

- 太平洋向きの流れで密度面深化
- 密度面が深くなったところで強混合
($\varepsilon \sim 10^{-5} \text{ W/kg}$,
 $K_\rho \sim 10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

過去2回の大振幅
内部波と同様

密度・乱流強度の1日変化（モデル）

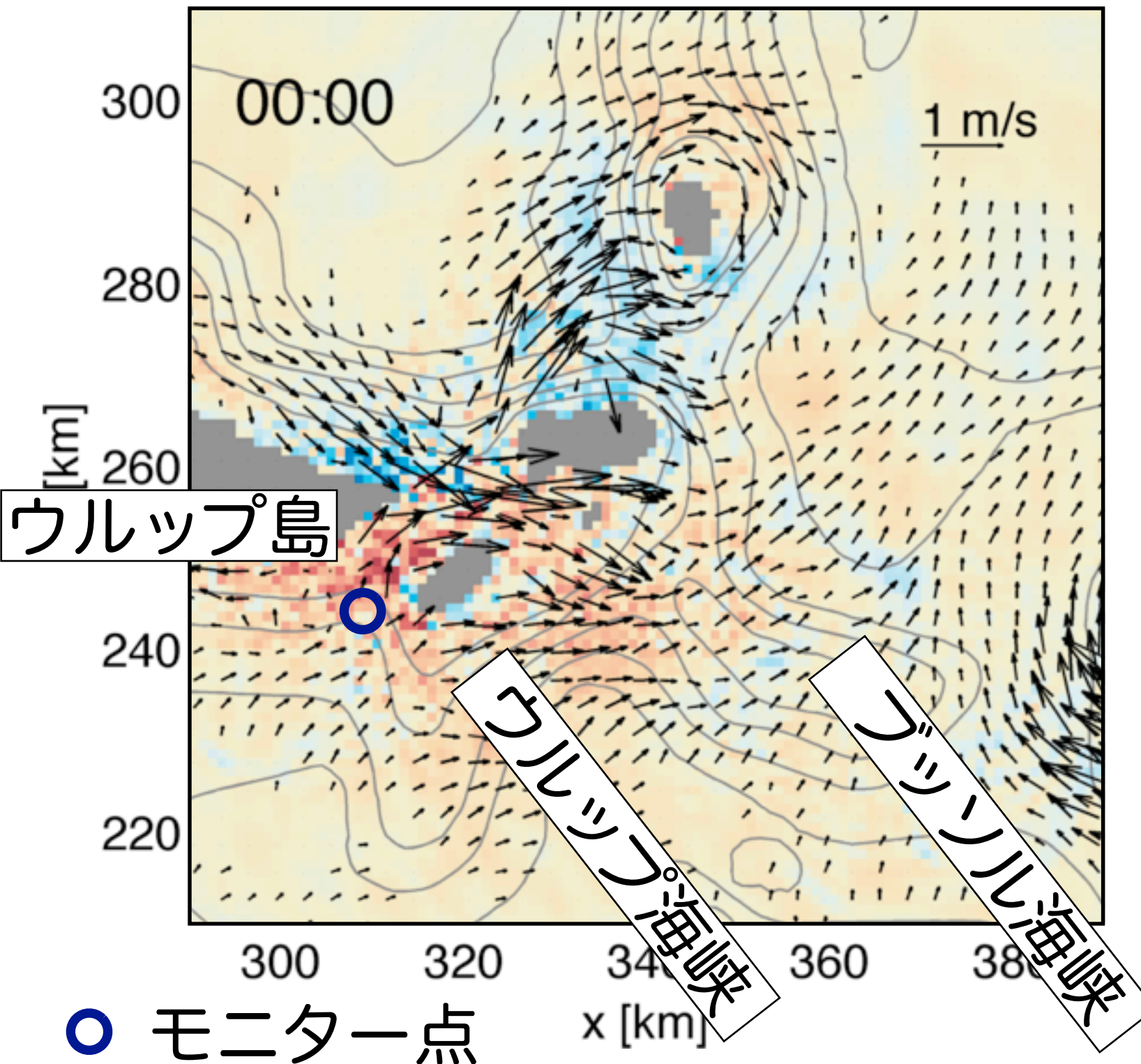


上層流速
(↑オホーツク向き)

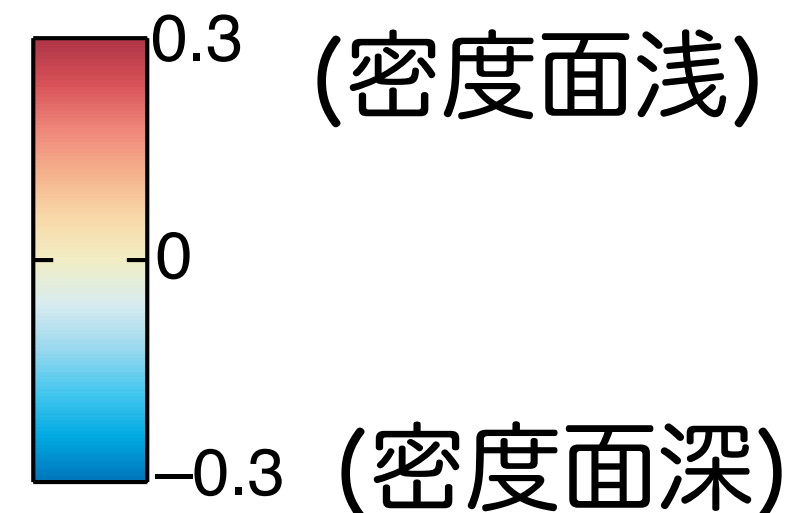
- 太平洋向きの流れで密度面深化
- 密度面が深くなったところで強混合

観測とほぼ同様

密度偏差・流速時間 (90m深) の 1日変化 (モデル)



- 往復流ではなく位相が地形を時計回りに回転 (地形性捕捉波)
- 風下流の時に密度面深化
- 密度面変位は潮時変化とともに海峡外へ伝播



潮汐で励起される「風下波」

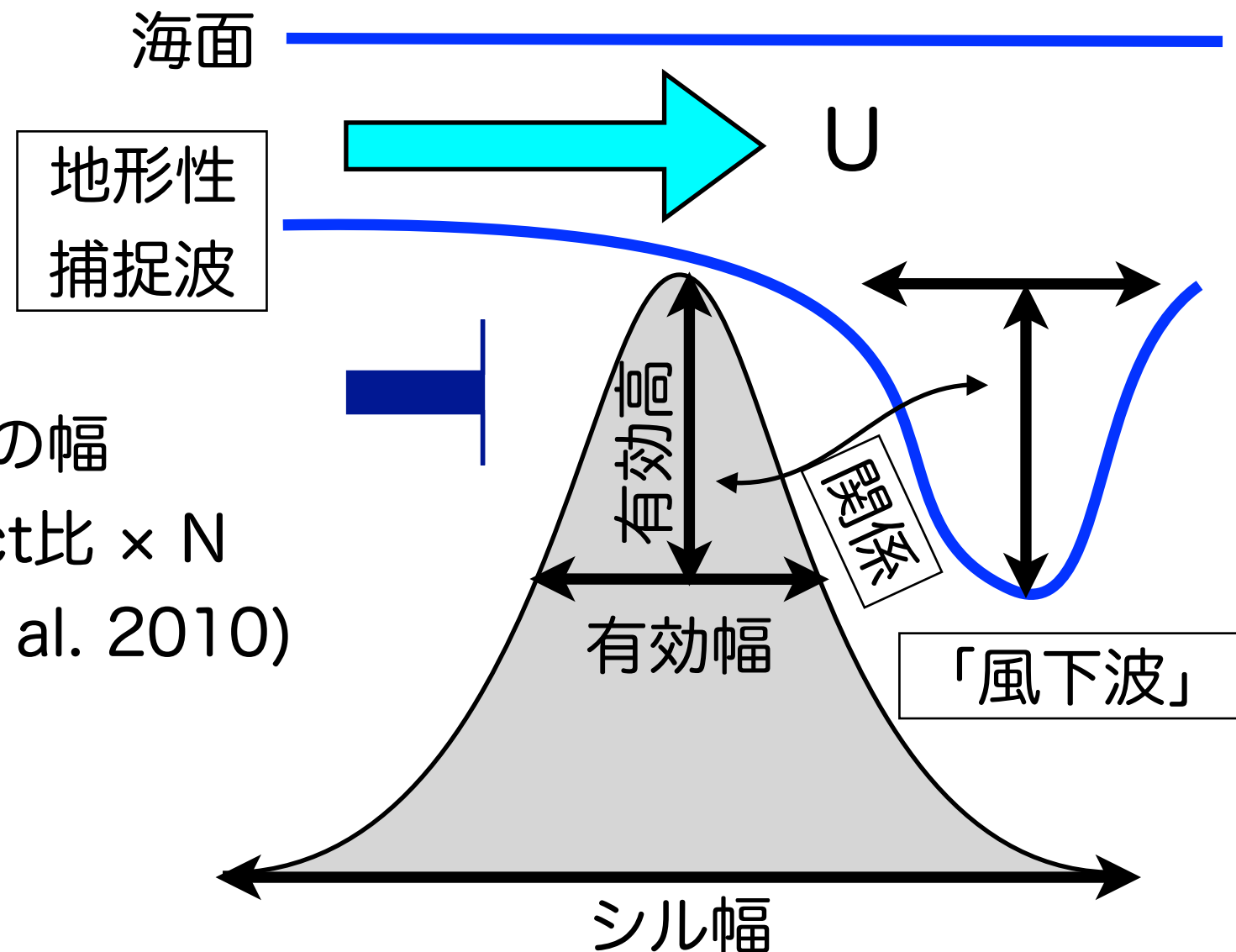
- 潮汐下で「風下波」出現条件：固有周波数 $\omega = |kU| > \omega_{\text{tide}}$

➡ 非定常風下波の条件 (Nakamura et al. 2000)と同じ
ただし、 $\omega \neq |kU| \pm \omega_{\text{tide}}$ (非定常風下波の周波数)

- 千島海峡の場合

- $U \neq$ 順圧潮流, but
地形性捕捉波による流れ
- 水平波数 $k \neq$ シル幅, but
相互作用が起こる頂上付近の幅
 $\omega = (h/l)U/m \sim$ 有効aspect比 $\times N$
➡ 捕捉風下波 (Klymak et al. 2010)
- モデル結果 $7.8 \text{ h} < \text{日周期}$

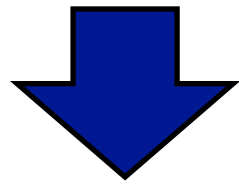
- 増幅条件 => 次スライド



Hydraulically supercritical ?

Hibiya (1986)

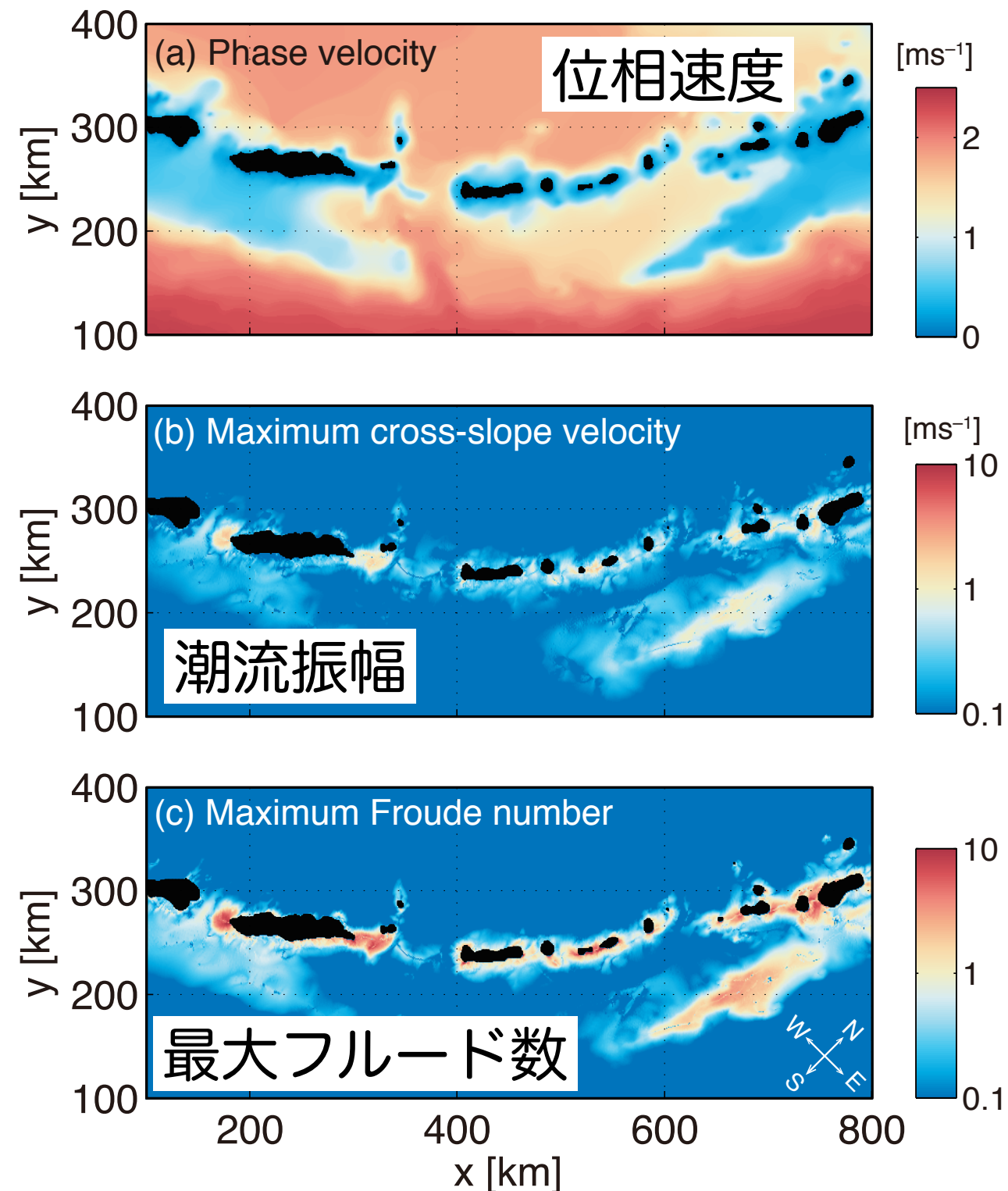
潮流が内部波位相速度を上回る
($Fr \geq 1$) 時に内部波が増幅



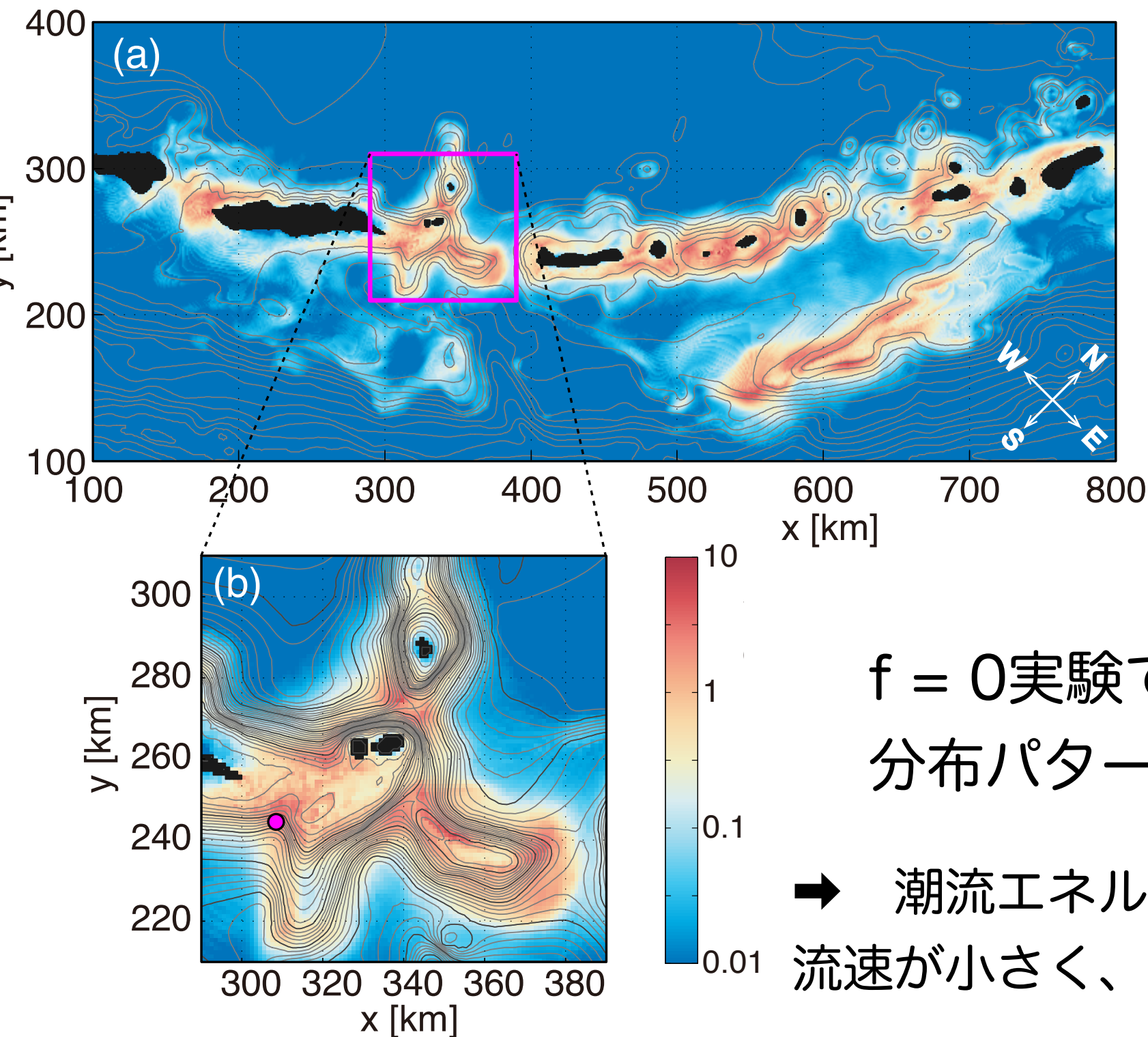
等深線を横切る潮流振幅と
非回転第1モード位相速度を比較

$$C_{\text{回転}} = (C_{\text{非回転}}^2 + f^2 / k^2)^{1/2}$$

浅い海峡を中心に
最大フルード数 $\gg 1$



モデル散逸率分布（鉛直積算）



最大フルード数
 $\gg 1$ となる海峡の、
シル中腹で大きい

$f = 0$ 実験では混合弱くなるが、
分布パターンは同様（田中，私信）

➡ 潮流エネルギーが捕捉されないため傾圧
流速が小さく、低次モードが海峡外へ伝播

おわりに: Answers to the Questions

■ 大振幅内部波砕波は千島海峡の主要な乱流励起源か？

➡ Yes. エネルギー散逸量の大きい浅い海峡で顕著

■ 大振幅内部波はどのような構造を持ち、
どのように励起されるのか？

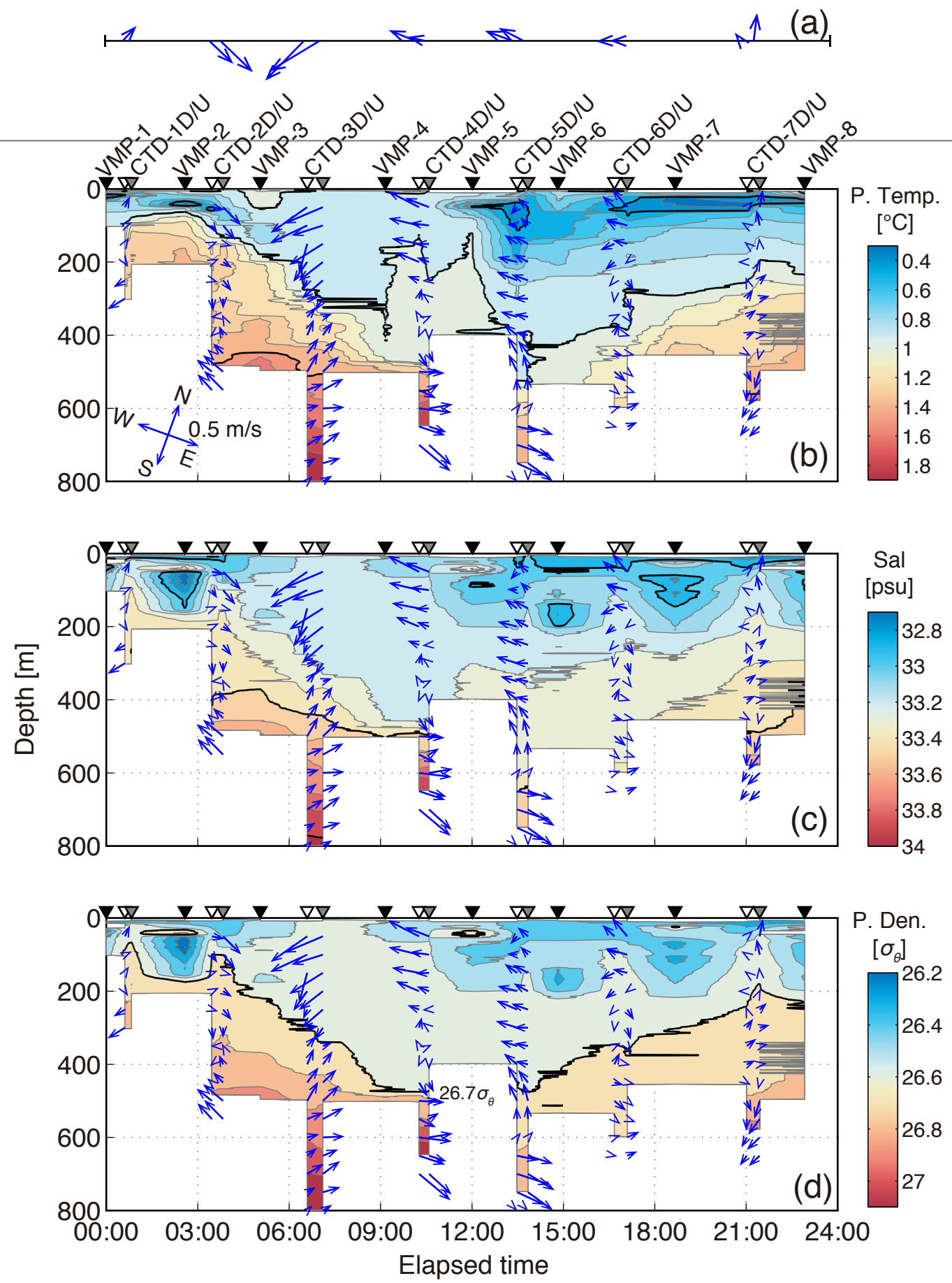
▶ 急峻なシルの風下側に形成

▶ 順圧潮流 => 地形に捕捉されたsupercritical流
=> 振幅の増幅 => 砕波

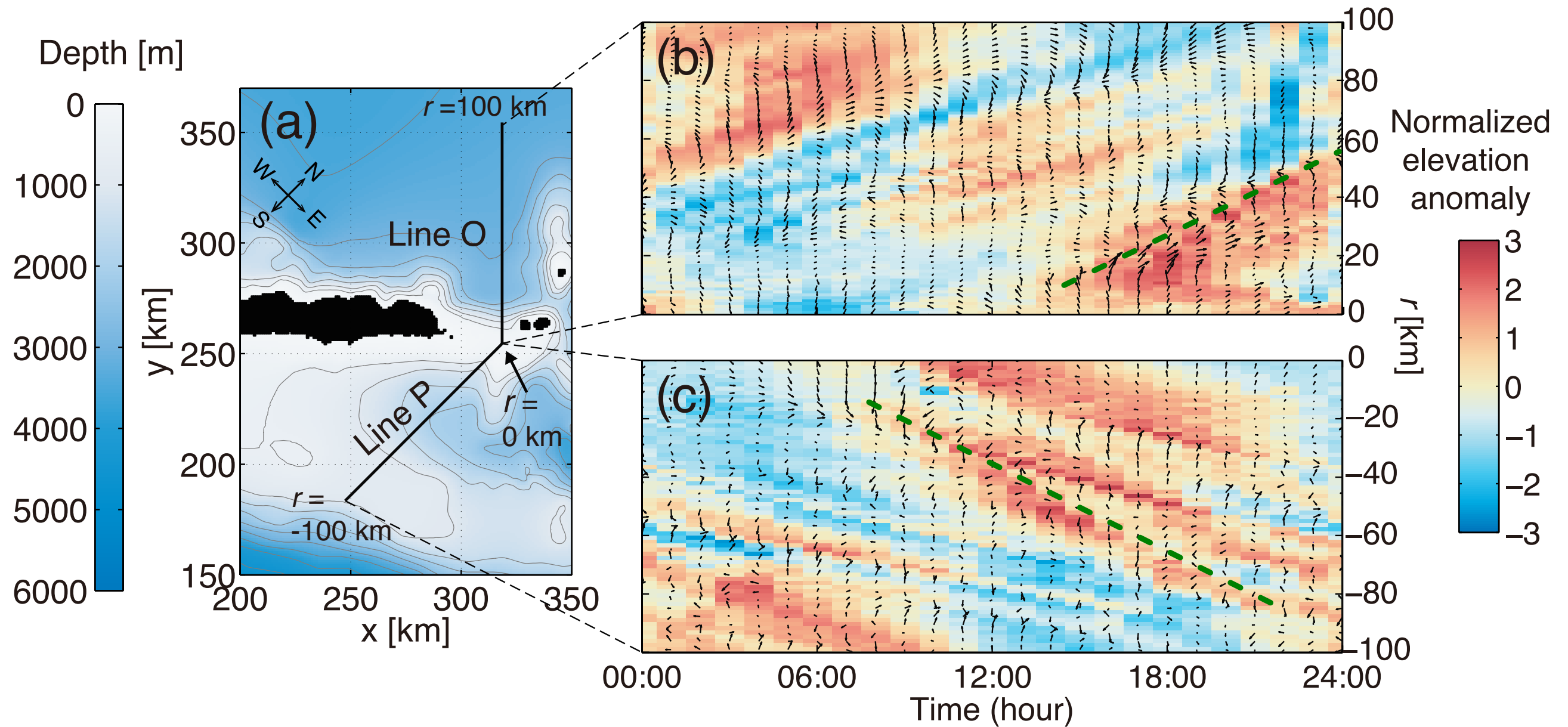
■ 大振幅内部波と非定常風下波、捕捉風下波との関係？

▶ 現象としては同じ。潮汐周期内の風下波と解される。

水温・塩分・密度

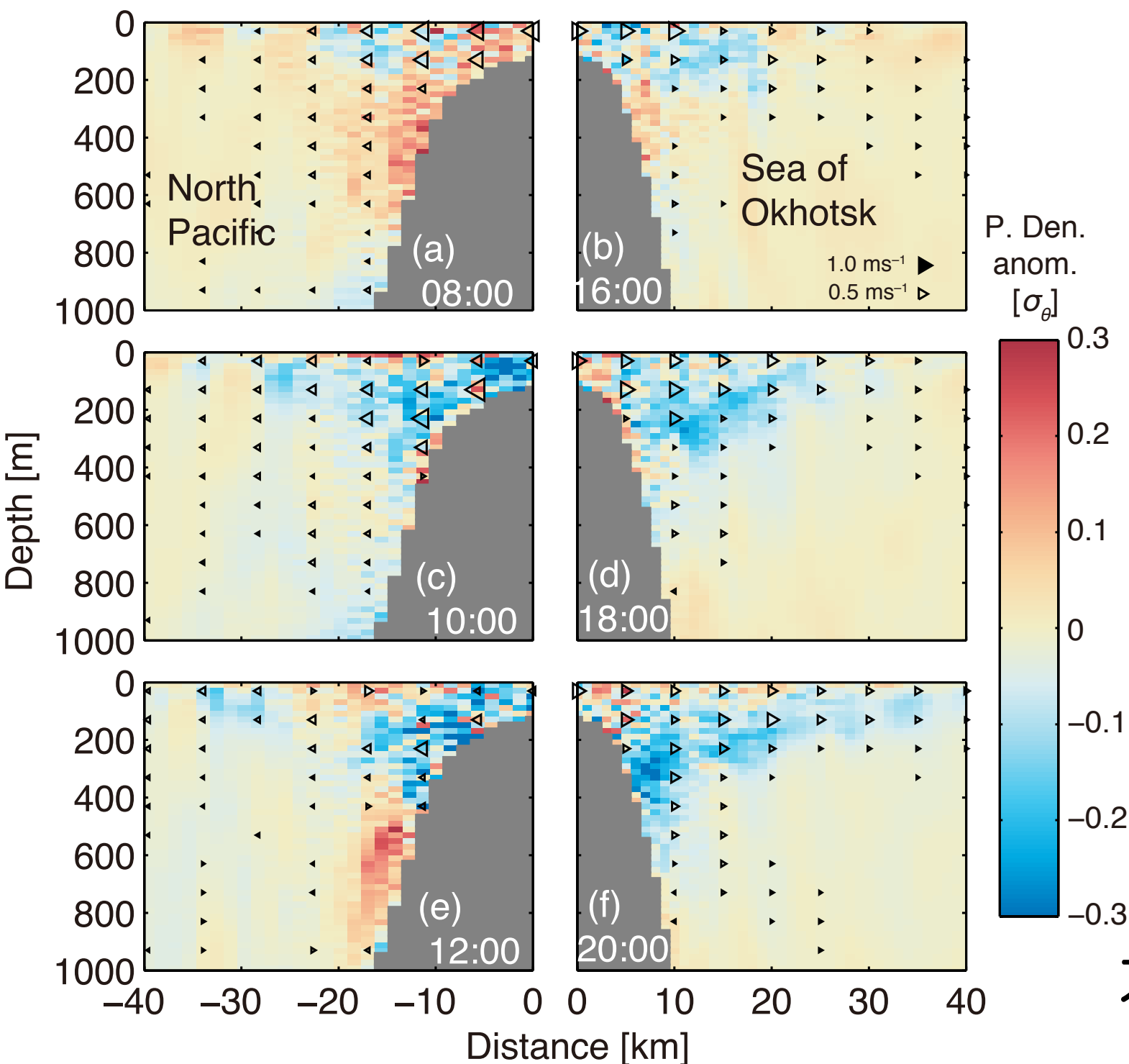


擾乱の（自由）伝播



標準化された海面高度偏差と流速

擾乱伝播方向の断面



▶ 風下側に密度負偏差
(密度面降下)

▶ 伝播性擾乱が派生

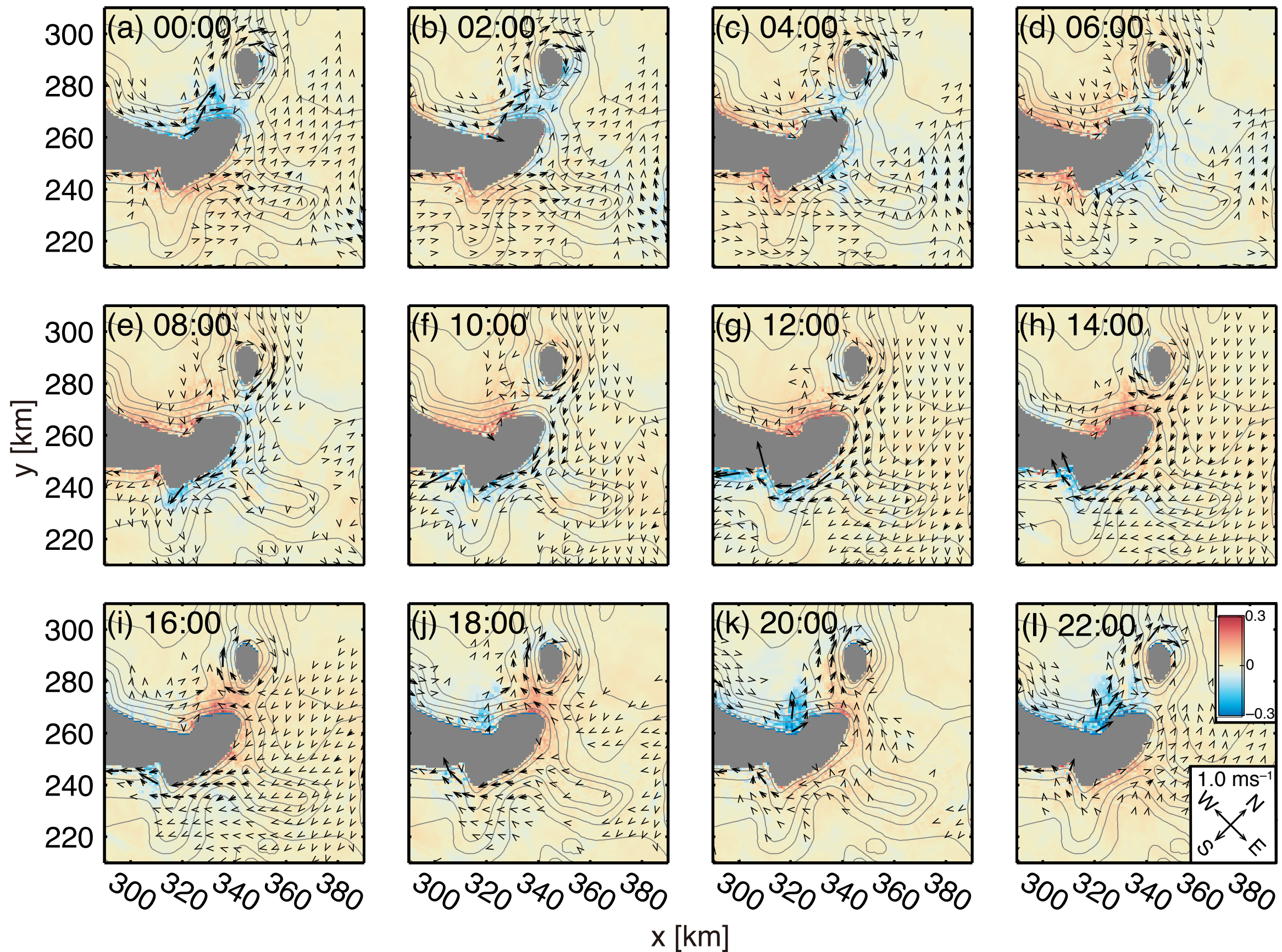
▶ 擾乱の空間スケール
～ シル形状

$$\omega = (k^2 N^2 / m^2 + f^2)^{1/2}$$
$$\sim 2.2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

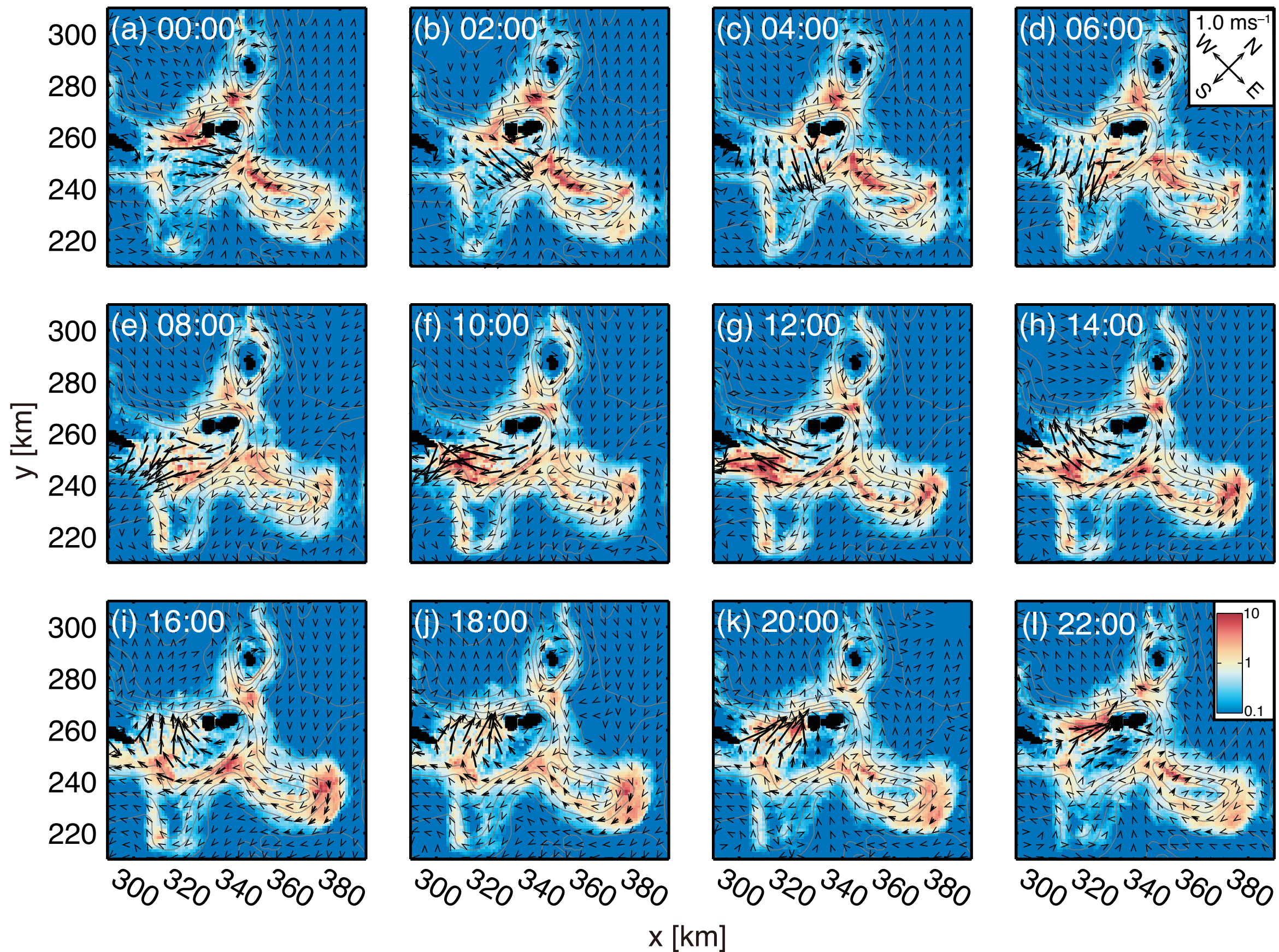
(7.8時間)

太平洋側 (左) とオホーツク
側 (右) の密度・流速断面

密度偏差 & 流速水平分布 (290 m深)

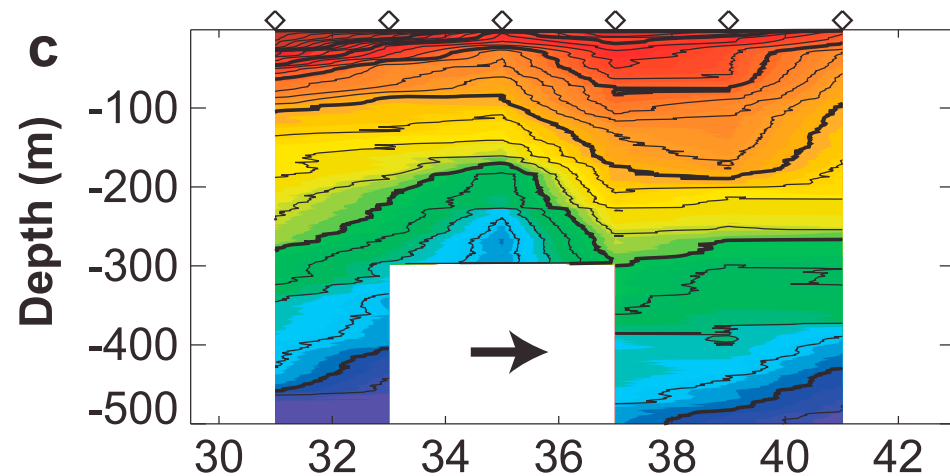


鉛直積算散逸率 & 鉛直平均流



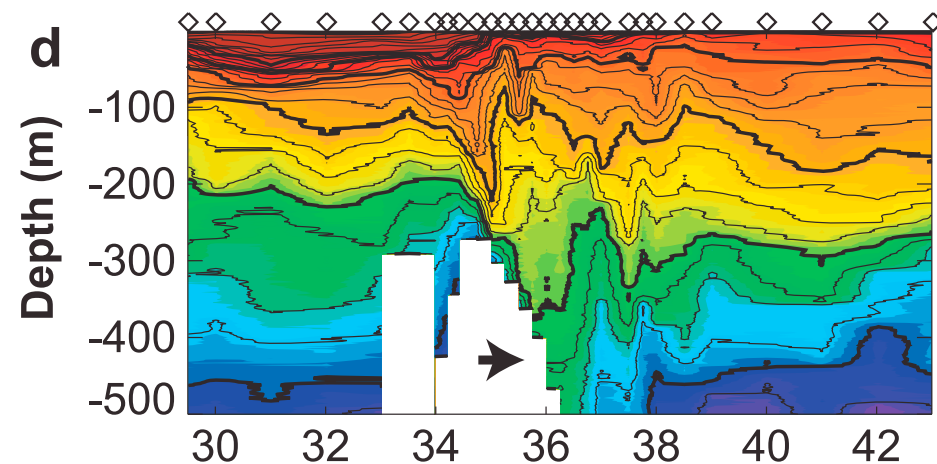
Unsteady / arrested lee waves

非定常風下波 / 捕捉風下波



アムチトカ海峡の断面観測
(非定常風下波として説明)

Nakamura et al. (2010)



ルソン海峡の連続観測
(捕捉風下波として記述)
Klymak et al. (2012)

