



海洋レーダ実観測データに基づく 最適内挿法による津波データ同化の検証

○渡久地 優¹, 藤井智史²

1. 琉球大学大学院 理工学研究科
2. 琉球大学 工学部 電子情報通信コース

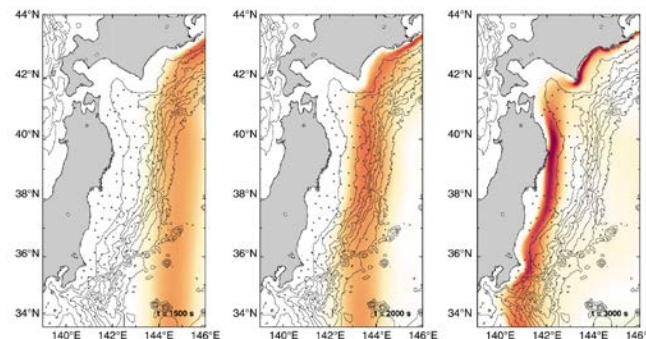
はじめに

- 2011年東北津波以降，実観測データに基づく津波予測手法の開発
- 沖合津波波高を用いたデータ同化による津波予測技術の研究 (Maeda et al., 2015)

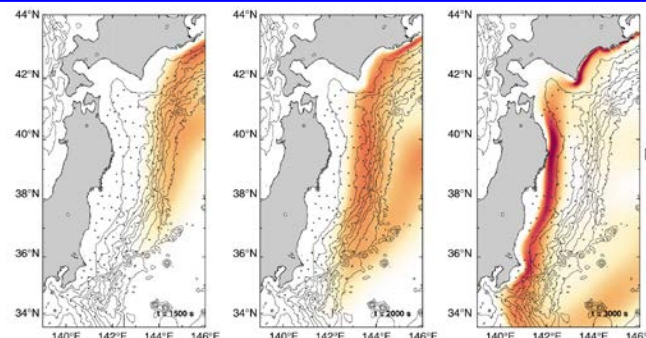
- ・ 津波波動場を**同化**によって直接推定
- ・ 津波波源の推定を行わない信頼性の高い予測
- ・ 計算負荷の軽い**最適内挿法**を使用
- ・ 沖合多点観測網（S-net等）に基づく：
大地震による津波の発生が想定される領域にのみ設置されている。
⇒観測網を通過しない津波については対応不可
- ・ 沿岸付近で受ける地形の影響を考慮できない。

→沿岸海域に設置された海洋レーダの適用

断層モデルによる数値計算



wavefield



津波データ同化による波動場

(Modified from Maeda et al., 2015)

海洋レーダによる津波データ同化

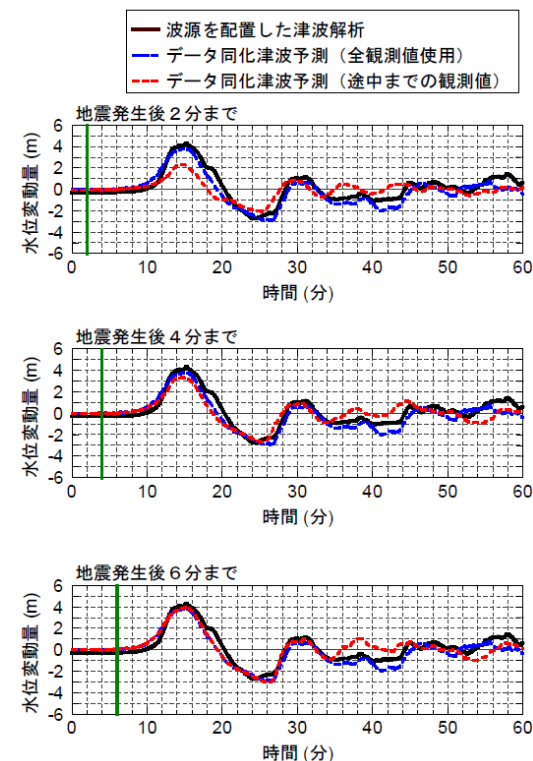
海洋レーダによる津波データ同化の利点

- ・ 日本各地の沿岸域を観測
- ・ 陸上設置型であり保守が容易

海洋レーダによる津波同化のアプローチ（木村ら, 2018）

- ・ 想定断層モデルによる津波シミュレーションを使用
- ・ 海洋レーダ視線方向流速でも沿岸水位を予測可能.
- ・ 最適内挿法を利用

実観測データへの適用は未検証



本研究： **津波実観測データ** を用いた **最適内挿法** による同化の検証。
（観測流速→沿岸水位変動の推定）

検証内容

- ・まずは1局の海洋レーダ（CODAR）で、
経済性・実用性の観点から1局で予測可能であると望ましい
とりあえず実データを使ってみる。
- ・使用する観測点は地形とデータ取得率からおおまかに決定
観測データの欠測等は周囲の流速の平均化により対処
- ・レーダ設置点およびその他の沿岸水位変動の再現性確認
レーダ観測領域を通過する津波をどこまで再現できるか
- ・同化によるリアルタイム推定の可否について
観測時間間隔：5分 湾内の観測スケール：～30kmのため
レーダ設置点以外の波高を再現できれば到来後の津波モニタリングへの活用可能

観測諸元

海洋レーダ：SeaSonde(CODAR)@伊勢湾

- 三重県津松坂(MATU)

(国土交通省中部地方整備局名古屋港湾空港技術調査事務所によりデータ提供)

- 中心周波数: 24.515 MHz
- レーダ方式: FMICW
- モノポール＋クロスループ
- 距離分解能: 1.5 km
- 方位間隔: 5 deg.
- 時間分解能: 通常1時間⇒**5分 (再解析)**

沿岸水位変動 (比較検証用)

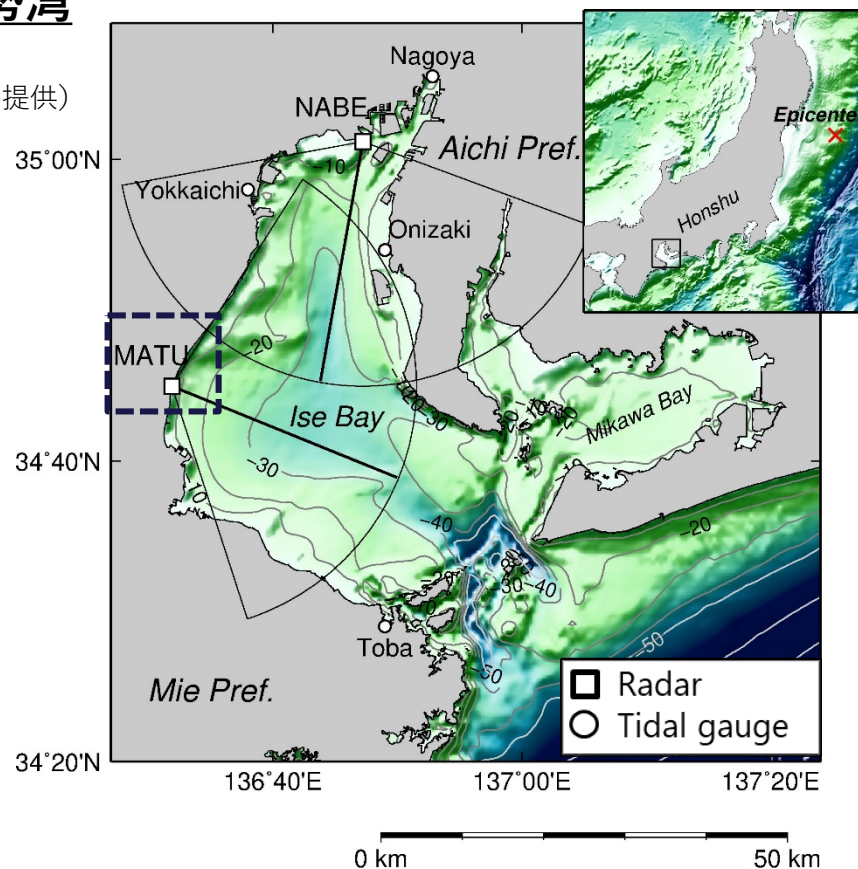
沿岸潮位観測

- Nagoya, Onizaki, Toba: サンプルング1min
- Yokkaichi: サンプルング10min

数値計算：JAGURS(Baba et al., 2015). 断層モデル：藤井・佐竹ver.8

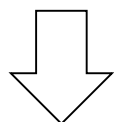
- MATU, NABE：サンプルング1min

(Nagoya, Toba：気象庁, Yokkaichi：四日市港管理組合, Onizaki：国土地理院によるデータ提供)



実観測データの使用にあたって

通常の海洋観測
流速算出時間：1時間



津波の周期～60分
時間分解能の向上



観測精度低下
(トレードオフ)

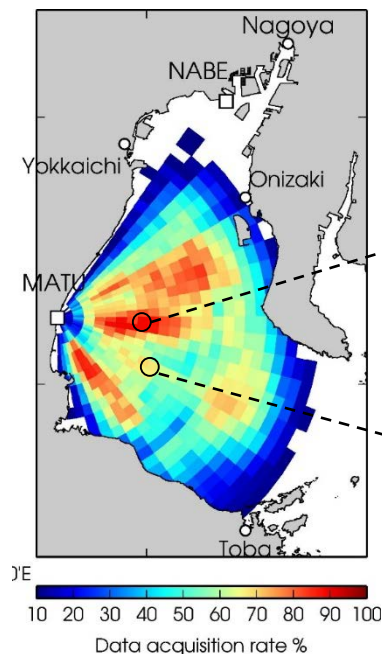
受信信号のSN比の低下



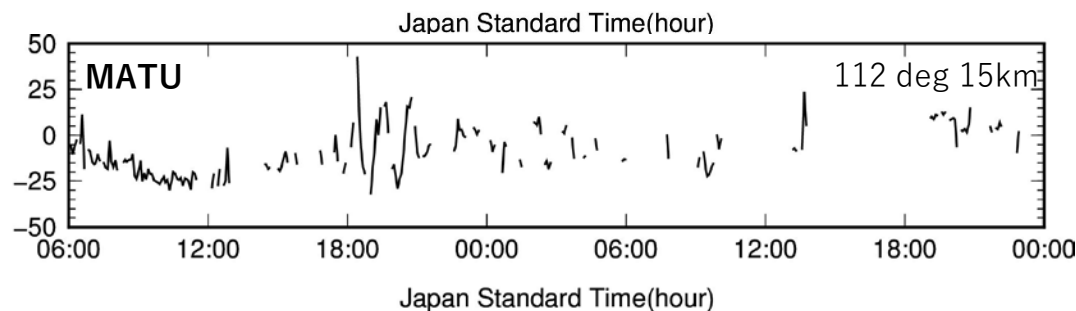
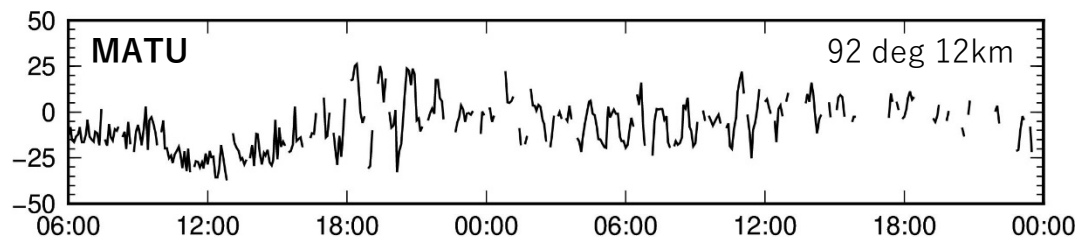
流速のノイズ・欠測点の増加

受信データを再解析、
5分間隔のデータを使用

データ取得率(3/11-3/12)



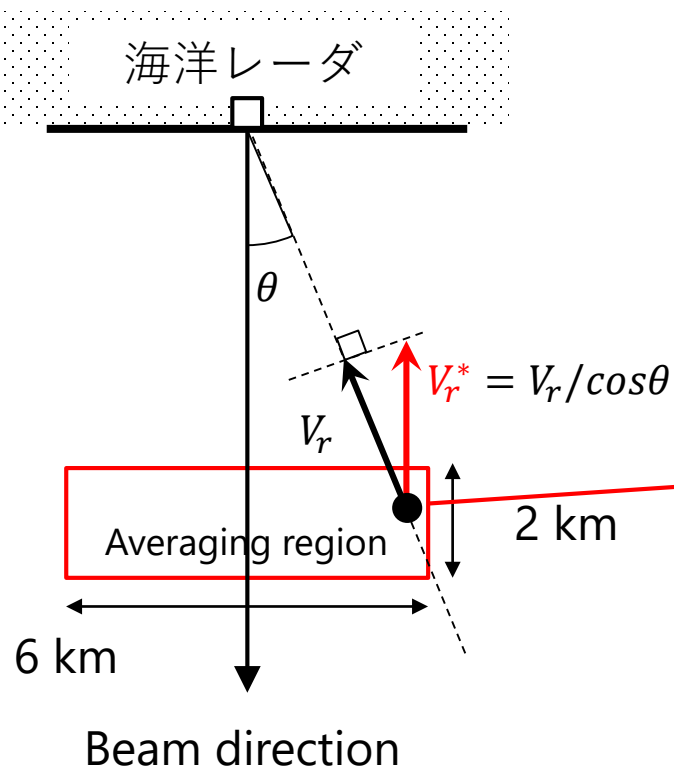
視線方向流速（生データ）



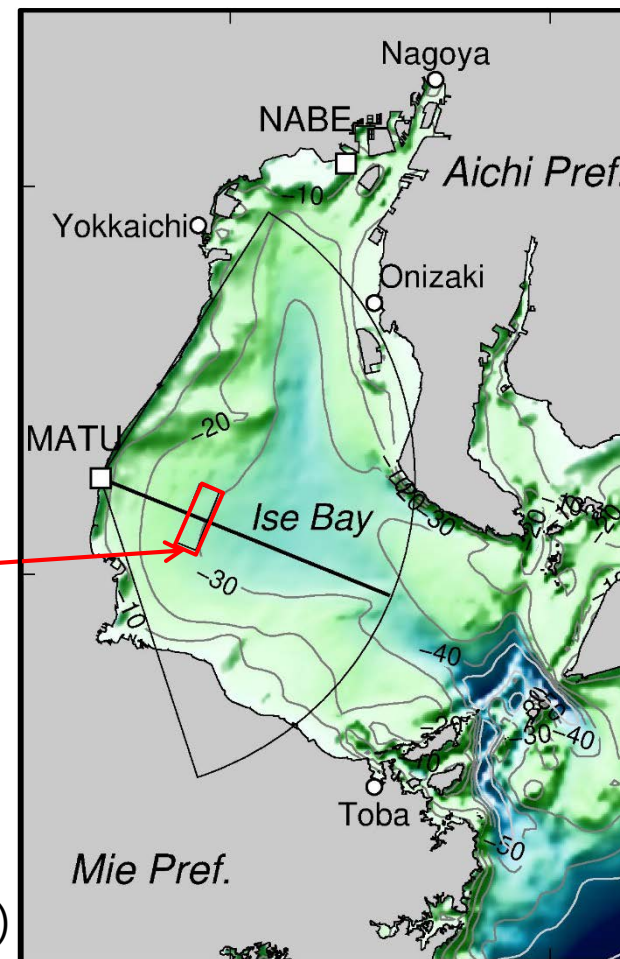
欠測点の処理：バンド流速

Lipa et al., (2012)の方法を拡張

Radial velocity averaging



1. ビームに沿って矩形領域を考える(2km × 6km)
2. 領域内の視線方向流速 V_r をビーム方向に投影
3. 投影した流速 V_r^* を平均



最適内挿法の原理

観測と数値シミュレーションの差に対して重みを与え、予測を修正。
(最適内挿法：データの誤差分散を最小にする)

$\mathbf{x} = (\text{波高, 流量})$

最適内挿法の基本式

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{W}(\mathbf{y}_o - \mathbf{H}\mathbf{x}_b)$$

解析値 重み 観測演算子 (流量→視線方向流速への変換)

↑
海洋レーダによる観測

※ $\mathbf{H}$ は全水深 (波高 + 水深) ではなく水深を用いて変換

解析値の誤差分散を最小にすると、重み $\mathbf{W}$ は以下で表せる

$$\mathbf{W}(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T) = \mathbf{B}\mathbf{H}^T$$

※

$\mathbf{R} = \langle \boldsymbol{\varepsilon}_o \boldsymbol{\varepsilon}_o^T \rangle$ 観測誤差共分散行列

$\mathbf{B} = \langle \boldsymbol{\varepsilon}_b \boldsymbol{\varepsilon}_b^T \rangle$ 背景誤差共分散行列

最適内挿法では時間的に不変
→計算負荷小

最適内挿法の原理

$$\mathbf{W}(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T) = \mathbf{B}\mathbf{H}^T$$

$\mathbf{H}$: 観測演算子

$\mathbf{W}$: 重み行列

$\mathbf{R}$: 観測誤差共分散行列

$\mathbf{B}$: 背景誤差共分散行列

各共分散を相関係数で表すと以下の m 元一次方程式が得られる.

$$\sum_{j=1}^m w_{gj} (\mu_{ij}^o \rho_i \rho_j + \mu_{ij}^b) = \mu_{gi}^b$$

※ m は総観測点数. i, j は観測点, g は計算格子点

σ^b : 背景誤差標準偏差

σ^o : 観測誤差標準偏差

分散を用いて共分散から相関係数を求める

$$\mu_{ij}^o = \frac{r_{ij}}{\sigma_i^o \sigma_j^o}, \mu_{ij}^b = \frac{b_{ij}}{\sigma_i^b \sigma_j^b}, \mu_{gi}^b = \frac{b_{gi}}{\sigma_g^b \sigma_i^b}$$

w : 重み

μ^o : 観測誤差相関係数

ρ : 観測誤差標準偏差と

背景誤差標準偏差の比. $\rho = \sigma^o / \sigma^b$

μ^b : 背景誤差相関係数

各種パラメータ

※ m は総観測点数, i, j は観測点, g は計算格子点

$$\sum_{j=1}^m w_{gj} (\mu_{ij}^b + \mu_{ij}^o \rho_i \rho_j) = \mu_{gi}^b$$

• 背景誤差相関係数 μ^b

背景誤差相関係数 μ^b をガウス関数で仮定 (例えば Kalnay, 2003)

$$\mu_{ij}^b = e^{-d_{ij}^2 / 2L^2}$$

d_{ij} : 2点間の距離

L : 特性距離 (背景誤差の空間スケール)

※ 任意性があり, 対象の現象によって最適値は変化
今回は 2km, 10km で比較

• 観測誤差標準偏差と背景誤差標準偏差の比が同等: $\rho = 1$

• 観測誤差相関係数 μ^o

観測点間の観測誤差には相関なし

$$\mu_{ij}^o = \delta_{ij}.$$

最適内挿法の津波データへの適用

$$\mathbf{x}_n^f = \mathbf{F}\mathbf{x}_{n-1}^a$$

最適内挿法では数値計算は線形のみ限定

津波の方程式（線形）

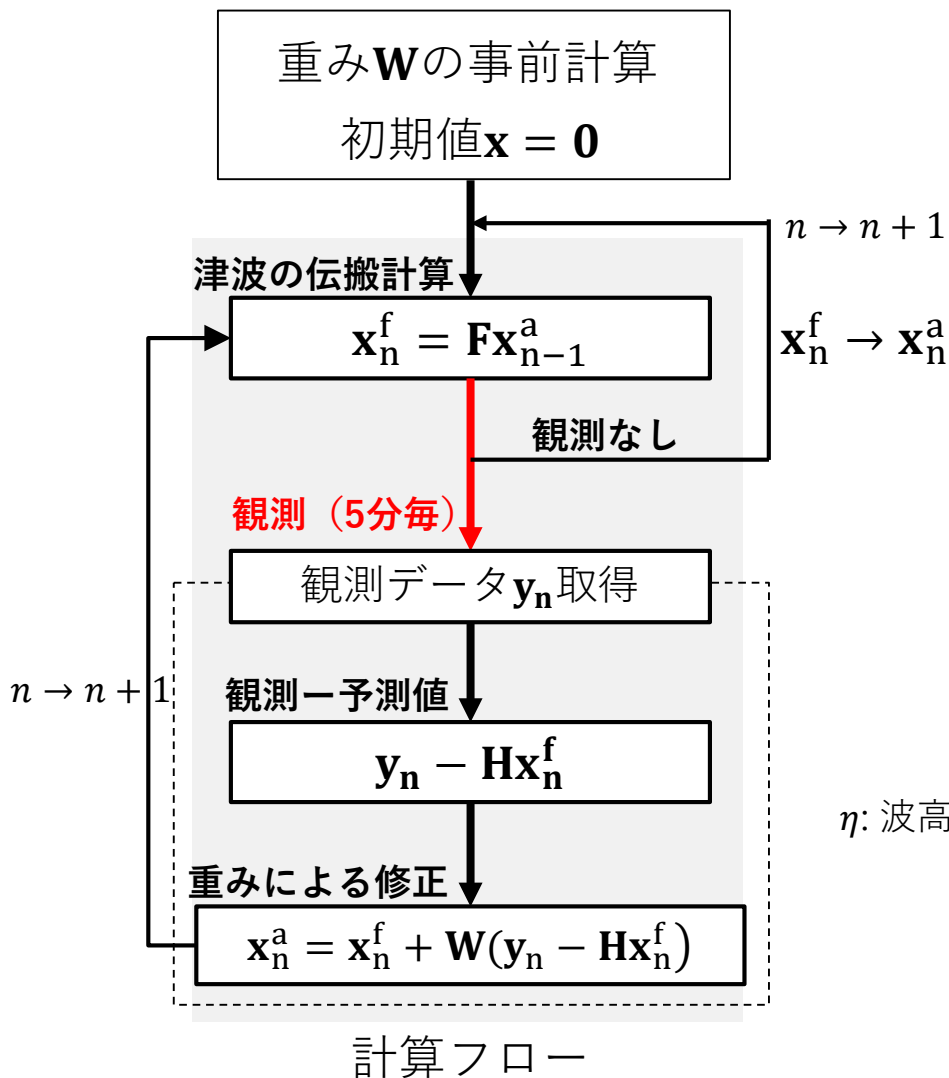
$$\frac{\partial \eta(x, y, t)}{\partial t} = -\frac{\partial M(x, y, t)}{\partial x} - \frac{\partial N(x, y, t)}{\partial y}$$

$$\frac{\partial M(x, y, t)}{\partial t} = -gD(x, y) + \frac{\partial \eta(x, y, t)}{\partial x}$$

$$\frac{\partial N(x, y, t)}{\partial t} = -gD(x, y) + \frac{\partial \eta(x, y, t)}{\partial y}$$

η : 波高 D : 全水深（波高 + 水深 d ） g : 重力加速度 M, N : 流量

- ・ 津波データ同化プログラム：
TDAC(Maeda et al.,(2015)を改変



実観測データを用いた同化の検証

概要

- ・ 海洋レーダ観測流速：
バンド流速、津波成分のみ抽出（～240min）
- ・ 観測点の選択：
データ取得率と地形を考慮
- ・ 観測点：各バンドの中心
- ・ 同化間隔：5分（観測時間間隔）
- ・ 津波計算：1秒
- ・ 特性距離 L ：2km, 10km で検証。

結果の比較：沿岸水位変動

沿岸潮位計：観測値

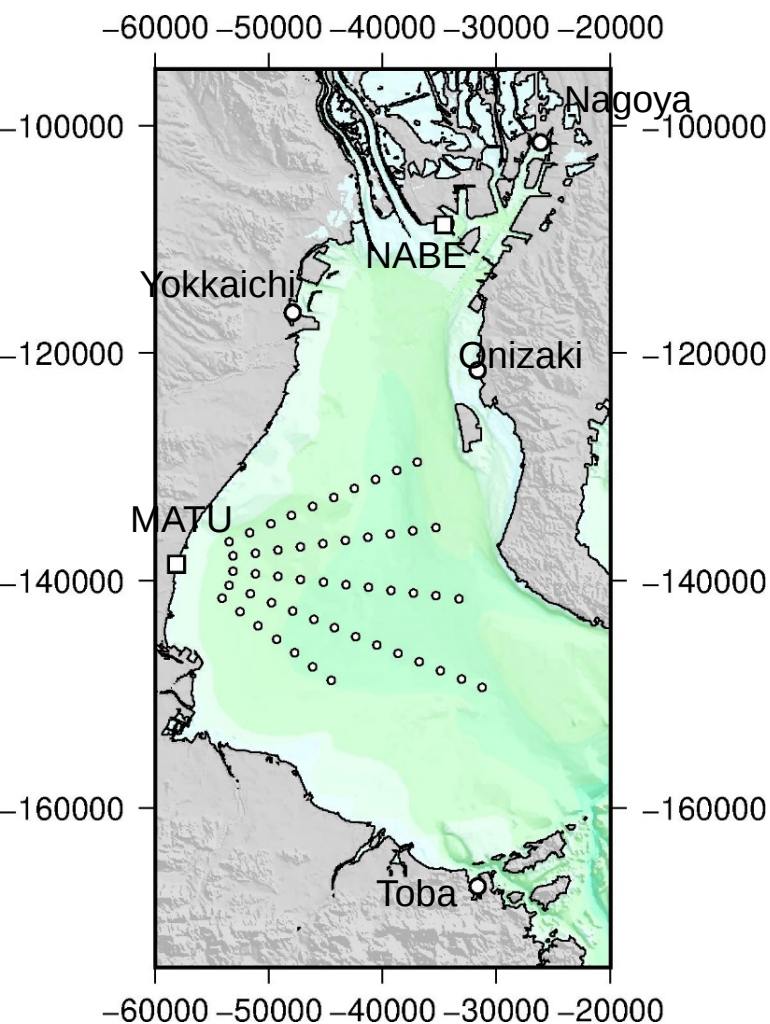
レーダ近傍水位：津波シミュレーション

- ・ 断層モデル：藤井・佐竹らver.8
- ・ JAGURS(Bata et al., 2015)

Variance Reduction (VR)および相関係数

$$VR(\%) = \left\{ 1 - \frac{\sum_{j=1}^T (\eta_j - \hat{\eta}_j)^2}{\sum_{j=1}^T \eta_j^2} \right\} \times 100$$

- ・ 時刻 $j(j = 1 \sim T)$
- ・ 観測水位 η_j
- ・ 同化水位 $\hat{\eta}_j$

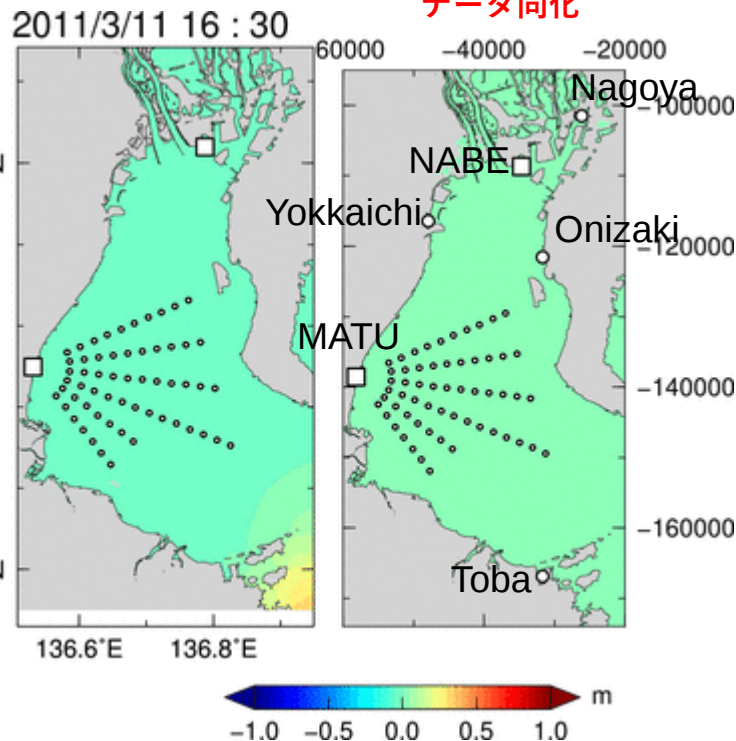


検証結果 その1 特性距離 $L=2\text{km}$

特性距離 $L=2\text{km}$

数値計算 (断層モデル)

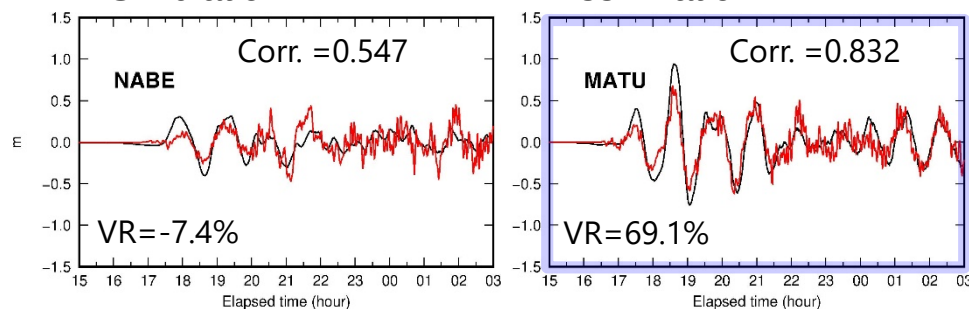
データ同化



- ・レーダ設置側の沿岸では概形が一致.
- ・MATUでは $\text{VR}=69.1\%$
- ・Tobaではレーダ観測領域を通過しないため同化による修正がされない.

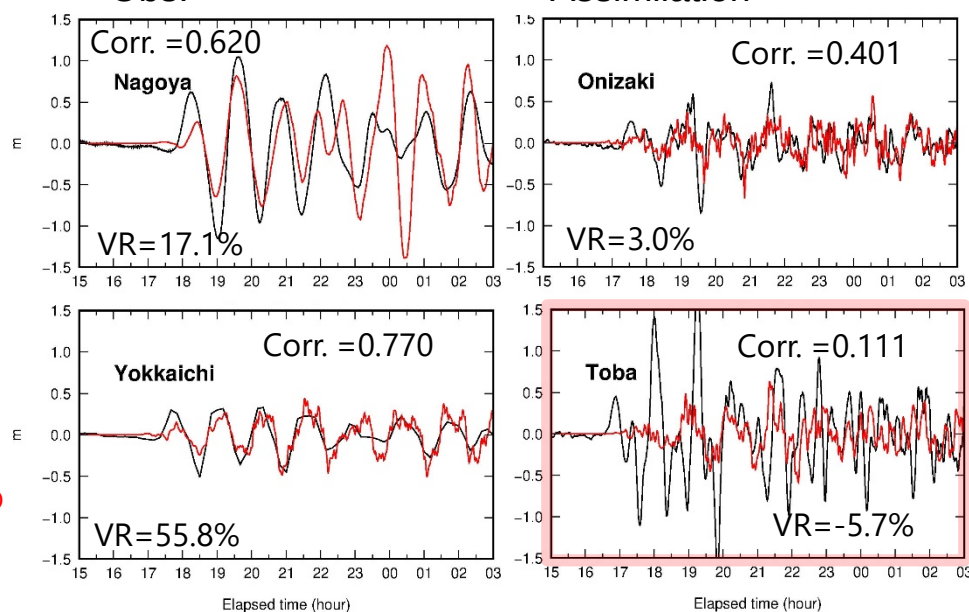
Simulation ———

Assimilation ———



Obs. ———

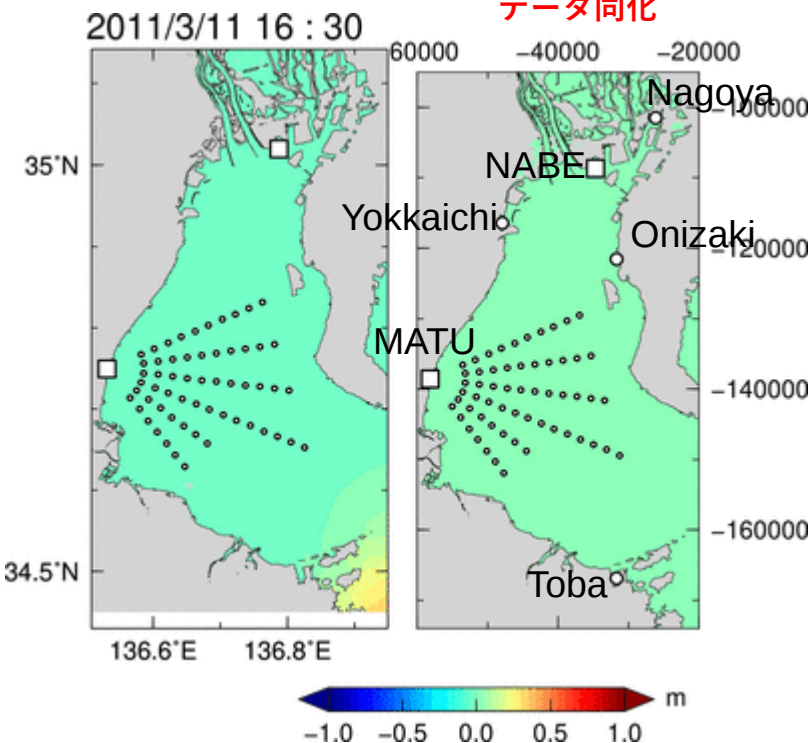
Assimilation ———



検証結果 その2 特性距離 $L=10\text{km}$

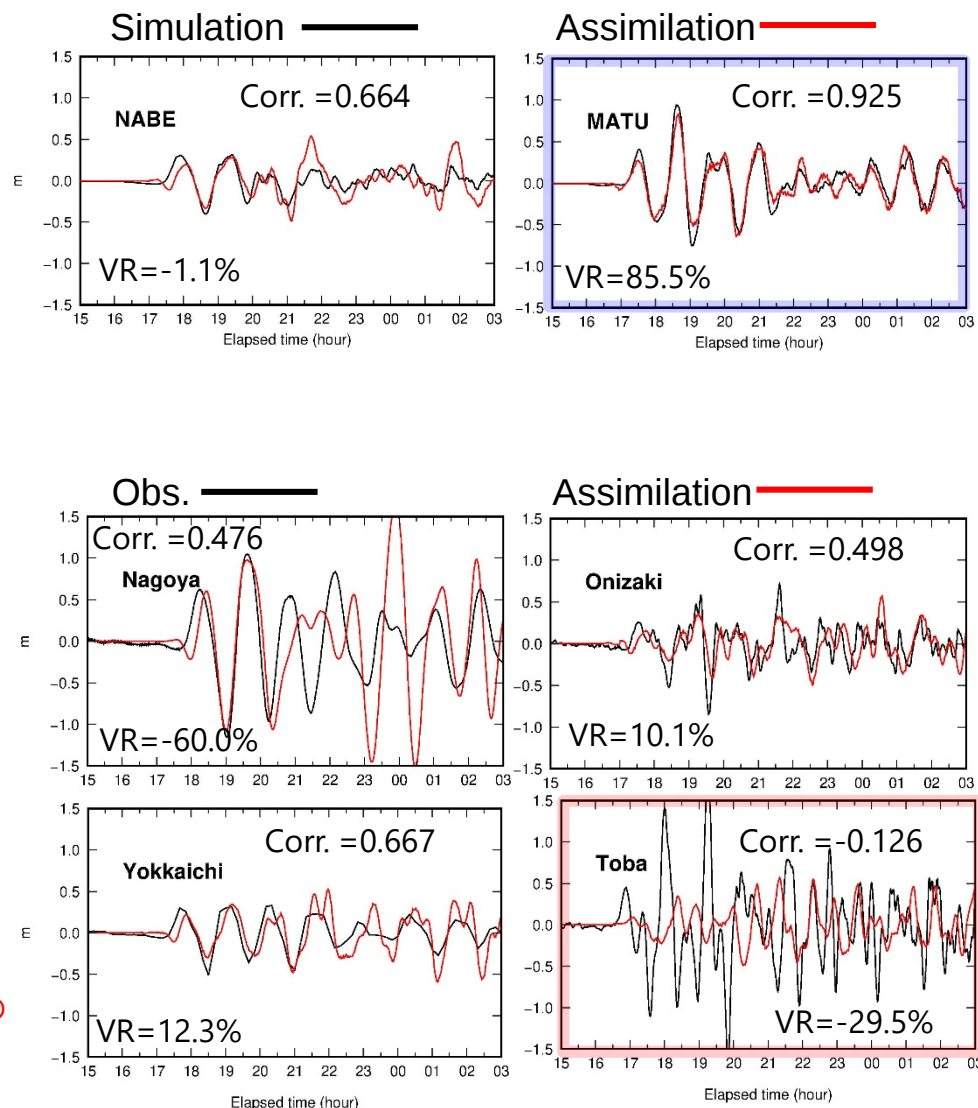
数値計算 (断層モデル)

データ同化



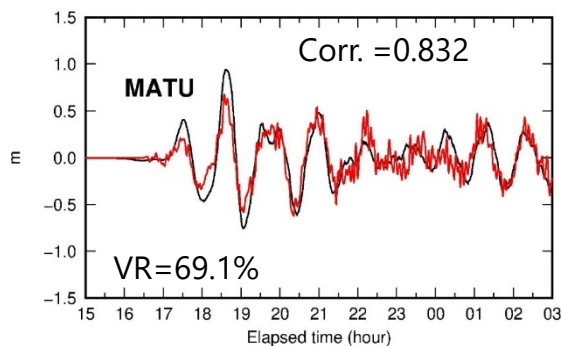
- $L=2\text{km}$ と比較して短周期成分が減少
- MATUでは $\text{VR}=85.5\%$
- Tobaではレーダ観測領域を通過しないため同化による修正がされない。

特性距離 $L=10\text{km}$

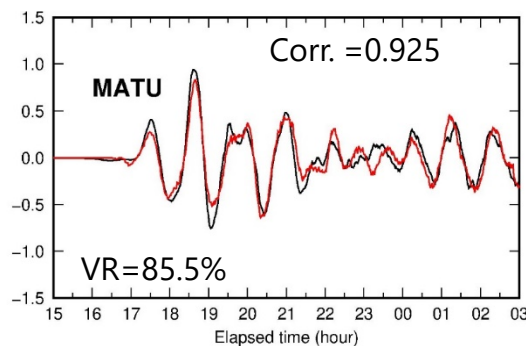


特性距離による再現性の比較

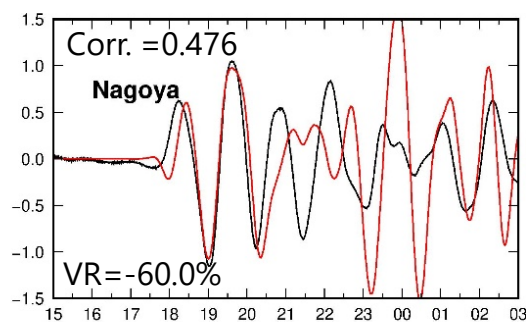
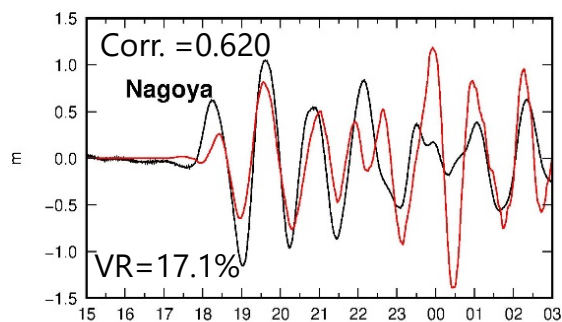
特性距離 $L=2\text{km}$



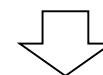
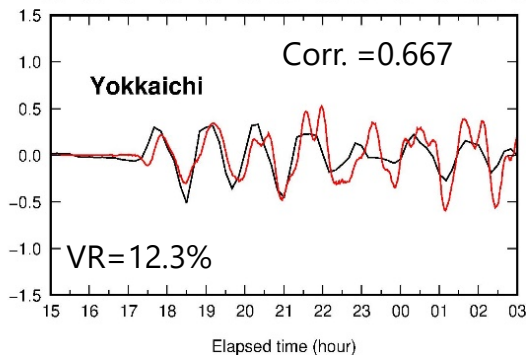
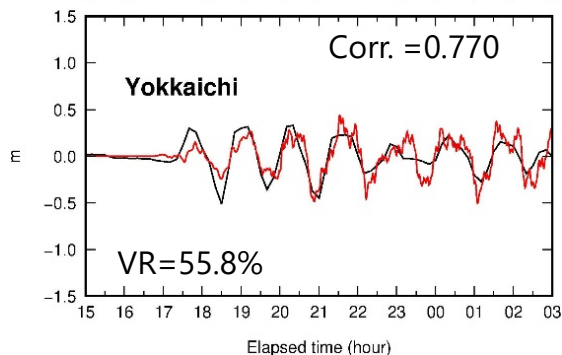
特性距離 $L=10\text{km}$



- レーダ設置点 (MATU) では特性距離10kmでVR, Corr. 向上 (VR: 69.1% → 85.5%)



- 湾奥の一部の観測点 (Nagoya, Yokkaichi) では, 第一波, 第二波は特性距離10kmで良好に再現.
- 一方で特性距離10kmでVR, Corr. 低下.



観測対象とする現象の空間スケールのみならず, 「どの点の水位変動を推定するのか」によって最適な値が変化.

まとめ

- ▶ 沿岸域での津波水位変動の推定・予測に向けて津波観測データによるデータ同化の初期検討を行った。
 - ▶ 短時間観測による欠測点等はバンド流速を用いて処理
 - ▶ 視線方向流速のみでレーダ設置側沿岸での水位変動は比較的よく再現できた
 - ▶ 観測点を通過しない津波については再現不可
 - ▶ 特性距離の選定は観測対象の空間スケールのみならず，同化による水位変動推定対象点についても考慮する必要あり

本研究で未検証の部分と課題

- ▶ 観測データの品質による同化結果への影響
 - ▶ 使えるデータと使えないデータの振り分け：欠測点の処理など
- ▶ 同化に向けた海洋レーダの最適配置の検討
 - ▶ 湾の形状を考慮すれば湾奥の水位変動は推定可能か？