

# 根室沖等の地震に関する調査研究

(平成 21 年度)

成果報告書

平成 22 年 5 月

文部科学省 研究開発局  
国立大学法人北海道大学大学院 理学研究院

本報告書は、文部科学省の委託業務として、国立大学法人北海道大学大学院理学研究院が実施した平成 21 年度「根室沖等の地震に関する調査研究」の成果をとりまとめたものです。

従って、本報告書の複製、転載、引用等には文部科学省の承認手続きが必要です。



津波堆積物調査結果



写真1 十勝平野太平洋岸でのハンディジオスライサーによる掘削調査の様子

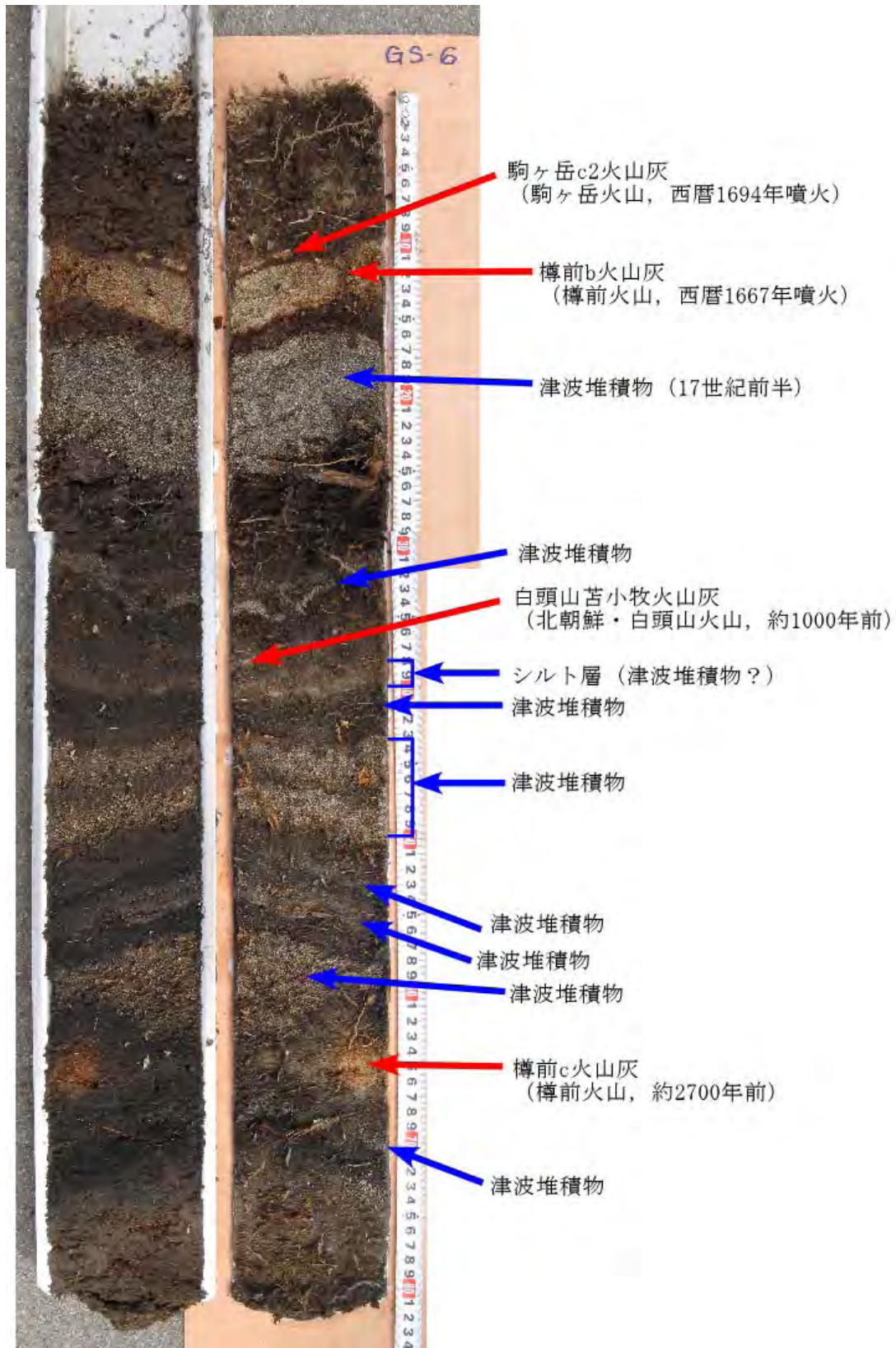


写真2 十勝平野太平洋岸での掘削試料の例 (GS-6)  
 (左) 採取した試料 (右) はぎとり法で作成した標本。



写真3 色丹島太平洋岸（イネモシリ）の低湿地



写真4 ピートサンプラーでの表層地質調査（色丹島イネモシリ）

## 目次

グラビア	i
1. プロジェクトの概要	1
2. 研究機関および研究者リスト	2
3. 研究報告	
3. 1 古地震調査	3
3. 2 津波堆積物調査	4 5
4. 全体成果概要	7 4
5. 活動報告	
5. 1 会議録	7 5
5. 2 対外的発表	7 5
6. むすび	7 5
7. 付録 (Appendices)	7 7

# 1. プロジェクトの概要

## 1. 1 はじめに

地震調査委員会から、択捉島沖を含む千島海溝沿いで発生する大地震の今後 30 年の長期評価が公表されているが、この地域の歴史資料は 19 世紀以降に限定されるために、評価の確度は、西南日本の南海トラフの大地震などに比べて著しく低いものである。

そこで、長期評価の精度向上を図るため、過去の資料の再検討により 19 世紀以降の大地震の震源位置及びその規模の再決定を行い、大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにするとともに、日本及びロシアの津波堆積物の調査結果の検討を行い、数千年間の長期の地震履歴の解明を進める。そして、両者を総合することにより、この地域の大地震発生の時空間分布を明らかにし、千島海溝沿いの海溝型地震発生のメカニズムの再検証する。

## 1. 2 成果の目標

本調査の目標は、根室沖を含む千島海溝の大地震の長期評価の精度向上である。そのために以下の 2 つの調査を実施し、それぞれの目標を設定する。

- 1) 古地震調査：日本及びロシアの古地震記録（津波記録を含む）と文献に基づく、19 世紀以降の大地震の震源位置及び規模の再決定を行う。また、地震観測データの統合処理による震源再決定を行う。さらに、津波波形解析による大地震の震源域及び規模の推定を行う。
- 2) 津波堆積物調査：日本及びロシア及び両国の共同研究による津波堆積物の調査結果の比較及び新たな調査を行い、過去数千年間の大地震の発生履歴を解明する。

## 1. 3 業務の方法

### (1) 古地震調査

19 世紀末から 20 世紀初頭、1918 年までの M7 以上の大地震について、日本、ロシア及びアメリカの資料、地震データ及び津波データの収集を行う。収集された地震データの統合処理により震源再決定を行い、余震域の調査や地震活動調査などから本震の大きさの再検討を行う。津波波形データを使用した数値計算による津波波形解析により本震の震源域の広さ・地震の規模等の再検討を行う。古地震の対象としては、19 世紀末から、1970 年代までが相当する。

### (2) 津波堆積物

日本及びロシアの調査結果の文献収集、およびサハリンにおけるロシア側収集サンプルの再判定作業を進める。津波堆積物の調査は、北海道・カムチャツカ半島において精力的に調査が行われている。これまで十分に調査が行われていない千島列島での調査は、毎年、調査対象地域（島）を変えながら実施するとともに、ロシア側調査で収集されたサンプルの再点検を共同で進める。



## 2. 研究機関及び研究者リスト

所属機関	役職	氏名	担当課題名
国立大学法人北海道大学大学院 理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	事業推進総括, 古地震調査研究
国立大学法人北海道大学大学院 理学研究院	准教授	勝俣 啓	古地震調査研究
国立大学法人北海道大学大学院 理学研究院	助教	西村 裕一	津波堆積物の調査研究

### 3. 研究報告

#### 3.1 古地震調査

##### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 古地震調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	教授	谷岡 勇市郎	_____
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	准教授	勝俣 啓	_____

(c) 業務の目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、19世紀末から20世紀初頭に千島海溝沿いに発生した、M7以上の大地震について、日本、ロシア及びアメリカでの資料の収集を行い、地震データ及び津波波形の記録などから震源域及び規模の再検討を行い、千島海溝沿いの海溝型地震発生メカニズムの再検証を進め、大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにする。古地震の対象としては、19世紀末から、1970年代までが相当する。

- 1) 地震観測データの解析：大地震間の関係を明らかにすることを目的として、サハリンをベースにロシア側の地震データ収集及び文献調査を進め、1950年代から1970年代の巨大地震の震源情報文献調査を進めると共に、地震観測データを収集し、日本側データとの統合処理を進め、巨大地震の震源域を推定する。さらに地震間・地震前・地震後の地震活動の評価を行う。
- 2) 津波観測データの解析：大地震間の関係と大地震発生域の特性を明らかにすることを目的として、日本の津波波形記録は過去の文献からの収集及び検潮所での原記録の収集を行い、それらをデジタル化する。過去の波形記録を解析するためには時刻精度等の正確な情報を得るために原記録に戻るのが最適である。アメリカ海洋大気庁（NOAA）・地球物理学データセンター（NGDC）には古い津波波形記録がマイクロフィルムとして保管されている。その中から千島海溝沿いで発生した地震の津波波形を収集しデジタル化する。収集した津波波形記録を津波数値計算により再現することで過去の大地震の震源過程を推定する。

(d) 5カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成19年度：

- ・NOAA・NGDCに保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集を行った。
- ・気象庁仙台管区気象台に保管されている鮎川検潮所での津波波形原記録の収集を行った。
- ・津波波形の文献調査及び収集を行った。

- ・日本・ロシアの地震読み取りデータカタログの収集を行った。
- 2) 平成 20 年度 :
- ・NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行った。
  - ・北海道の地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集及びデジタル化を行った。
  - ・文献調査による津波波形の収集及びデジタル化を行った。
  - ・津波数値計算による津波波形解析により 1918 年中千島地震の震源過程の推定を行った。
  - ・過去の巨大地震の余震を含む日本及びロシアの地震データによる震源再解析のためのロシア側データを収集した。
- 3) 平成 21 年度 :
- ・過去の巨大地震の地震データ及びロシア文献情報の収集、及び日本側の観測データとの統合処理について検討を行う。
  - ・平成 20 年度に引き続き、NOAA・NGDC に保管されている、千島海溝沿いで発生した大地震による津波の観測波形記録の収集及びデジタル化を行う。
  - ・北海道及び東北の地方気象台に保管されている津波波形原記録の収集及びデジタル化を行う。
  - ・津波数値計算による 1963 年択捉沖巨大地震とその最大余震の震源過程の推定を行う。
- 4) 平成 22 年度 :
- ・1963 年択捉沖巨大地震、1969 年色丹地震の地震前・地震後の地震活動の変化を解析する。
  - ・21 年度に収集した以外で気象庁地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集を行う。
  - ・収集された津波波形記録のデジタル化を行う。
  - ・1963 年択捉最大余震、1958 年択捉地震等、津波波形が得られた大地震の震源過程を推定する。
- 5) 平成 23 年度 :
- ・20 世紀に発生した巨大地震の震源域を余震分布・その後の地震活動から大地震間の関係および大地震発生域の特性を解明する。
  - ・津波波形記録の得られた全ての地震に対して震源過程を推定し、千島海溝沿いで過去に発生した大地震の時空間分布図を作成する。

(e) 平成 21 年度業務目的

長期評価の精度向上に資する情報を得るため、1950 年代以降に発生した過去の巨大地震のロシア文献資料及び地震データを収集すると共に、日本側の観測データとの統合処理による震源再決定を行う。平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカで収集された観測津波波形記録のデジタル化と潮汐補正を実施し、津波波形インバージョン解析に使用できる観測津波波形データを得る。太平洋での遠地津波波形解析が実施できる詳細な津波数値計算のための詳細な海底地形データの作成と津波数値計算コードを作成する。それらを用いた津波波形インバージョン解析を実施した上で、1963 年択捉沖地震の震源過程を推定し、2006 年中千島地震や過去の巨大地震との関

連を明らかにする。地震動に比べて津波が異常に大きな「津波地震」であったと言われている 1963 年択捉沖最大余震について津波波形解析を実施し、その原因を探る。

## (2) 平成 21 年度の成果

### (a) 業務の要約

1952 年カムチャツカ巨大地震 (Mw9.0) による地震・津波被害調査はソ連科学アカデミー地震協議会により地震発生後に実施された (Savarenski et al., 1958)。その報告書 (Savarienski et al., 1958) の原本を入手し、日本語に訳した。報告書にはカムチャツカ・千島列島沈み込み帯で発生した M9 クラスの地震による津波の遡上域・遡上高が詳細に記載されておりこの地震の震源過程を知る上で重要な情報を与える。1952 年カムチャツカ巨大津波に対してはパラムシル島では多くの個所で遡上高が 10m を超え、最大で 18m に達したとされる。カムチャツカ半島沖よりもパラムシル島沖のすべりが大きかったことを示唆する可能性がある。日本、ロシア及びアメリカから収集された 1963 年択捉沖巨大地震及びその最大余震による津波波形記録をデジタル化し、潮汐応答を取り除き津波波形インバージョンに使用できる津波波形データを作成した。津波数値計算に使用する千島列島付近及び検潮所近傍の詳細な海底デジタルメッシュデータを作成した。1963 年択捉沖巨大地震による津波数値計算を実施し、津波波形インバージョンにより 1963 年択捉沖巨大地震のすべり量分布を推定した。この推定の結果、最大すべり量は 2.8m で、1 m 以上のすべり量が推定された範囲は長さ 300km に渡り、2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西側に達していることが分かった。つまり、2006 年中千島地震は 1963 年択捉沖地震の北東側で発生しその間に空白域が存在しないことが明らかになった。さらに、1963 年択捉沖地震の最大余震 (Ms7.2) のすべり量分布を津波波形インバージョンにより暫定的に推定した結果、「津波地震」の特徴を備えていることが明らかになった。しかし、今後も日本の津波記録を含めた精度良い解析を実施する必要がある。

### (b) 業務の実施方法

過去の巨大地震のロシア文献資料を収集すると共に、日本側地震データとの統合的解析により、1958 年択捉沖地震の震源域を解釈した。平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカで収集された観測津波波形記録のデジタル化と潮汐補正を実施し、津波波形インバージョン解析に使用できる観測津波波形データを得る。太平洋での遠地津波波形解析が実施できる詳細な津波数値計算のための詳細な海底地形データを作成し、また、津波数値計算コードも作成する。それらを用いた津波波形インバージョン解析を実施し、1963 年択捉沖地震の震源過程を推定して、2006 年中千島地震や過去の巨大地震との関連を明らかにする。地震動に比べて津波が異常に大きな「津波地震」であったと言われている 1963 年択捉沖最大余震についても、津波波形解析を実施し、その原因を探る。

## (c) 業務の成果

### 1) 地震観測データの解析

千島列島沿いに発生する巨大地震の長期評価を考える上で、北海道・千島列島・カムチャツカに渡る長大な沈み込み帯での地震発生様式をつかむことが非常に重要である。くしくも 2010 年 2 月 27 日にチリで Mw8.8 の巨大地震が発生し、日本でも津波被害が発生した。上記の沈み込み帯でも、1952 年カムチャツカ地震 (Mw9.0) が発生し、カムチャツカから北千島列島にかけて地震動と巨大津波による甚大な被害が発生した。また 1737 年にも同様の巨大地震がカムチャツカで発生したと言われている。本調査では、1952 年カムチャツカ巨大地震発生後にソ連科学アカデミー地震協議会が作成した地震・津波被害の調査報告書を手に入れ、日本語に訳した。この報告書の日本語訳を付録として巻末に付ける。

報告書では、1952 年カムチャツカ地震による千島列島からカムチャツカでの津波の遡上高さは Table 1 のようにまとめられている。パラムシル島では多くの個所で遡上高が 10m を超え、最大で 18m に達したとされる。この遡上高を説明するには、カムチャツカ半島沖よりもパラムシル島沖のプレート境界のすべりが大きかった可能性がある。津波堆積物調査から南千島列島沿いの巨大地震の震源域のモデル化を考える上でプレート境界でのすべりの違いを考慮する必要があることを示唆する。

Table 1. 1952年カムチャツカ地震津波による沿岸における津波の遡上高(m)

地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevの データによる水 の最大上昇高さ	質問による 水の最大上昇 高さ	破壊を 伴った波の数	最大波	地震発生時から 第1波の到達 までの時間、分
クリル諸島					
エトロフ島	-	2.5	-	-	-
マツア島	-	3-5	-	-	-
オンネコタン島、Mussel湾	9.5-10	9	-	-	-
パラムシル島 (Vasileve岬東岸)	6.2	-	-	-	30
パラムシル島 (Vasileve岬西岸)	4-5	-	2	第1	30
パラムシル島 (Kitovoi湾の南)	-	14	-	-	-
パラムシル島 (Kitovaya湾 Tukharka谷川の谷間)	18.4	-	3	第2	20
パラムシル島 (Okeanskaya湾)	8.3	-	2	第2	-
パラムシル島 (Ozerny岬第2クリル海峡)	6-7	-	-	-	-
パラムシル島 (Severo-Kurilsk市)	9-10	12-15	3	第2	35-40
パラムシル島、西岸	5.5	3-4	-	-	-
Shelekhva村落					
シュムシュ島、Kozyreisk村落	7	6	3	第2	-
シュムシュ島、Baikovo村落	9	-	3	第2	30
アライド島	1.5	-	-	-	-

Table 1 (continue)

地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevのデー タによる水の最 大上昇高さ	質問による水の最 大上昇高さ	破壊を 伴った波の 数	最大波	地震発生時か ら第1波の到達 までの時間、 分
カ ム チ ャ ツ カ					
Lopatka岬(東岸)	9.5	-	-	第2	20
Lopatka岬(西岸)	-	5	-	第2	-
Utashud島	8.6	-	-	-	-
Piratkova湾	-	10-15	3	第2	30
Khadutka湾	-	小型船海岸から 500m流される	-	-	-
Flsacha湾(北岬)	7	-	-	-	-
Povorotny岬	-	10	-	-	-
Akhomten湾	-	7	-	-	-
Zhirevan湾	7	8	2	第2	20-25
Sarannaya湾	7	-	-	-	-
Vilyui村落	-	6-8	-	-	-
Jzmenny岬	5	-	-	-	-
ペトロパブロフスク市	1.2(検湖器による)	-	-	-	30
Rakovaya湾、Kirpichny村落	-	3	-	-	-
Tarya湾	1.8	-	-	-	-
Kharakhtyrka	4.5-5	6	-	-	-
Nalychevo村落	-	6-7	-	第2	-
Shipunski岬(南端)	-	8-9(水準器による)	-	-	15
Shipunski岬(Morzhovaya湾)	-	7-8	2	第2	-
Zhupanovo	-	4-5	-	第3	-
Olga湾	-	10-13	-	第3	40
Shufertovo村落	-	0.5-1	-	-	-
Ust-Kamchatsk	-	5-10cm(!)	-	-	-
Dzernoe村落	-	3-5	-	-	-
極東地方のその他の地区					
コマンドル諸島	-	小さい波	-	-	-
オホーツク沿岸(マガダン)	2(検湖器による)	-	-	-	120
サハリン、コルサコフ	1(検湖器による)	-	-	-	-

平成 20 年度までにロシアで得られた地震データの読み取り値は精度上の問題から統合処理を

行わないで、震源データの比較解析を実施した (Fig.1)。1958 年択捉沖地震 (M8.1) の震源モデルは Fukao and Furumoto (1979) や Schwartz and Ruff (1987) によって主に遠地地震波の解析によって推定されている。震源は 80km と比較的深いもののプレート境界型の巨大地震と考えられていた。しかし 1994 年千島巨大地震がスラブ内地震であったため、原田・石橋 (2002) は遠地地震記録を再検討し、1958 年択捉沖地震もスラブ内地震であった可能性を示した。Fig.1 に示すようにロシアカタログの余震分布は気象庁カタログよりも陸側に分布しているのが分かる。これは、1958 年択捉沖地震がスラブ内地震であってもおかしくない事を示す。

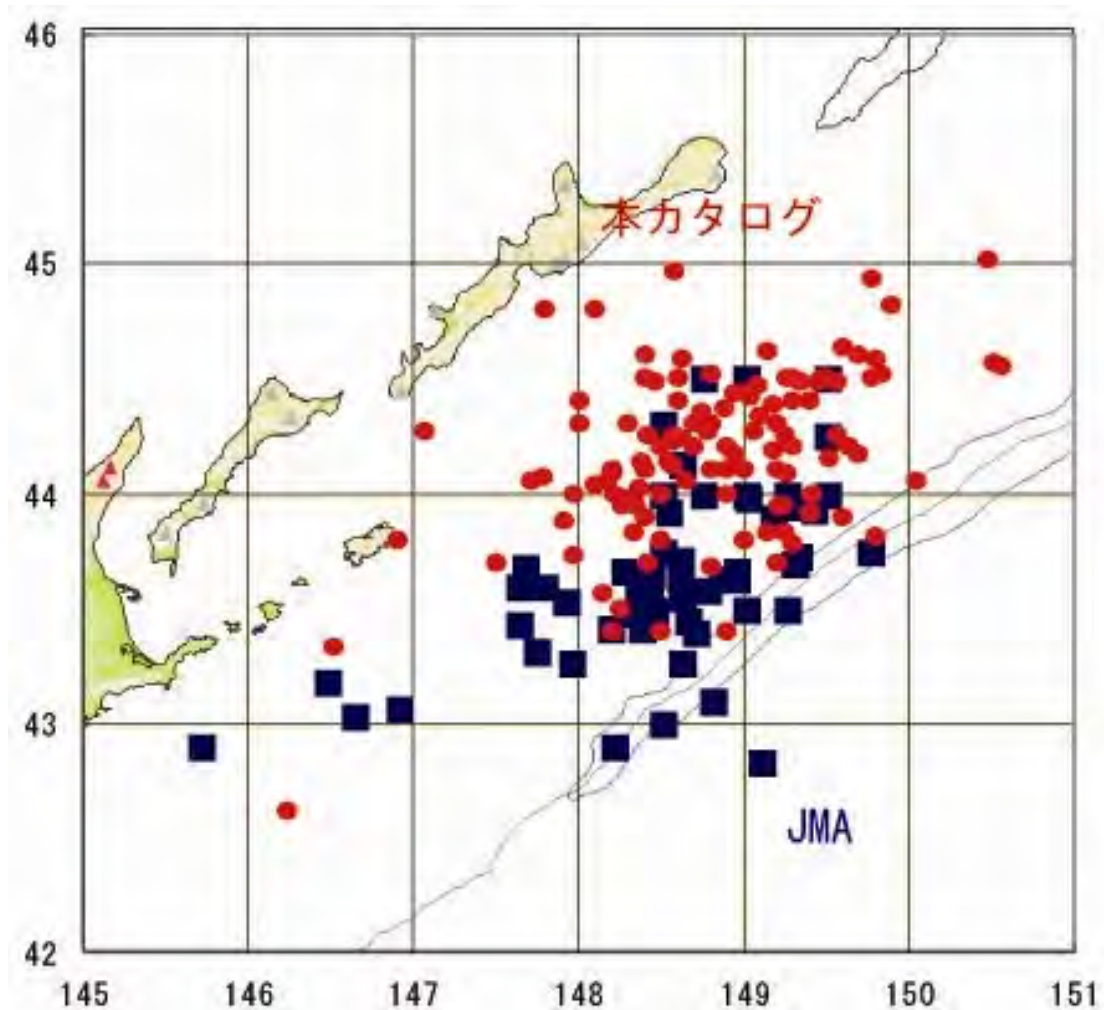


Fig.1 Comparison between the JMA catalog and the Russian catalog for the aftershocks of the 1958 great Kurile earthquake.

## 2) 津波観測データの解析

### ア) 1963 年択捉沖地震の津波波形インバージョンによる震源過程解析

#### ア-1) はじめに

1963 年 10 月 13 日 14 時 17 分 57 秒, 択捉島沖の  $44.8^{\circ} \text{N}$ ,  $149.5^{\circ} \text{E}$ , 深さ = 60 km でプレート境界型の巨大地震が発生した。Kanamori(1970)は断層パラメータ, 走行 =  $223^{\circ}$ , 傾斜 =



22°, すべり角 = 90°, 地震モーメント =  $7.5 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.5$ ) を長周期表面波解析より推定した。また、断層の長さ = 250 km, 断層の幅 = 150 km は余震域の広がりから求めた (Fig. 2)。Furumoto (1979) によるレイリー波解析や, Ben-Menahem and Rosenman (1972)によるラブ波・レイリー波解析からも同様の断層の大きさが得られた。そのほか Ruff and Kanamori (1983)より地震モーメント放出率が長周期 P 波を用いて求められ, この地震は3つのアスペリティを破壊した地震であると述べている。Beck and Ruff (1987), Schwarts and Ruff (1987) も長周期 P 波を用いて解析を行った結果, 同様に3つのアスペリティの存在を示した。求められた地震モーメントは  $2.5 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) となり Kanamori (1970) より求められた地震モーメントの半分以下であった。Beck and Ruff (1987)より求められた破壊域を Fig. 3 に示す。Kikuchi and Fukao (1987) も長周期 P 波よりモーメント解放量を求め, 地震モーメントは  $2.3 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) と推定した。

この地震により津波が発生し, 太平洋やオホーツク海に伝播した。津波の高さはそれぞれ, ウルupp島 4.0~4.4 m, 択捉島 4.0 m, 国後島 0.7~1.5 m, 色丹島 1.2 m, 歯舞島 1.0~1.5 m が記録された。また気仙沼の津波の最大全振幅は 141 cm であった。そのほかハワイ 40 cm, カリフォルニア 50 cm, メキシコ 70 cm が記録された。また津波の波源域は, 検潮所で記録された津波波形の初動から求められた (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971)。津波の波源域は上記の地震波解析より求められた破壊域よりも大きく, 北東方向へ延びている。Solov'ev (1965) と Hatori (1971) より求められた津波波源域をそれぞれ Fig. 4 と Fig. 5 に示す。

本調査では 1963 年択捉島沖地震の本震 (10 月 13 日) の破壊過程を詳しく調べるため, 津波波形インバージョンを行い, すべり量分布を求めた。求められた 1963 年択捉島沖地震の本震の破壊域と, 他の研究により求められた 2006 年千島沖地震の破壊域を比較し, この2つの巨大地震の間に空白域が存在するかを以下の項で議論する。

## ア-2) 津波波形データと断層モデル

平成 20 年度から平成 21 年度にかけてデジタル化し, 潮汐を取り除いた津波波形の中から津波波形インバージョンに使用可能な 21 点の検潮所で記録された津波波形をデータ抽出した。検潮記録は, 日本では 8 点 (紋別, 網走, 花咲, 厚岸, 釧路, 苫小牧, 宮古, 釜石), ロシアでは4点 (Korsakov, Kurilsk, Matua, and Shumshu), ハワイ列島など太平洋の島々やアリューシャン列島等では 9 点 (Attu, Nawiliwili, Haleiwa, Hilo, Honolulu, Kwajalein Island, Midway Island, Wake Island, Yuzhno Kurilsk) である。各検潮所の位置を Fig. 6 と Fig. 7 に示す。それぞれの検潮所で記録されたデータと, 潮汐補正を行った後の津波波形を Fig. 8 に示す。

断層モデルのパラメータは Kanamori (1970) より求められたパラメータを用いた (長さ = 250 km, 幅 = 150 km, 断層上端深さ = 4 km, 走行 = 223°, 傾斜 = 22°, すべり角 = 90°)。まず, Kanamori (1970) より求められた破壊域を 15 の小断層に分割した。小断層のサイズは 50 km × 50 km とした。さらに西側に3つの小断層 (小断層 1, 9, 17), 東側に6つの小断層 (小断層 7, 8, 15, 16, 23, 24) を加えた。小断層の番号を Fig. 9 に示す。検潮所で記録された津波波形の, 初動から求められた津波波源域 (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971) は, 長周期表面波解析より求められた破壊域 (Kanamori, 1970) より少し大きい。よって, 1963 年択捉島沖地震の破壊域の広がり調べるため, 上記のように小断層を加え, 津波波形解析を行った。震源は断層モデルの西側 (小断層 2) に位置する (Fig. 9)。

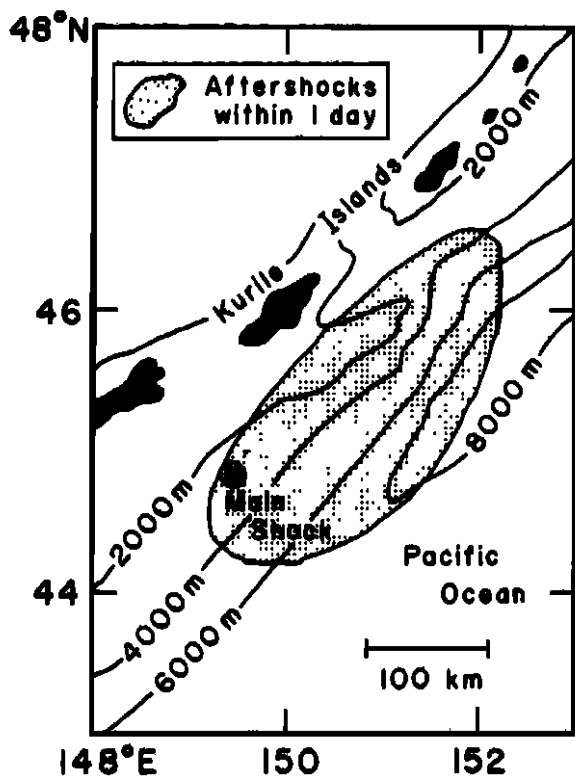


Fig. 2. Aftershock area within one day after the main shock. (from Kanamori, 1970)

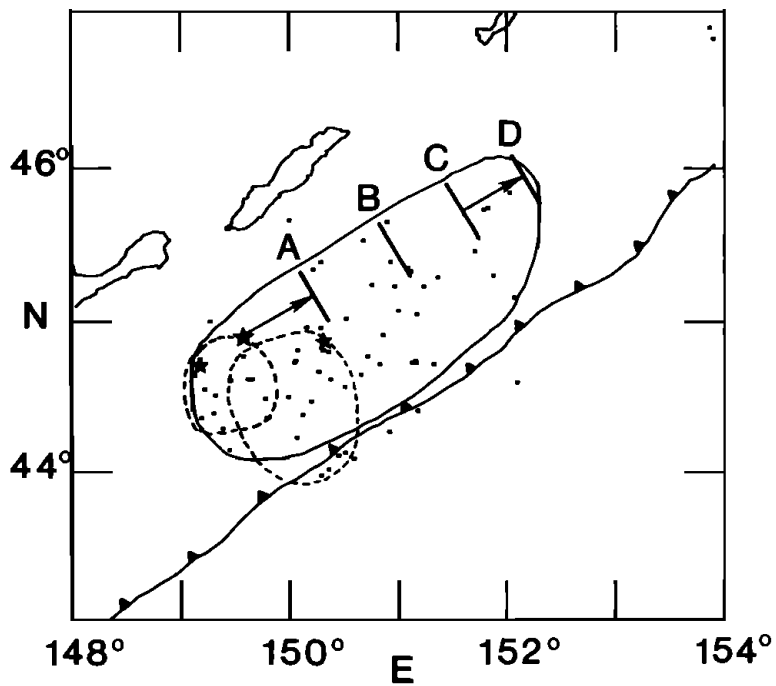


Fig.3. Rupture area of the 1963 Kurile earthquake. The small dots are the relocated aftershocks and the dashed lines indicate the estimated aftershock areas of the October 12, 1963, foreshock and the October 20, 1963, aftershock. (from Beck and Ruff, 1987)

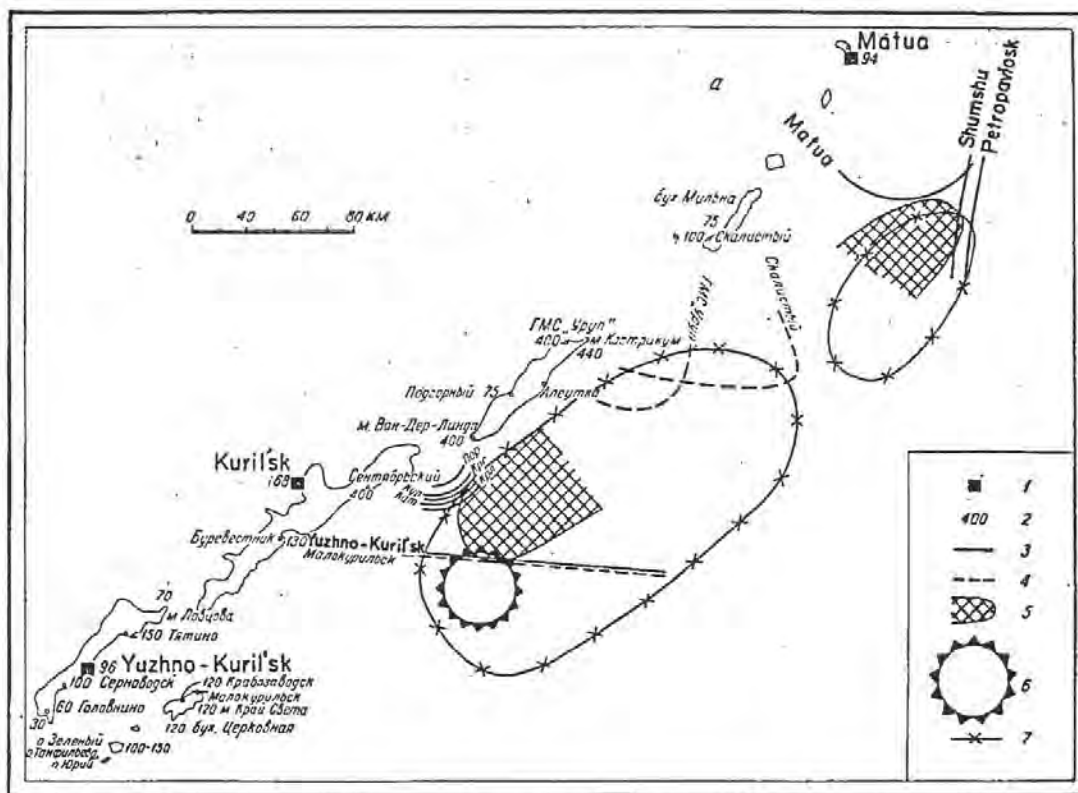


Fig. 4. Source of the tsunami of the October 13 Kurile earthquake.

- 1 – mareographs;
- 2 – maximum height of flood in cm;
- 3 – isochrones of tsunami propagation to different points;
- 4 – doubtful isochrones;
- 5 – assumed source of the tsunami;
- 6 – epicenter of the earthquake;
- 7 – region of aftershocks.

(from Solov'ev, 1965)

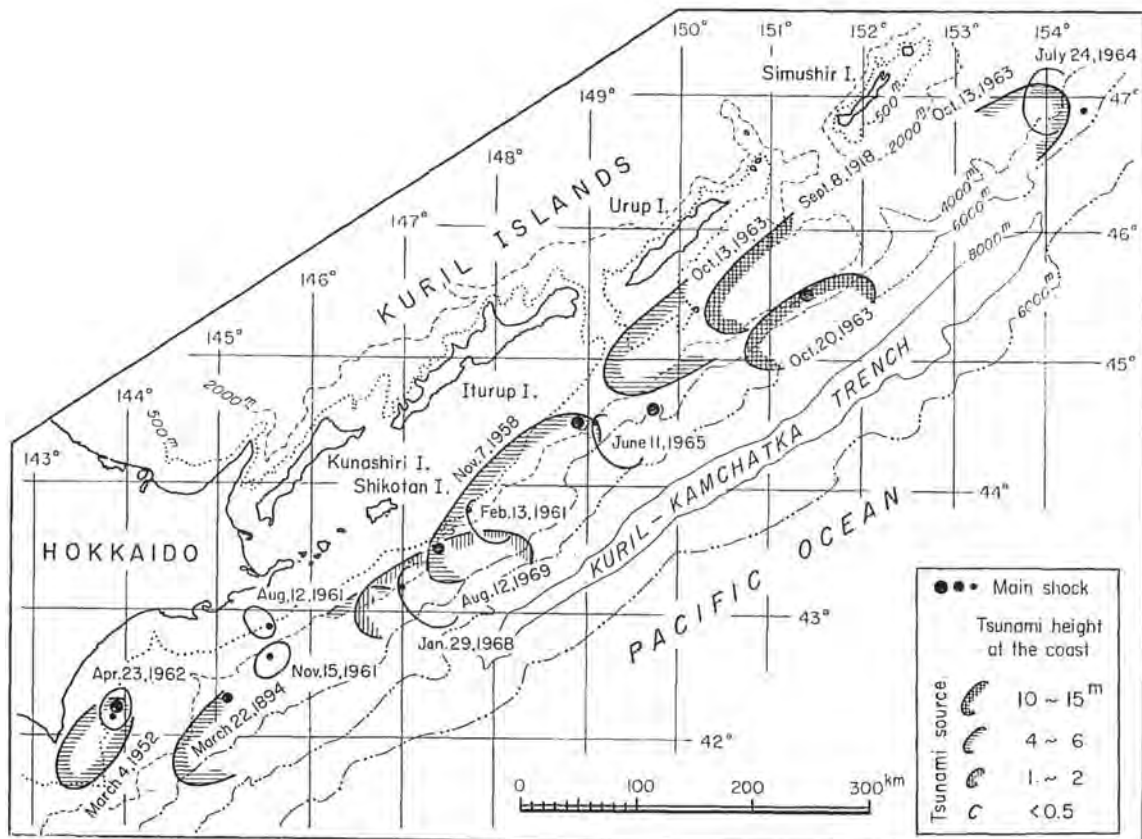


Fig.5. Geographic distribution of the estimated source areas of tsunamis in the region from Hokkaido to South Kuriles during the last 76 years (1894 - 1969), classified by the tsunami height at the coast. (from Hatori, 1971)

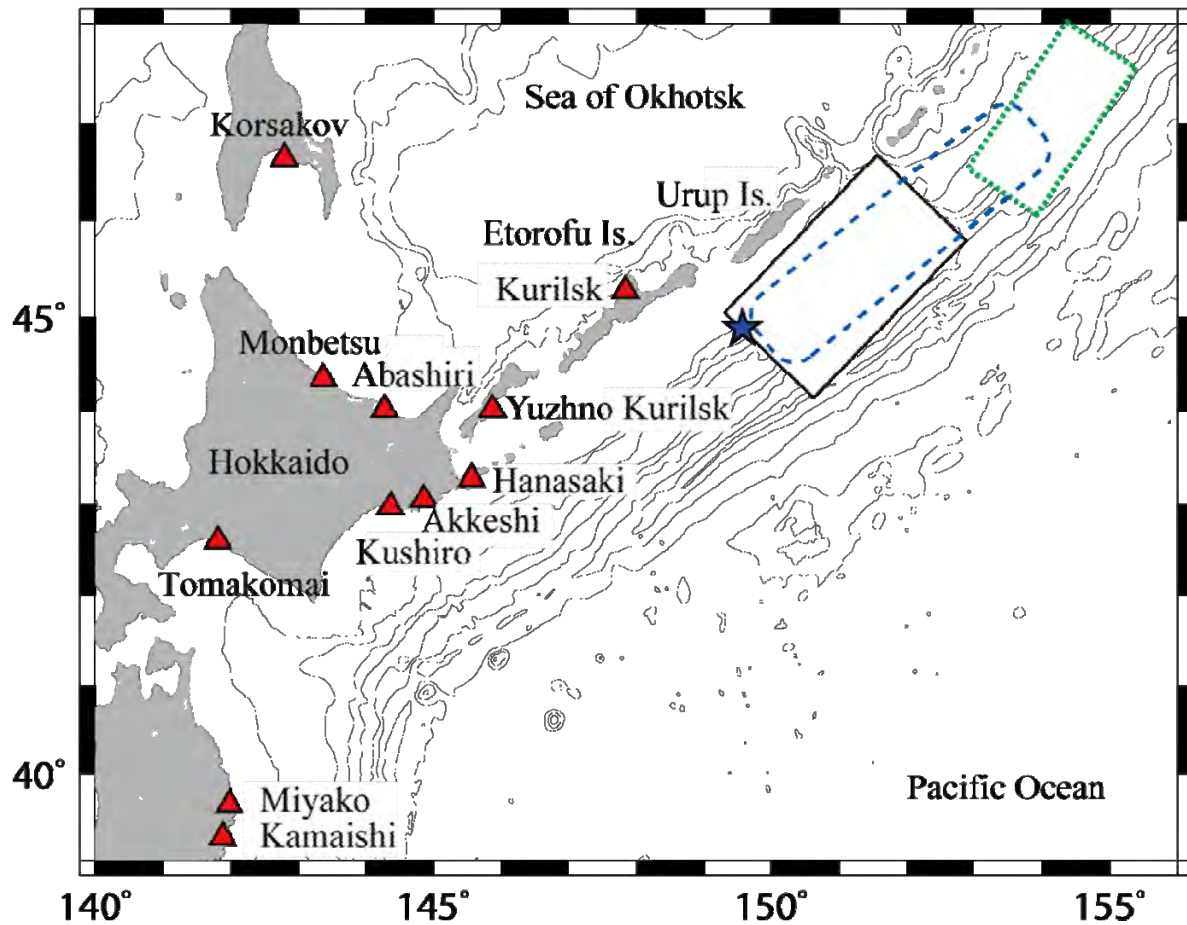


Fig.6. A map near the source area of the 1963 Kurile earthquake. Blue star shows the epicenter of the 1963 earthquake. Black solid rectangle shows the rupture area of the earthquake estimated by Kanamori (1970). Blue dotted ellipsoid shows the source area of the earthquake estimated from arrival times of observed tsunami (Hatori, 1971). Green dotted rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fujii and Satake, 2008). Red triangles show the tide gauge stations near Japan used in the tsunami waveform inversion. A depth contour interval is 1000 m.

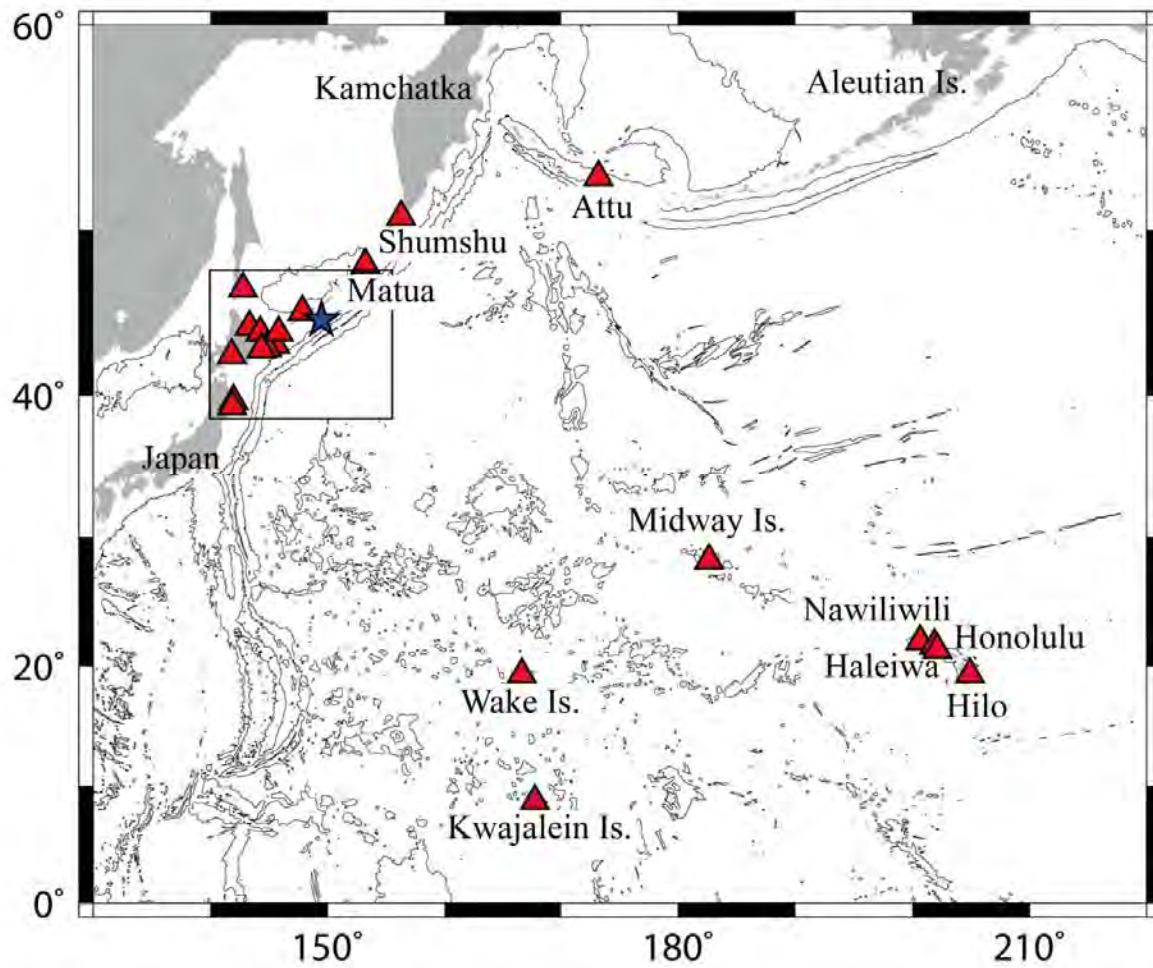


Fig.7. The tsunami computed area. A star shows the epicenter of the 1963 Kurile earthquake. Triangles show the tide gauge stations used in the tsunami waveform inversion. A rectangle shows the area of Figure 1. A depth contour interval is 3000 m.

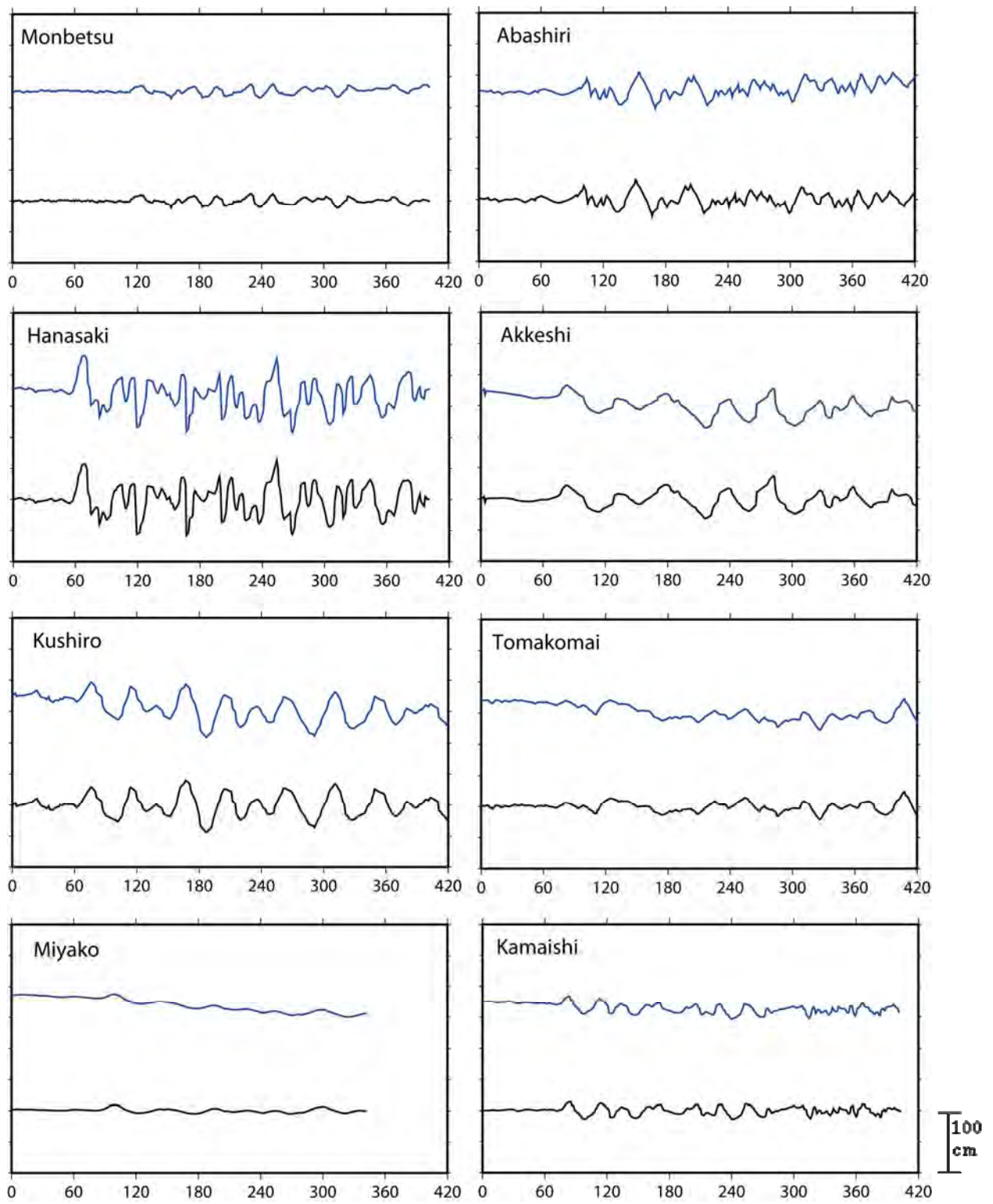


Fig.8. Comparison of original waveform (blue) and tsunami waveform removing tide gauge from original waveform (black) at each station. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm).

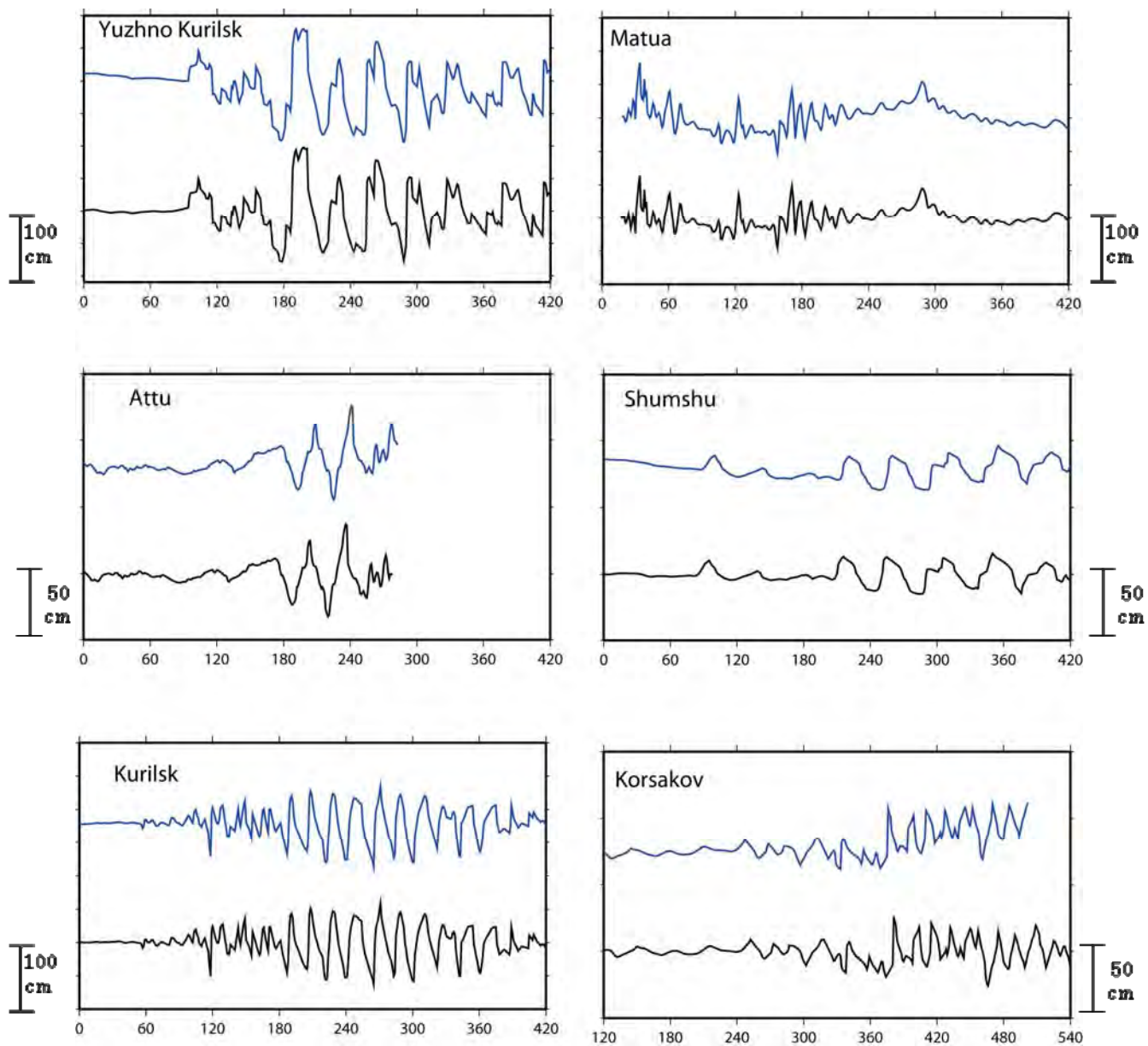


Fig.8 (continue)



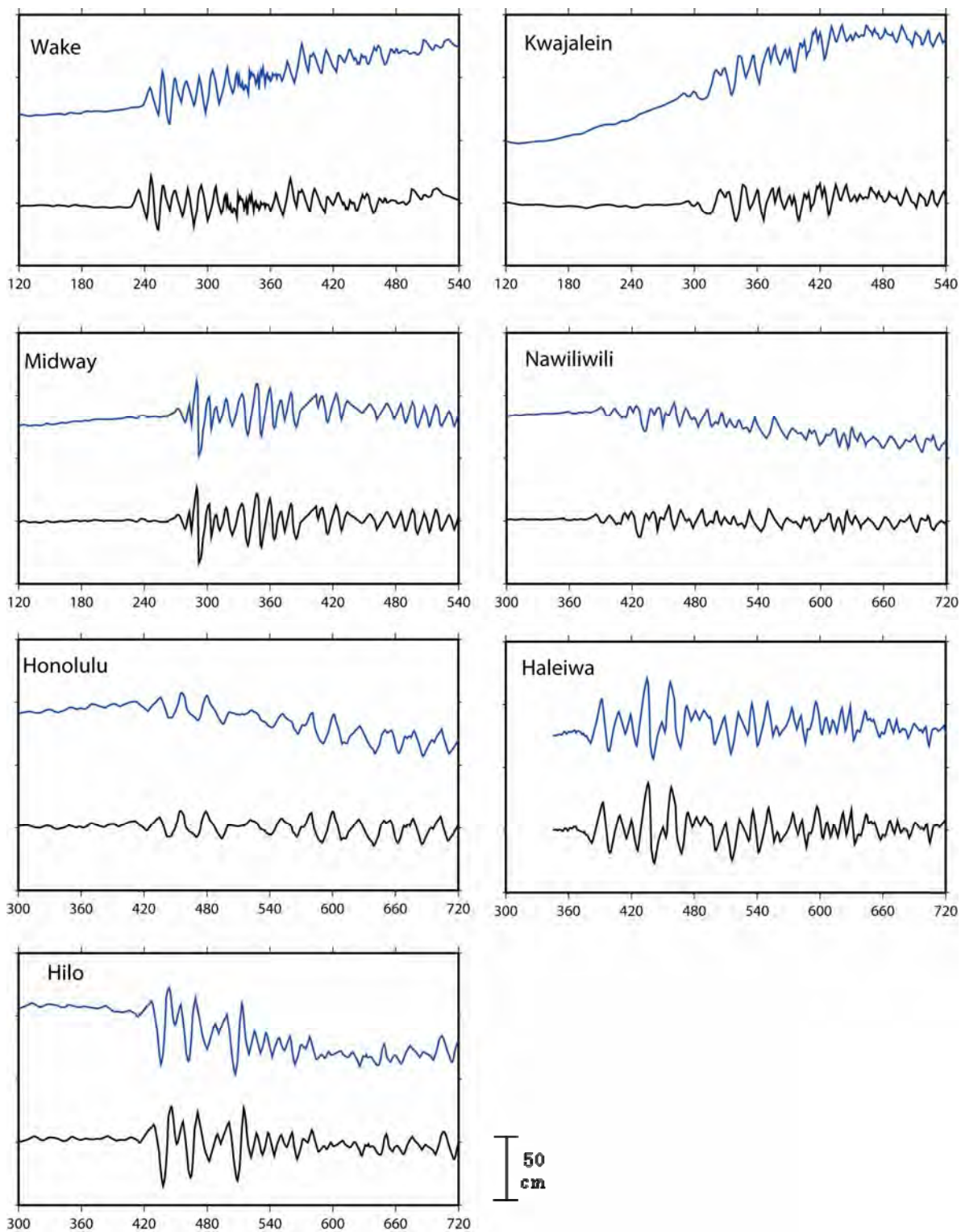


Fig.8 (continue)

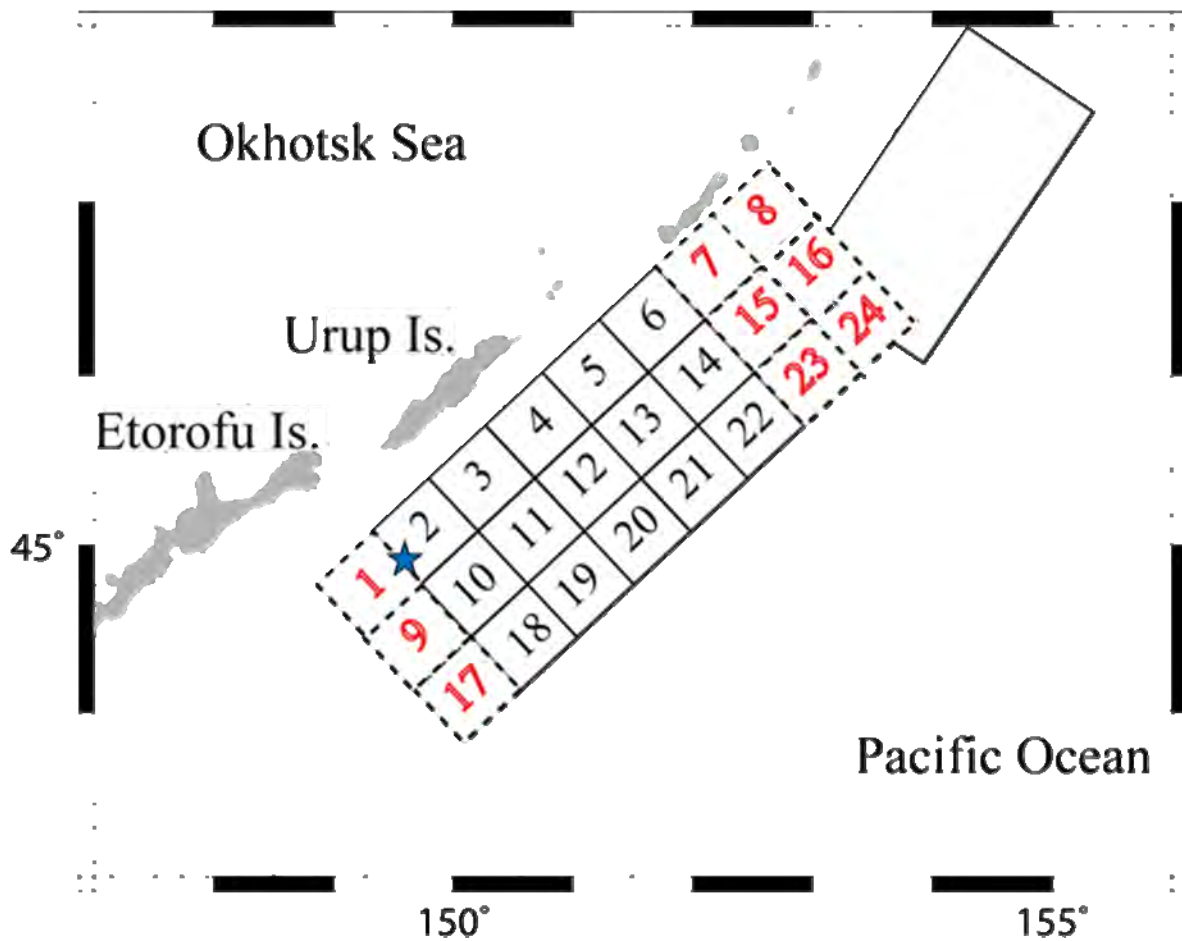


Fig.9. A map showing location of subfaults used for the tsunami waveform inversion. Solid small rectangles show the 15 subfaults subdivided the rupture area estimated by Kanamori (1970). Dotted small rectangles show the added 9 subfaults to investigate the size of source area of the 1963 Kurile earthquake. A Solid large rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fuji and Satake, 2008). Blue star shows the epicenter of the 1963 Kurile earthquake. A depth contour interval is 1000 m.

### ア-3) 津波数値計算手法

津波の数値計算領域は、 $135 \sim 220^\circ \text{ E}$ ,  $0 \sim 60^\circ \text{ N}$  とした。計算領域全体の1分メッシュの海底地形データを作成した。日本沿岸及び海外の検潮所の検潮所周辺は20秒メッシュのデータを作成した。津波数値計算時には1分メッシュ部分と20秒メッシュ部分を繋げて計算を行った。破壊継続時間は70秒とした。時間ステップは数値計算の安定条件を満足するよう1秒とした。安定条件の式は、 $\Delta t$  を時間ステップ (s),  $\Delta x$  をグリッドの大きさ (m),  $g$  を重力加速度 ( $\text{m/s}^2$ ),  $d_{\text{max}}$  を最大の深さ (m) とすると、

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{\sqrt{2gd_{\text{max}}}} \quad (1)$$

と表される。

津波伝播を計算するため、はじめに Okada の式 (Okada, 1985) を用いて各小断層で海底地殻変動を計算した。一般に巨大地震の断層モデルの場合、波長が海の深さに比べて非常に大きいため海面上昇は海底地殻変動と等しい、とみなすことができる。本報告では海面上昇と海底地殻変動が等しいと仮定し、津波の数値計算を行う。津波の数値計算は、線形長波近似式をスタaggered 格子上の差分法で解く手法を用いた (参照 Satake, 2007)。

津波の数値計算には運動方程式と連続の式を用いる。津波の波長  $\lambda$  は水深  $d$  に比べて十分長いので、長波とみなすことができる。また津波の水深  $d$  は振幅  $h$  に比べて十分大きいので、一般に線形として扱うことができる。この場合線形長波近似により運動方程式は

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -g \nabla h \quad (2)$$

と表される。この場合  $t$  は時間、 $\mathbf{V}$  は水平方向の速さ、 $g$  は重力加速度をそれぞれ表す (Fig. 10)。連続の式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\nabla \cdot (d\mathbf{V}) \quad (3)$$

と表される。

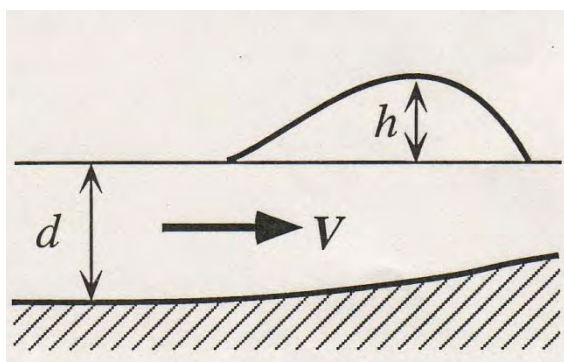


Fig. 10. Vertical section of the sea.

$\mathbf{V}$ : horizontal velocity

$d$ : water depth

$h$ : water height

また津波の計算範囲を広くすると、遠距離の津波を計算することによりコリオリの項の影響が無視できなくなるため、コリオリの項を考慮した。 $\Omega$  を

$$\Omega = \frac{2 \times a \cos(-1)}{24 \times 60 \times 60} \quad (4)$$

とすると、コリオリパラメータ  $f$  は

$$f = 2\Omega \cos \theta \quad (5)$$

と表され、 $x$  を東方向、 $y$  を南方向の成分とすると、 $x$  方向、 $y$  方向のコリオリの力  $F_x^{Cor}$ 、 $F_y^{Cor}$  は

$$F_x^{Cor} = -f V_y \quad (6)$$

$$F_y^{Cor} = f V_x \quad (7)$$

となる。このコリオリの項を (2) 式に付け足すと、 $x$  方向、 $y$  方向はそれぞれ

$$\frac{\partial V_x}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial x} - f V_y \quad (8)$$

$$\frac{\partial V_y}{\partial t} = -g \frac{\partial h}{\partial y} + f V_x \quad (9)$$

となる。また (3) 式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -d \left( \frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_y}{\partial y} \right) \quad (10)$$

となる。

次に (8), (9), (10) 式を差分法で解く。(8), (9) 式は Taylor 展開から 2 次以上の項は無視して

$$\frac{1}{\Delta t} [V_x(t + \Delta t) - V_x(t)] = -\frac{g}{\Delta x} [h(x + \Delta x) - h(x)] - f V_y(t) \quad (11)$$

$$\frac{1}{\Delta t} [V_y(t + \Delta t) - V_y(t)] = -\frac{g}{\Delta y} [h(y + \Delta y) - h(y)] + f V_x(t) \quad (12)$$

となる。同様に (10) 式は

$$\frac{1}{\Delta t} [h(t + \Delta t) - h(t)] = -d \left[ \frac{1}{x} \{V_x(x + \Delta x) - V_x\} + \frac{1}{y} \{V_y(y + \Delta y) - V_y\} \right] \quad (13)$$

となる。以下では  $x$  方向の速さ  $U$  と  $y$  方向の速さ  $V$  を扱った伝播を考え、 $U, V, h$  が異なった格子を用いる staggered grid system を適用する (Fig. 11)。

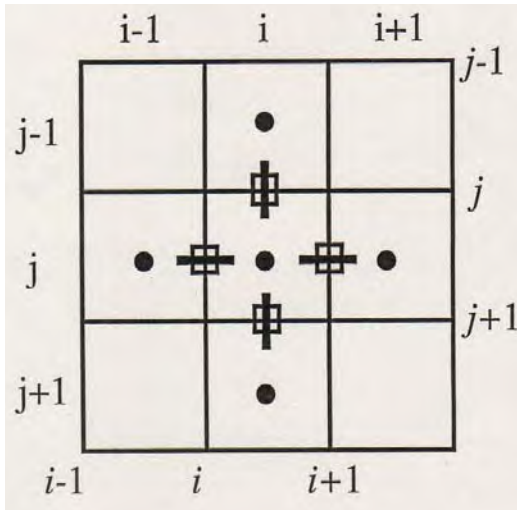


Fig. 11. Staggered grid system.

- : water height ( $h$ )
- : water depth ( $d$ )
- : velocity ( $V_x$ )
- ┃ : velocity ( $V_y$ )

(11), (12), (13) 式において,  $t = l \Delta t$ ,  $x = m \Delta x$  ( $l, m$ : 整数) とすると

$$\frac{1}{\Delta t} \left[ U_m^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta x} \left[ h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] - f V_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (14)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[ V_m^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l-\frac{1}{2}} \right] = -\frac{g}{\Delta y} \left[ h_{m+\frac{1}{2}}^l - h_{m-\frac{1}{2}}^l \right] + f U_m^{l-\frac{1}{2}} \quad (15)$$

$$\frac{1}{\Delta t} \left[ h_{m+\frac{1}{2}}^{l+1} - h_{m+\frac{1}{2}}^l \right] = -d \left[ \frac{1}{x} \left( U_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - U_m^{l+\frac{1}{2}} \right) + \frac{1}{y} \left( V_{m+1}^{l+\frac{1}{2}} - V_m^{l+\frac{1}{2}} \right) \right] \quad (16)$$

となる。プログラムの中では  $m$  と  $m + 1/2$ ,  $l - 1/2$  と  $l$  を同等に扱うことができるため、 $m = m + 1/2 \equiv i$ ,  $l - 1/2 = l \equiv 1$ ,  $l + 1/2 = 2$  となり, (15), (16), (17) 式は

$$U(i, 2) = U(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta x} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] - f V(i, 1) \Delta t \quad (17)$$

$$V(i, 2) = V(i, 1) - g \frac{\Delta t}{\Delta y} [h(i, 1) - h(i-1, 1)] + f U(i, 1) \Delta t \quad (18)$$

$$h(i, 2) = h(i, 1) - d \Delta t \left[ \frac{1}{x} \{U(i+1, 2) - U(i, 2)\} + \frac{1}{y} \{V(i+1, 2) - V(i, 2)\} \right] \quad (19)$$

となる。これらの式を用いて数値計算を行う。

境界条件については、陸と海との境界では完全反射条件

$$U(i, 2) = 0 \quad (20)$$

を適用する。計算領域との境界では射出条件

$$\frac{h(x + \Delta x, t + \Delta t) - h(x + \Delta x, t)}{h(x, t) - h(x + \Delta x, t)} = \frac{\Delta t \sqrt{gd}}{\Delta x} \quad (21)$$

⇕

$$h(i, 2) = h(i, 1) + \frac{\Delta t}{\Delta x} \sqrt{gd} [h(i-1, 1) - h(i, 1)] \quad (22)$$

を適用する。これらの式は Satake (2007) を参考にした。

#### ア-4) 津波波形インバージョン手法

各小断層で津波の数値計算を行い、計算波形を Green 関数としてインバージョンに用いた。津波波形インバージョンを行い、各小断層のすべり量を求めた。さらにすべり量の値が負にならないよう拘束条件を与えた。津波波形を用いたインバージョンの方法は、 $i$  をデータ数、 $j$  を小断層の数字、 $A$  を計算波形のデータ、 $x$  をすべり量、 $B$  を観測波形のデータとすると、

$$A_{ij}(t) x_j = b_i(t) \quad (23)$$

と求められ、ある時刻での行列は

$$\begin{pmatrix} \mathbf{A}_{11} & \mathbf{A}_{12} & \cdots & \mathbf{A}_{1j-1} & \mathbf{A}_{1j} \\ \mathbf{A}_{21} & \mathbf{A}_{22} & \cdots & \mathbf{A}_{2j-1} & \mathbf{A}_{2j} \\ \mathbf{A}_{31} & \mathbf{A}_{32} & \cdots & \mathbf{A}_{3j-1} & \mathbf{A}_{3j} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ \mathbf{A}_{i-21} & \mathbf{A}_{i-22} & \cdots & \mathbf{A}_{i-2j-1} & \mathbf{A}_{i-2j} \\ \mathbf{A}_{i-11} & \mathbf{A}_{i-12} & \cdots & \mathbf{A}_{i-1j-1} & \mathbf{A}_{i-1j} \\ \mathbf{A}_{i1} & \mathbf{A}_{i2} & \cdots & \mathbf{A}_{ij-1} & \mathbf{A}_{ij} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \mathbf{x}_1 \\ \mathbf{x}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{x}_{j-1} \\ \mathbf{x}_j \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{B}_1 \\ \mathbf{B}_2 \\ \mathbf{B}_3 \\ \vdots \\ \mathbf{B}_{i-2} \\ \mathbf{B}_{i-1} \\ \mathbf{B}_i \end{pmatrix} \quad (24)$$

となる。この方程式を解くことにより各小断層でのすべり量が求められる（Satake, 2007）。

すべり量の誤差を求めるために、Jackknife method (ex. Tichelaar and Ruff, 1989) を用いた。この手法はデータをランダムに選びインバージョンを行う手法を繰り返すことにより、誤差を求めるものである。本報告では全データ数 1185 の中からデータ数 500 を取り除き、インバージョンを 50 回繰り返して誤差を求めた。Jackknife method の式を以下に示す。 $n$  はデータ数、 $\mathbf{x}$  はデータ

の値とすると、平均  $\hat{\mathbf{x}}$  は

$$\hat{\mathbf{x}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \mathbf{x}_i \quad (25)$$

と表される。次に、標準偏差  $\hat{\sigma}$  は

$$\hat{\sigma} = \left[ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\mathbf{x}_i - \hat{\mathbf{x}})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

となる。 $j$  は取り除いたデータ数、 $k$  を  $k = n - j$ 、 $p$  を小断層の数、 $Q$  を

$$Q = \left( \frac{k - p + 1}{n - k} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (26)$$

と仮定すると、誤差  $E$  は

$$E = \hat{\sigma} \cdot Q \quad (27)$$

と求められる。

インバージョンに用いた津波波形データは1分間隔で、津波の初期波または第二波までを用いた。インバージョンに用いた津波波形データの、時間ウィンドウの範囲を Fig. 13 に示す。

### ア-5) 結果

本震の津波波形インバージョンの結果を Fig. 12 と Table 2 に示す。求められたすべり量分布より、小断層 14 と 20 のすべり量が最も大きく、すべり量は 2.8 m と推定された。また、破壊域の中間の深さと浅い場所の小断層のすべり量が比較的大きいことがわかった。Kanamori (1970) より求められた断層モデルに、さらに付け足した小断層のすべり量は、小断層 15 と 23 で比較的大きく、破壊域は北東のほうへ広がりがあることがわかった。よって、すべり量分布から求められた断層の長さは 300 km である。津波の観測波形と計算波形の比較を Fig. 13 に示す。津波の計算波形は、主に観測波形とよく合う。特に日本の検潮所の計算波形は観測波形をうまく表している。剛性率を  $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  と仮定すると、地震モーメントは  $2.4 \times 10^{21} \text{ Nm}$  ( $M_w = 8.2$ ) と推定された。

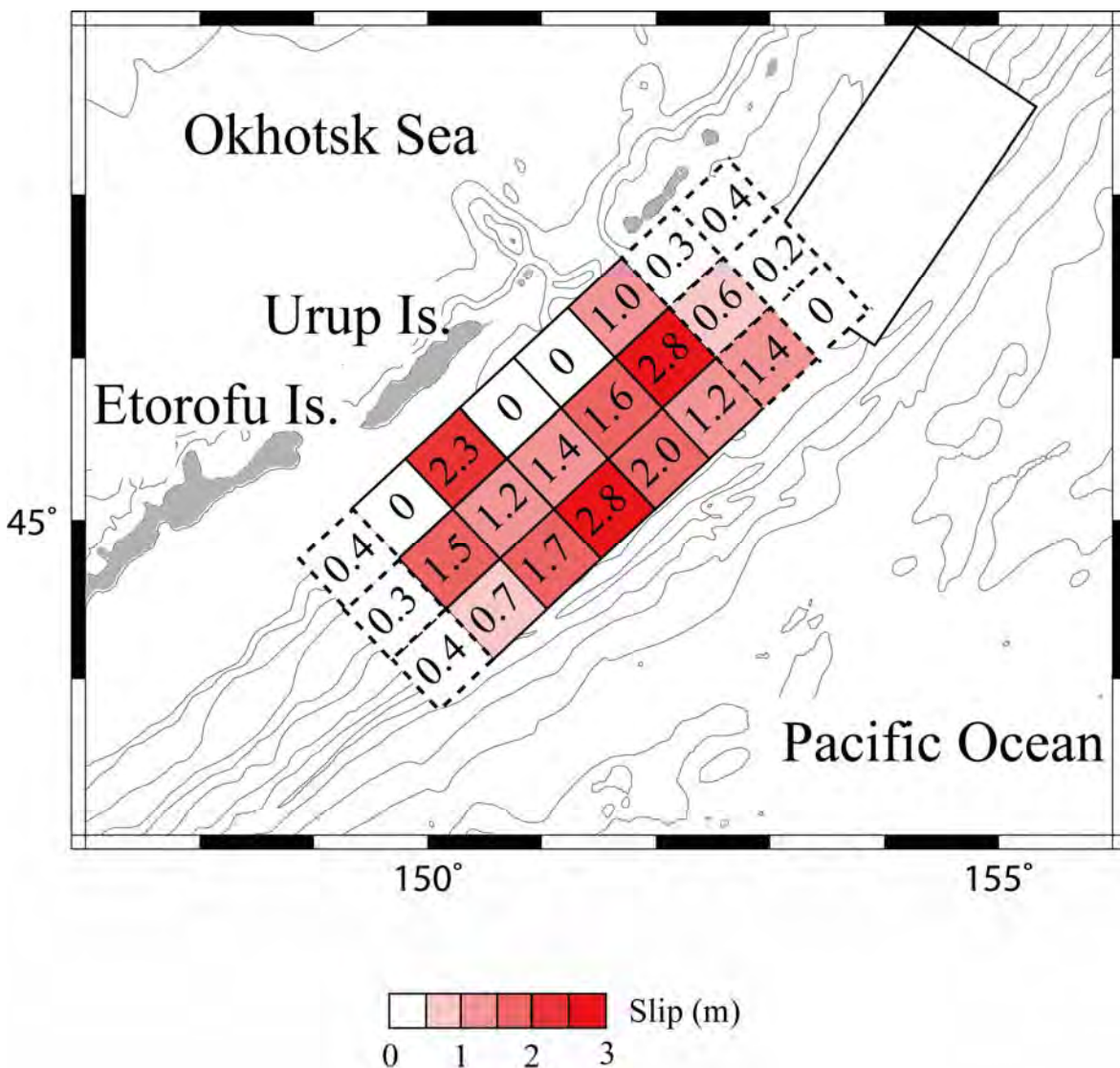


Fig.12. The slip distribution of the 1963 Kurile earthquake estimated from the tsunami waveform inversion using 24 subfaults. A large rectangle shows the tsunami source area of the 2006 Kurile earthquake (Fujii and Satake, 2008). A depth contour interval is 1000 m.

Table 2. The location of each subfault and results of the tsunami waveform inversion for the 1963 Kurile earthquake. Locations (latitude and longitude) indicate the east corner of each subfault.

Subfault number	Longitude (° E)	Latitude (° N)	Depth (m)	Slip (m)	Error (m)
1	149°52'	44°41'	34.9	0.4	0.47
2	150°18'	44°58'	34.9	0.0	0.49
3	150°44'	45°15'	34.9	2.3	0.67
4	151°11'	45°33'	34.9	0.0	0.29
5	151°37'	45°50'	34.9	0.0	0.08
6	152°03'	46°08'	34.9	1.0	0.40
7	152°26'	46°26'	34.9	0.3	0.22
8	152°56'	46°55'	34.9	0.4	0.41
9	150°13'	44°23'	19.5	0.3	0.29
10	150°40'	44°41'	19.5	1.5	0.39
11	151°07'	44°59'	19.5	1.2	0.45
12	151°33'	45°16'	19.5	1.4	0.56
13	152°00'	45°34'	19.5	1.6	0.39
14	152°26'	45°52'	19.5	2.8	0.49
15	152°52'	46°10'	19.5	0.6	0.13
16	153°22'	46°39'	19.5	0.2	0.29
17	150°35'	44°05'	4.0	0.4	0.26
18	151°02'	44°23'	4.0	0.7	0.33
19	151°29'	44°41'	4.0	1.7	0.44
20	151°56'	44°59'	4.0	2.8	0.53
21	152°23'	45°17'	4.0	2.0	0.46
22	152°50'	45°35'	4.0	1.2	0.39
23	153°17'	45°53'	4.0	1.4	0.16
24	153°47'	46°22'	4.0	0.0	0.24



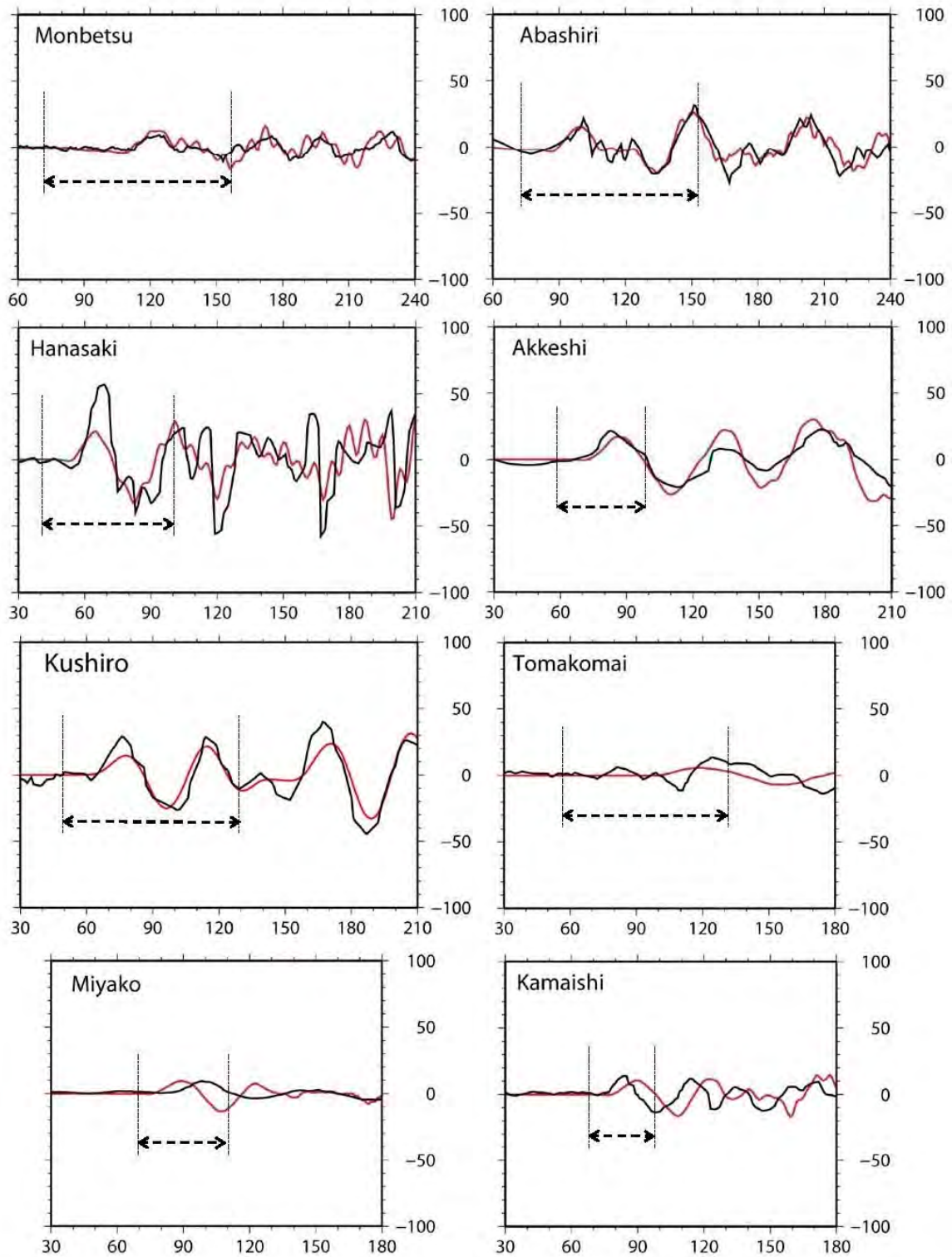


Fig.13. Comparison of observed (black) and synthetic (red) tsunami waveforms at each station used in the inversion. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm). Arrows show the time windows used for the tsunami waveform inversion.

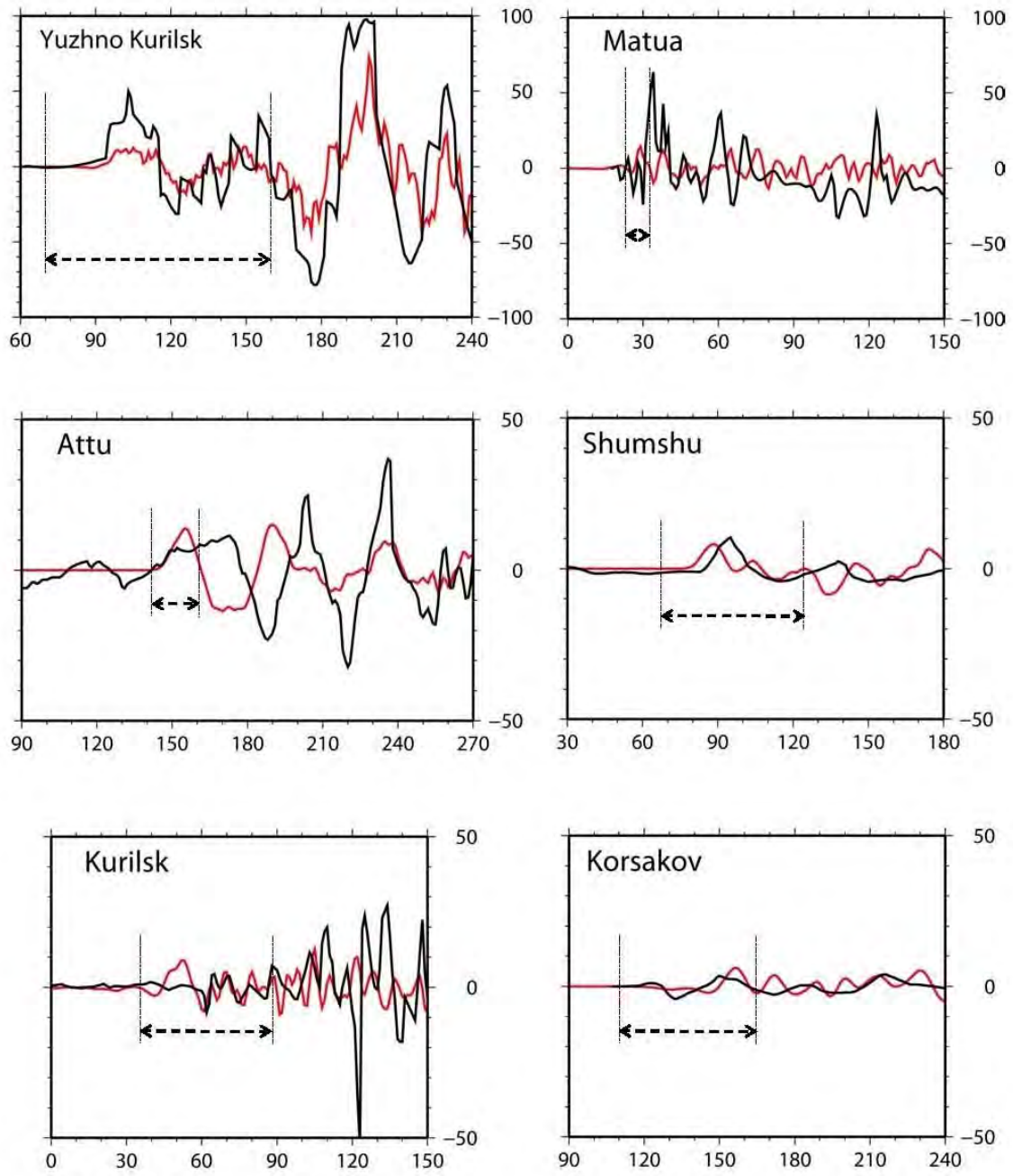


Fig.13 (continue)

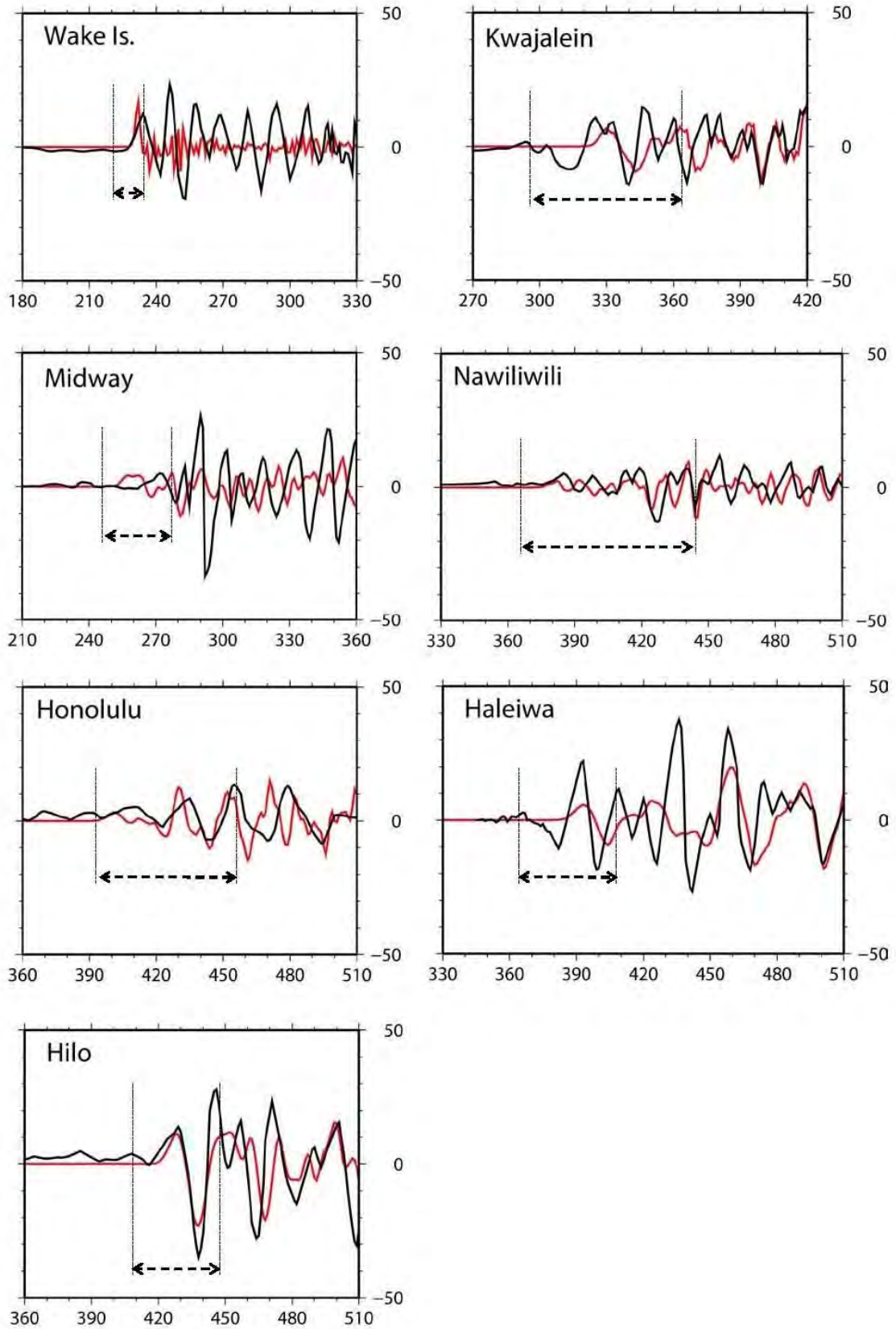


Fig.13 (continue)

## ア-6) 考察

本震の津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域の中間の深さと浅い場所の小断層のすべり量が比較的大きいことがわかった。また、1963年択捉島沖地震は少なくとも3つのアスペリティが存在するという Ruff and Kanamori (1983), Beck and Ruff (1987), Schwarts and Ruff (1987) による結果と比較すると、すべり量分布よりこのアスペリティはすべり量が 2.0 m 以上であった小断層 3, 14, 20 に相当する。すべり量分布から求められた断層の長さ = 300 km は Kikuchi and Fukao (1987) より求められた断層の長さとも一致する。また Kanamori (1970) より求められた断層の長さ = 250 km よりも少し長い。しかし 1.5 m 以上のすべり量が推定された破壊域は、Kanamori (1970) より求められた破壊域とほぼ一致する。そのほか Solov'ev (1965) と Hatori (1971) による津波の初期到達時間から求められた断層の長さより少し小さい。すべり量とすべり量の誤差を比較すると、すべり量が 0.5 m 以下の小断層は誤差も同様の値となり resolution はあまりないが、すべり量が 1m 以上の小断層の場合、誤差の値よりすべり量の値が優位に大きくなるのですべり量が 1m 以上の破壊域は信頼性がある。

1963年択捉島沖地震と2006年千島沖地震の破壊域を比較すると、1963年の地震は2006年の地震の非常に近い場所で発生したが、1963年の地震の破壊域は2006年の地震の破壊域と重複はしておらず、また空白域も存在しないことがわかった(Fig.12)。

津波波形インバージョンより求められた地震モーメントは  $2.4 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) となり、この結果は Kanamori (1970) より求められた地震モーメント  $7.5 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.5$ ) や Abe (1979) より求められた津波マグニチュード  $M_t = 8.4$  より小さい。しかし Beck and Ruff (1987) より求められた地震モーメント  $2.5 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ )、Kikuchi and Fukao (1987) より求められた地震モーメント  $2.3 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) とほぼ同じ値となった。

## イ) 1963年択捉島沖地震最大余震の津波波形インバージョンによる震源過程解析 (暫定)

### イ-1) はじめに

1963年10月20日09時53分11秒、択捉島沖の  $44.7^\circ$  N,  $150.7^\circ$  E, 深さ = 10 km で1963年択捉島沖地震の最大余震が発生した。断層パラメータは Schwarts and Ruff (1987) より 走行 =  $225^\circ$ , 傾斜 =  $15^\circ$ , すべり角 =  $90^\circ$  と推定されている。破壊域は本震と比較すると海溝側の上部、南西側に位置する (Fukao, 1979) (Fig. 14)。

この地震により地震の規模に比べて非常に大きな津波が発生し、太平洋やオホーツク海に伝播した。津波の高さは、ウルップ島 10 ~ 15 m, 択捉島 7 ~ 8 m, 国後島 0.5 m, 歯舞島 0.7 ~ 0.8 m を記録した。また八戸における津波の最大全振幅は 50 cm (渡辺, 1998) であった。津波の高さは大局的に本震の高さの 0.4 倍であった。例えば、カリフォルニアにおける津波の高さは本震の場合 70 cm, 最大余震の場合 30 cm を記録している。しかし、破壊域付近では非常に大きな津波が観測され、ウルップ島では本震の場合 5 m であったのに対し、最大余震では 10 ~ 15 m とはるかに大きかった。検潮所で記録された津波波形の初動から、津波の波源域が求められた (Solov'ev, 1965 and Hatori, 1971)。Solov'ev (1965) と Hatori (1971) の津波波源域をそれぞれ Fig. 15 と Fig. 5 に示す。また余震域の広がりから、破壊域は  $100 \text{ km} \times 60 \text{ km}$  と

求められた (Fukao, 1979) (Fig. 14)。

津波地震と定義する様々な特徴は、地震の規模のわりに破壊過程の時間が非常に長く、長周期の地震波が観測されること (Kanamori, 1972) や、津波波形から求められた地震モーメントより、表面波から求められた地震モーメントのほうが小さく見積もられること (Ward, 1982) などが挙げられる。また、津波地震の震源は他のプレート境界型地震の震源より浅く、海溝に非常に近い場所で発生し、低い剛性率の堆積物をゆっくり破壊する (Wiens, 1989)。Satake and Tanioka (1999) は、深さが浅い海溝よりで発生した地震は、ゆっくり破壊が進むため、地震波のわりに海底地殻変動が大きく、津波が励起され津波地震となると述べている。

1963年択捉島沖地震の最大余震の長周期地震波と津波波形を比較すると、津波波形のわりに非常に小さい地震波が観測された (Fukao, 1979)。同様に表面波の振幅のわりにとても大きな津波が発生した (Kanamori, 1972 and Abe, 1981)。Abe (1979) より求められた津波マグニチュード  $M_t = 7.9$  は実体波解析より求められた地震モーメント  $0.6 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.1$ ) (Wiens, 1989) や表面波解析より求められた地震モーメント  $0.7 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.2$ ) (Furumoto, 1979) に比べて0.5以上大きく、津波地震であると言える。Abe (1981) より求められた表面波マグニチュードと津波マグニチュードの関係を Fig.16 に示す。また、Fukao (1979) よりこの地震は、地震の規模のわりに破壊過程の時間が長く、海溝付近の浅い場所でゆっくりすべりが発生したため津波地震となったと述べられている。

本報告では津波波形インバージョンにより、最大余震の震源過程を推定すると共に、最大余震が津波地震となった理由を探る。

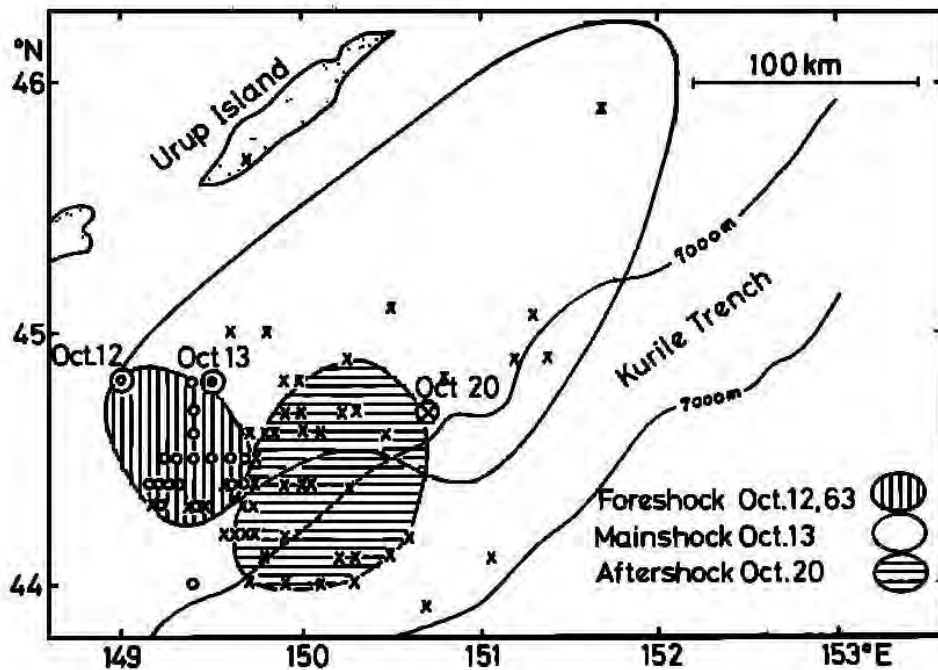


Fig.14. Aftershock areas for the largest foreshock (Oct. 12), the mainshock (Oct. 13), and the largest aftershock (Oct. 20) of the great Kurile earthquake of 1963. Open circles denote the earthquakes which occurred during the interval of the largest foreshock and the mainshock. Crosses represent the earthquakes which occurred within 3 days after the largest aftershock.

(from Fukao, 1979)

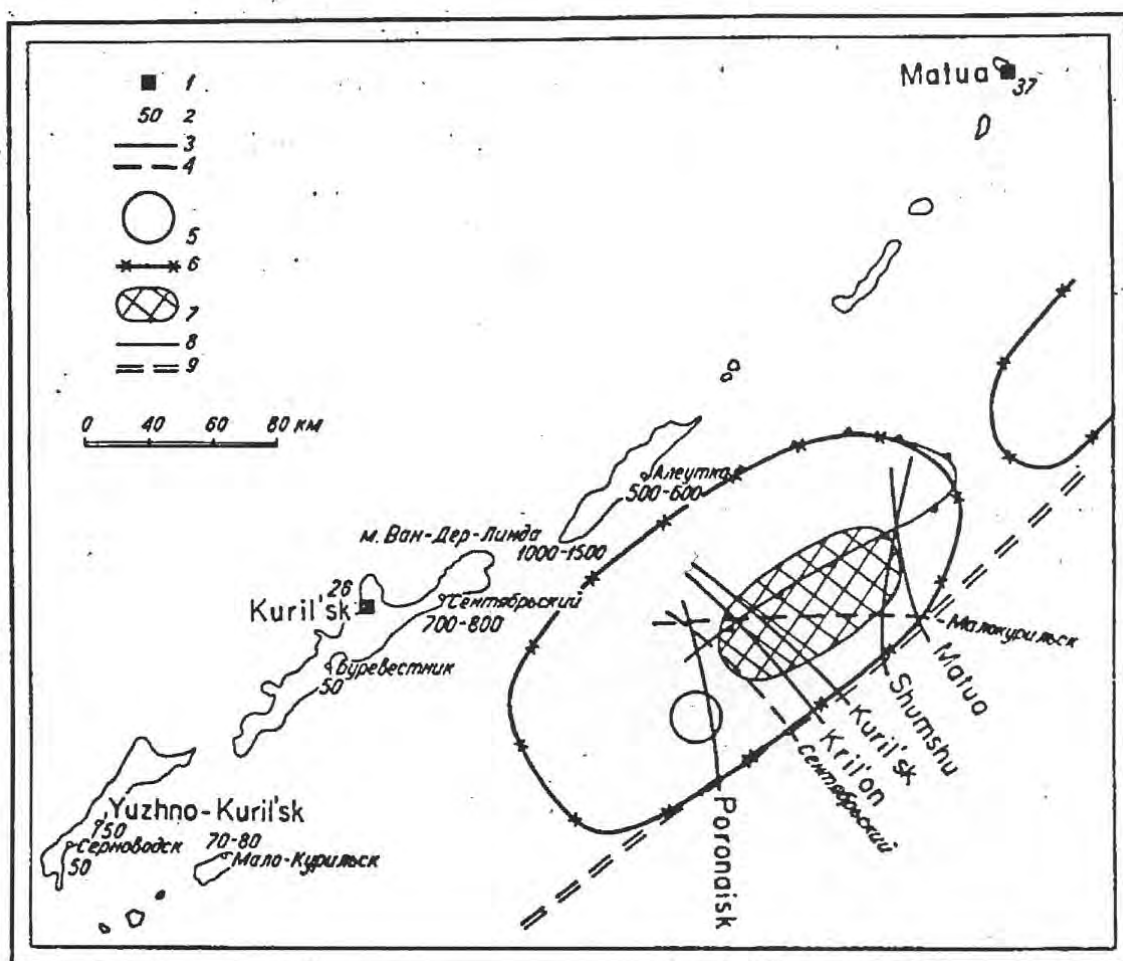


Fig. 15. Map of the tsunami of October 20.

- 1 – mareographs;
- 2 – maximum height of flood in cm;
- 3 – isochrones of tsunami propagation to different points;
- 4 – uncertain isochrones;
- 5 – epicenter of the shock of October 20;
- 6 – region of aftershocks of the principal earthquake;
- 7 – assumed source of the tsunami of October 20;
- 8 – foot of the Vityaz' range;
- 9 – axis of the deep – water Kurile – Kamchatka trench. (from Solov'ev, 1965)

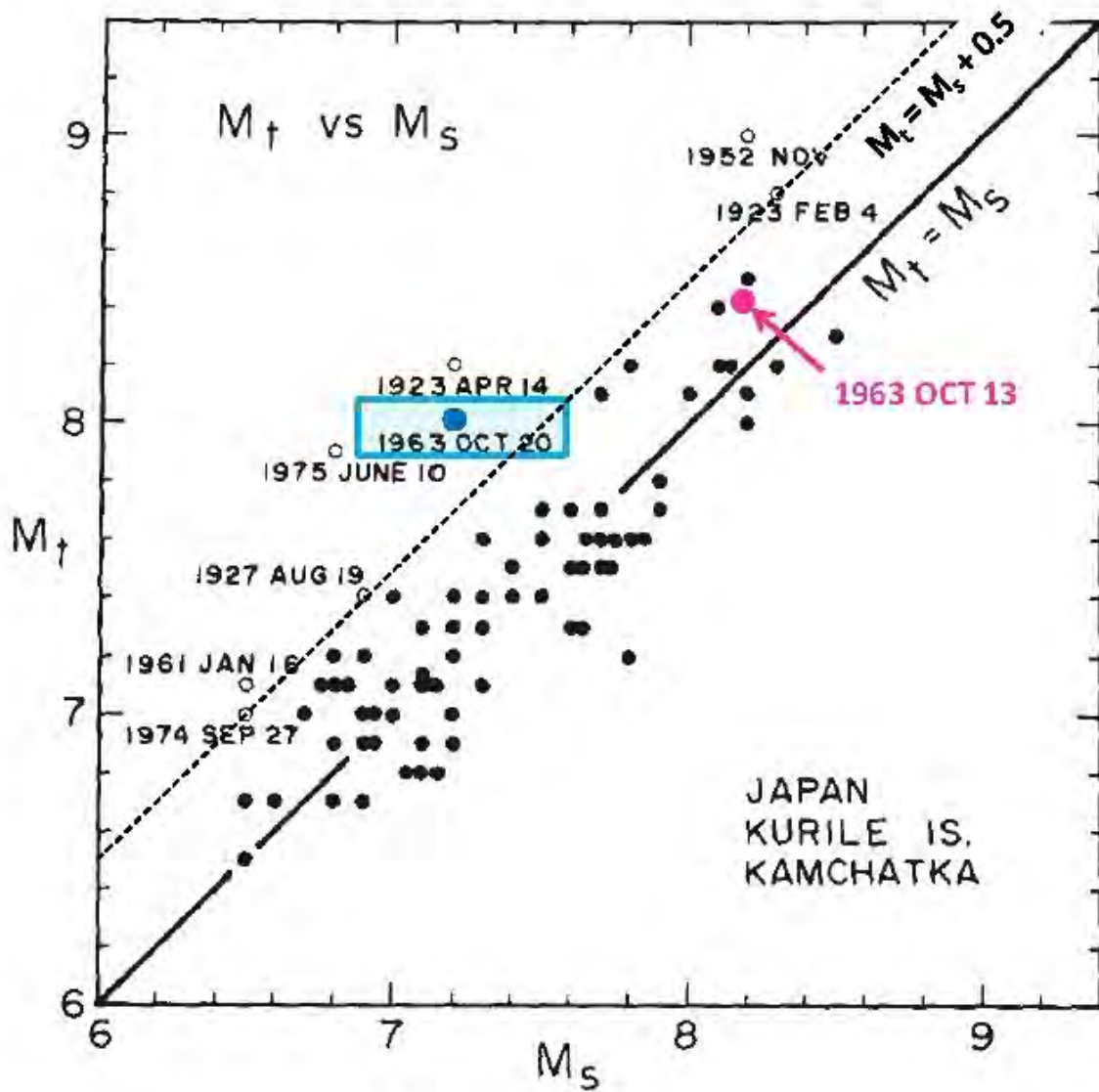


Fig.16. Relation between  $M_t$  and  $M_s$ . The straight line shows  $M_t = M_s$ . Unusual events of  $M_t - M_s \geq 0.5$  are indicated by open circles with data of event occurrence. (from Abe, 1981)

## イ・2) 津波波形データと断層モデル

ロシアの検潮記録2点(Kurilsk, Matua)及びハワイ諸島など太平洋の島々での検潮記録5点(Nawiliwili, Hilo, Honolulu, Christmas Island, Wake Island)の計7点の検潮所で記録された津波波形をデータとして用いた。これらのデータは、平成21年度にデジタル化を実施し、潮汐補正を行っている。各検潮所の位置を Fig.17 に示す。また、それぞれの検潮所で記録されたデータと、潮汐補正を行った後の津波波形を Fig. 18 に示す。断層モデルのパラメータは走行 =  $225^\circ$ 、傾斜 =  $15^\circ$ 、すべり角 =  $90^\circ$ とした。破壊域を求めるために、Solov'ev (1965) と Hatori (1971) より求められた津波の波源域  $110 \text{ km} \times 45 \text{ km}$  や、Fukao (1979) より求められた破壊域  $100 \text{ km} \times 60 \text{ km}$ 、Beck and Ruff (1987) より求められた破壊域を覆うように小断層を9個配置した。小断層のサイズは  $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$  とした。断層モデルの位置を Fig. 19 に示す。震源は断層モデルの北側(小断層8)に位置する(Fig. 19)。

津波数値計算手法及び津波波形インバージョンの手法は上記本震の解析と同様である。しかし、破壊継続時間に関しては津波地震であることを考慮して比較的長い、100秒と200秒の2パターンを用いて数値計算を実施した。

## イ・3) 津波波形インバージョンの結果

津波波形インバージョンの結果として、断層隆起時間が100秒の場合のすべり量分布 (Fig. 20)、断層隆起時間が200秒の場合のすべり量分布 (Fig. 21) を示す。

津波の観測波形と計算波形を比較すると (Fig. 22)、断層隆起時間が200秒の場合のほうが100秒の場合に比べ計算波形の長周期の波がみられ、観測波形とよく合っている。津波の観測波形と計算波形の残差のRMSは断層隆起時間が100秒の場合  $5.7 \text{ cm}$ 、200秒の場合  $4.6 \text{ cm}$  となり、誤差が小さい断層隆起時間が200秒の方がより調和的な結果となった。この結果から最大余震は相当ゆっくりすべっていたことがわかる。

断層隆起時間が100秒と200秒の場合のすべり量分布を比較すると、すべり量のパターンは大局的には同じだが、100秒の場合のほうが断層の深さが深い場所で大きなすべり量が見られる。断層隆起時間が200秒の場合、すべり量が最も大きい場所は小断層9となり、最大すべり量は  $3.9 \text{ m}$  と推定された。そのほか小断層4, 7, 8ですべり量  $2.1 \text{ m}$ ,  $2.0 \text{ m}$ ,  $2.1 \text{ m}$  となった。剛性率を  $4.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$  と仮定すると、地震モーメントは  $1.2 \times 10^{21} \text{ Nm}$  ( $M_w = 8.0$ ) と推定された。

## イ・4) 考察

津波波形インバージョンから求められたすべり量分布より、破壊域はすべり量が  $2.0 \text{ m}$  以上の小断層は4, 7, 8, 9となり、浅い場所に集中していることが分かった。しかし、本報告のインバージョンに使用した津波波形はKurilsk以外、震源の東側に位置しており、観測点分布に偏りがあるため、今後日本の津波波形記録を収集し、再解析を行う必要がある。

津波波形インバージョンより求められた地震モーメントは  $1.2 \times 10^{21} \text{ Nm}$  ( $M_w = 8.0$ ) となり、この結果は実体波解析より求められた地震モーメント  $0.6 \times 10^{20} \text{ Nm}$  ( $M_w = 7.2$ ) (Wiens, 1989) や、表面波解析より求められた地震モーメント  $0.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$  ( $M_w = 7.2$ ) (Furumoto, 1979) 比べて非常に大きな値となった。この結果は本最大余震が津波地震であることを明確に示すものと考えられる。



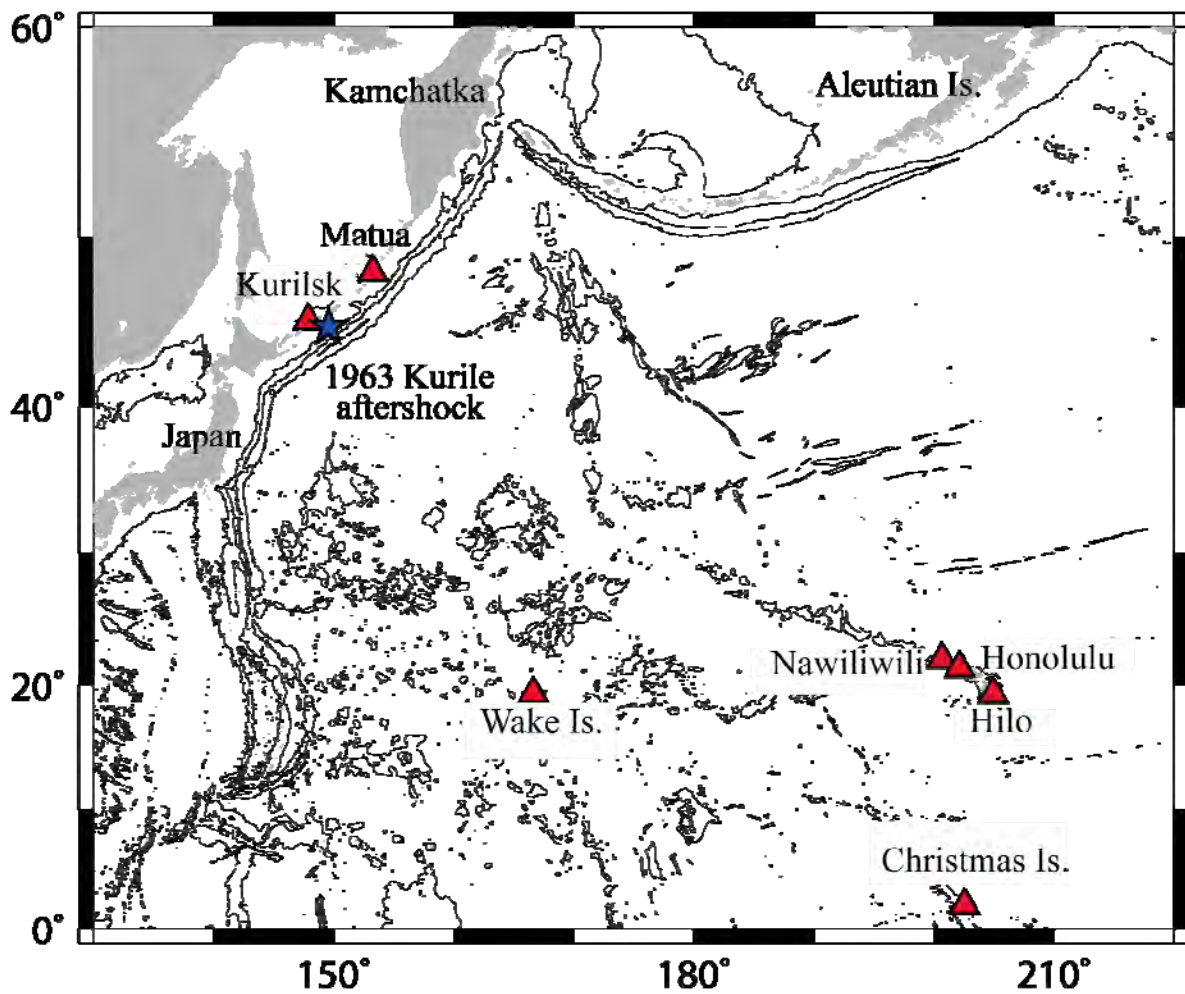


Fig.17. The tsunami computed area of the 1963 largest aftershock. Blue star shows the epicenter of the 1963 largest aftershock. Red triangles show the tide gauge stations used in the tsunami waveform inversion of the 1963 largest aftershocks. A depth contour interval is 3000 m.

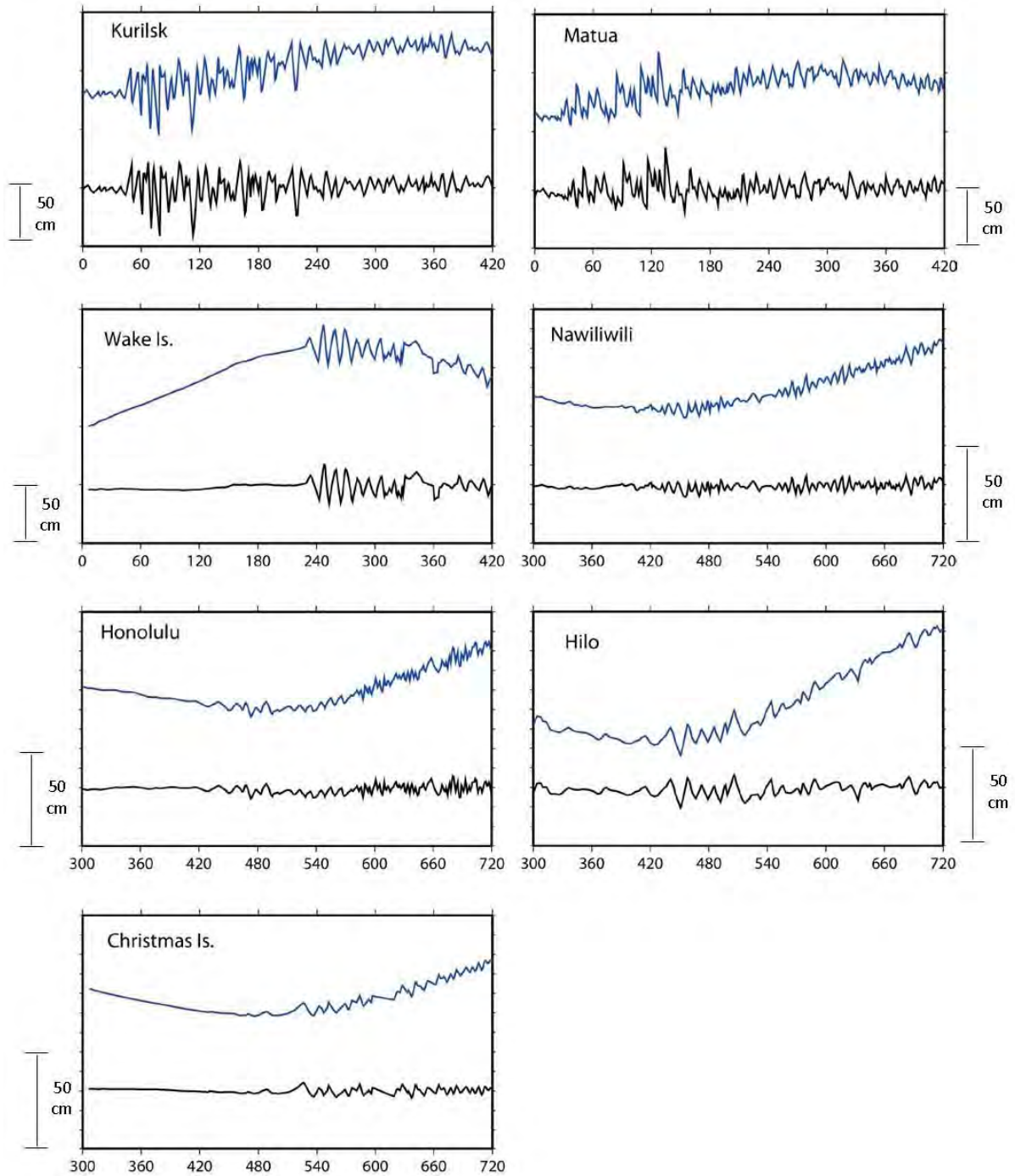


Fig.18. Comparison of original waveform (blue) and tsunami waveform removing tide gauge from original waveform (black) at each station. Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm).

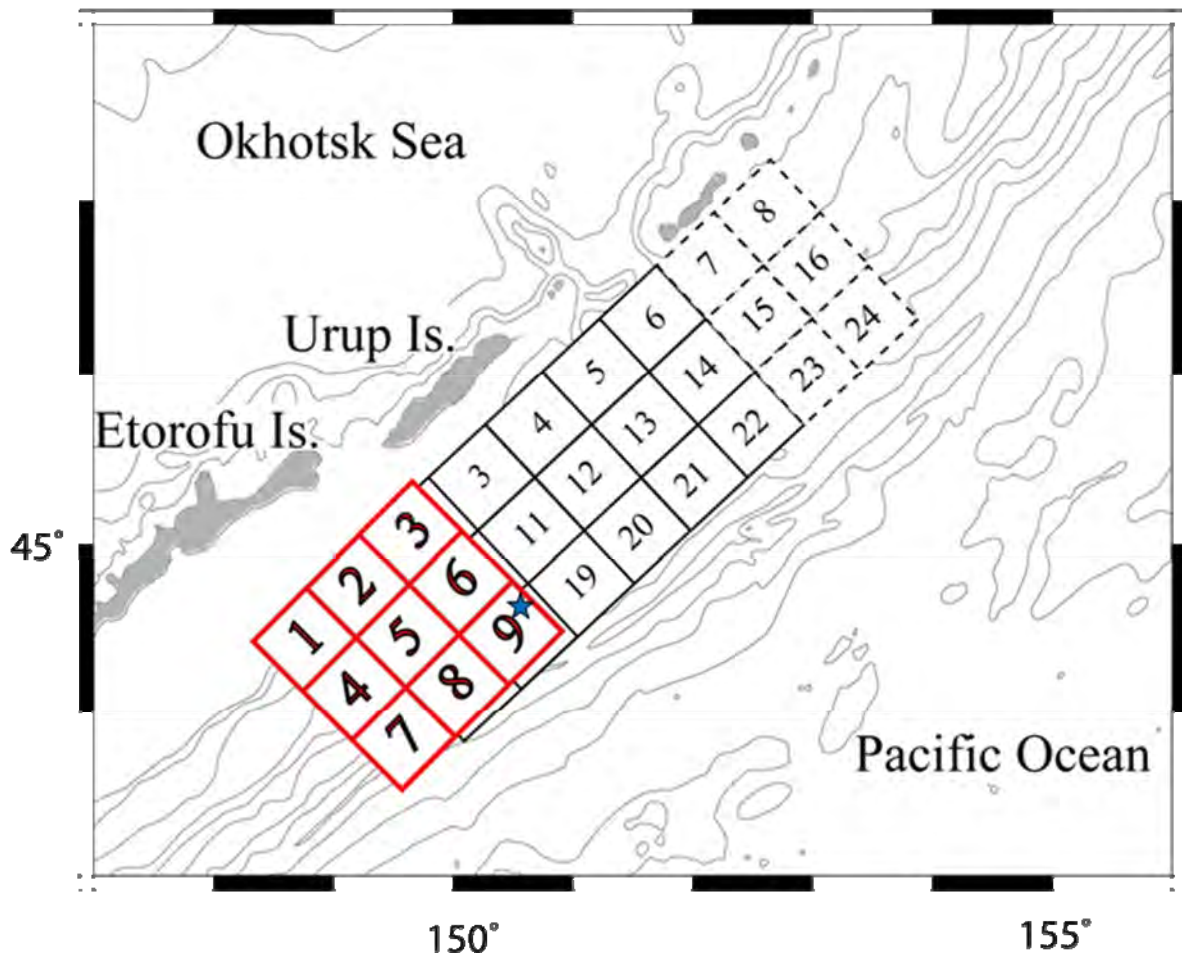


Fig.19. A map showing location of subfaults used for the tsunami waveform inversion of the 1963 largest aftershock. Small rectangles of 9 subfaults were located to investigate the size of source area of the 1963 largest aftershock. Blue star shows the epicenter of the 1963 largest aftershock. A depth contour interval is 1000 m.

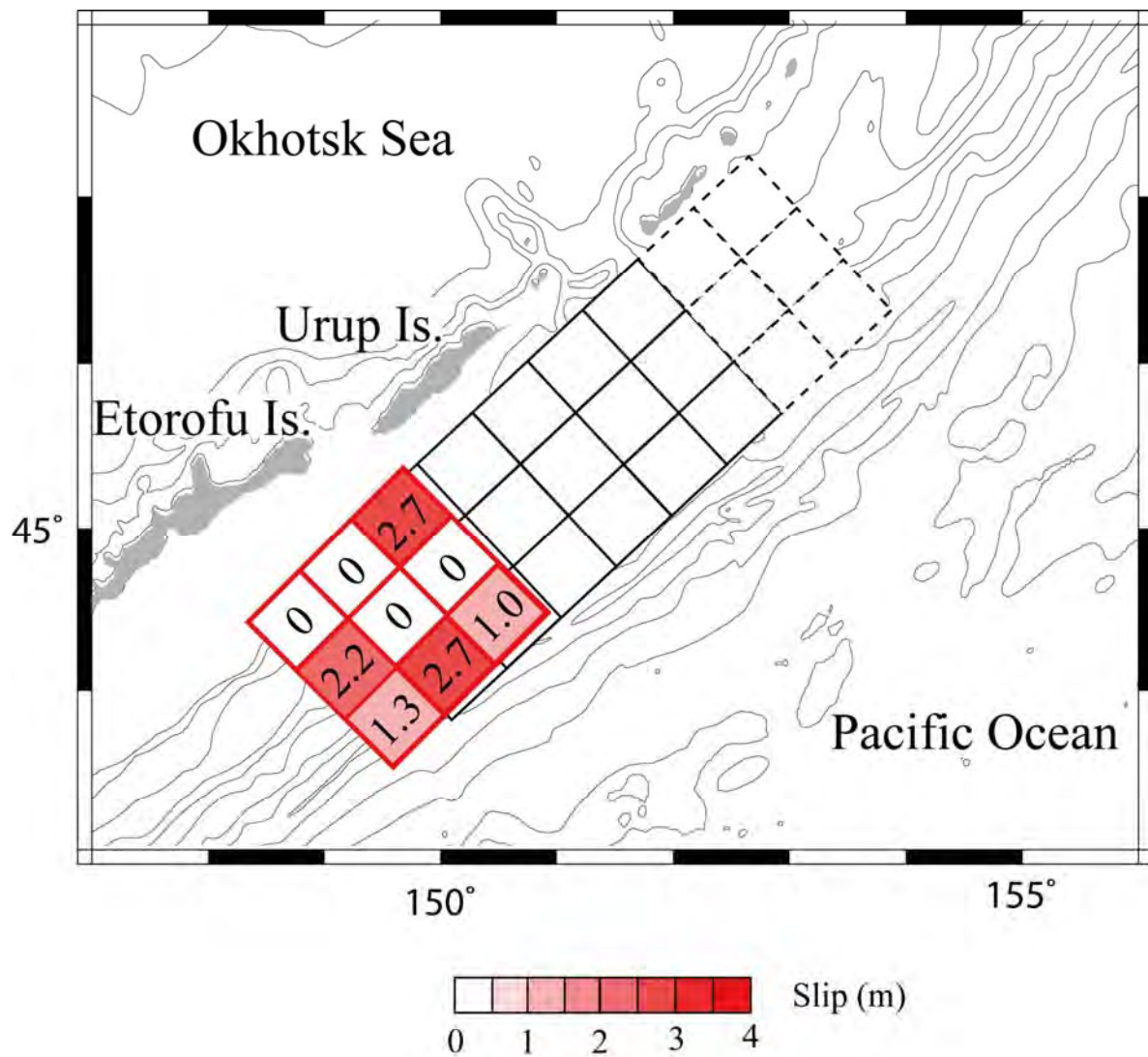


Fig.20. The slip distribution of the 1963 largest aftershock estimated from the tsunami waveform inversion using 9 subfaults for rise time of 100 s. A depth contour interval is 1000 m.

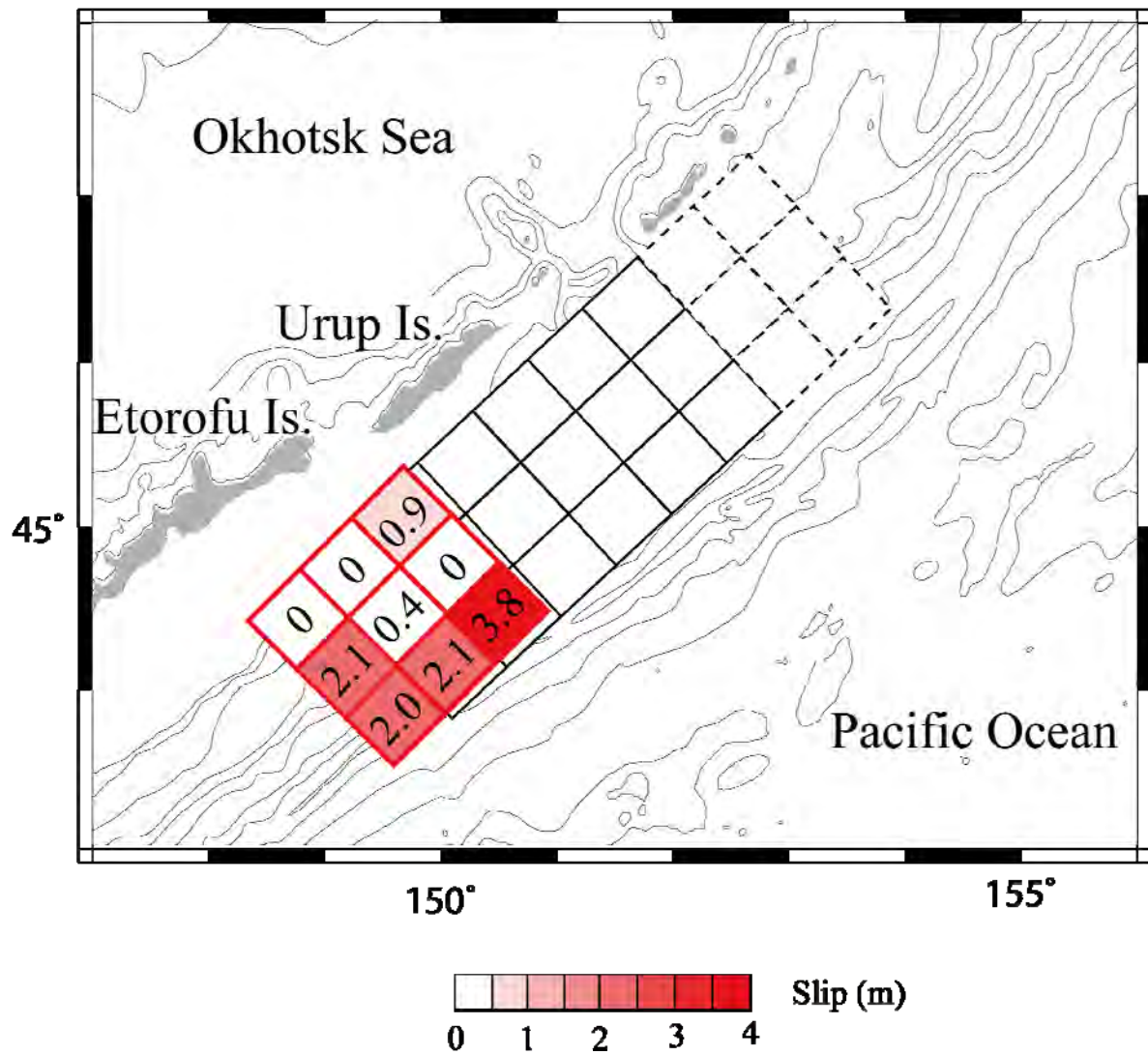


Fig.21. The slip distribution of the 1963 largest aftershock estimated from the tsunami waveform inversion using 9 subfaults for rise time of 200 s. A depth contour interval is 1000 m.

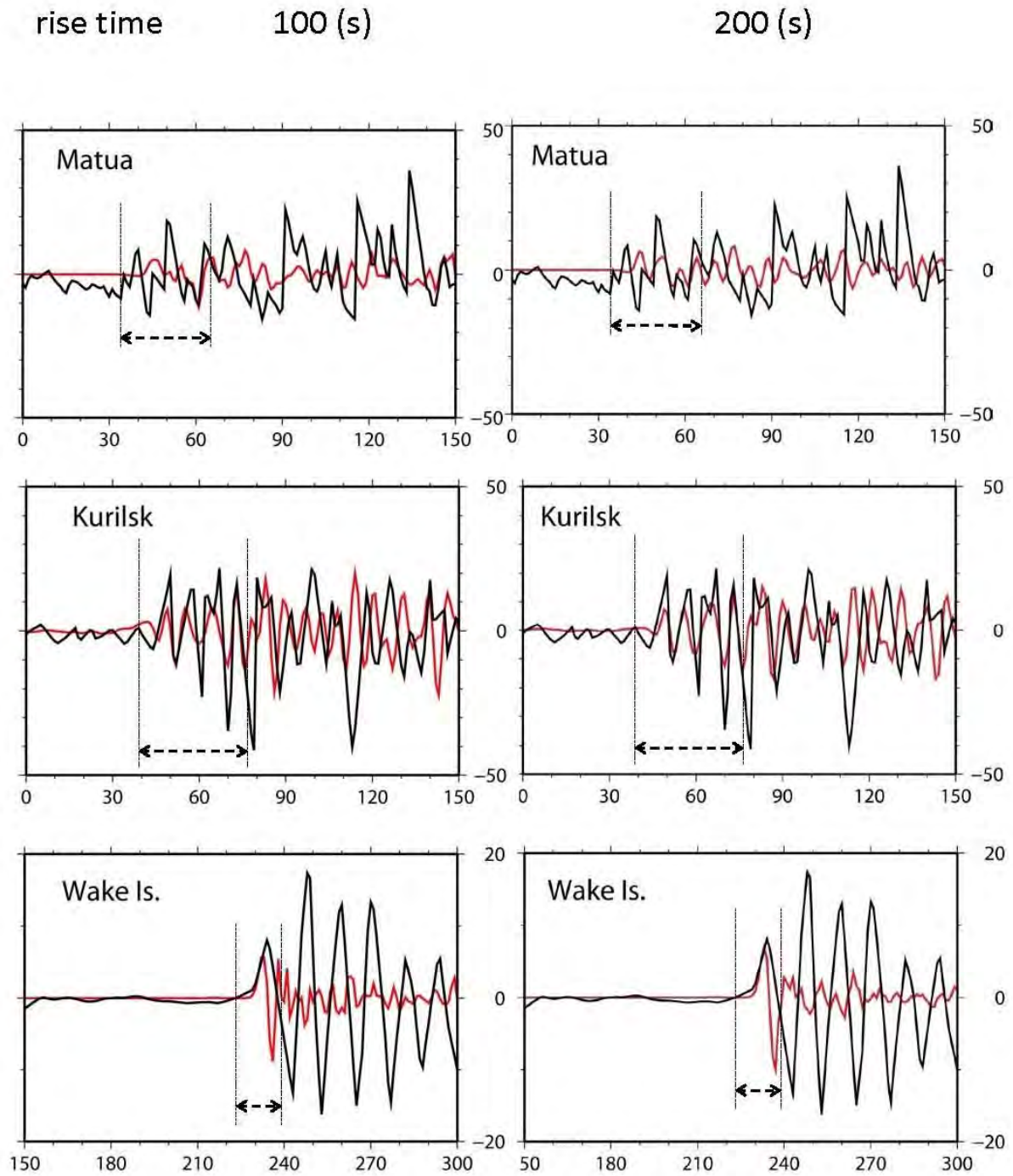


Fig.22 Comparison of observed (black) and synthetic (red) tsunami waveforms at each station used in the inversion of the 1963 largest aftershock; rise time of 100 s (left) and rise time of 200 s (right). Horizontal axis is time (min) from the origin time of the earthquake and vertical axis is amplitude (cm). Arrows show the time windows used for the tsunami waveform inversion.

rise time      100 (s)

200 (s)

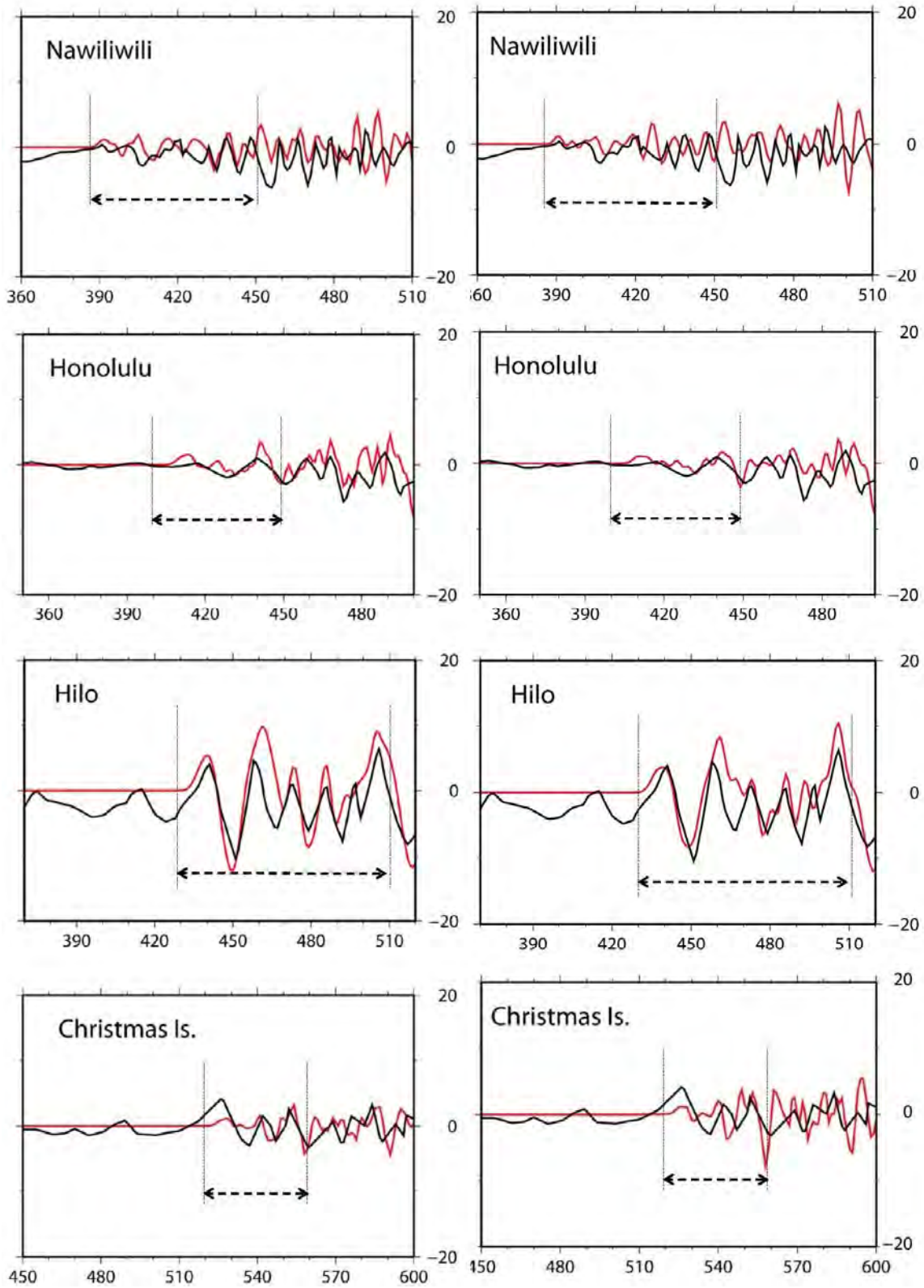


Fig.22. (continue)

(d) 結論ならびに今後の課題

津波数値計算による津波波形インバージョン解析により 1963 年択捉沖巨大地震 ( $M_w 8.2$ ) のすべり量分布を推定した。最大すべり量は 2.8m で 1 m 以上のすべり量が推定された範囲は長さ 300km に渡り、2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西側に達していることが分かった。つまり、2006 年中千島地震は 1963 年択捉沖地震の北東側で発生しその間に空白域が存在しないことが明らかになった。すべり量分布から計算されるトータルの地震モーメントは  $2.4 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) となり、Beck and Ruff (1987) が遠地実体波より推定した地震モーメント  $2.5 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) や Kikuchi and Fukao (1987) が同様に推定した地震モーメント  $2.3 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.2$ ) とほぼ同じ値となった。この地震の津波の励起は地震波から予想されるものと同程度であったことが明らかになった。

次に、1963 年択捉沖地震の最大余震 ( $M_s 7.2$ ) のすべり量分布を津波波形インバージョンにより推定した。この地震は地震の規模のわりに大きな津波を発生させたため、津波地震と呼ばれている。平成 21 年度は 7 点の観測津波波形のみを用いて暫定的なすべり量分布を推定した。すべりは海溝よりに集中し、破壊継続時間も長いほうが津波を説明できる結果となり、津波地震の特徴を備えていることが分かった。すべり量分布から計算される地震モーメントは  $1.2 \times 10^{21}$  Nm ( $M_w = 8.0$ ) となり、実体波解析より求められた地震モーメント  $0.6 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.2$ ) (Wiens, 1989) や、表面波解析より求められた地震モーメント  $0.7 \times 10^{20}$  Nm ( $M_w = 7.2$ ) (Furumoto, 1979) 比べて非常に大きな値となった。この結果も津波地震であることを示すものと考えられる。しかし、観測点分布に偏りがあり、結果の信頼性にまだ疑問が残る。今後日本の検潮記録を収集し、それらのデータを加えることで信頼性の高い結果を得ることができると期待される。

地震データ解析については、世界で観測されたデータと統合処理することにより、比較的マグニチュードの大きな余震の活動及び巨大地震前・後の地震について震源再決定を行い、巨大地震前後の地震活動を解析することが今後の課題となる。そのことにより過去の巨大地震の震源域とその周辺域の場の理解につながると期待される。

(e) 引用文献

- Abe, K. (1979), Size of Great Earthquakes of 1837-1974 Inferred From Tsunami Data, *J. Geophys. Res.*, 84, 1561-1568.
- Abe, K. (1981), Physical size of tsunamigenic earthquakes of the northwestern Pacific, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 27, 194-205.
- Beck, S. L. and L. J. Ruff (1987), Source process of the 1963 Kurile Islands earthquake, *J. Geophys. Res.*, 14123-14138.
- Ben-Menahem, A. and M. Rosenman (1972), Amplitude Patterns of Tsunami Waves from Submarine Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 77, 3097-3128.
- Fukao, Y. (1979), Tsunami Earthquakes and Subduction Processes Near Deep-Sea Trenches, *J. Geophys. Res.*, 84, 2303-2314.
- Fukao, Y. and M. Furumoto (1979), Stress drops, wave spectra and recurrence intervals of great earthquakes – implications of the Etorofu earthquake of 1958 November 6, *Geophys. J.*



- R. astr. Soc, 57, 23-40.
- Fujii, Y. and K. Satake (2008), Tsunami Source of the November 2006 and January 2007 Great Kurile Earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 98(3), 1559-1571.
- Furumoto, M. (1979), Initial Phase Analysis of R Waves From Great Earthquakes, J. Geophys. Res., 84, 6867-6874.
- 原田 智也・石橋 克彦 (2002), 千島海溝南部のプレート間巨大地震の繰り返しパターンの新たな見方, 地球惑星関連学会
- Hatori, T. (1971), Tsunami Source in Hokkaido and Southern Kurile Regions, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 103-109.
- Kanamori, H. (1970), Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies – Kurile Islands Earthquake of October 13, J. Geophys. Res., 75, 5011-5027.
- Kanamori, H. (1972), Mechanism of tsunami earthquakes, Phys. Earth Planet. Interiors 6, 346-359.
- Kikuchi, M. and Y. Fukao (1987), Inversion of long-period P waves from great earthquakes occur along subduction zones, Tectonophysics, 144, 231-247.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, Bull. Seism. Soc. Am., 75, 1135-1154.
- Ruff, L. J. and H. Kanamori (1983), The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period differenced P-waves, Phys. Earth Planet. Inter., 31, 202-230.
- Satake, K. (2007), Tsunamis, in “Treatise on Geophysics Volume 4: Earthquake Seismology”, ed. by H. Kanamori, Elsevier Science, 483-512.
- Savarenski, E. F., V. G. Tishchenko, A. E. Svyatolovski, A. D. Dobrovolski, and A. V. Zhivago, (1958), ソ連科学アカデミー地震協議会報告 No4 「津波(1952年11月4-5日)」, 1-61.
- Schwartz, S. and L. J. Ruff (1987), Asperity distribution and earthquake occurrence in the southern Kurile Arc, Phys. Earth Planet. Inter., 49, 54-77.
- Solov'ev, S. L. (1965), The Urup Earthquake and Associated Tsunami of 1963, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 103-109.
- Tanioka, Y., Y. Hasegawa and T. Kuwayama, (2008), Tsunami waveform analyses of the 2006 underthrust and 2007 outer - rise Kurile earthquakes, Adv. Geosci., 14, 129-134.
- Tichelaar, B. W. and L. J. Ruff, (1989), How good are our best model? Jackknifing, bootstrapping, and earthquake depth, EOS, 70, 593, 605-606.
- 渡辺 偉夫 (1998), 日本被害津波総覧 [第二版]
- Ward, S. N (1982), Earthquake mechanisms and tsunami generation: The Kurile Islands event of the 13 October 1963, Bull. Seismol. Soc. Am., 72, 759-777.
- Wiens, D. A. (1989), Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench, J. Geophys. Res., 94, B3, 2955-2972.

(f) 成果の論文発表・口頭発表

谷岡勇市郎・伊尾木圭衣, 中千島沈み込み帯に沿って発生したプレート境界型巨大地震, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 5月 16 日-21 日, 2009

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 津波波形を用いた 1963 年千島沖地震のすべり量分布, 日本地球惑星科学連合 2009 年大会, 5月 16 日-21 日, 2009

Ioki, K., and Y. Tanioka, Tsunami source of the 1963 Kurile Islands Earthquake, 6<sup>th</sup> Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, June 22-26 June, 2009

Tanioka, Y. and K. Ioki, Great interplate earthquakes along the central Kurile subduction zone, 6<sup>th</sup> Biennial Workshop on Japan-Kamchatka-Alaska Subduction Processes, June 22-26 June, 2009

Tanioka, Y. and K. Ioki, Tsunami analyses of great interplate earthquakes along the central Kurile subduction zone, 24<sup>th</sup> International Tsunami Symposium on, 14-17 July, 2009

伊尾木圭衣・谷岡勇市郎, 1963 年千島沖地震の津波波源域, 日本地震学会 2009 年秋季大会, 10月 21-23 日, 2009

(g) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定  
なし

(3) 平成 22 年度業務計画案

業務実施概要

- ・千島列島沿いに発生した過去の巨大地震の世界の地震データの収集する。
- ・1963 年択捉沖地震から 1995 年択捉沖地震, 2006 年中千島沖地震に至る地震活動の変化を解析, さらに 1969 年色丹沖地震についても地震活動を解析を行う。
- ・平成 20 年度までに収集した千島海溝沿いの大地震により発生した津波の観測波形記録のデジタル化を行う。
- ・北海道・東北の地方気象台に保管されている検潮記録から津波波形原記録の収集及びデジタル化を行う。
- ・津波数値計算による津波波形インバージョンにより, 1963 年択捉沖地震の最大余震と 1958 年択捉沖地震の震源過程の推定を行う。

実施内容及び予測される成果

- (1) 1963 年択捉沖地震の震源域の一部は 1995 年択捉沖地震により破壊されたと考えられている。平成 22 年度は, 世界の地震検測データとの統合処理により震源再決定を行う。これを実施することで, 1963 年択捉沖地震が発生してから, 1995 年に繰り返し地震が発生するまで, 1つの地震サイクルの間で地震活動がどのように変化してきたかを捕えることが期待できる。同様に, 1969 年色丹沖地震についても 1994 年色丹沖地震までの地震活動の推移を捕えることが期待できる。

- (2) 1963年択捉沖地震の最大余震は津波地震であったとされている。平成22年度は、日本の津波波形記録も入れた精度の良い津波波形インバージョンを実施する。これにより、津波地震特有のすべり量分布の有無や破壊継続の時間、本震のすべり域との関連性など現在まで残されている問題を解決する。

また、千島列島沿いで発生する「津波地震」の発生メカニズムを解明し、将来の「津波地震」の発生予測への寄与が期待できる。さらに、1958年択捉沖地震は近年ではスラブ内地震であったという説が唱えられている。1958年択捉沖地震で発生した津波波形を解析することによってその可能性を明らかにする。

### 3. 2 津波堆積物調査

#### (1) 業務の内容

##### (a) 業務題目

津波堆積物調査

##### (b) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	助教	西村 裕一	
国立大学法人 北海道大学大学院理学研究院	非常勤 研究員	中村 有吾	

##### (c) 業務の目的

過去数千年間の津波履歴，すなわち規模の大きな海溝型地震の発生履歴を明らかにするため，南千島（北方四島）と北海道東部太平洋岸において系統的な津波堆積物の調査及び既存の調査結果の再解釈を行う。

##### (d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は実施業務の要約）

北海道においては既に，北海道大学や産業技術総合研究所の研究結果があり，また南千島についてはロシアの研究者が調査を続けてきた。しかしながら，両地域の津波堆積物を対比させ，全域を襲ったような津波の存在や各津波を起こした地震の規模，すなわち震源域や滑り量の分布について言及されたことはない。

本調査では，両地域の地層の年代を結びつける火山灰層を識別し，さらに年代測定結果を用いて，北海道から南千島に及ぶ広い範囲で歴史時代及び先史時代の津波堆積物を対比し，巨大地震の発生間隔とそれぞれの地震の規模について検討する。

##### 1) 平成19年度：

- ・色丹島と国後島において津波堆積物の予備的調査を実施した。
- ・ウラジオストクとユジノサハリンスクの研究者と千島列島沿いの過去の調査結果および今後の予定について情報交換を行った。

##### 2) 平成 20 年度：

- ・色丹島南海岸において，泥炭地を掘削し，火山灰層と津波堆積物層の候補を記載し，試料を採取した。
- ・既存の試料及び新たに採取する試料について，色丹島に分布する完新世の火山灰層を識別して鍵層となる火山灰層の情報を明確にした。
- ・根室周辺においても，同様の調査を実施した。

##### 3) 平成 21 年度：

- ・色丹島南海岸において，泥炭地を掘削し，火山灰層と津波堆積物層の候補を記載し，試料を採取する。
- ・色丹島の泥炭地において，過去数千年間に起きたと考えられる津波をターゲットにして，津波

堆積物の分布からそれぞれの津波の遡上範囲、遡上高を推定する。

- ・根室周辺においても同様の調査を実施し、南千島の対比される津波イベントとの規模の違いを考察する。

4) 平成 22 年度 :

- ・平成 20 年度までの色丹島・国後島の調査により得られた試料の粒度分析・組成分析等から津波堆積物の明確な同定を行う。
- ・根室から厚岸にかけて、詳細かつ系統的な津波堆積物調査を行い、津波堆積物を残した巨大地震の発生間隔を推定する。
- ・根室周辺と色丹島における津波堆積物の分布の共通性や独自性を明らかにする。

5) 平成 23 年度 :

- ・北海道東部及び南千島において津波堆積物の分布が得られた全ての巨大津波・地震について、震源域やすべり量の分布を推定し、北海道から南千島における海溝型巨大地震発生の時空間分布を明らかにする。

(e) 平成 21 年度業務目的

千島列島南部（北方四島）及び北海道太平洋沿岸において系統的な津波堆積物の調査を行い、過去数千年程度の津波発生履歴を明らかにする。

色丹島においては、既に平成 20 年度までの調査結果や、ロシア人研究者による調査結果が存在する。しかし、北海道の沿岸部に比べて調査精度は低く、示標火山灰の対比等についてもいまだ十分なデータが得られていない。そこで、色丹島において堆積物の保存状態の良い低湿地で掘削調査を行い、津波堆積物の存在を確かめ、さらに層序や堆積年代を推定する。

また、北海道の太平洋沿岸では、既に十勝地方南部や、厚岸湖、霧多布湿原、根室などにおいて、北海道大学や産業技術総合研究所などによる調査結果がある。これらの研究では、津波堆積物の対比は、火山灰層序や放射年代などに基づいてなされているが、年代試料が利用できない地域や年代については、津波堆積物の対比そのものについての問題が残されている。そこで、十勝平野太平洋沿岸の低湿地（海岸から 370m～625m の範囲）で掘削調査を行う。さらに、津波堆積物の粒度組成や構成物などに基づいて、層ごとの特徴の違いを明らかにし、対比を行う。

## (2) 平成 21 年度の成果

### (a) 業務の要約

#### 1) 色丹島における津波堆積物調査

色丹島において、津波堆積物の存在を確かめ、さらに層序や堆積年代を明らかにするために、堆積物の保存状態の良い低湿地において掘削調査を行った。調査したのは、色丹島の太平洋沿岸（南岸）で千島海溝に面するイネモシリ付近の泥炭地、及び色丹島北岸の斜古丹付近である。イネモシリでは、過去約 3000 年間の泥炭層中に最大 7 層の砂層が見られ、そのうちの 2 層は比較的内陸まで分布しており、津波堆積物の可能性が高い。斜古丹付近では、駒ヶ岳 c2 火山灰（1694 年噴火）の直下に津波堆積物の可能性のある砂層が観察された。

#### 2) 十勝平野太平洋岸における津波堆積物調査

十勝平野の太平洋岸において、海岸から 370m～625m の範囲で、合計 15 箇所の掘削調査を行

った。また、津波堆積物と考えられる砂層は全て採取し、粒径組成分析を行った。泥炭中には、5層の火山灰層と、少なくとも7層の砂層が挟まれる。火山灰層序に基づくと、顕著な津波堆積物は、約3000年前から1000年前の間に2層、1000年前から300年前の間に2層存在することが明らかとなった。これらの津波堆積物の層厚は、微地形の影響を受けるものの、概して海側においては厚く、内陸ほど薄くなる。また、海に近い地点では、一回のイベント堆積物がさらに2～3層に細分化できる。これは、一回の津波イベントで、2～3回の浸水があったことを示唆する。単一の津波堆積物を詳細に見ると、層の上部ほど粒径が細くなる（上方細粒化する）傾向にある。

## (b) 業務の実施方法

### 1) 色丹島における津波堆積物調査

色丹島には、2009年9月11日から14日の日程で行なわれた北方四島ビザなし訪問に参加し、地震専門家として渡航した。現地調査は、ロシア側研究者との共同研究によって行なわれた。現地では、堆積物の保存状態の良い泥炭地において、ピートサンプラーによる掘削調査を行った。

### 2) 十勝平野太平洋岸における津波堆積物調査

津波発生履歴解明のため十勝平野太平洋岸にある浦幌町豊北字ヌタバツトの原野（泥炭地）において、海岸から370m～625mの範囲に約20m間隔（一部10m間隔）で設けた調査地点、合計15地点で表層地質調査を行った。各地点では、ハンディジオスライサーを用いて、深度100cmまで掘削した。層序・層相の記載をより正確に行うため、水反応グラウト材を用いて、抜き取ったコアのはぎとり試料を作成した。また、粒径組成分析を行うために、砂層の試料を採取しそのうち半分（約10～30g程度）を取り分け、過酸化水素処理により有機物を除去したうえで、乾燥し、粒径組成分析を行った。粒径組成分析にはアメリカ・アールハム大学所有の粒径組成分析装置カムサイザー（レッチェ社製）を用い、1/16φの精度で測定した。測定方法は、Moore et al. (2006, 2007)を参考にした。測定結果に基づいて、ヒストグラム作成、統計処理を行った。

## (c) 業務の成果

### 1) 色丹島における津波堆積物調査

2009年9月11日から14日の日程で行なわれた北方四島ビザなし訪問・地震専門家交流の一環として、日本・ロシア両国の津波研究者による、津波堆積物調査が色丹島で行なわれた。野外調査を行ったのは、色丹島南部イネモシリ付近（Dimitrova, 9月12日）及び北部斜古丹付近（Malokurilskoye, 9月13日）である（Fig.23）。

イネモシリの湾に流入する河川の多くは、その下流域は泥炭地となっている。調査を行ったユルイ付近は、幅100m、奥行き800mの谷底に泥炭地が広がる。この泥炭地の6箇所、ピートサンプラーを用いた掘削調査を行った（Fig.24）。

海岸に一番近い地点12-1（海岸から330m地点）では、地表面から深さ340cmまで掘削した。その結果、泥炭層中に9枚の砂層を確認した。これら砂層のうち最上位の12-1(1)層は、地点12-1付近では層厚1～2cmの明瞭な砂層であるが、海岸から420mの地点12-2より内陸では見られない。この層は1994年の北海道東方沖地震で発生した津波による堆積物の可能性が高い。

12-1(2)及び(3)層は、層厚1～2cmの砂層で、この2層は地点12-4（海岸から580m）まで追跡できる。いずれも年代は明らかでないが、津波堆積物と考えられる。なお、地点12-4より内陸

では、礫を含む粗粒の堆積物（おそらく布状洪水または雨洗堆積物）が見られる。

各地点の堆積物の層序及び津波堆積物の対比について Fig.24 に示す。

斜古丹湾の西側約 500m の位置にある谷底（カゲノマ，地点 13-1）及び斜古丹湾岸の低地（地点 13-2）にも泥炭地が広がる。これらの泥炭地で各 1 箇所，計 2 地点でピートサンプラーを用いた掘削調査を行ったが，この 2 地点の調査で見つかった津波堆積物の可能性のある砂層は，地点 13-1 の地表面下 32～35cm に見られる薄い砂層のみである。その他には明瞭な津波堆積物は観察できなかった。

なお，斜古丹付近の 2 地点のコアでは，北海道起源と考えられる火山灰が認められた。地点 13-1 では，地表面下 42cm に層厚 3 mm 程度と薄いものの，白色ガラス質火山灰が明瞭に観察された。同様の火山灰層は，地点 13-2 でも確認された。また，地点 13-1 ではさらに，50cm 層準，80cm 層準にもそれぞれ火山灰薄層が見られた。これら 3 枚の火山灰層は，上位から，駒ヶ岳 c2 火山灰（1694 年），摩周 b 火山灰（1667 年），樽前 c 火山灰（約 2700 年前）に対比される可能性が高い。

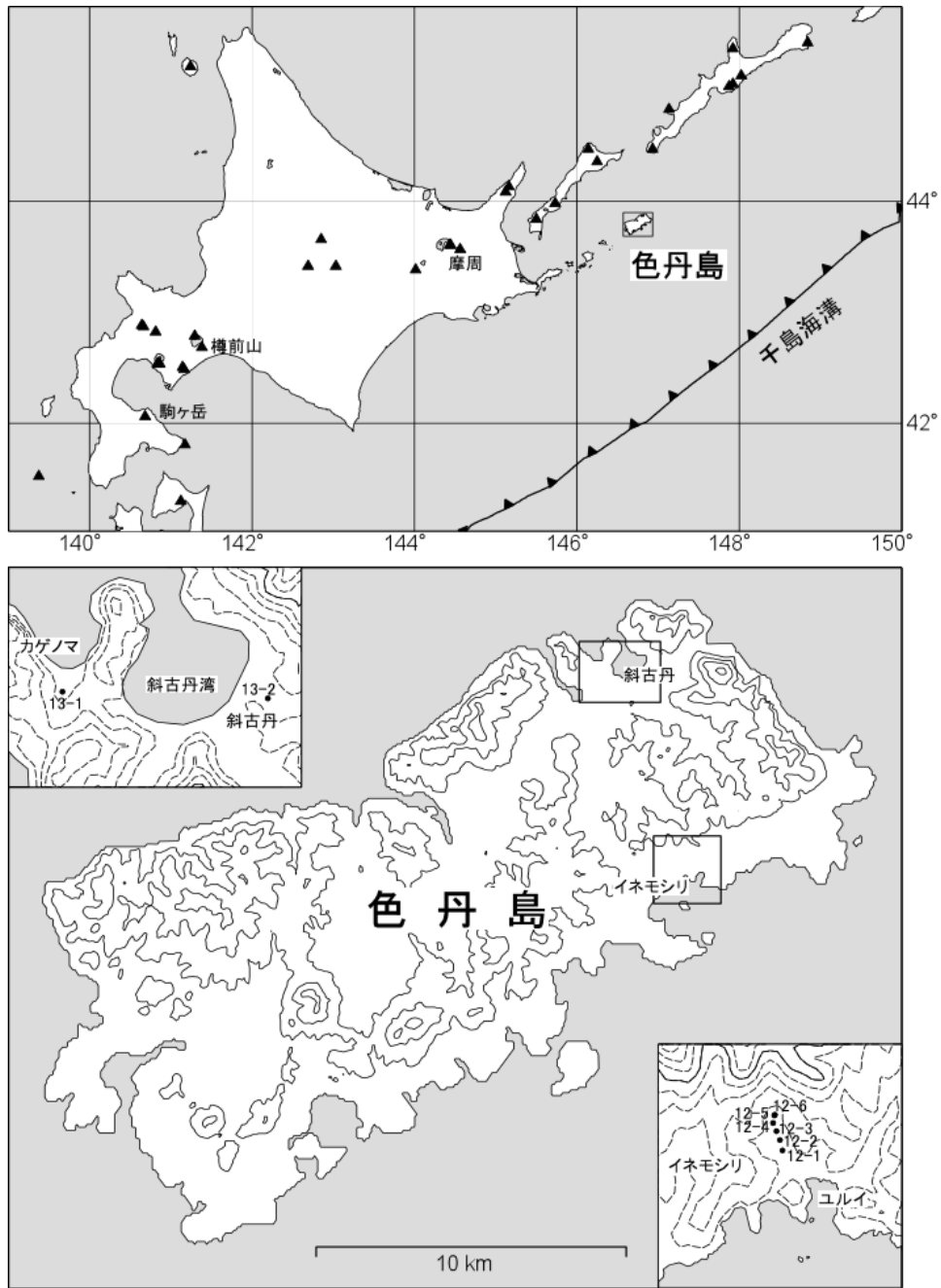


Fig.23 色丹島における調査地点



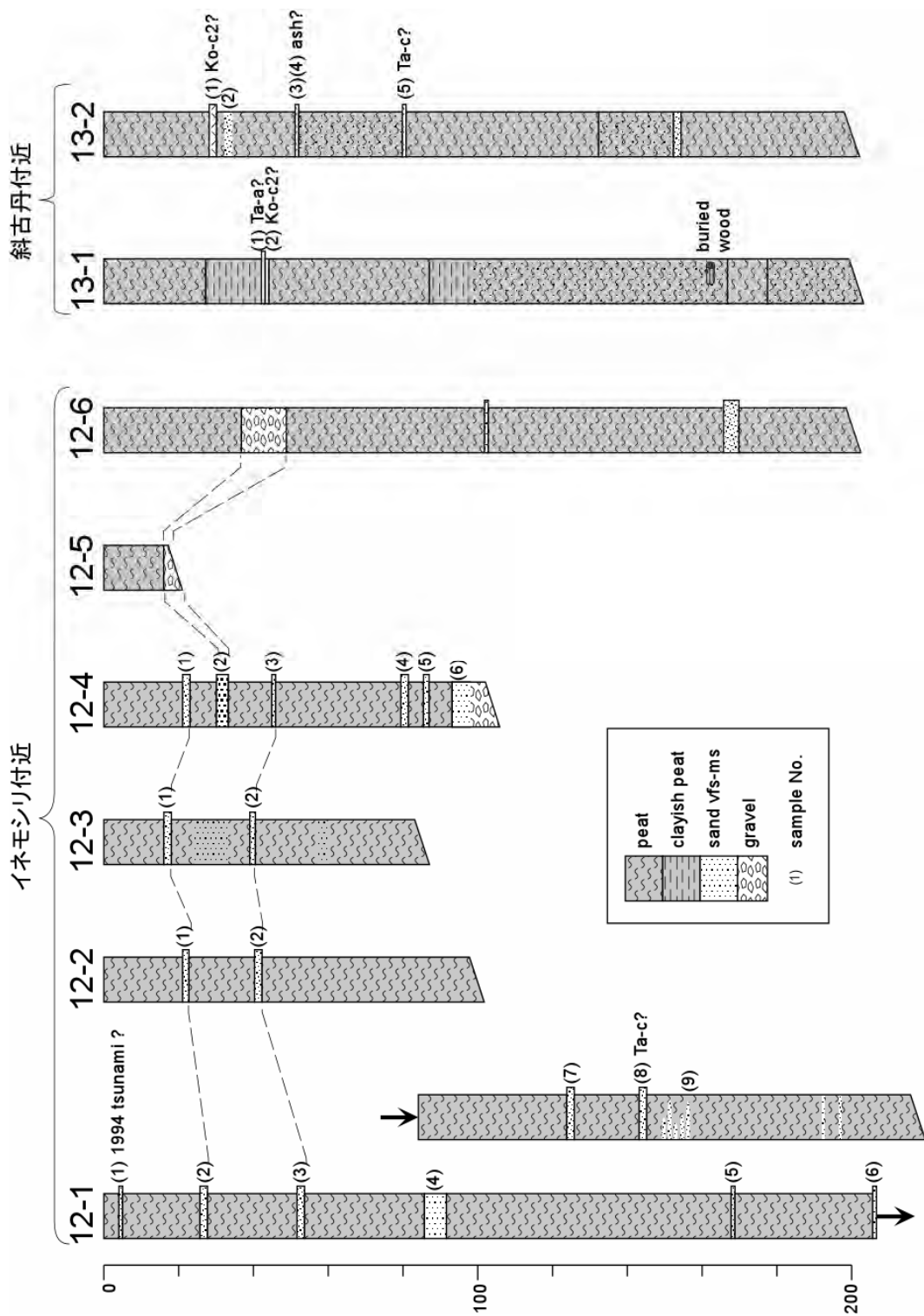


Fig.24 イネモシリ及び斜古丹付近の泥炭地における津波堆積物と火山灰の層序

## 2) 十勝平野太平洋岸における津波堆積物調査

十勝平野の太平洋岸の浦幌町豊北字ヌタベツトの泥炭地において、海岸から 370m~625m の範囲で合計 15 箇所の掘削調査を行った (Fig.25)。地点番号は、海岸から 430m の地点を便宜上 GS-1 地点とし、約 20m 間隔で調査地点を設けた。GS-4 と GS-5 の間は層相変化が大きいので、中間点 GS-4.5 でも掘削した。

ヌタベツトの現在の植生環境は、ヤチボウズなどに代表される湿地植生で、湿原周辺の比較的乾燥した箇所ではヤナギ科の木本が分布する。いずれもその表層地質は泥炭 (湿原植物遺体よりなる有機物層) からなる。泥炭中には、5 層の火山灰と、最大で 9 層の砂層が挟まれる。本調査で得た 5 層の火山灰は、上位から、

樽前 a 火山灰 (西暦 1739 年噴火 : Ta-a)

駒ヶ岳 c2 火山灰 (西暦 1694 年噴火 : Ko-c2)

樽前 b 火山灰 (西暦 1667 年噴火 : Ta-b)

白頭山苦小牧火山灰 (約 1000 年前 : B-Tm)

樽前 c 火山灰 (約 2700 年前 : Ta-c)

に対比される。最下位の Ta-c 火山灰層は樽前火山の約 2700 年前の噴火に由来するので、今回の掘削調査により約 3000 年間に発生した津波の痕跡を確認できたことになる。

また、9 層の砂層のうち 4 層は、層厚が比較的厚く、多くの地点において対比が可能であることから、津波堆積物と考えられる。ここでは、この 4 層を上位から TS1~TS4 として記載する。各調査地点における、火山灰と津波堆積物 (TS1~TS4) の層序を Fig.26 に示す。TS1~TS4 の対比は、火山灰層序、野外での層相、粒径分析結果 (Fig.27) に基づいている。以下、TS1~TS4 について、それぞれ詳しい特徴を記載する。

### a) TS1

Ta-b の直下に位置する津波砂層で、17 世紀前半のイベント堆積物と考えられる。野外では、層の上部に細礫を含む比較的粗粒のユニットが見られる。

粒径組成のモードは 0~1φ (1~1/2mm, 粗砂サイズ) で、各地点において緩やかな上方細粒化 (正グレーディング) の傾向が見られる。例えば、GS-11 (海岸から 625m 付近) では、粒径組成の平均値で 0.63 から 0.84φ へと (モードで 0.45 から 0.72φ へと)、上位ほど細粒になる。

しかし、TS1 が厚く堆積する地点において、粒径組成を詳細に見ると、2 回ないし 3 回の上方細粒化が認められる。例えば、GS-1 (430m) 地点では、GS-1-13 層準から GS-1-04 層準までの細粒化、及び、GS-1-03 から GS-1-02 層準までの細粒化が認められる。また、最上位の GS-1-01 層準は、GS-1-02 層準よりもわずかに粗粒である。一回の堆積作用においては重い物質 (粗粒物質) から軽い物質 (細粒物質) へと順に堆積すると仮定すると、この GS-1 地点においては 3 回の堆積作用があったと推定される。すなわち、このイベント (津波) では、3 回以上の浸水 (波) があったと推定される。GS-3 (470m) 地点よりも海側では、このような複数回の上方細粒化が顕著に見られる。例外的に GS-8 及び GS-9 地点でも 2 回ないし 3 回の上方細粒化が認められる。この 2 地点は、津波堆積物がたまりやすい微地形条件にあった可能性がある。

地点ごとの粒径変化を見ると、総じて海側よりも陸側で細粒となる。例えば、海岸に一番近い GS-14 (370m) においては TS1 の粒径 (平均値) は 0.16~0.62φ であるが、一番内陸の GS-11 (625m) では 0.63~0.84φ である。

b) TS2

TS2は、B-Tmの上位にある津波堆積物で、多くの地点において3つのユニットが認められる。また、GS-14、GS-3、GS-5、GS-11の柱状図(Fig.26)に明らかなように、中間のユニットにおいて最も細粒となる。下部ユニットの粒径(モード)は0~1φ程度、中部ユニットで1~2φ、上部ユニットで1φ前後を示す。各ユニットの粒径は、内陸の地点ほど、細粒になる。なお、TS2の粒径組成はTS1、TS3、TS4と比べて、平均値、モードともに高く(細粒を示す)、また、2~4φの細粒物質を多く含んでいる。津波発生時の海岸付近に、多量の泥を供給する地形条件があったと考えられる。また、GS-13では、上部ユニットと中部ユニットの間、中部ユニットと下部ユニットの間に、それぞれさらに細粒堆積物(GS-13-13、GS-13-15)が見られる。この細粒層はマッドドレイプ層と考えられる。以上より、TS2のイベントにおいても、TS1同様に、3回以上の浸水(波)があった可能性が高い。

c) TS3

TS3は、B-Tmの下位にある津波堆積物である。TS1、TS2と異なり、TS3の層相はほぼ塊状で、ラミナやサブユニット等の構造は見られない(ただし、GS-6では中間にやや有機質な薄層を挟む)。モードは0.5~1φ前後で、内陸部では1φよりわずかに高く(細粒に)なる。また、それぞれの地点において、わずかに上方細粒化する傾向が認められる。よって、TS3のイベントについては、複数回の浸水を示す証拠は見つからなかった。

なお、TS3とB-Tmの間には、多くの地点で2層の砂またはシルトの薄層が見られる。これらは、最も内陸のGS-11(現在の海岸から625m付近)でも見られることから津波堆積物の可能性もある。ただし、TS1~TS4と比べて明らかに細粒で、また、粒径組成のばらつきが大きい。

d) TS4

TS4の産出する深度が深いため、今回の掘削調査では、上位の津波堆積物が薄くなるGS-6(海岸から530m)より内陸でしか観察できなかった。粒径のモードは0.5~1.5φ程度で、やはり内陸の地点ほど細粒になる。GS-10、GS-11では、2つのユニットに分かれ、上部ユニットで粗粒化する。

なお、TS4とTS3の間にも薄い砂層またはシルト層が少なくとも1層あり、これも津波堆積物の可能性がある。

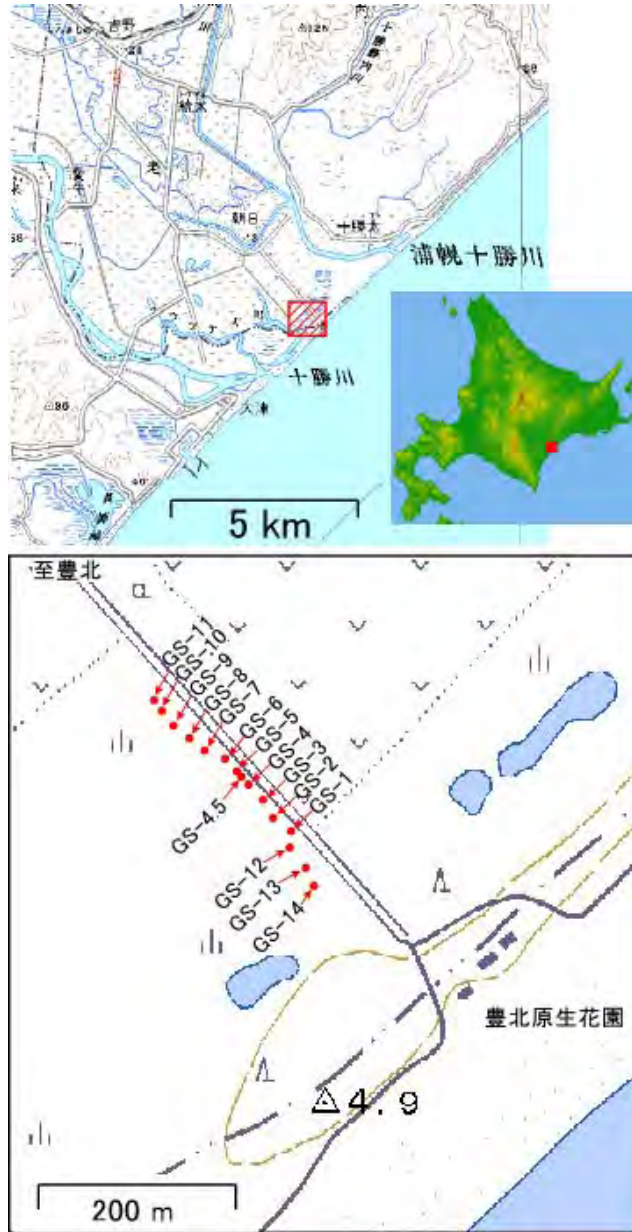


Fig.25 十勝平野太平洋岸（浦幌町豊北字ヌタバツト）の泥炭地における掘削調査地点

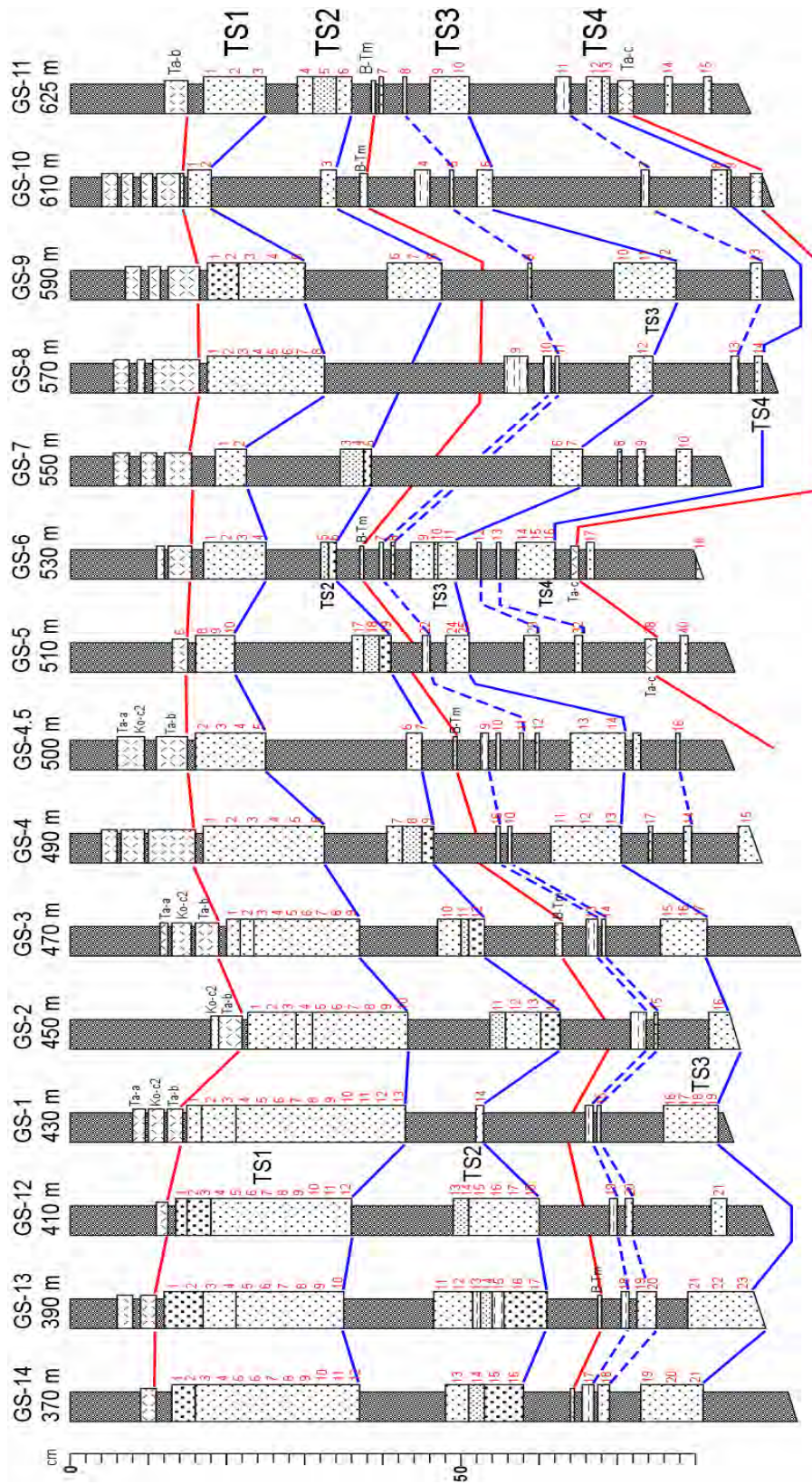


Fig.26 十勝平野太平洋岸の泥炭地における津波堆積物と火山灰の層序

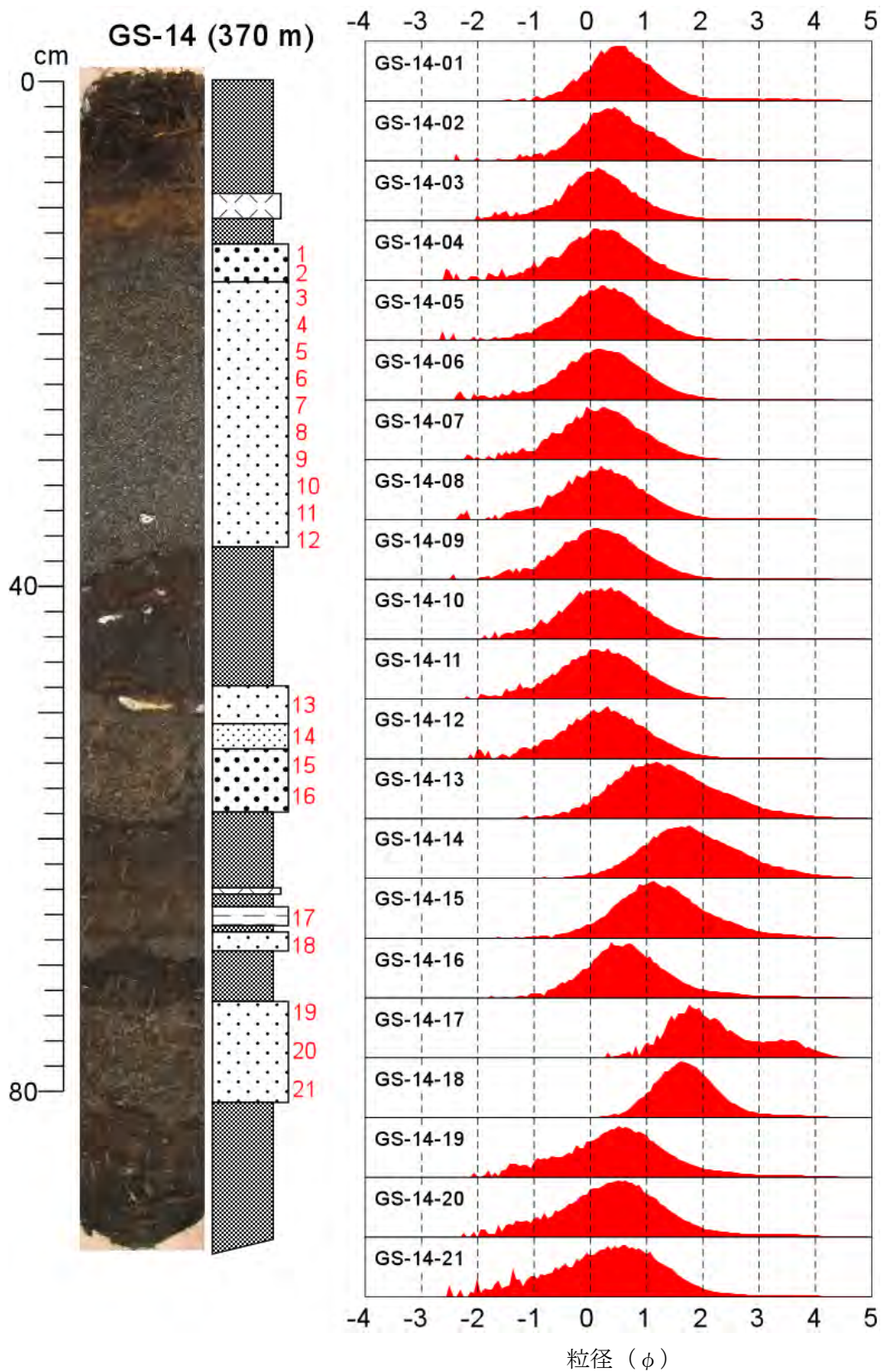


Fig.27-1 各調査地点における層序，サンプル層準，粒度組成分析結果ヒストグラム。  
粒径はφスケールで示す。

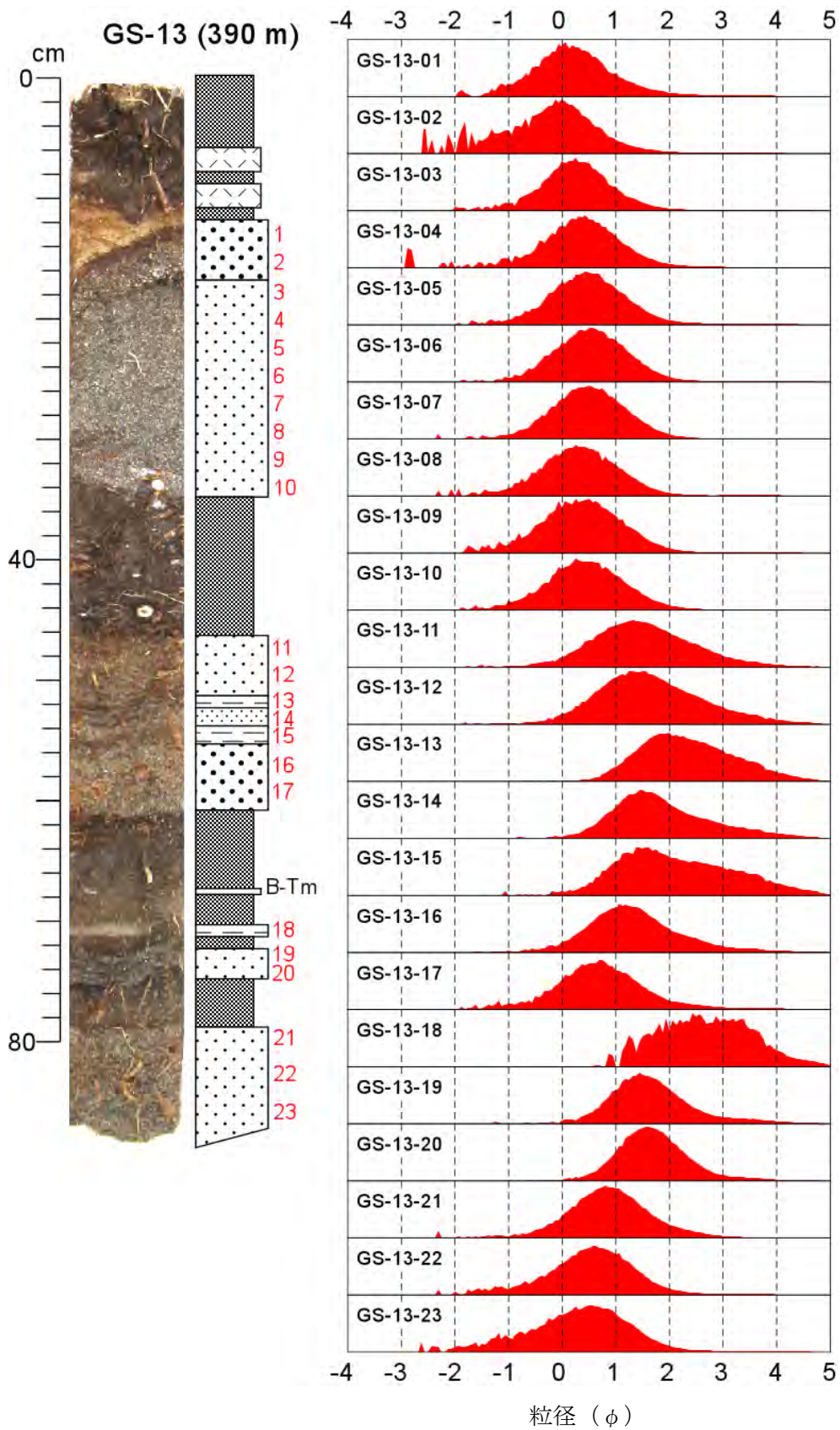


Fig.27-2 (つづき)

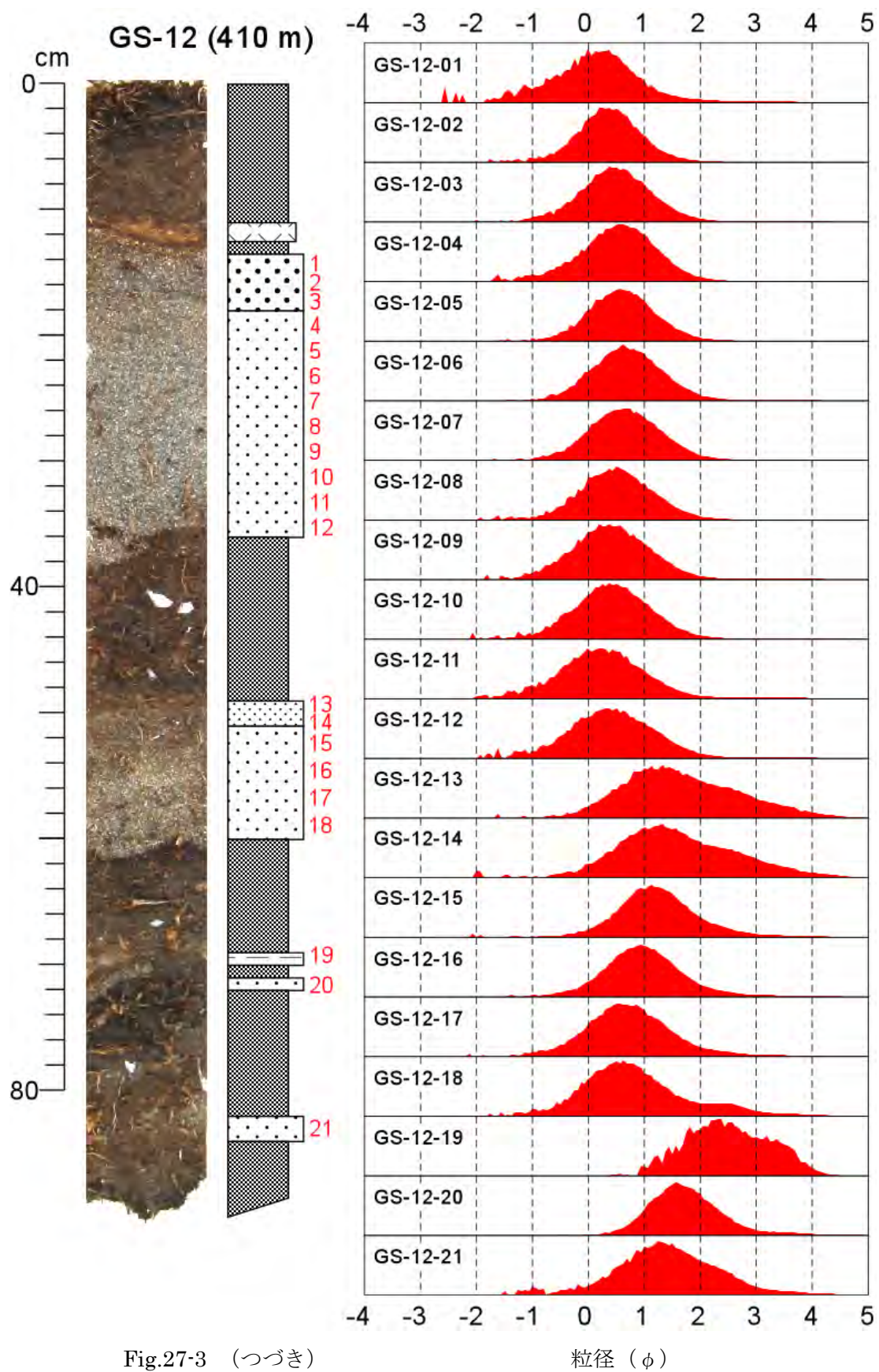


Fig.27-3 (つづき)



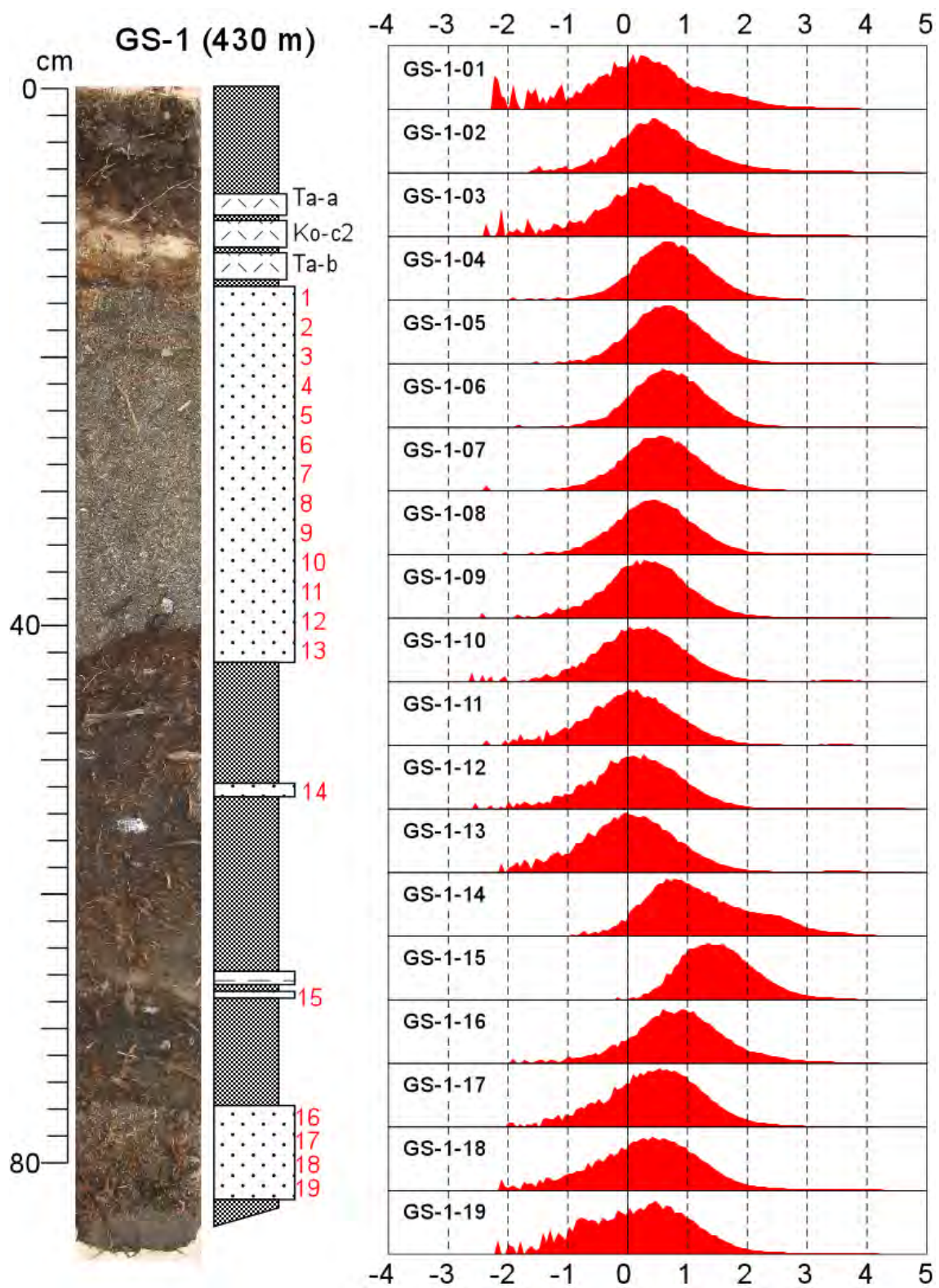


Fig.27-4 (つづき) 粒径 ( $\phi$ )

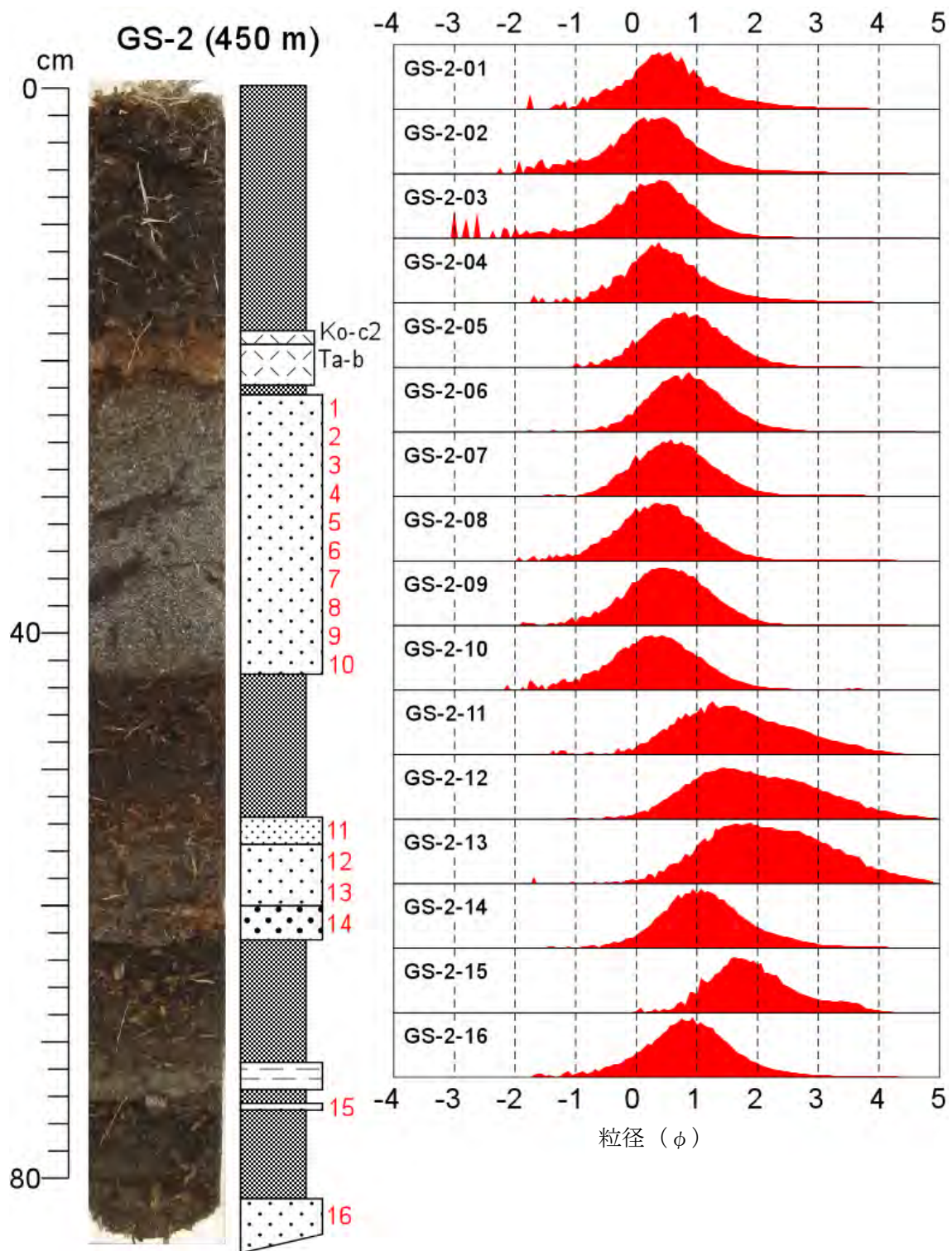


Fig.27-5 (つづき)

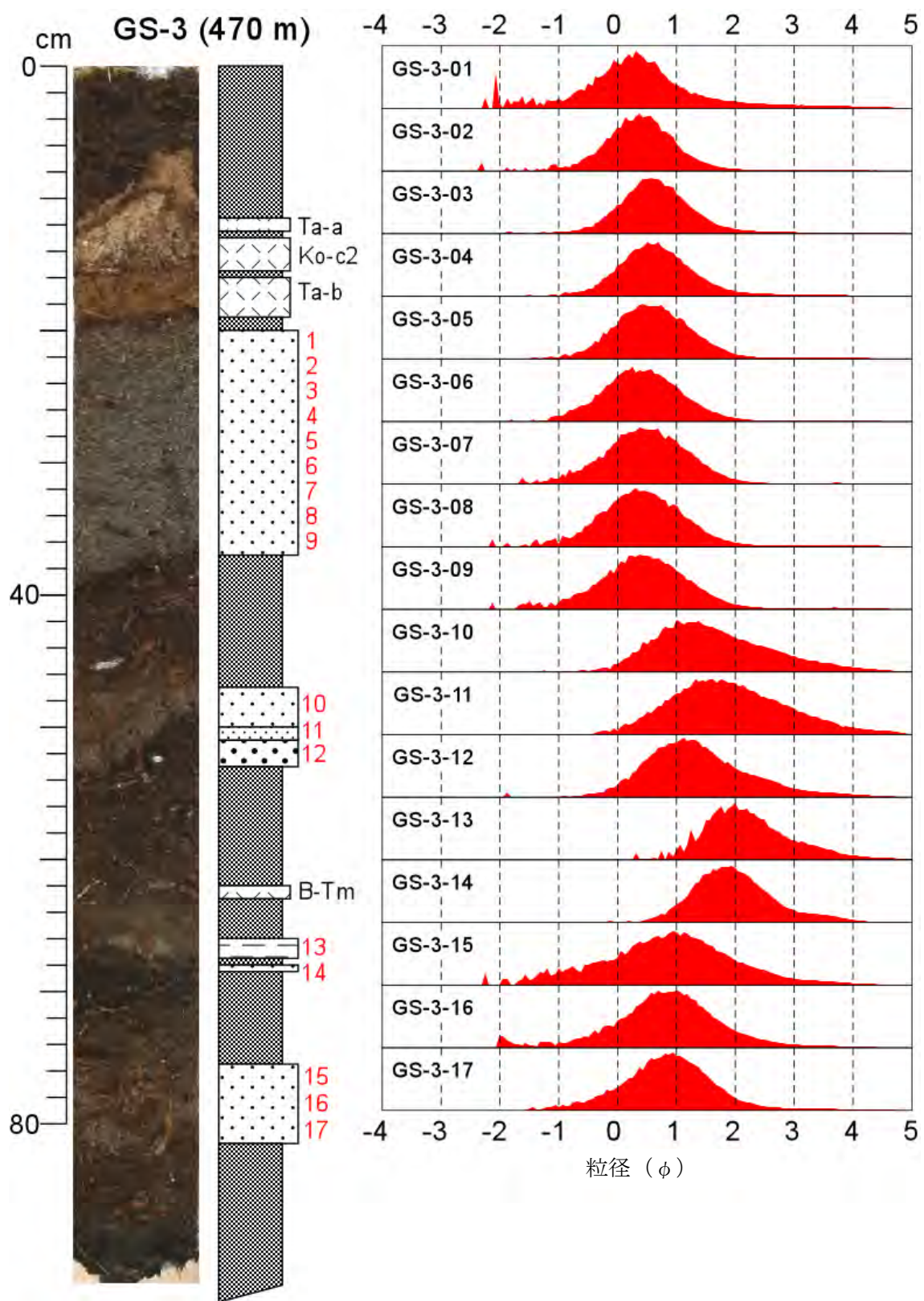


Fig.27-6 (つづき)

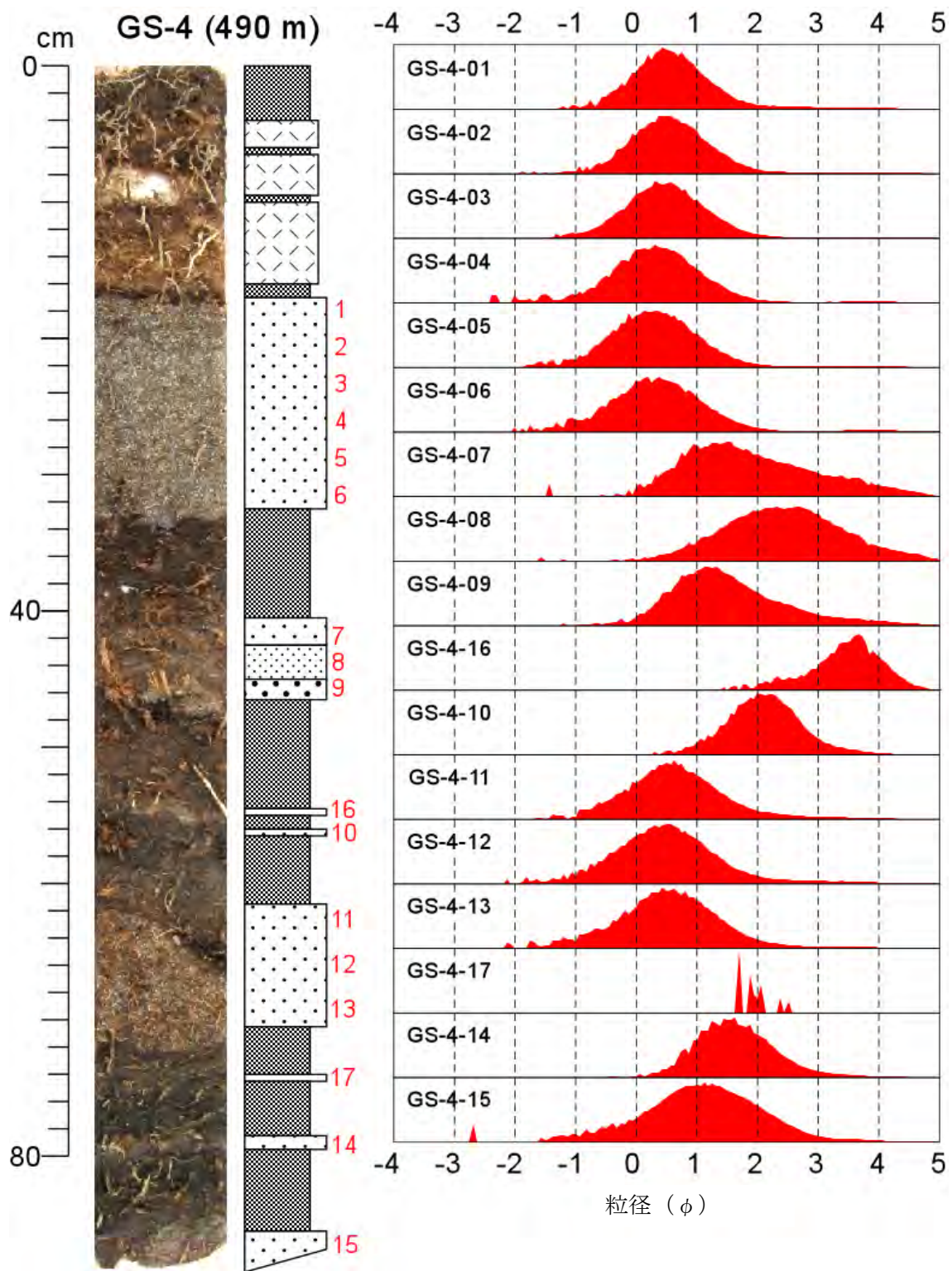


Fig.27-7 (つづき)

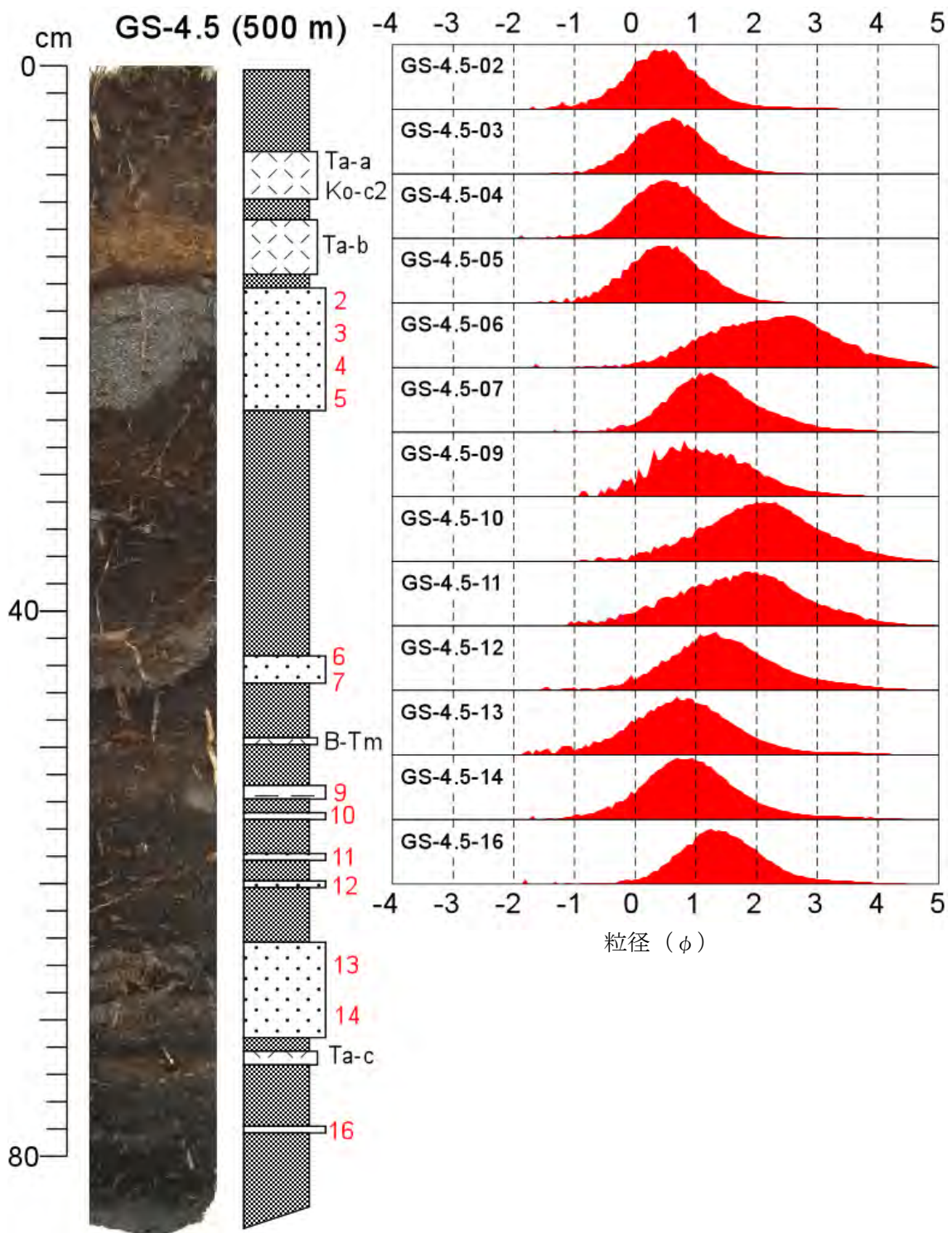


Fig.27-8 (つづき)

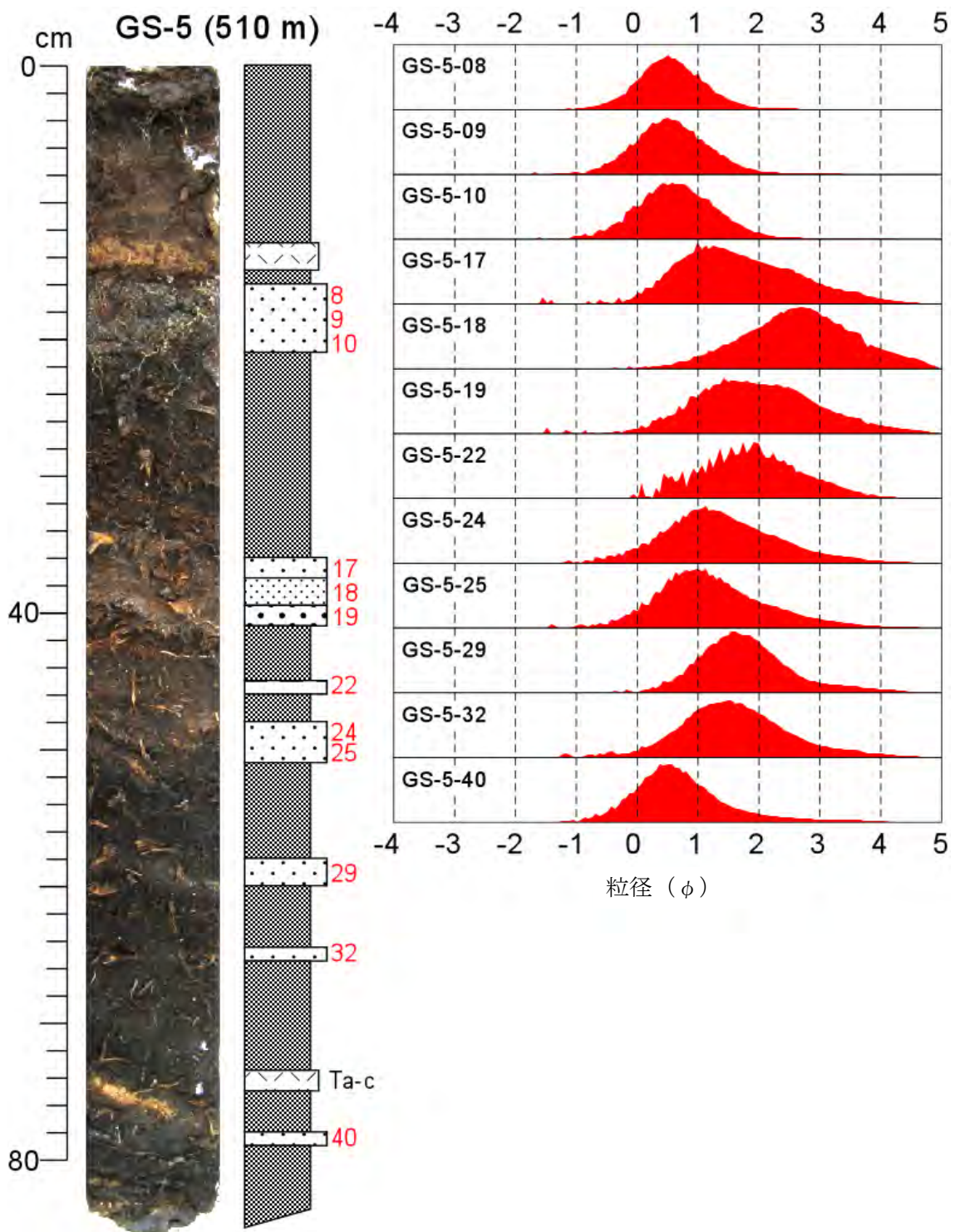


Fig.27-9 (つづき)

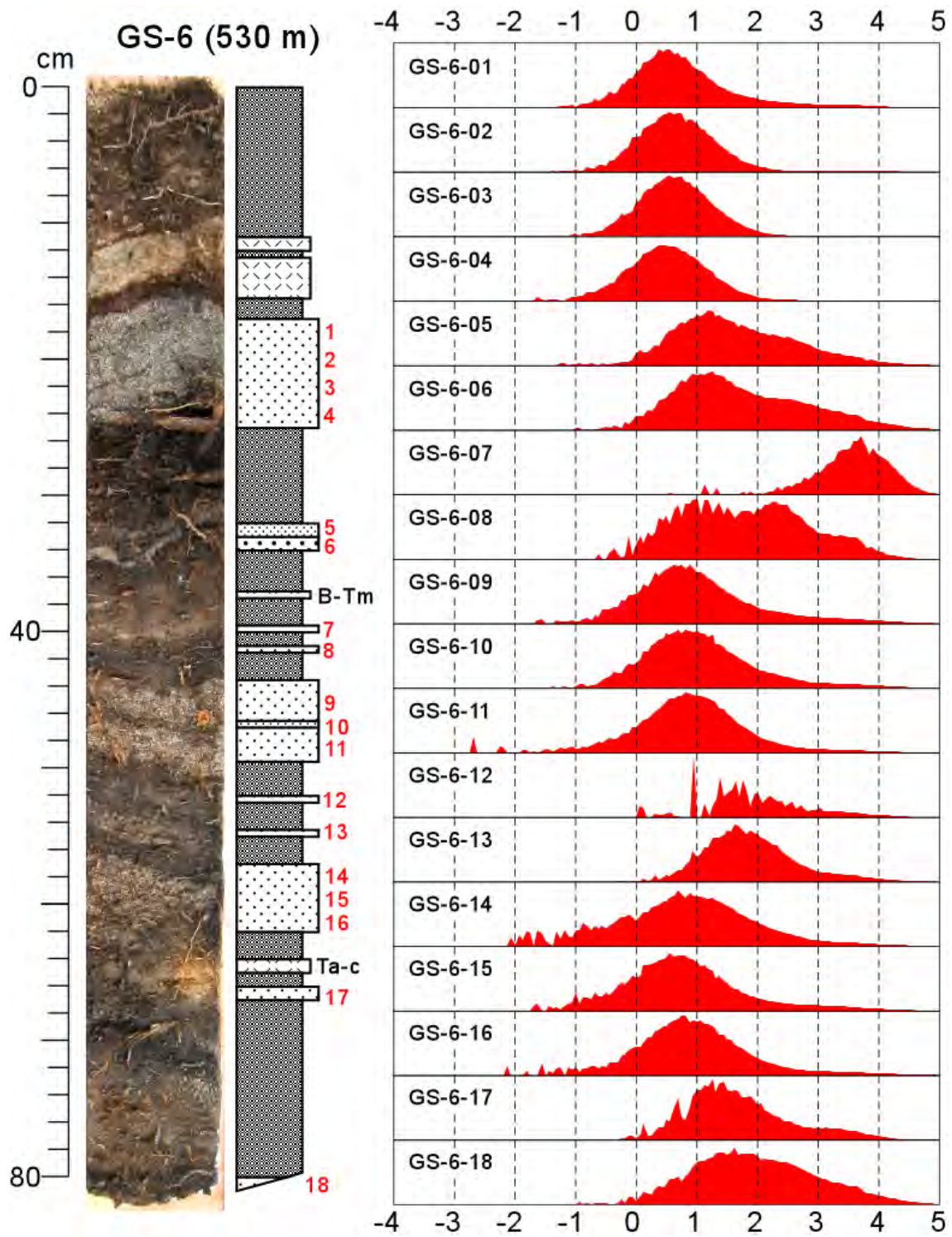


Fig.27-10 (つづき)

粒径 (φ)

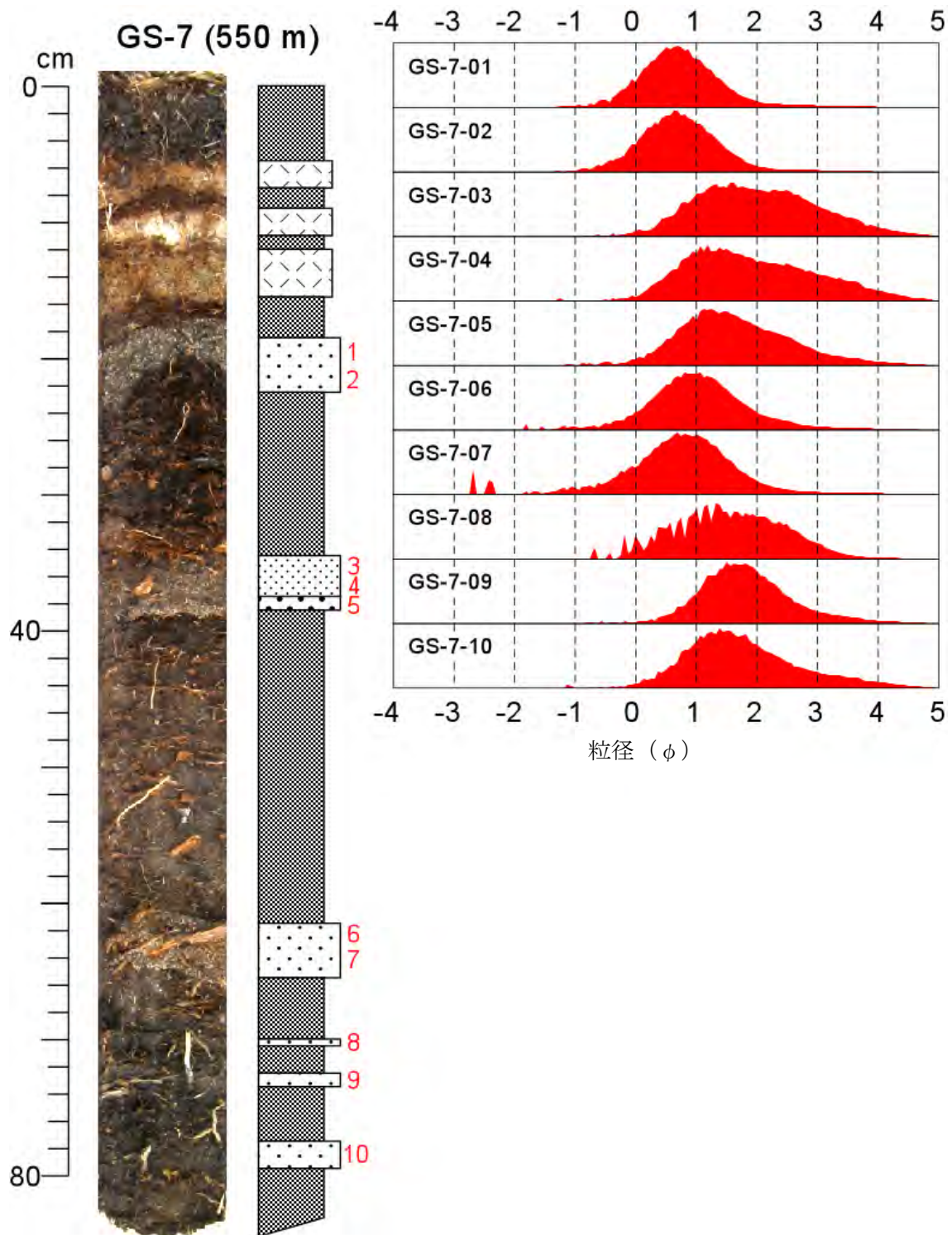


Fig.27-11 (つづき)



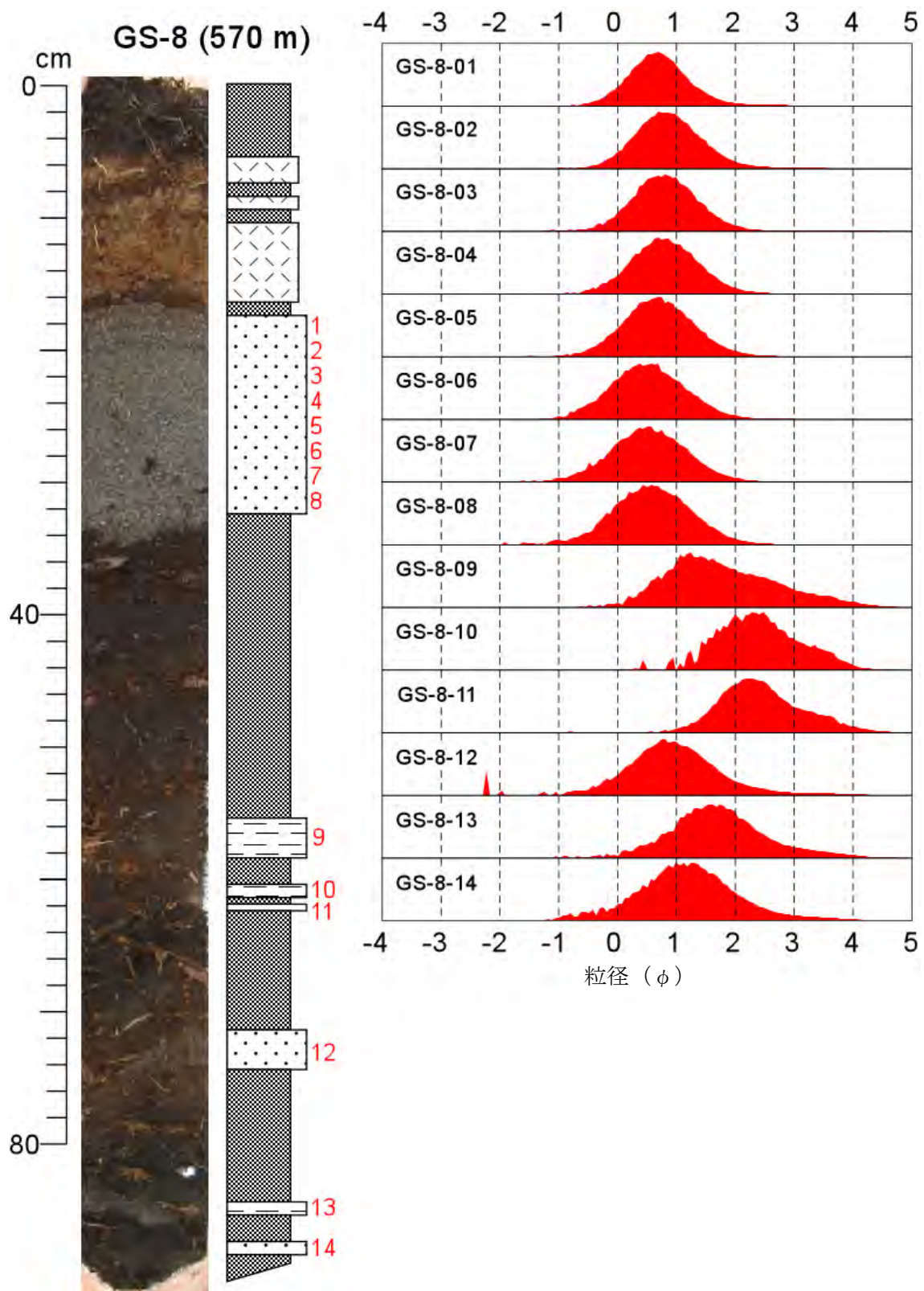


Fig.27-12 (つづき)

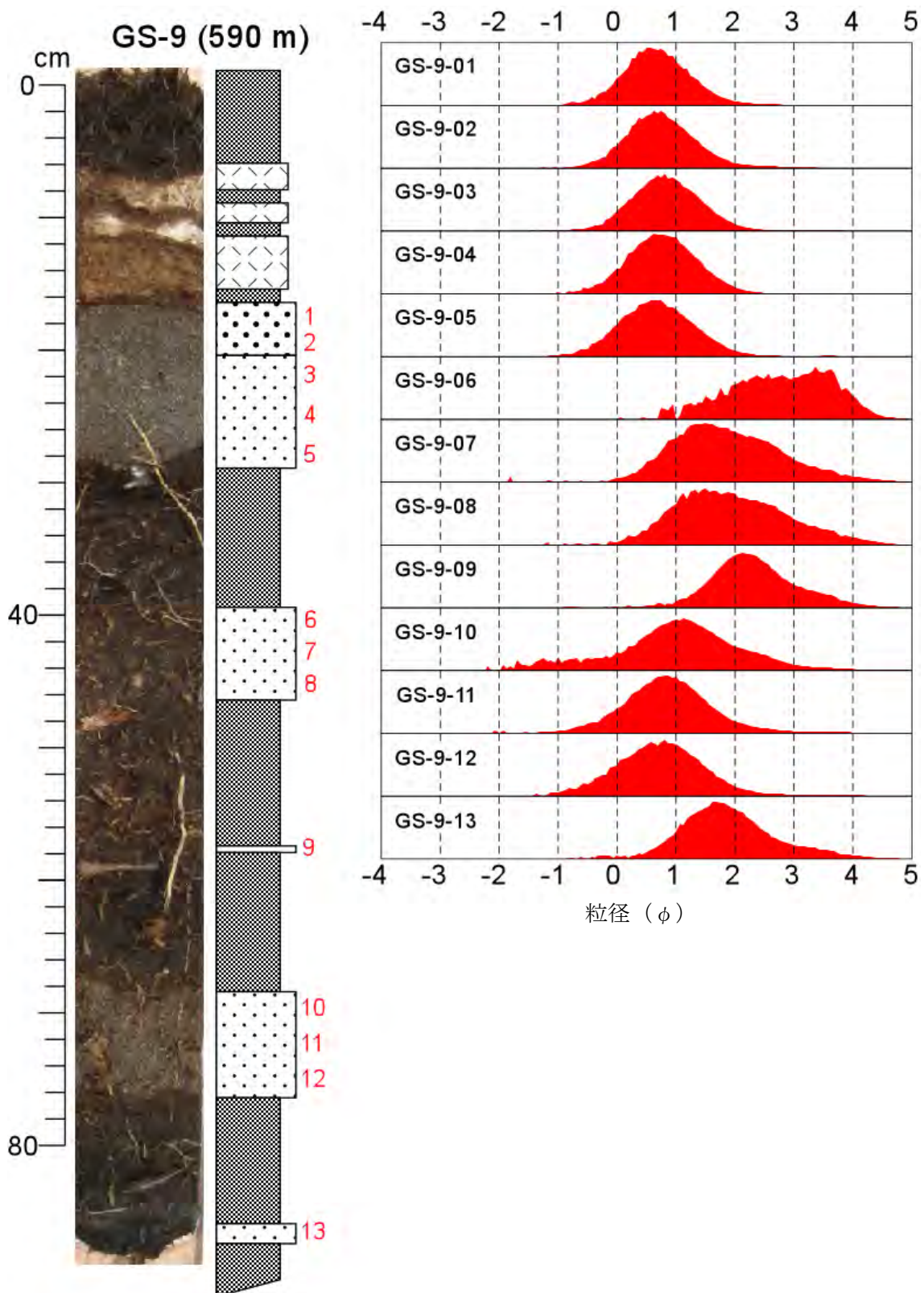


Fig.27-13 (つづき)

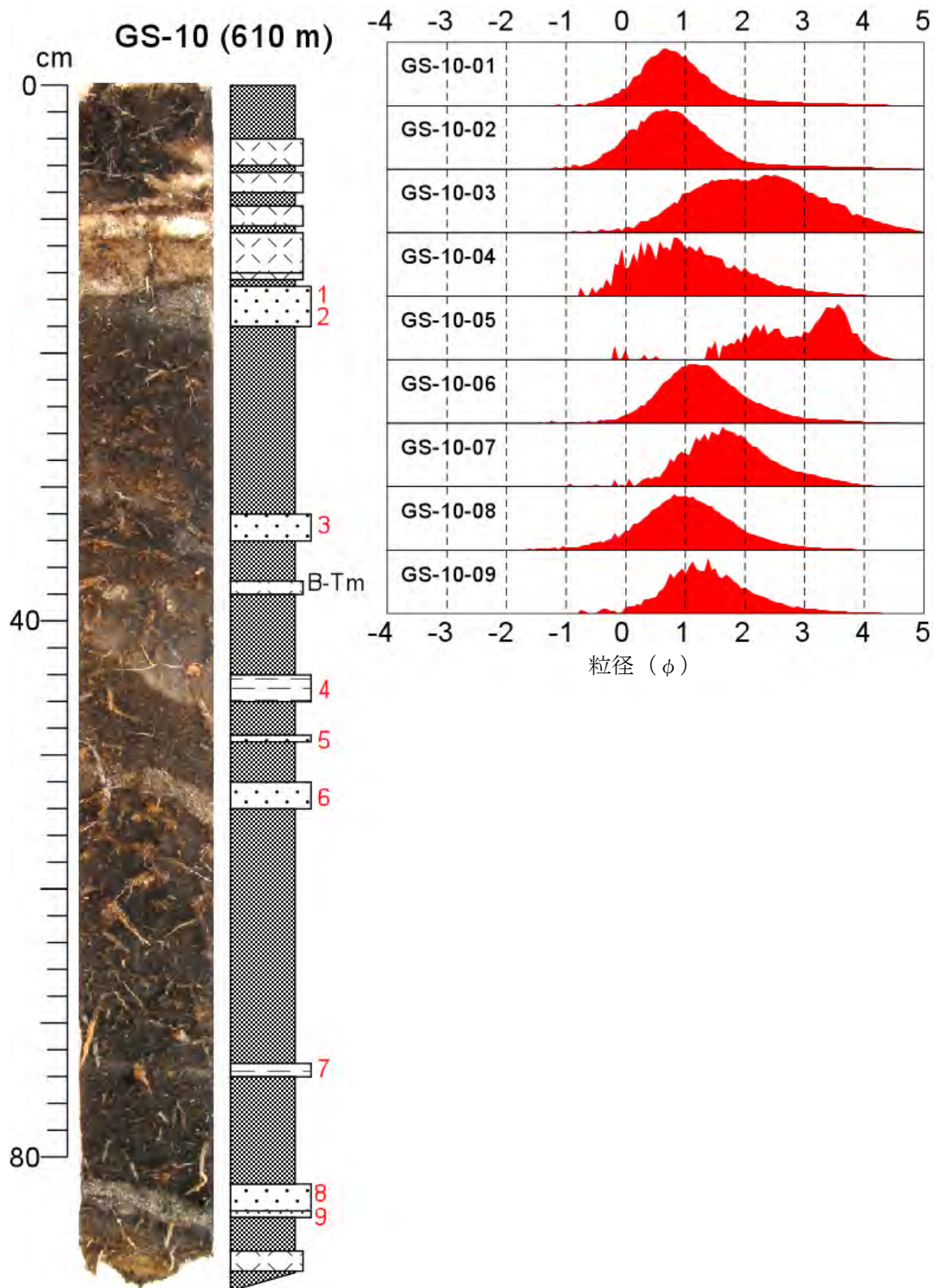


Fig.27-14 (つづき)

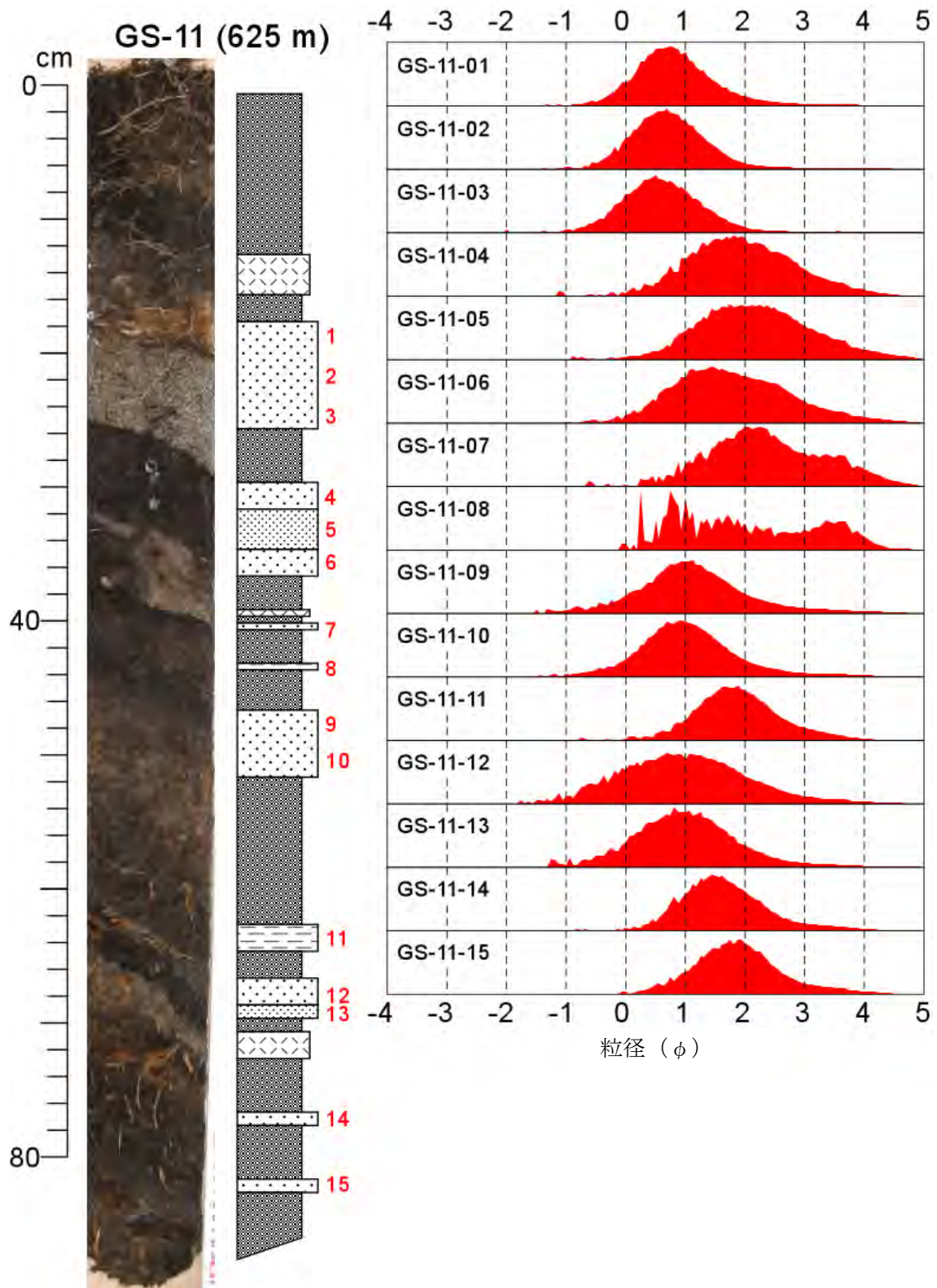


Fig.27-15 (つづき)

#### (d) 結論ならびに今後の課題

色丹島で行った調査のうち、色丹島太平洋岸のイネモシリでは、過去約 3000 年間の泥炭層中に最大 7 層の砂層が見られた。そのうちの 2 層は比較的内陸まで分布しており、津波堆積物の可能性が高い。

十勝平野太平洋沿岸の泥炭地で行った調査では、樽前 c 火山灰（約 2700 年前：Ta-c）より上位に 4 層の顕著な津波堆積物（TS1～TS4）が見つかった。また、やや不連続な薄層も少なくとも 3 層見られ、津波堆積物の可能性のある層が合わせて 7 層確認された。すなわち、今回の掘削調査により、約 3000 年間に 7 回の津波の痕跡を確認したことになり、この地域では 400～500 年に一度の頻度で津波の来襲を受けたことになる。また、今回確認された最新の津波堆積物は樽前 b 火山灰（西暦 1667 年噴火：Ta-b）に覆われており、17 世紀前半に巨大津波が発生したことが明らかとなった。なお、近年十勝平野沿岸で発生した津波（例えば、2003 年十勝沖地震津波）による堆積物は、今回の調査では確認できなかった。

今後の課題は、下記である

1) 巨大津波を発生させた地震の震源域の違いを知るためには、今年度十勝平野で行った詳細な解析を様々な場所で行い、津波イベント毎の津波堆積物の違いを明らかにする必要がある。さらには色丹島をはじめとする北方四島の津波堆積物との比較も必要となる。

2) 津波堆積物と、ストームなど異なる成因による堆積物との判別が明確でないことである。判別法は、Morton et al. (2007) など、いくつかの研究事例があるとはいえ、明確な基準はまだ確立されていない。

3) 陸上で記載される津波堆積物の対比については、現在のところ火山灰層序や放射年代などに基づいてなされているが、それらが利用できない地域や年代については、津波堆積物の対比そのものについての問題が残されている。この問題については今後、粒径組成だけでなく、構成物や粒子形態などのデータと合わせて考察を進める予定である。

#### (e) 引用文献

- Moore, A., Y. Nishimura, G. Gelfenbaum, T. Kamataki, and R. Triyono, 2006, Sedimentary deposits of the 26 December 2004 tsunami on the northwest coast of Aceh, Inonesia. *Earth Planets Space*, 58, 253-258.
- Moore, A., B. G. McAdoo, and A. Ruffman, 2007, Landward fining from multiple sources in a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami, Newfoundland, *Sedimentary Geology*, 200, 336-346.
- Morton, R. A., G. Gelfenbaum, and B. E. Jaffe, 2007, Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples, *Sedimentary Geology*, 200, 184-207.

#### (f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
中村有吾・西村裕一・中川	国後島南部における北海道起	日本地球惑星科	平成 21 年 5 月

光弘・V.M. Kaistrenko・ A. Ya. Iliev	源の完新世広域テフラの同定	学連合 2009 年大会	20 日
Nakamura, Y., Y. Nishimura, K. Hirakawa, Y. Tanioka, T. Pinegina, and K. Kravchunovskaya	Chronology of tsunami and tephra on Paramushir Island, northern Kuril Islands.	American Geophysical Union	平成 21 年 12 月 18 日
中村有吾・西村裕一・中川 光弘・V.M. KAISTRENKO・ A. Y. ILIEV	国後島南部および色丹島にお ける北海道起源の完新世広域 テフラの同定	火山	2009
西村裕一・中村有吾・ V.M. KAISTRENKO・ A. Y. ILIEV	南千島（北方四島）、国後島お よび色丹島におけるテフラと 津波堆積物	月刊地球	2009
谷岡勇市郎・西村裕一・中 村有吾・平川一臣・T.K. Pinegina・ A. E. Kravchunovskaya・ V. V. Ponomereva・ A. R. Gusman	巨大地震発生様式解明にむけ て北千島（パラムシル島・シ ムシュ島）での津波痕跡調査	月刊地球	2009

中村有吾・西村裕一・中川光弘・KAISTRENKO, V.M.・ILIEV, A.Y. (2009)「国後島南部および色丹島における北海道起源の完新世広域テフラの同定」火山. 54, 263-274.

西村裕一・中村有吾・KAISTRENKO, V.M.・ILIEV, A.Y. (2009)「南千島（北方四島）、国後島および色丹島におけるテフラと津波堆積物」月刊地球. 31, 311-320.

谷岡勇市郎・西村裕一・中村有吾・平川一臣・Pinegina, T.K.・Kravchunovskaya, A.E.・Ponomereva, V.V.・Gusman, A.R. (2009)「巨大地震発生様式解明にむけて北千島（パラムシル島・シムシュ島）での津波痕跡調査」月刊地球. 31, 321-333.

中村有吾・西村裕一・中川光弘・Kaistrenko, V.M.・Iliev, A.Ya. (2009.5.20.)「国後島南部における北海道起源の完新世広域テフラの同定」日本地球惑星科学連合 2009 年大会（千葉市，幕張メッセ国際会議場）

Nakamura, Y., Nishimura, Y., Hirakawa, K., Tanioka, Y., Pinegina, T., and Kravchunovskaya, K. (2009.12.18.) "Chronology of tsunami and tephra on Paramushir Island, northern Kuril Islands." American Geophysical Union (San Francisco, USA).

(g) 特許出願，ソフトウェアの開発，仕様・標準等の策定  
なし

(3) 平成 22 年度業務計画案

(a) 業務計画

- 1) 過去の巨大津波の時空間分布を明らかにするために、根室付近の海岸低地において、海岸付近から内陸部までの系統的な表層地質調査を行う。
- 2) 過去の巨大津波波源域の北東端を明らかにするために、ロシア科学アカデミー極東支部が保管している、色丹島をはじめとする北方四島採取試料の解析を行う。

(b) 実施方法

1) 根室付近の海岸低地において、海岸付近から内陸部までの系統的な表層地質調査を行う。ハンディジオスライサーを用いて、深度 1 m までの掘削調査を行い、津波堆積物、示標火山灰などの層序、層相を明らかにする。その際、ジオスライサー採取コアの表面を、水反応性グラウト材で剥ぎ取ることによって、詳細な岩相を記載する。また、津波堆積物の粒度分析、火山灰分析のための試料を採取する。

2) 採取した津波堆積物は、実験室内において前処理した上で、顕微鏡観察や粒度組成などの分析を行う。顕微鏡下での観察によって、構成物や粒子の形態などを記載する。また、粒径組成分析装置カムサイザーを用いて 1/16φ 精度での精密な分析を行う。これらのデータに基づいて、層ごとの特徴の違いを明らかにし、津波砂層の対比を行う。

3) 色丹島をはじめとする北方四島採取試料がロシア人研究者の手元にあるので、ロシア科学アカデミー極東支部（ユジノサハリンスク）に赴いて試料分析を行うとともに、日露間でのデータのとりまとめについての議論を行う。

(c) 目標とする成果

1) 根室半島には、堆積物の保存状態の良い低湿地が数カ所あり、いずれも地質調査に適しているので津波堆積物の層序・層相を詳細に記述する。また、高精度の粒径組成データや、構成物、粒子形態などに基づく正確な対比により、イベントごとの浸水範囲や到達高度をより正確に推定する。

2) 根室半島のデータと十勝平野海岸部で行った平成 21 年度の調査結果を合わせて、その共通性や、地域ごとの違いをより明確にする。また、千島海溝の沈み込み帯で繰り返し発生する地震津波、とくに数百年周期で発生する巨大津波の履歴を明らかにして、その影響評価や震源決定など、より精密な議論をする。

3) 津波堆積物の粒径組成やその変化を高精度に求めることで、津波堆積物と他の堆積物（河成、風成）の特徴の違いを明らかにする。

## 4. 全体成果概要

### 平成 21 年度成果概要

#### 1) 古地震調査：

1952 年カムチャツカ巨大地震 (Mw9.0) による地震・津波被害調査をソ連科学アカデミー地震協議会が地震発生後に実施し、それをまとめた報告書を入手し、日本語に訳した。この報告書には、カムチャツカ・千島列島沈み込み帯で発生した M9 クラスの地震による津波の遡上域・遡上高が詳細に記載されており、パラムシル島沖で最大遡上高が記載されていることから、カムチャツカ半島沖よりもパラムシル島沖のすべりが大きかったことを示唆する可能性がある。

平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカから収集された 1963 年択捉沖巨大地震及びその最大余震による津波波形記録をデジタル化し、潮汐応答を取り除き津波波形インバージョンに使用できる津波波形データを作成した。津波数値計算に使用する千島列島付近及び検潮所近傍の詳細な海底デジタルメッシュデータを作成した。

1963 年択捉沖巨大地震による津波数値計算を実施し、津波波形インバージョンにより 1963 年択捉沖巨大地震のすべり量分布を推定した。この結果、この地震の最大すべり量は 2.8m で 1 m 以上のすべり量が推定された範囲は長さ 300km に渡り、2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西側に達していることが分かった。つまり、2006 年中千島地震は 1963 年択捉沖地震の北東側で発生しその間に空白域が存在しないことが明らかになった。さらに、1963 年択捉沖地震の最大余震 (Ms7.2) のすべり量分布を津波波形インバージョンにより暫定的に推定した。この結果この地震が「津波地震」の特徴を備えていることが明らかになった。今後も日本の津波記録を含めた精度良い解析を実施する必要がある。

#### 2) 津波堆積物調査

1) 色丹島において、津波堆積物の存在を確かめ、さらに層序や堆積年代を明らかにするために、堆積物の保存状態の良い低湿地において掘削調査を行った。

調査地域は、色丹島の太平洋沿岸（南岸）の千島海溝に面するイネモシリ付近の泥炭地及び色丹島北岸の斜古丹付近である。イネモシリでは、過去約 3000 年間に堆積した泥炭層中に最大 7 層の砂層が見られ、そのうちの 2 層は比較的内陸まで分布しており、津波堆積物の可能性が高い。斜古丹付近では、駒ヶ岳 c2 火山灰（1694 年噴火）の直下に津波堆積物の可能性のある砂層が観察された。

2) 十勝平野の太平洋岸において、海岸から 370m～625m の範囲で、合計 15 箇所の掘削調査を行った。また、津波堆積物と考えられる砂層は全て採取し、粒径組成分析を行った。泥炭中には、5 層の火山灰層と、少なくとも 7 層の砂層が挟まれる。火山灰層序に基づくと、顕著な津波堆積物は、約 3000 年前から 1000 年前の間に 2 層、1000 年前から 300 年前の間に 2 層存在することが明らかとなった。津波堆積物の層厚は、微地形の影響を受けるものの、



概して海側においては厚く、内陸ほど薄くなる。また、海に近い地点では、一回のイベント堆積物がさらに2～3層に細分化できる。これは、一回の津波イベントで、2～3回の浸水があったことを示唆する。単一の津波堆積物を詳細に見ると、層の上部ほど粒径が細くなる（上方細粒化する）傾向にある。

## 5. 活動報告

### 5. 1 会議録

平成 21 年 7 月 10 日：研究計画に関する打ち合わせ（札幌）

出席者 谷岡勇市郎，勝俣 啓，西村裕一，中村有吾，前田宣浩

議事内容 平成 21 年度の各項目での調査・解析計画について報告を受けた。

海外での調査・データ収集の予定について話し合いを行った。

平成 21 年 3 月 18 日：平成 21 年度報告書の作成についての打ち合わせ（札幌）

出席者 谷岡勇市郎，勝俣 啓，西村裕一，中村有吾

議事内容 平成 21 年度の調査研究の概略の報告と，報告書執筆の予定について確認した。

平成 22 年度の計画についての展望について議論した。

### 5. 2 対外的発表

特になし

## 6. むすび

古地震調査では、平成 20 年度までに日本、ロシア及びアメリカから収集した津波データを基にいくつかの知見が得られた。

1963 年択捉島沖（ウルップ島沖）地震の震源過程を津波波形インバージョン解析により推定した結果、震源断層の長さは 300km 程度であることが分かった。推定されたすべり量分布から計算される  $M_w$  は 8.2 と推定された。推定されたすべり量分布から 1963 年択捉島沖地震の震源域は 2006 年中千島地震の震源域のすぐ南西に接していることが分かった。2つの地震の間には重複もなければ空白域も存在しないことが示された。1995 年択捉島沖地震が 1963 年択捉島沖地震の震源域の南西側のみを破壊したことを考えると、将来発生する択捉島沖地震は今回大きなすべりが推定された北東側の震源域のみの破壊になる可能性が高いと予想される。

千島列島の巨大地震の長期予測精度を上げるためには、今後はさらに南西側の 1958 年択捉島沖地震の震源域や 1969 年色丹島沖地震の震源域との関係を明らかにする必要がある。

1963 年択捉島沖地震の最大余震は、地震動の大きさと比較して津波が異常に大きな「津波地震」と言われている。津波波形を用いて解析した結果、すべりは海溝寄りに集中しており、津波地震の特徴を示していることが分かった。しかし、観測点配置に偏りが見られ推定誤差が大きい。今

後、日本で観測された津波波形を収集して再解析を行い、さらに精度の良い解析結果を得る必要がある。

津波堆積物調査では、色丹島での調査結果からイネモシリでは、過去約 3000 年間に堆積した泥炭層中に最大 7 層の砂層が見られ、そのうちの 2 層は比較的内陸まで分布しており、津波堆積物の可能性が高いことが判明した。さらに斜古丹付近では、駒ヶ岳 c2 火山灰（1694 年噴火）の直下に津波堆積物の可能性のある砂層が観察され、これは北海道太平洋沿岸で 17 世紀に発生したとされる巨大津波と同じイベントによる津波堆積物である可能性が高く、平成 22 年度以降の詳細なサンプル分析が期待される。また、十勝平野の太平洋岸において、海岸から 370m～625m の範囲で、合計 15 箇所の掘削調査を行ったところ、泥炭中には、5 層の火山灰層と、少なくとも 7 層の砂層が挟まれることが分かった。火山灰層序に基づくと、顕著な津波堆積物は、約 3000 年前から 1000 年前の間に 2 層、1000 年前から 300 年前の間に 2 層存在することが明らかとなった。今後も同様の解析を系統的に太平洋岸で行い、イベント毎の津波遡上域を推定し、その共通点あるいは相違点を明らかにすることで、海溝型巨大地震の長期予測の高度化を図る必要がある。

根室沖・千島列島沖の巨大地震に対する長期予測を向上するために、過去 100 年程度の巨大地震については古地震調査を、過去数千年程度に発生した巨大地震については津波堆積物調査を実施して、巨大地震発生の時空間分布および発生様式が徐々に明らかになってきた。プレート境界地震・津波地震・スラブ内地震が巨大地震となるこの地域で、余震域・津波波形解析からそれらの違いを明らかにすることが出来てきた。津波堆積物調査からは、上記過去 100 年程度の巨大地震よりも大きな地震によると考えられる超巨大津波イベントが色丹島でも明らかになっており、それら M9 クラスの巨大地震の震源域を把握することが重要になる。

付録 (Appendix)

ソ連科学アカデミー

地震協議会報告

No.4

E.F.Savarenski, V.G.Tishchenko,  
A.E.Svyatolovski, A.D.Dobrovolski,  
A.V.Zhivago

津波

1952年11月4-5日

## 序文

ソ連科学アカデミー常任委員会の依頼により E.F.Savarenski, A.D.Zhivago, V.G.Tishchenko, G.A.Skyridin は、1953 年4月にカムチャツカ太平洋沿岸と北クリル諸島における海底地震により 1952 年 11 月4-5日<sup>(1)</sup>に発生した津波に関する報告文を作成した。津波は激しい破壊と人的犠牲をもたらした。報告文には津波の原因と結果の分析、及び将来津波の際住民に対する可能な津波の予、警報に関する結論の一部も含まれる。本文はこの発表された報告文も含み発表される。

クリル諸島が日本に属した時期クリル諸島における津波は調査されなかった。その他の国においても津波は十分に調査されなかった。今日まで発表された津波の報告は次のわずかな二回である。1933 年三陸津波に関する報告と、1946 年ハワイ諸島津波に関するアメリカの報告。

本報告文の作成の際、利用したのは

- 1) 1952 年 11 月4-5日のカムチャツカ地震に関するソ連地震調査所のデータ
- 2) ソ連科学アカデミーサハリン支部のカムチャツカ地震に関する中間報告 (I.I.Katushenko, B.K.Keimov, F.I.Mcnakhov, M.D.Ferchev)
- 3) ソ連科学アカデミー火山実験室の職員 A.E.Svgatlovski, B.I.Piip, ソ連科学アカデミー地球物理研究所の職員 V.G.Tishchenko, Lennrproeki の地質学者 A.S.Ryshkovskoga が行ったカムチャツカ-クリル海岸の多くの地点における調査結果
- 4) カツチャツカ-クリル海岸の若干の地点における津波波高に関するソ連気象観測所のデータ

序論と第1章は、E.F.Savarenski 教授と、V.G.Tishchenko (ソ連科学アカデミー地球研究所)、第2章は地質鉱物学修士 A.E.Svyatolovski (ソ連科学アカデミー火山実験室)、第3章は、A.D.Dobrovolski 教授 (ソ連科学アカデミー地理研究所) によって書かれた。震央図は物理-数学修士 N.A.Finden (ソ連科学アカデミー地球物理研究所) によって作成された。写真は A.E.Svyatolovski, による。調査は E.F.Savarenski の指導による。

---

(1) 11 月4日はモスクワ時間, 5日は地方時間

## 序論

地震と稀に火山噴火と海底地滑りの際、海に波が発生し、時には沿岸を襲い大きい破壊をもたらすことが可能である。このような波は津波と呼ばれる。

破壊をもたらす津波は比較的まれで、普通太平洋域においてのみ観測される。これは巨大地震の大部分が太平洋沿岸地区に集中することによると説明される[5]。大津波は日において生じる巨大地震の際に発生する。

津波の被害を最も多く受けているのは、日本、ハワイ諸島である。[7]クリル諸島の北部、カムチャツカ東岸、及びアリューシャン、フィリピン、スンダ、ソロモン諸島、エクアドル沿岸において大津波が観測されることは比較的稀である。

大きい被害をもたらす津波もある。例えば 1896 年6月 15 日の津波の際、本州北東沿岸と北海道南岸を襲った7つの巨大な波は、800 km 以上を網羅し、その結果家屋が 1000 以上

破壊、流失し、2700人が犠牲となった。この際、沿岸の一部地点において波高は30mに達した。[6]殆どこのような大津波が1933年3月2日に発生し、全太平洋地域において比較的小津波が観測された。(オーストラリア、南アメリカ)

1883年8月26日クラカタウ火山噴火の際、大津波が発生した。(スンダ海峡)噴火は海底において生じ、波高は一部の地点において36mに達した。この津波はインド洋と大西洋においても認められた。津波による大きい損害を受けたのはセベジ諸島とジャワ島西部である。(死者5600名)

津波の発生原因と条件の調査は極めて不十分である。B.ゲーデンベルグの提案によると、[4]津波の原因は地震の際に発生する地すべりである。B.ゲーデンベルグは津波を発生させる地震のだいぶぶんが太平洋凹地斜面において生じ、地すべりを形成することが可能であると指摘した。

しかし、F.Shepardは[10]この説の根拠は不十分と考えた。何故ならば、例えば、カリフォルニア太平洋沿岸のキャニオンにおいて大きい地すべりが知られているが、津波を伴わなかった。太平洋凹地の大部分の斜面は密度が十分に高い岩石からなり、従って大きい地すべりが可能ではない。地すべりの速度は地震と関連する構造破壊過程の速度に比べ著しく遅いため津波の形成はないと考えられる。

我々は最も可能な次の説明を述べる。地表における一部の大地震の結果、断層とずれが形成される。もし海底に断層が生じるとその上の海水の体積は増し、隣接部は少なくなる。このような変化が同じであることは稀である。断層は音速に近い速度で形成される。海水において圧縮波と疎密波が発生し海面に達し津波の形成をもたらす。もし地震が地下深くで発生すると、地表または海底は破壊されず大地震はこの場合津波を伴わない。

観測によると地震の際、発生する津波は周期が10分から30分までの波形状に発生する。最大波は普通第2波である。津波の伝播速度は海洋の平均深度4000mの場合190m/sec又は、690km/時で、長さは100-300kmに達する。海岸においてこのような波は目立たなく船舶に被害を与えない。

海岸近くで水深が浅くなるにつれ速度は遅くなる。海岸における水深が一様でないため波の伝播方向は曲がる(屈折)。波高が水深と比較できる時に波の断面は歪曲し始める。波の全面傾度が上昇し波高が高くなる。波は水壁状になり、異常なエネルギーに伴い沿岸を襲う。波高と破壊力は沿岸線にも依存する。細長く狭くなる湾と海峡において波高と破壊力は特に上昇する。

過去のデータに基づき、津波の相対的波高を推定することが可能である。(海底地形の特徴、海岸線の輪郭、地震の最も可能な震央位置を綱領する。)現在、日本[11]とハワイ諸島[10]の津波の中間的区分け図が作成されている。このような区分けの信頼度は調査海岸、又は、島々の海の測量、地形測量に依存する。

津波による惨事を防ぐために地震調査機関の役割は大きい。地震波の伝播速度は約10km/secで、津波の平均速度は0.2km/secである。従って海底においての地震波の発見は津波を予告する基礎である。このような津波の予警報組織が1946年4月1日のアリューシャン地震後、アメリカ沿岸とハワイ諸島においてと日本においても整備された。

津波を発生させる地震の震央はハワイ諸島から遠くに存在する。従ってハワイの地震観測所が地震を記録した数時間後に津波が現れる。太平洋のソ連沿岸はこの意味において条

件は良くない。例えば、クリル諸島とカムチャツカにおいて地震の発生から津波の出現時までの間隔は震央に近い地点においては 20～40 分以下である。

## 第1章

### ソ連極東地方における地震と津波

#### 予備知識

カムチャツカ東岸とクリル諸島沿いに構造活動の高い所謂太平洋帯の一部が伸びている。(断層帯)これは、接する大陸部分と海洋底の激しい変形によって特徴づけられ、地殻の深部破壊が多い。地震の際、亀裂沿いに山塊が移動し、亀裂の存在は火山形成の好い条件である。

第1図は、ソ連地震観測所において決定された震央も示す。(1937年大津波をもたらした地震の震央も示す。位置は近似決定。)巨大地震はクリル凹地の一部、南の日本凹地への移行区、北のアリューシャン凹地への移行区に存在する。津波の発生をもたらす可能な巨大地震源は縦破壊系(大陸隆起と海洋沈降の境界面系)と横破壊の交差点に存在する。

#### カムチャツカにおける地震

カムチャツカにおける地震の最初のデータはカムチャツカの有名な研究者 S.P.Krasheninnikov の論文に見られる<sup>(1)</sup>。ここで 1773 年の地震の震度が東岸において 7-8<sup>(2)</sup>に達したと指摘されている。

その後、カムチャツカ東岸において知られている地震の震度は7以下である。以下 1773 年後の一部地震のデータを示す。

- 1791年4月15日 Nizhne-Kamchatsk における大地震(震度6-7);このような地震が 1791年8月 Petropavlovsk, Nizhne-Kamchatsk, Paratunka
- 1807年 Nizhne-Kamchatsk における地震(火山地震のようである)
- 1809年 強い地下衝撃, Petropavlovsk
- 1810年と1821年 大地震, Nizhne-Kamchatsk と Klyuchevski, Klyuchevskaya 山の噴火

---

(1) S.P.Krasheninnikov. カムチャツカ地震の記述, 科学アカデミー教授 Stepan Krasheninnikov, 1755年

(2) 我々は8ではないと推測する。

1827年 大地震(震度6-7), Avachi 町;窓がゆがみ, ガラスが割れる。

1841年5月8日 大地震(震度6-7), Petropavlovsk, ペーチカと煙突が破壊, 窓ガラスが割れ, 港近くの海岸において崖が崩れる。

1851, 1902, 1904, 1911年 かなり強い地震(震度5-6), Petropavlovsk

1923年2月23日 地震(震度6以下), 東海岸

1923年4月13-14日 地震(震度6-7), Ust-Kamchatsk とその南の方  
1931年(秋) 地震(>6), Klyuchi  
1936年9月 地震(震度6-7), Ust-Kamchatsk  
1948年10-11月 地震(>6), Klyuchi  
1952年11月4-5日 大地震(震度6-7), カムチャツカ

#### 1952年11月4-5日カムチャツカにおける地震の全体的データ

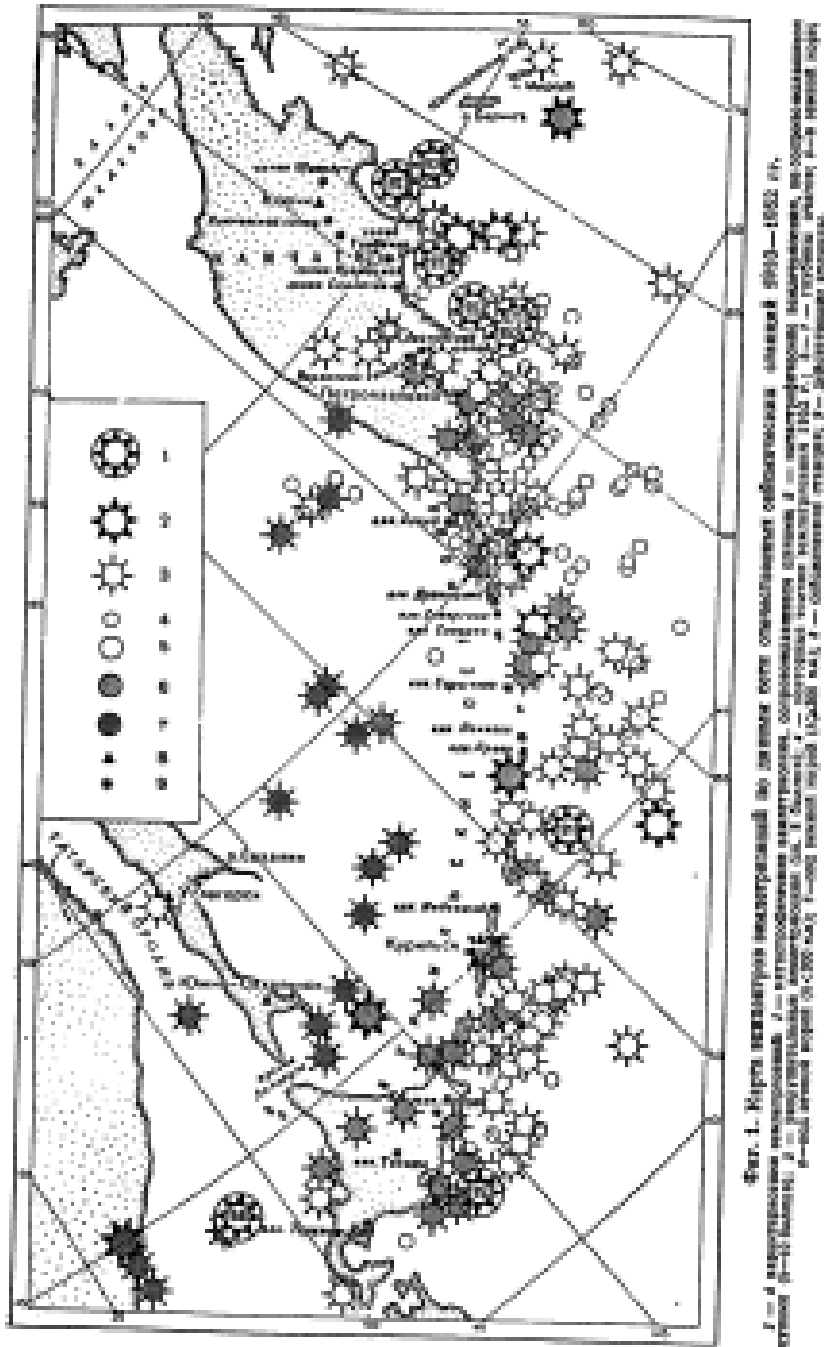
1952年11月4-5日のカムチャツカにおける地震の前, 1952年3月4日北海道東海岸近くで, これより弱くない地震が先行する。

ソ連の地震観測所のデータによるとこの地震の震央位置は $41.8^{\circ}$  Nと $143^{\circ}$  8Eであった。モスクワにおいてこの地震がもたらした地面の震幅は  $2000 \mu m$  を上回る。(距離は約7000Km)地震は多くの余震を伴った。1952年7月まで多くの余震の震央は, 同時に南と北の方に振動は生じたが, 北とクリル凹地の中央部に移動したことを指摘する。1952年3月4日の地震により発生した破壊津波に関するデータが存在する。

1952年11月4-5日のカムチャツカ地震の震央はソ連の51観測所のデータによる決定では,  $52^{\circ}$  3Nと $161^{\circ}$  E地点に存在する。(クリル凹地の北端)震央位置決定の誤差は50Km以下である。

地震はモスクワ時間の11月4日19時58分20秒, 又は, ペトロハブロフスク時間の11月5日3時58分20秒に発生した。モスクワにおける地面の最大振幅は $2300 \mu$ に達した。放出エネルギーの量によると地震波1948年のアシハバード地震の数倍上回る。

地震観測所によって記録された振動特性によると, 地震源の深さは20-30Kmを上回らない。



第1図、1910-1952年国内地震観測所網のデータによる地震の震央図

1-4 地震の特性;1-津波を伴う巨大地震;2-津波を伴わない巨大地震(震度9-10);3-破壊地震(震度8以上);4-1952年地震の余震;5-7-震源の深さ;5-地殻の下( $h < 300\text{Km}$ );7-地殻の下( $h > 300\text{Km}$ );8-地震観測所;9-活火山

地震の極めて高い震度と、これによって発生した津波は震央帯における海底地形の大きい破壊を示す。



震央から最も近い海岸地点(カムチャツカ, Shipunski 岬)までの距離は 140Km である。ペトロパブロフスクまでの距離は 200Km である, Severo-Kurilsk までは約 350Km である。震央が海岸から遠く震源深度も浅かったので, 地震は著しい破壊を伴わなかった。建築物, 施設の被害調査によると, クルリ-カムチャツカ沿岸における震度は7以下で, ペテロパブロフスクでは6, 南では少し高かった。[7]ペテロパブロフスクの北では震度は弱かった。Ust-Kamchatsk においては5であった。Kronotski 半島から北クリル諸島まで建築物の被害とペーチカ, 煙突の崩れ等が観測された。ペテロパブロフスクと, その近郊において建築物, 施設の被害は比較的小さかった。

カムチャツカ海岸沿いの震央帯が長いことは11月4-5日の地震絵ねる日一の変化が殆ど700Km にわたって比較的小さく, 震源深度が浅いことを示す。

地震は多くの余震を伴い, その回数とエネルギーは次第に減少した。11月4日から10日までペテロパブロフスク地震観測所は余震 507 を記録した。これらの大部分はソ連の多くの地震観測所においても記録された。

11月4-5日最も大きい破壊と被害をもたらしたのは地震の結果, 発生した津波であり, 津波はカムチャツカ東岸とクリル諸島を 700Km 網羅した。海岸における波高は平均6-7m に達した。

太平洋全域において比較的弱い津波が観測された。ハワイ諸島において波高は数フィートに達した。[8]しかし, 適時の津波警報の伝達により被害を防ぐことが出来た。ニュージーランド海岸における波高は1m に達した。(例えば, ウェリントンにおける海面の上昇は0.25m である。)

カムチャツカとクリル諸島において破壊的波は地震の8背から 30-40 分後に現れた。多くの地点において波の初期相は海面の低下に伴った。従って海岸における波の出現時は半周期はやい。

地震波その地方の火山活動を活発にした。以下, A.E.SavarenskiとB.I.Piipの11月5日の地震後の火山活動の観測データを示す。

地震後の第1週, 火山の通常の状態に Karpinskogo 火山(パラムシル島)の外変化は見られなかった。Vesileva 岬における住民は地震発生数時間後クレーターから暗色水蒸気の濃い煙が放出, その後二日間火山活動の進行はなかったと述べている。

11月12日死火山とみなされていた Krenitsyna 火山の噴火が始まった。(オンネコタン島)ペテロパブロフスクの北に位置する Avachinski 火山と Koryakski 火山の噴気活動が激しくなった。Krenitsyna 火山においてガス爆発が起き, 火山灰~溶岩の激しい噴出に変わる。11月14日活火山錘を囲むカルデラ湖の上に溶岩の流出を示す大きい白色蒸気煙が上がった。11月15日夕方火山の上に遠くからも見える真っ赤な炎が現れた。大きい火山灰雲が海岸条に垂れ下がり, 夜に稲妻の閃光がこれを突き破る。11月16日噴出は弱くなり, 11月18日にやんだ。

11月12日朝 Avachinski 火山の上に大きな雲が現れた。これは高さが2km に達する大きい中央ガス柱と火山頂上北東のより薄い側柱からなる。殆ど死火山である Koryakski 火山の上に普通目立たないガスの細い流が2つ観測された。11月12日朝 Avachinski 火山と Koryakski 火山は通常の状態に戻った。Mutnovski 火山の上では(Avachinski 湾から南80Km)数日間高さ2-3km の暗灰色蒸気, ガス, 火山灰柱が観測された。水理学者

I.M.Yakovlev の報告によると 1931 年の噴火後、殆ど活動が止んだ Mutnovski 火山の隣の Gorely 火山の噴気が強化した。Kronotski 地区に位置する Karymski 火山は 11 月 5 日後数日間火山灰とその他の噴気物の高い暗色柱を放出した。Semyachik 火山も噴気活動を強化する。Klyuchevski 火山は 11 月 15 日突然水蒸気とガス、暗色火山灰を放出した。

地震区分けによるとペトロパブロフスクとカムチャツカ東岸の大部分において震度 8 に達する地震が可能で、一部においては(カムチャツカ南端、クリル諸島)震度 9 の予想を考慮しなければならない。これは 1952 年 11 月 4 日の地震の結果と今後より大きい地震の際、可能な厳しい結果の調査が必要であることを示す。

1952 年 11 月 4-5 日の地震の調査により、ペトロパブロフスク地区における地質と土壌条件による震度の相対的不均等な分布が明らかになった。

例えば、市の中央部において石灰からブロック造家屋は被害を受けなかった。煙突が完全に崩れ、ペーチカが壊れ、一部建物において支壁の変形が観測されたところもあった。

一方 Rakovaya 湾地区における未固結海成沖積層上に存在する Kirpichny 住居区においては殆ど全家屋において、煙突とペーチカに接する内壁が壊れた。ここでの振動は市の中央部より大きかった。Elizovski 地区においてもこのような破壊が観測され、全体的に未固結地(沖積層)に存在する建物において、このような状況がみられる。

ペトロパブロフスクの多くの地区は大地震の際に極めて危険である。この場合、市のエリアの起伏地形を考慮しなければならない。街路は急斜面沿いに存在する。建築の際、建物をずれから予防する支壁が必要である。

1952 年 11 月 4-5 日の地震の際、一部の支壁に亀裂が生じた。より大きい地震の際、市の一部において上層の地すべりと崩れが可能である。

カムチャツカにおいてはしゅんちよう、または、土砂の積み上げによる沿岸地区に建物が広がっている。このような土地は、地震に対し極めて適していないが、ペトロパブロフスクにおけるブリキ罐作業場の向い海岸線から 10m 離れたところに補助作業場が存在する。地震の際、ここまでは地面が移動し大きい亀裂が生じ(第 2, 3 図)、壁と土台の一部が破損した。このような被害は工業の古い別当と造船所の第 10 作業場において観測された。(第 4, 5 図)

しかし、ペトロパブロフスクにおいては地震工学と水文地震調査が行われなかったため、地震の際、最も危険な区と地すべり区を明らかにすることが出来なかった。このような調査は必要である。地震防災対策に十分注目されないことがとこあることを指摘する。丸太と角材により家を建てる場合、隅の硬さと下部材と土台の結合を確保対策が行われていない。石造建造物(ブロック)において耐震帯が各階になく、一階おきに付けてある。建物の回数の減少、凍結の際の積み部分の質、石炭からブロック型選択、その他に十分注意を払っていない。



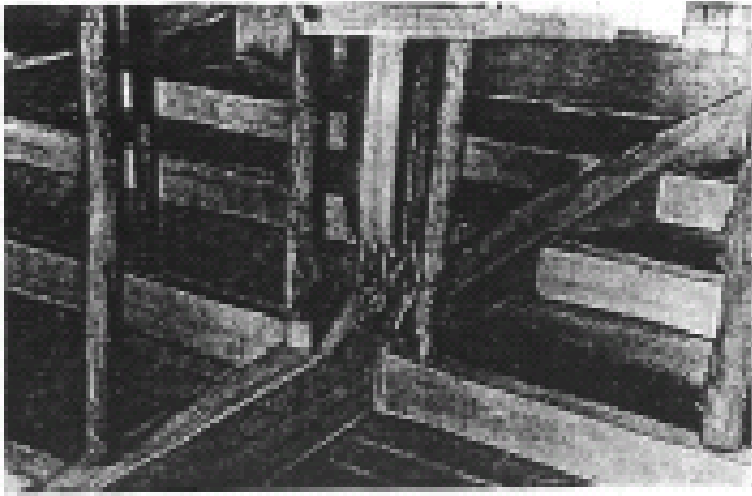
Фиг. 3. Сложившиеся трещины в пильных группах в разрушенной  
 подстанционной котельной при металлургической фабрике в бухте  
 Равной Авачинского залива

第2図 Avachinski 湾 Rokovayeh 湾における盛土地盤における地すべり亀裂とブリキ罐工場の破壊された未完成ボイラー作業場



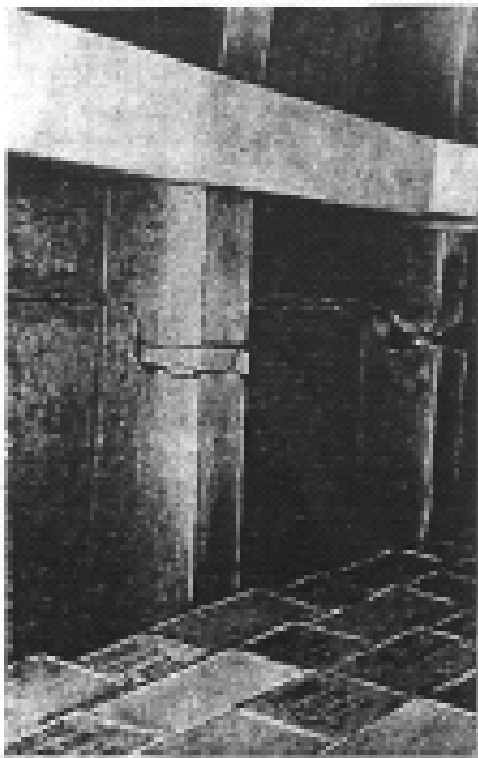
Фиг. 4. Сложившиеся трещины на территории металлургической фабрики  
 в барак, сложившийся в воду

第3図 ブリキ罐工場敷地内における地すべり亀裂と水にずれ落ちたバラック



Фиг. 4. Разрушение вертикальной балки каркаса подпорной системы в цехе листового-фанерного производства

第4図 ブリキ罐工場の作業場において、地震による支柱の破損



Фиг. 5. Трещины на горизонтальном шве в цехе листового-фанерного производства

第5図 ブリキ罐工場の作業場における熱継目沿いの亀裂

ソ連極東地方における津波

カムチャツカとクリル諸島における津波の最初のデータを、S.P.Krasheninnikov での論文に見られる<sup>(1)</sup>。S.P.Krasheninnikov は、1737 年カムチャツカとクリル諸島における津波を記述した。

以下、我々の資料からカムチャツカとクリル諸島における 1737 年からの津波を示す。

1737 年 10 月 7 日 (S.P.Krasheninnikov での記述による。)クリル諸島北部とカムチャツカ南部における巨大地震、大津波を伴う。多くのカムチャツカのニルタと百姓小屋、あらばやか破壊、海岸において初めに高さ約 5m の波が観測される。その後、海水は遠く後退する。第 2 波は第 1 波より大きかった。次に海水は海峡において見えない程後退する。その後、15 分後より大きい波が襲い、水位の上昇は 60m に達する<sup>(2)</sup>。水の振幅は長く続いた。地震と津波は大きい災害をもたらした。

余震は 1738 年の春まで観測された。

1737 年 12 月 17 日、パラムシル島と隣接する島々において津波、波高は 6-7m に達する。全船舶は沖に流される一部の沿岸の断崖が海に崩れる。

1780 年 1 月 19 日、クリル諸島北部と南カムチャツカにおける大地震、激しい波、カムチャツカの巷に破泊していた船舶は海岸に上げられる。

1780 年 6 月 29 日、ウルグ島において津波を伴った強地震が認められた。

1792 年 8 月 12 日、カムチャツカの東海岸と北クリル諸島に巨大地震、大津波を伴う。

1841 年 5 月 17 日、カムチャツカ地域における地震により津波が発生。ハワイ諸島においても観測される。

1843 年 4 月 25 日、ウルップ島において 2 つの振動と津波が認められた。

1904 年 4 月 25 日、地震(震央不明)と津波。ペトロパブロフスクに近い海岸に船が数隻上げられる。

---

(1) S.P.Krasheninnikov. カムチャツカ地震の記述, 科学アカデミー教授 Stepan Krasheninnikov, 1755 年

(2) 過大評価のようである。

1918 年 9 月 7 日、強地震(45° 5' N と 151° 4' E)により津波発生、ウルップ島において大きい破壊をもたらす。津波はハワイ諸島においても認められた。

1923 年 2 月 3 日、カムチャツカ東海岸近くで強地震(震央 53° N と 161° E), 津波発生、ハワイ諸島においても観測される。

1923 年 4 月 13-14 日、カムチャツカ北東部、特に Ust-Kamchatsk, 大地震(震央 55° 4' N と 162° 8' E), 大津波大発生。<sup>(3)</sup>

魚缶詰工場の沿岸建築物は波に押し流された氷塊によって破壊された。クリル諸島北部の沿岸における波高は 3m に達した。[2]津波はハワイ諸島においても観測され小さい被害をもたらした。

1927 年 12 月 28 日、カムチャツカ東海岸近くで強地震(震央 53° 8' N と 161° 4' E), 津波発生。ハワイ諸島においても観測される。この津波に関するカムチャツカのデータは不在。

1936 年 11 月 13-14 日、強地震(震央 55° 2' N と 164° E 近く), Ust-Kamchatsk において有感地震(震度 7), 津波を伴う。

1940 年 8 月 1 日、北海道西海岸近くでの強地震(震央 44° 2' N と 139° 1' E), 日本海において津波発生。Olga 港(海岸洲)において破壊が観測された。

1952年11月4-5日(震央 52° 3′N と 161° E), 大津波が観測され, 記録によると 1737 年の津波に類似。

(3) Ust-Kamchatsk の女教師 V.I.Ivanova のこの現象に関する話を A.E.Svgatlovski 記録; 「4月 14 日夜 2 時強い振動が始まり, 家屋においてペーチカが壊れ, 食器が落ち, 物が移動する。次に海洋側から激しい騒音が聞こえた。そちらはすべて暗く, 恐ろしい騒音のため人々の叫び声が聞こえない。厚さ 1m 以上のカムチャツカ川の氷が裂ける。氷の一部は岸に上げられ, 一部は海洋へ流れる。カムチャツカ川に接する Ust-Kamchatsk 町端の 5 家屋は氷により流失。魚加工工場 Demlo が存在する砂洲からは全建築物が波に流され, 機会は土台から離れ落ちた。カムチャツカ川上流高地に存在した工場は破壊されなかったが, その沿岸の建築物は氷による被害を受けた。

もし海岸とカムチャツカ川を覆った氷が厚くなかったならば波は Ust-Kamchatsk にとって破壊的であったと推測される。

## 第 2 章

### カムチャツカとクリル諸島における 1952 年 11 月 4-5 日の津波の結果

#### 全般的情報

1952 年 11 月 4-5 日の津波は南ではエトロフ島から(波高 2.5m) 北では Ust-Kamchatsk 近くの Shulertovo 村落(波高 0.5-1m)まで観測され, 南でのオンネコタン島から北での Kronotski 半島(カムチャツカ)までの太平洋沿岸 700Km 以上にわたって破壊力を持っていた。

津波が海岸に押し寄せる際, 沿岸と湾底地形が波高の上昇に大きく影響する。洋上における船舶が気づかない波は沿岸に近づくにつれ, おそろべき暴君に変わり, 施設, 建造物を破壊するだけでなく, 沿岸の地形を変え, 砂質土壌を洗い流し, 地すべりをもたらす。

津波がもたらした破壊と波高を調査するために I.P.Kucherov と, A.E.Afaev の指導のもと, 特別調査隊が組織された。この調査隊は津波が観測された一連の沿岸地点を訪れ, 地形測量も行った。

この調査には本章の著書も参加した。

集められたデータの分析と目撃者の証言から沿岸に現れた津波の波高と沿岸における波の最高痕跡(波の跳ね上がり, 浸水域)を区別しなければならないとの結論に達した。波高が最も正確に測定されたのは孤立岩(Shipunski 岬)又は, 無事に残った個々の建物である。目撃者の証言における波高は普通過大に評価されている。

第 1 表に示すクリル諸島とカムチャツカ東岸における波高は測定データと質問に基づく。

#### パラムシル島

##### Severo-Kurilsk 市

津波の被害を受けた最も大きい住居地は, Severo-Kurilsk 市であり, ここでは最も大きい

被害と、最も多い犠牲者数が記録された。

Severo-Kurilskは第2クリル海峡の西岸、パラムシル島に存在し、海峡東岸のシュムシュ島に存在する Kozyrevka と Baikovo 村落に伺いあっている。

1952年11月5日の津波は東から来襲し、はじめは第2クリル海峡の広い部分に入った。海峡は北へ狭くなる。海峡岸は低地で、曲がった輪郭を持ち、上記の住居地は海岸のカーブに存在する。これらはすべて波高を高くし、破壊を強化する条件である。

市のエリアは(第6図)山の斜面側に順次高くなる低地(海峡1-5m)で、市を囲む山の斜面に存在する高さ10m以上の段丘が取り巻く。海峡に入る川は低地を横切る。

市のエリアの南東側は崖岬で、その端が山で区切られ、山麓に港が位置する。海岸から200-300m離れた港のエリア外に岬に接する数100mの長い砂洲が存在し、その斜面に公用建物が存在する。(第7図)市の南、砂洲の後方に低地が存在し、部分的に湿原化し建物は無い。

この低地の南は山の斜面に接する段丘に囲まれている。市の中央通りは湾岸沿いに市の行政建物が存在する区のスタジアムまで続く。市の北の湾岸には缶詰と鉱物肥料工場が存在し、これら工場の敷地は高くなっている。

低地を囲む段丘と斜面には多くに住宅が存在する。

1952年11月4日から5日の朝4時頃(地方時間) Severo-Kurilsk の住民は震度7の地震によって起された。ペーチカが壊れ、煙突が落ち、食器とその他の家財道具が棚から落ち、バケツの水が揺れてこぼれ、シャンデリアが揺れた。驚いた人々は家から飛び出した。

数分続いた振動が止んだ後、住民の大部分は家に戻りついた。しかし、朝鮮人の漁夫を含め津波を知っていた人だけは第1振動後、海は静かであった山へ駆けだした。

地震発生から45分後、海洋側から大きな騒音が聞こえ、数秒後、市に大きい速度を伴う大津波が襲った。市の中心部において波高が最も高く、川の低地沿いに波は進んだ。

数分後、波は海へ退き、全破壊物を流し去る。第1波の呼応隊は激しく海峡底は数100m露出し、静かになった。

15-20分後、もっと大きい第2波が市を襲った。波高は10mに達し、大きい破壊をもたらし、建物をすべて流し家屋のセメント台だけが残った。

波は市を通り、山の斜面に達した後、市の中心近くに存在する盆地に戻り始めた。ここで大きい渦巻が形成され、建築物の破片と小さい船舶が大きい速度で回り、数分間にこの渦巻において多くの人々が死亡した。

波は後退しながら、若干の家屋と Kuriltorg の物品倉庫が残る港の敷地の前の古い沿岸砂洲を襲い、山を迂回し海峡へ流れ込む。沿岸砂洲区と山は数分間島となる。これらの間を波は丸太、箱などと町から2つの家まで運んできた。(第8,9図)

## 第1表

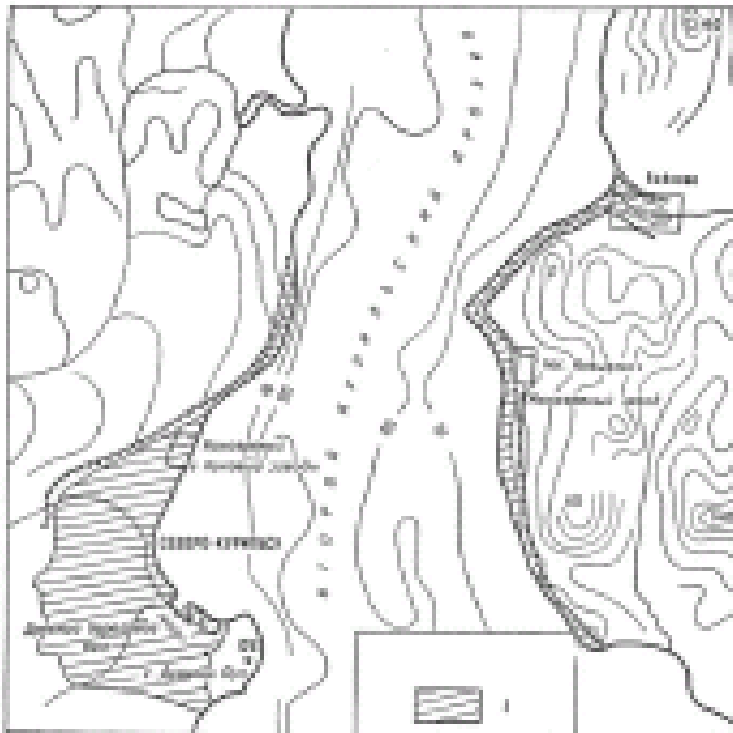
1952年11月5日沿岸における津波の跳ね上がった高さ

地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevの データによる水 の最大上昇高さ	質問による 水の最大上昇 高さ	破壊を 伴った波の数	最大波	地震発生時から 第1波の到達 までの時間、分
ク リ ル 諸 島					
エトロフ島	-	2.5	-	-	-
マツア島	-	3-5	-	-	-
オンネコタン島、Mussel湾	9.5-10	9	-	-	-
パラムシル島 (Vasilev岬東岸)	6.2	-	-	-	30
パラムシル島 (Vasilev岬西岸)	4-5	-	2	第1	30
パラムシル島 (Kitovoi湾の南)	-	14	-	-	-
パラムシル島 (Kitovaya湾 Tukharka谷川の谷間)	18.4	-	3	第2	20
パラムシル島 (Okeanskaya湾)	8.3	-	2	第2	-
パラムシル島 (Ozerny岬第2クリル海峡)	6-7	-	-	-	-
パラムシル島 (Severo-Kurilsk市)	9-10	12-15	3	第2	35-40
パラムシル島、西岸	5.5	3-4	-	-	-
Shelekhva村落					
シュムシュ島、Kozyreisk村落	7	6	3	第2	-
シュムシュ島、Baikovo村落	9	-	3	第2	30
アライド島	1.5	-	-	-	-

第1表(続き)



地点	I.P.Kucherovと A.E.Afaevのデー タによる水の最 大上昇高さ	質問による水の最 大上昇高さ	破壊を 伴った波の 数	最大波	地震発生時か ら第1波の到達 までの時間、 分
カ ム チ ャ ツ カ					
Lopatka岬(東岸)	9.5	-	-	第2	20
Lopatka岬(西岸)	-	5	-	第2	-
Utashud島	8.6	-	-	-	-
Piratkova湾	-	10-15	3	第2	30
Khadutka湾	-	小型船海岸から 500m流される	-	-	-
Flsacha湾(北岬)	7	-	-	-	-
Povorotny岬	-	10	-	-	-
Akhomten湾	-	7	-	-	-
Zhirevan湾	7	8	2	第2	20-25
Sarannaya湾	7	-	-	-	-
Vilyui村落	-	6-8	-	-	-
Jzmenny岬	5	-	-	-	-
ペトロパブロフスク市	1.2(検湖器による)	-	-	-	30
Rakovaya湾、Kirpichny村落	-	3	-	-	-
Tarya湾	1.8	-	-	-	-
Kharakhtyrka	4.5-5	6	-	-	-
Nalychevo村落	-	6-7	-	第2	-
Shipunski岬(南端)	-	8-9(水準器による)	-	-	15
Shipunski岬(Morzhovaya湾)	-	7-8	2	第2	-
Zhupanovo	-	4-5	-	第3	-
Olga湾	-	10-13	-	第3	40
Shufertovo村落	-	0.5-1	-	-	-
Ust-Kamchatsk	-	5-10cm(!)	-	-	-
Dzernoe村落	-	3-5	-	-	-
極東地方のその他の地区					
コマンドル諸島	-	小さい波	-	-	-
オホーツク沿岸(マガダン)	2(検湖器による)	-	-	-	120
サハリン、コルサコフ	1(検湖器による)	-	-	-	-



Фиг. 6. Расположение выделенных пунктов, пострадавших от цунами во время Курильского пролива  
 1 — зона наибольшего поражения при цунами в ноябре 1952 г.

第6図 第2クリル海峡において津波の被害を受けた住居地の配置



Фиг. 7. Дом на склоне древнего дюнного холма близ порта, не разрушенный цунами

第7図 港近くの古い暴風砂洲斜面上の家, 津波に破壊されなかった。



写真 8. 波、破壊された家、港の港に運ばれた家

第 8 図 市の港地区に波に運ばれた家



写真 9. 波、破壊された家、港の港に運ばれた家

第 9 図 市の別の地区から港に波によって運ばれてきた家

第2波が去って数分後、比較的弱い第3波が来る。これは沿岸に多くの破片を打ち上げた。(第 10 図)これは市のエリアと海峡沿岸に散在する。朝9時海洋の激しい振動が観測され、弱まりつつ 11 月 5 日、一日中繰り返された。



Фот. И. Уланов Северо-Курильск после цунами.  
На первом плане дом, перемещенный волной

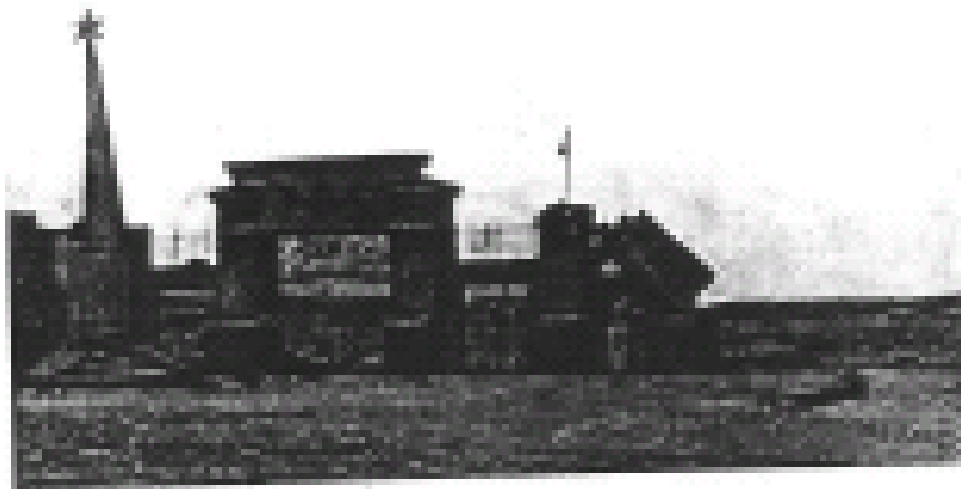
#### 第 10 図 津波後の Severo-Kurilsk 区 後方の波によって移動された家

海峡においては波の通過するとき、渦巻と急流が発生した。急流は太平洋とオホーツク海からの向い流の衝突の結果形成される通常波と垂直跳ね上がりである。

津波の後、Severo-Kurilsk と Kozyrevski の間の海峡と太平洋には、家、屋根、破片、樽、多種多様な家庭用品が浮かんでいた。一部の屋根の上には、人々が乗っていてランチに救助された。

市の主要部分は全く破壊された。残ったのは主に市の西部における海峡 10m 以上に存在する僅かな家屋に過ぎない。市の中心に占める低地において残ったのは放送局の小さい石造建物の壁だけである。橋と舗装道路に敷かれた丸石は離れた。

1日、日本のトーチカ、碑、海峡から1km の距離に存在するスタジアムの門は波により地面から転倒したが残っている。(第 11 図) 漁港の岸壁の全面は、防波施設、積荷作業場の外はすべて完全に破壊された。コンクリートの降下路は部分的に残った。港湾の埠頭壁は二か所が打ち抜かれ、海峡側に倒れている。引き波は海峡に家屋の破片、ランチを流し、埠頭に衝突し破壊をもたらした。港湾の積荷場は建物の破片、樽、自動車に覆われた。(第 12 図) 積荷場に設置されたコンクリートミキサーは移動したが、埠頭壁に阻止され海峡に流されなかった。港湾修理所の機会は土台とともに離れ、港の敷地に存在する。



Фиг. 11. Цементава порта стадиона, частично разрушена от морска вода след урагана; портът е изграден вертикално, в посока на движение на морето

第 11 図 部分的に破壊したスタジアムのセメントの門 門は波に移動方向に垂直に立っている



Фиг. 12. Разрушена автомобилна в бряга морето

第 12 図 埠頭壁における壊れた自動車

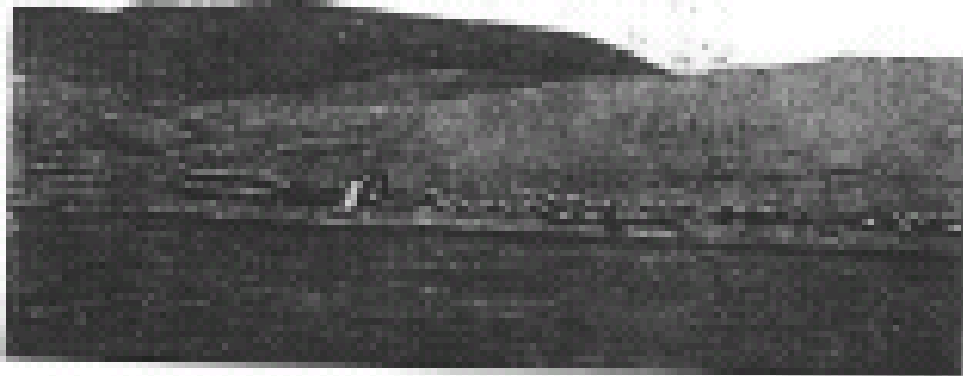
800トンの燃料タンクは下の砂質土台が流され傾く。(第 13 図)

缶詰と鉱物肥料工場の敷地内においても津波は大きい被害を与えた。(第 14-17 図)



Фот. 13. Бак в Норонке, перемещенный волнами в сторону

第 13 図 下の地面の流れによる傾いた燃料タンク

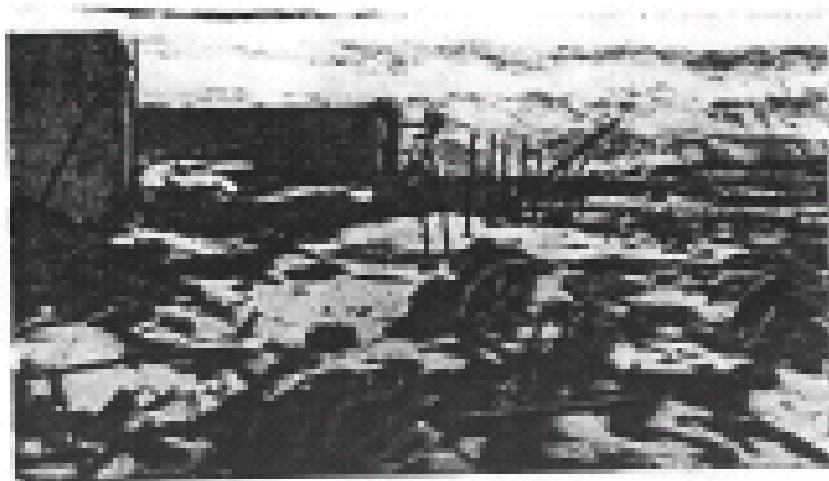


Фот. 14. Вид рыболовецкого завода в Северо-Курильске (1946 г.)

第 14 図 Severo-Kurilsk における魚缶詰工場の外観(1946 年)

しかし、工場敷地の北部に存在する缶詰工場の建物は残った。修理のため岸壁に上げられた漁港の浮き設備は数 100m 移動し大きな被害を受けた。波は大きい舳を川沿いに 2km 移動する。埠頭に接岸されたランチは第 11 波の後退の際、海峡に流される。これらは海峡において、オホーツク海から太平洋まで漂う。港のエリアの端の沿岸砂洲の高地において家屋は残った。しかし、沿岸砂洲の斜面の家屋は一部が残っただけである。

砂質砂洲の山麓において波形鉄の張られた倉庫は無事に残った。これを防いだのは倉庫のそばの箱積みである。



Фиг. 15. Развалины здания из листов гофрированного железа после бури

第 15 図 津波後, 魚缶詰工場の作業場の残骸



Фиг. 16. Котел, сорванный с фундамента

第 16 図 津波によって土台から引き離されたボイラー

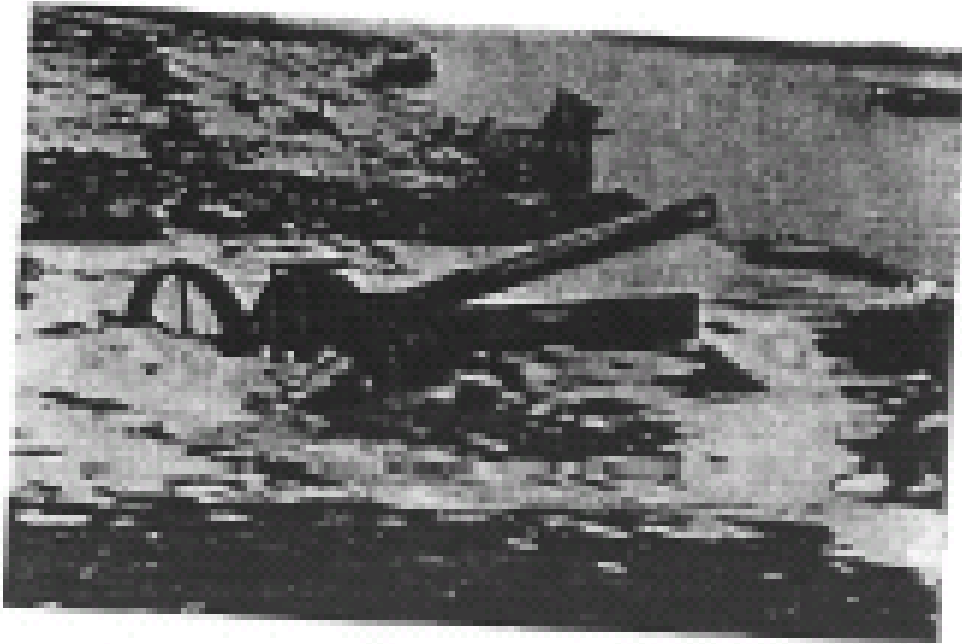


Fig. 17. Побережье, вымытая машина, после цунами

#### 第 17 図 砂に埋もれた巻揚機，津波の後

この時、海峡に流されたランチの乗員たちは溺れる人を救助した。彼らは、二日間救助を続け、休まず住民を島から船へ避難させた。

山に上がった住民の大部分は助かった。彼らはここに 12 時間いた。

この大惨事の次の日、救助のため飛行機と汽船、トロール船などがほかの地点から来た。

### Vasileva 岬

細長い低地岬 Vasileva の長さは、6km でパラムシル島の南端を占める。水位は岬の中央において 5-6m、沿岸部において 3-4m であった。

地震後 30 分、波は北東から岬に近づいた。波は東の沿岸帯（幅約 1Km）からすべての建造物を洗い流す。奥に存在する住居地に被害はなかった。Vasileva 岬の東沿岸の浅瀬には多くの暗礁が散在し、大波は陸に達する前に崩れ、平坦な岸に流された。波高は 4-5m、一部のデータによると 6-7m に達した。

第 4 クリル海峡に入った波も Vasileva 岬の西岸を襲った。しかし、波はかなり弱かった。住民の話によると、第 1 波の前に引き潮が観測され、海底は 500m 露出した。岸壁に近い岬の西岸において波は小さい船（ランチ、ボード）を海岸に打ち上げ、5-6m 上昇したが、住居地には達しなかった。ボイラー室の一部が破損した。これは小さい木造の建物で海岸から 100m の距離に存在する。（海拔～3m）波はドアを壊し、ボイラー室を満し、殆ど天井に達した。次に波は引き、岸壁と海底を 200-250m 露出する。引き波の時、数人乗った舢舨が海へ流された。

第 2 波は、10-15 分後、岬の西岸に押し寄せたが第 1 波より弱く、0.5m 低かった。



## Kitovaya 湾における捕鯨船

Kitovaya 湾はパラムシル島東岸の南部に存在する。これは南東に開かれた小さな湾で、南西と北東が急な岬に囲まれる。湾は浅く、多くの暗礁が存在する。幅 200-300m の低地沿いの小川が湾に注ぐ。低地のゆるやかな北東斜面は海拔 20m に達する分水嶺に続く。川沿い低地に家が 20 戸立つ。数戸は低地斜面に存在する。鯨工場は湾岸低地の北東斜面に建つ。第1作業場は海岸から 10m 離れた高さ4m の高地に存在する。ここから海岸まで鯨移動用コンクリート路が存在する。他の作業場は海岸からより離れた精肉場より高い所に存在する。

低地沿い 50-60m、高さ7-8m のところに発電所が存在する。(石炭がらブロックの平屋) 低地沿いの上には商店、二つの石炭がらブロックの住居と家屋が約 20 戸存在する。

第1波は地震後、約 20 分この地区に到達し、村落が受けた被害は比較的小さい。第1波後退後 10-15 分より強い第2波が来た。この波は岩の多い湾岸の岬にあたり跳ね返り、村落が存在する。川沿い低地に押しあがる。細井低地沿いに押し寄せた第2波の波高は 20m に達した。(海岸のほかの地点に比べ最も多い) 後退する波は寄せた波より小さくなかった。

村落と工場の被害は大きかった。低地の南西斜面にたてついていた家屋の中で残ったのは最も高い所のだけであった。斜面沿いの1-1.5m の低地に存在した家は波によって上の方に移動した。三つの巻揚機が固定されていた鉄筋コンクリートの土台は支えとともに離れ、海洋側に 20m 移動した。海拔5-6m の所に散在した長さ 10m の製脂ペーチカは土台から離れ、低地のゆるやかな斜面上に散り散りに存在する。ペーチカより高い所に存在した鯨脂タンクは地面から離れ、陸地の奥に 200-300m 移動した。津波の後、低地には破片、木舟、鉄鍋、樽が散乱する。

水位の最も高い所、村落北西部には放送局が存在する。(高さ約 19m) アンテナ用の柱は残ったが建物は完全に破壊し、屋根は海洋側へ 150-200m 移動した。村落における他の建物はすべて海洋へ流された。津波の後、ここに残ったのは発電所の石炭がらブロック建物の壁とセメント土台上の発電機である。

海岸から 0.5km 距離の海拔 12-13m の所に立っていた家までランチが押し上げられた。津波とランチの打撃により家は傾き、壁は散らばる。津波は数年前に暗礁に上がった船を引き離す。

Kitovaya 湾岸の村落はカタストロフィーにより人的被害を受けた。

## Okeanskaya 湾

Okeanskaya 湾はパラムシル島の南部、Kitovaya 湾の北4km に位置する。この湾は南に開き、ゆるやかな砂岸に囲まれる。湾の北東に長さ 120m、幅6m、高さ7m のコンクリートの防波堤が存在する。防波堤の南西に鉄筋コンクリート板に覆われたコンクリートの埠頭が存在する。海岸から数 100m 離れた湾内の水深は7-10m である。この湾における暗礁は Kitovaya 湾におけるより少ない。

住居地は小円錐山の山麓の海成沖積土上に存在し、海岸から 300-400m の距離にある。

住民は地震によって起された。地震波4時 30 分まで続き短い断続を伴った。木造家屋は軋み、食器は倒れ、落下した。

埠頭にいた警備員の話によると、地震発生後すぐ波は夜明け前の霧の中で海の方から大きい速度と轟音を伴う高波が押し寄せてくるのを見た。

波は北東から海岸沿いに押し寄せ、鉄筋コンクリートのブロックの防波堤(7×7×7m)に当たり、水圧により防波堤を破壊し、半径 20-50m 内に投げ散らす。

次に第2波は海岸に建つ大きい罐詰工場(第 18 図)と沿岸住居地区の家屋を襲った。罐詰工場は完全に破壊され、その破片は海へ流された。多くの製脂釜と装置は引き波により海岸に散在する。住民の一部は山に逃げ助かったが、家にいた一部の住民は波にのまれ、流され死亡した。朝 10 時、水面の振動は続き、波高は2-3m に達した。

津波は罐詰工場を完全に押し流し、写真の左部分における埠頭の後ろに見える防波堤を破壊した



1 418. Вид поселка и консервного завода в бухте Океанской на острове Парамуширы до цунами 1952 г. Видны полностью сохранившийся завод и разрушенный волноград, видный в море позади бухты. В левой части фото

第 18 図 1952 年津波前のパラムシル島 Okeanskaya 湾における住居地と罐詰工場の外観

## シムシム島

### Baikovo 部落

Baikovo 部落は Severo-Kurilsk 市の北東に位置するシムシム島に存在する。住居地は比較的高い所に存在し、長さ1km以上、幅約500mの急な海岸の低地に商業と工場の建物が主に存在する。海峡海岸に漁港が存在する。

波が押し寄せる前に海水は海岸からオホーツク海側に 500m 引き、1949 年海岸から 500m 離れた海に沈んだ汽船が現れた。その後、大波が海岸に押し寄せた。波の接近は Severo-Kurilsk におけると同じように騒音を伴い、建物に大きな破壊をもたらした。

第1波が引いた後、静かになった。その後、10-15 分後、第2波が Baikovo を襲った。第2波はより大きい速度と波高を伴った。第2波が引いた後、漁港には波により変形した埠頭だけが残った。引き波により破壊された建物は海峡へ、次に海洋へ流された。次の比較的弱い波は前の波に流された屋根、丸太、破片を海岸に押し上げた。(第 19 図)

Baikovo 部落においては工場建物が主に沿岸低地に存在していたので犠牲者が少なかった。



Фиг. 19. Обломки разрушенных в районе порта Байково на острове Шумшу (часть из них, перемещенная волной)

第 19 図 シュムシュ島 Baikovo 港地区における破壊による破片(右の家は波によって移動)

### Kozyrevsk 部落

Kozyrevsk 部落は Baikovo の南西 2.5km に位置する。これは第2クリル海峡(パラムシル海峡)により Severo-Kurilsk から分離される。沿岸低地に存在した罐詰工場と工場の建物は(第 20 図)津波により完全に破壊された工場に残ったのは工場の一作業場のコンクリート床と土台の部;若干の釜だけである。(第 21, 22 図)

津波後沿岸には数 km にわたって建築物の破片, 箱, 罐詰, 樽が散らばっていた。(第 23 図)沿岸における破片の一部は海峡対岸, Severo-Kurilsk から流れきた。戦時中かなり破壊した1日, 日本の岸壁は波によってすべて破壊された。Kozyrevsk における住宅区は高い沿岸の斜面に存在したため人的被害は少ない。



Фот. 20. Канарский рыбоконсервный завод  
на острове Шумшу (1946г.)

第 20 図 シュムシュ島における Koryakski 魚罐詰工場(1946 年)



Фот. 21. Разрушенный завод, сброшенный волнами в море

第 21 図 津波により海峡に移動した工場のボイラー



Фот. 22. Мусора и обломки домов, разбросанные на берегу после цунами в районе Козыревска

第 22 図 Kozyrevsk 地区において津波後、沿岸に流れ上がったランチと家屋の破片



Фот. 23. Вид на берег Второго Курильского архипелага у пос. Козыревск на острове Шумар после цунами

第 23 図 津波の後シュムシュ島 Kozyrevsk 村落の第2クリル海峡沿岸区

オンネコタン島

## Mussel 湾

これは小さい鎌形湾であり、多くの暗礁と岬を伴う。石の多い寄せ波帯は細井谷に裂かれた溶岩台地の崖に囲まれる。村落は海岸から離れた高い所に存在するため津波による被害は受けなかった。波高は7m に達した。幅約 100m の低い砂洲上に存在した家だけが波に破壊された。

## カムチャツカ

### Avachinskaya 湾とペトロパブロフスク市

Avachinskaya 湾口は細井岩門によって津波から守られている。津波の狭い波面は湾に入り、湾内に広まり水位の上昇を少しもたらした。従って湾岸に存在する住居地の住民は津波の被害を受けなかった。

ペトロパブロフスクにおいて地震発生 30 分後、海水面の小さい振動が観測された。波高は約1m で損害はなかった。埠頭に接岸の小船舶は相互の衝突により僅かに被害を受けた。Seroglazka において発電所に浸水があり、部分的被害を受ける。ここでは地震による小破壊でも津波により破壊より小さい。

Avachinskaya 湾における Avachinski コンピナートの住居地の住民は振動によって起され、一部の家屋において煉瓦の煙突が崩れ、室内において漆喰塗が崩れた。

海面の振動は地震発生 of 1 時間に始まった。Avachinski 湾の南西部に位置する Tarinskaya 湾において水位の上昇は Yagodnaya 湾側から始まり、湾奥において3m に達した。海水は Tarinskaya 湾から砂嘴を越え、小さい湖に入り、ここから砂洲を経て Avachinskaya 湾に侵入する。水位はゆっくりと上昇した。湾における海面の振動は一日中観測され、最大の上昇は朝8時頃観測された。(1.8m) 水は海岸にランチと艇を押し上げ、Avachinski コンピナートの倉庫と修理所に浸水する。岸壁に存在した小麦粉の袋、薪材、丸太、その他は水に流された。

Rakovaya 湾におけるブリキ罐詰工場のボイラー作業室は海岸から 10m 離れた盛土地盤上に建てられた。作業室に接するエリアは洗い流され、その結果、地すべりが生じ、作業室の北壁が二か所破られる。地震の結果生じた亀裂沿いに地すべりが起き海岸が洗い流される。(第 2, 3 図参照) 海岸における一部の建物に部分的に水侵し、地すべりのため変形した。

Rakovaya 湾に注ぐ川の水は3m まで上昇し、岸からあふれ低い区に浸水する。

Avachinskaya 湾口の Jzmenny 岬において2つのバラックが流された。人的被害も生じた。波の後退後、海洋側の岩では高さ5m に達する結氷が観測された。はね上がった波がこの高さには達したと考えられる。

ペトロパブロフスク市と Rakovaya 湾において人的被害は無かった。

### Khalakhtyrka 村落

ペトロパブロフスクの東、Avachinskaya 山麓に広い谷間が位置し、海洋側である南東に向

く。海洋地殻は湿原状態で、この中にはペトロパブロフスクから高さ 200m に達する丘陵によって分離される Khalakhtyrka 湖が存在する。

ペトロパブロフスクの東 15Km, 海岸の古い砂洲上に Khalakhtyrka 村落が位置する。砂洲の北東側を Khalakhtyrka 川が貫通する。

朝4時、地震に驚いた住民は家から飛び出す。数分後、振動はやみ住民は家に戻る。15-20 分後海洋側から耳をつんざくような轟音が聞こえた。

住民は村落に押し寄せる泡立つ燐光波頭を伴う高波を見る。波は村落の南部を流れる川沿いに上る。波は村落沿いの低地に氾濫し、一部の家屋に達する。村落の南縁に立つイクラ工場と魚燻製工場は完全に破壊される。イクラ工場のセメント友香ははがされ、厚さ 10-15cm のセメント板は壊れ、散らばる。波は2つの丸太作りの家の壁を抜き、これらの間の家を流す。屋根は橋とともに1km 離れた上流域において発見された。

砂嘴と川口三角州の堆積層は洗い流され、川床は南へ 100m 移動した。

川沿い谷間側から村落のツンドラ周縁沿いに押し寄せた水は立ち並ぶ家屋沿いに低地を通過し、再び川沿いに進み波と合流する。一部の家屋は破壊され、一部に浸水する。阿部を打ち抜かれた家屋内の水の高さは1m に達する。ここでの砂質海岸の高さは海拔7-8m であったので主波は村落に達しなかった。犠牲者は3人である。

#### Nakychevo 村落

村落はペトロパブロフスクの北東 40km に位置する。村落は地震による被害は受けなかったが、津波は大きい破壊をもたらした。海拔5-6m の高い所に立つ丸太作りの家 15 戸の中で残ったのはひとつだけである。第1波は家を破壊しなかったが、その方向を変えた。第2波はこれらの家屋を海洋に運び去る。Nakychevo における波高は6-7m に達した。4人が死亡した。

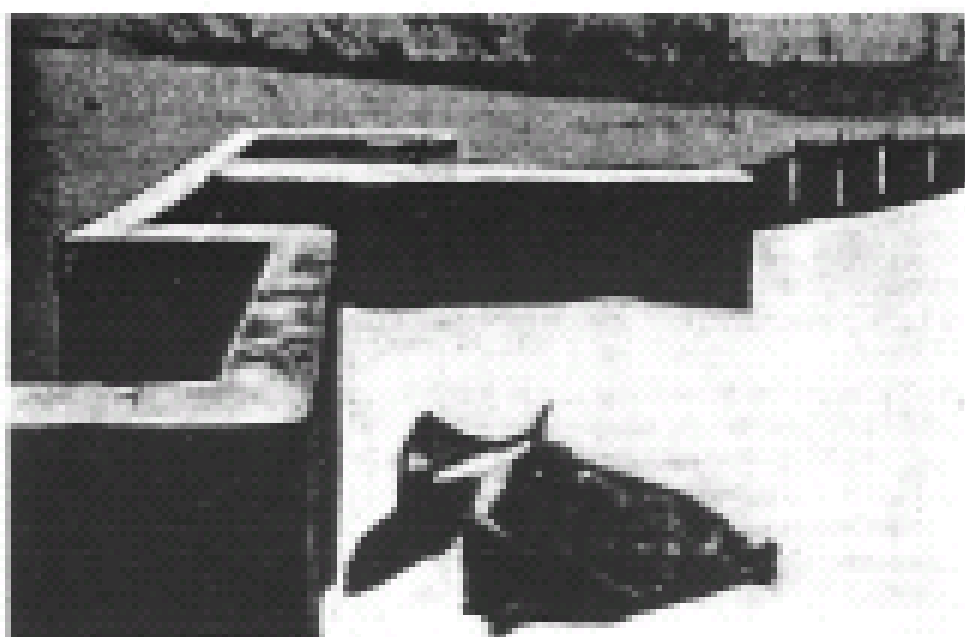
#### Vilyuchinskaya 湾 (Baikovo Zhirovaya)

Bolshaya Zhirovaya 湾におけるコンビナートの住宅地はクイヨルド状入江の奥の平坦な砂洲に位置する。村落の敷地は高さ5m に存在し、面積は1k m<sup>2</sup>である。その北周縁は湾の岩斜面に接する。エリアの低砂質岸の三方は海に囲まれる。村落はエリアの南西部に位置し冬に雪崩が危険な湾の斜面から離れている。(第 24 図)約 20 の木造の家のセメント土台の 8住宅家屋が存在した。津波後に残ったのはひとつの屋根だけで、これはエリアの北東部における丘の斜面に流されていた。



Фот. 24. Рабочий поселок в бухте Зhiрoвayя до взрыва

第 24 図 津波前の Zhirovaya 湾における労働者の住宅地



Фот. 25. Целый фундамент многоквартирного дома, уцелевший после взрыва

第 25 図 津波の後に残った8住宅家屋のセメント土台

湾の南岸を分離する海峡に近いエリアの東部において8住宅家屋の土台が残った。(第 25 図)その木造部分はすべて洗い流された。波は東から海拔約2mの海岸より10mの距離



にある家の長い壁沿いに襲った。ペーカリーにおいては半壊のペーチカが残った。

村落が存在する平坦砂洲は津波の結果輪郭が変わった。埠頭がある Vilyuchik を向くエリアの部分と荷降ろし仕上小屋の敷地は建物とともに洗い流された。ここでは現在杭だけが立っている。海岸端は現在、水面から高さが2-3mの壁を形成する砂洲沿いに20-30m東に移動する。海岸沿いの細長い洲は洗い流された。波打ち際の浅瀬には漬物小屋の壊れたトロッコが散らばっている。これは全エリアを経て移動された。エリアの北東部における丘には後退する波によって運ばれた破片が散らばっている。

隣の湾においては湾に注ぐ川口のそぎの砂洲近くの小エリアに漁夫の村落が存在する。ここでは10数軒の家が洗い流され、家畜だけ残った。

この2つの湾地区においては津波による犠牲者が出た。

### Shipunski 岬

急な切り立った岬の岸は下が断続的な細い砂礫洲に囲まれる。Shipunski 岬のそばの海底は浅海と深海の急な交代によって特徴づけられる。

津波に関する記述は気象観測所の職員 G.A.Ptachek のデータにより作成された。

Shipunski 岬の気象観測所は Shipunski 半島の南東端に位置し、海面から高く、砂礫洲から細長い沿岸帯上に存在する。岩は海面上に急勾配で高くそびえ、高さは120mに達する。

地震によって起された気象観測所の職員たちはみしみしと音を立てる木造家屋から飛び出した。地振動は地鳴りを伴い、数秒後には岩の崩れる音と石の海へころがる轟音に変わる。沿岸上のほこりは10-15分後降り積もり、重さが1トン位の地塊を伴う大きい堆積が見られた。気象観測所内の梁は曲がり壁には亀裂が生じた。地震が終わった時、皆家に戻った。

第1波の到達時間は認められていない。波は小さく、高さ5mの沿岸砂州の上端に達したくらいである。波はその後引き、海圧と暗礁が約50m(深さ6-10m)まで露出する。

第1波が後退して数分後全員は海洋から寄せ来るくらい帯を見た。200-250mの距離において海岸に火薬近づく大波の波頭が海水の泡におおわれ高くなるのに気づく。海岸に押し寄せた波はここに横たわっていたすべてを(樽、箱、丸太など)上げる。まもなく波は後退し始め、再び海岸近くの海底と暗礁を露出する。このたび、海底は海岸から100-120m露出する。海洋へ後退する波は砂岸上に置いてあった気象観測所の物品を運び去る(バッテリー、煉瓦、木材、重量が500kgのモーター、重量1.5トンのコンテナ、樽、マスト、無線機器)第2波の後、より弱い波が目立った波が2つ続いた。第2波の波高は岸壁における痕跡の測定によると8-9mである。津波の時は満潮であったので、真の波高は約7-8mと考えることができる。ほかのデータによると Shipunski 岬における波の跳ね上がりは12mに達した。

海岸の輪郭とその地形は津波の後、若干変わった砂州は部分的に洗い流され平坦になる。地震後、崖崩れによって形成された新しい岩屑堆積も現れた。砂州の後に沿岸に沿って小さい湖が存在し、幅約2mの水路によって海につながっている。波はこの水路を広くし、後退する時、湖の西部の高さ5-6mの砂州にもう1つの水路をあける。

## Olga 湾

Olga湾は Kronotski 半島の南西, Kronotski 湾の北に存在する。この湾の北東は岩によって、南は一連の暗礁によって囲まれている。

津波の結果は、Oshmetko のデータによって記述された。

Kronoki 村落は高さ 12-13m の所に存在し、気象観測所は高さ 15m の所に存在する。村落の近くに 5m のつり橋がかけられ、村落の東に倉庫が存在する。

地震は住民を起した。一部の家屋においてペーチカが壊れる。波が来る前海水は海岸から少し後退した。海面の上昇はかなり遅く、地震後 40-45 分である。沿岸に立っていた地質学者たちのテントに水が入り、人々は高い斜面に逃げる。数分後、水は去り沿岸の石が露出する。次に第1波と同じように第2波が徐々にくる。第1波は大きい力を持たず速い上潮に似ていた。第2波は高く、波高は6-7m に達した。多くの家は水中にあったが破壊されなかった。その後、海洋側から多くのモーターの発する音に似た騒音が聞こえ海岸に第3波が大きい速度で押し寄せた。約 0.5km の距離において波頭が泡におおわれているのが見えた。波は水壁のようで緩やかな海岸上で速力は目立って遅くなり波高は上昇した。

住民の大部分は第1波のあと高い斜面に上った。数人だけ救助できなかった。

第3波は、第2波の 30 分後に来襲し、最も大きい被害をもたらした。家屋は亀裂、崩れ、屋根と丸太は泡立つ大波に流された。海岸から 50-70m, 高さ5-6m のところに存在する。一部の家屋の壁は波によって穴が開けられた。大惨事の数分前の村落を知ることは難しかった。沿岸は建物の破片、箱、袋、破壊された倉庫からの色々な物品に覆われ、沿岸沿い 16km にわたって散らばっていた。海岸から 15m, 高さ約 4m のところに置かれてあった 400 トンの舢舨は村落の東4km の石の上に流される。3トンの自動車とトラクターは移動され壊れていた。重量 15トンの巻揚げ機は2m 移動し曲がっていた。15トンのポンプは移動、向きを変える。ディーゼルはフレームから離れ 1m 移動した。海水面から3m 高い所に存在した重量約3トンのモーターは約 20m 移動する。ボーリング管は沿岸に散らばる。

野外地震観測所は浸水により壊れる。

湾口の浅瀬を伴う暗礁の間を波は深く洗い流す。気象観測所まで波は達しなかった。

Olga 湾の北の地点において波は破壊をもたらせなかった。波高は小さかった。

## Piratkova 湾

Piratkova 湾はカムチャツカの南部に位置し、湾口は東に向き、よく守られている。湾口の前には幅5-6m, 深さ 33-47m の海底地形が存在する。湾の北部には一連の暗礁が位置する。湾の北岸は高く険しく、高さは 15m に達する。岸は南西へ高くなる。湾に西から川がそそぐ。

津波の記述は気象観測所の職員 G.A.Ptachek のデータに基づく。

気象観測所は湾の西部における海岸から 100m の距離にあり、海水面から高さ4-5m の所に位置する。気象観測エリアは高さ6-7m の所に存在する。夜明け前観測所の全住民は地震によって起され外に飛び出るがつぎに戻る。約半時間後、職員たちは再び家から出て北東から家の方に押し寄せる大波を見る。彼らは湾から反対側に走り出す。波はごうごう音を

立てて家を襲う。しかし、破壊しなかった。この第1波の波高は7-8mであった。しばらくして高さ10-14mのより高い波が押し寄せる。気象観測所の建物は丸太作りで、土台は木造であった。これは波によって破壊されたが、モーターは残った。

川沿い低地の北、高さ6-7mの所に存在する観測所エリアにおいて、二つの風速計だけが残った。湾の急な岸のそばには多くの丸太が置いてあったが、波によって約10m上に移動された。ここには管、鎖、煉瓦、錨、捕鯨用銚、樽、亜鉛メッキの太いワイヤーロープを置いていたが、すべてばらばらになる。ワイヤーロープはほどけ、高い沿岸に上げられ、重さ50-60kgの銚は数100m移動し、煉瓦と管は流される。

川沿い低地に立っていた樹木、低木は150mにわたって根こそぎ引き抜かれる。湾岸の地形自体が変わる。川床は広くなるが、川沿い各間の斜面の岩は露出し、崖錘が形成される。川口における湾岸上の砂州は洗い流される。

津波の後、数時間にわたり、海水面の振動が見られ、この中2-3mは4-5mに達した。

### Zhupanovo 村落

Zhupanovo 村落は Semyachinski 湾の南、Kronotski 湾の高い岸上に位置する。地震後、30分以内の間隔で3つの波がくる。波高は4-5mに達する。波は村落に達せず切り立った岸の下の埠頭だけが洗い流される。人的被害は無かった。

### Akhomten 湾

フィヨルド型のこの細長い湾はカムチャツカ東海岸の岩岸に深く入り込む。湾岸の低地に存在した若干の家屋は津波に流される。波高は7mに達する。犠牲者があった。

### Sarannaya 湾

湾岸には湖があり、満潮時ランチが流れを通って湖に入る。湖と海洋を分離する砂州上に2つの漬物小屋と波形鉄製倉庫が存在した。波は砂州を洗い流し小屋を壊す。倉庫の柱と屋根が残る。木製樽は砂から抜かれ、コンクリート樽と風車を散り散りにする。波は若干の建物を洗い流し水路を変える。

地形学者のデータによると波高は6mに達し住民のデータによると8mに達する。

### Asacka 湾

砂州岸から20-30m離れた湾の北岬のそばの低木と樹木は波により全て根こそぎ抜かれた。湾の北岬における波高は6-7mに達した。

### Khodutka 湾

Khodutka 湾において津波は地震後20分を経て観測された。波はランチを岸から500m押

し流した。津波に関するその他の情報は無い。

### Lopatka 岬

Lopatka 岬における波高は地形学者の測定データによると 9.5m に達した。住民のデータによると、ここでは2つの波が観測された。この中の第1波はかなり弱かった。第1波は地震発生から 20 分後にきた。村落は高地に存在するので波は達しない。

### Ozerno 魚類貯蔵所

Ozerno 貯蔵所はカムチャツカ西海岸の南部に位置する。ここで地震はかなり弱く感じられた。波は徐々に高まり、速い満潮に似ていた。(最大上昇は3-5m)波は最南の魚加工工場に達しただけである。破壊はほとんどなかった。海水面は二日間平常より高く満潮が乱れた。

北の西岸において波高が低下した。Kolpakovo 村落において(Olga 湾の緯度)波高は 0.5m を上回らなかった。

### 極東地方のその他の地区

サハリン、マガダン、ウラジオストクにおいて地震は感じられなかった。オホーツク海における海水面の上昇はわずかであった。例えばサハリン東岸のテルペニア湾において仮停泊船舶は小さいさざ波により軽く揺れた。乗員は後でこの現象をクリル諸島における事変と比較しただけである。マダガンにおいては検潮器が2m に達する水位の上昇を記録した。

コマンドル諸島において地震の振動はベーリング島における Nikolsk 村落において感じられた。古老は地震の後、常に高い海岸から津波の有無を観測し、住民に危険を知らせる。11月5日わずかな海水面の上昇が観測された。振動のデータはない。

### 目撃者情報

津波の特徴と破壊の規模を十分に理解するため以下目撃者の話を記述する。

L.J.Dymchenko, 漁業計画研究所カムチャツカ支局調査隊長は次のように述べた:

1952年9月中頃、私は Avachinski 漁業コンビナートの MarayaZhirovaya の魚加工工場の施設に魚加工工場、村落、産業施設エリアにおいて地形-地質と地質工学作業のため、調査隊長として出発した。

我々の調査隊は9月20日から11月4日までそこで仕事をした。

11月5日私は強い振動から目を覚ます。私は振動は地震と考え、友達を起し始めた。揺れは3-5分続く。我々が起きて服を着て、電灯をつける間に地震は止んだ。私たちは警戒した。我々は地震によって生じた亀裂を見に行った。これら亀裂は(幅 30-400m)我々のテントから始まり、製脂所の方向へ大体海岸線に平行に伸び製脂所の下を通過し先に続く。

製脂所は地震後土台まで破壊された唯一の建物である。製脂所のそばの亀裂の幅は1m以上である。

製脂所のそばから埠頭の方へ長さ25-30mの大きい木造漬物工場が存在した。この工場は地震により海に移動し西風により湾から海へ流される。

地震後10-12分我々は海へ流された漬物工場が逆に我々の方に移動するのを見た。速度は大きく風向きはこれに反対であったので、私はすぐに津波と思った。考える時間はない。逃げなければならない。私は海のそばにいた。山までの距離は700mである。70m離れた海岸に引き上げられたボートがあった。私はこのボートに飛び乗る。波はボートを山の方向に流し、ボートを追い越し、前に湖があった所にボートを置き去る。まもなく波が引き、魚加工工場、缶詰、袋、衣類などその他の物品を流す。

第1波の波高は約4-5mであったが、速度は遅かった。波の前で水の速い上昇が見られ、次に波が襲来する。波は村落の家屋をほとんど破壊し、引き波はほとんどすべてを海に流した。私のボートは半分くらい浸水する。私は板の破片を捕まえ、北へ山の方向に漕ぐ。しかし、北西の風が吹き大きなボート(積載量1トン以上)を板の破片を用い、風に向かって動かすことは出来なかった。

その後第1波は静まり、Avachinski 漁業コンビナートのランチが私の近くを通過した。しかし私に気付かなかった。さざ波の上に板の破片を伴ったボートが浮いていた。(第1波の後、湾にさざ波が現れた。)さざ波は高い湾岸により波が順次跳ね返ったためと考えられる)私は大惨事はすでに終わったと思い山へどう行ったらよいのか(北の方向)と考えた。山では助かった人たちが3つの焚火を燃やしていた。第1波から10-15分後海から湾の方に進んでいる雪に覆われた大きい氷原に気付いた。しかし私が氷原と見なしたのは第2波であり、ずっと高く(10mに達する)速く、多くの泡としぶきを伴った。波は大きな力で私に襲い(私は波の打撃による痛みを感じた)ボートを捕まえ、高く上げひっくり返す。私はしばらく波に運ばれ、長く水中にいたので息苦しかった。波はついに私を追い越し、私は水面に浮きあがり、丸太にしがみつく。

私に押しつぶされた第2波の上部は巨大な白波からなり(暴風の際の白波に類似するが、規模の大きい)白波自体とその間の空間は小さいしぶきに満たされる。

体験したことで最も恐ろしかったのは湾において、この第2波と出会ったことである。私は自分のボートを見つけこれに移る。しかしここから移動することが出来ない。私は寒くて凍えそうだったが、助けを求めるところはない。

太陽が昇った時私は第1波の際、湾を出て海にわたったランチが戻っていくのを見た。私はこれに力いっぱい叫んだ。ランチの1つが私に近づいたが、私に気付かず過ぎ去った。その時私はランチにおいてはモーターの騒音のため私の叫び声は聞こえないと思った。私は漕ぐのを止め、オールを頭上に上げ、ランチが気付くまで振った。私は船に乗せられる。しかし立つことが出来なかった。私の足が凍え、感じなかったのである。私からゴム長靴を船員3人がかりで脱がす。足首が曲がらなかったからである。寒気がし、1時間後ようやく体が温まる。私は氷のように冷たい水に4時間浮いていた。

私を乗せた Avachinski 漁業コンビナートのランチの乗組員はほかのランチの乗組員たちと共に山で助かった人たちを全て救出した後、ペトロパブロフスクへ向かった。途中 Bolshaya Zhirovaya 魚加工工場に立ち寄る。ここでの状況は私たちの所と同じであった。ペト

ロパブロフスクへ行く途中で汽船に出会った。汽船は我々を乗せ 17 時ペトロパブロフスクに到着した。

Sinitsin 少佐は我々に 1952 年 11 月 5 日 3 時 55 分頃地震が発生し約 2 分間発生し順次強化し振動が異なる時間間隔で繰り返されたことを知らせた。しばらくして津波が来襲した。

市において最も高い波頭はその中央を横切る川沿いに上った。第 1 波は家屋内に侵入したが、これらを移動しなかった。一部は向きを変えられた。第 2 波は市の低地部分に存在した家屋を全壊する。

Kozyrevsk 村落の住民 Semyonov の話によると地震は海岸上の家屋のペーチカを破壊した。寄せ波帯の砂に幅 25cm の亀裂が生じた。第 1 波が来たときは暗かった。この波は家屋を土台から引き離し、方向を変え、一部の家屋の壁が破壊される。第 2 波は夜明けに来襲した。海水は来る前に埠頭から 200-300m 退き、海藻類に覆われた石を露出した。この露出海底を歩き回った人々は刺激臭を感じた。Kozyrevsk 村落は砂岩の上、斜面の高い所に存在し、波は砂質の寄せ波帯に存在する魚缶詰工場と一部の建物に達しただけである。この低岸の幅は 100-200m である。海水が退き、第 2 波が押し寄せる。これは騒音を伴った。住民はそばに位置する高い山に上がりほとんどが助かった。第 2 波は低岸に存在する魚缶詰工場と建物を全部破壊した。魚缶詰工場から残ったのは鉄筋コンクリートの土台だけである。海水は長い間静まらず、Kozyrevsk 近くの海峡の多くの破片、屋根、家屋、小さい船を押し流す。

### 第 3 章

#### カムチャツカ東岸とクリル諸島北部における津波の形成

##### 1952 年 11 月 4-5 日の津波の伝播

波長が深度よりかなり長い津波の伝播速度はラグランジュエリの式によって決定される。

$$c = \sqrt{gh}$$

ここで  $g$  は重力の加速度、 $h$ -深度、深度が知られているとき波の伝播速度の計算にこの式が広く用いられる。この式は速度が知られている際、平均水深の計算に用いられる。速度は地震の発生時刻(津波の発生時刻)と観測点までの波の到着時刻間隔によってと震央から観測点までの区間の距離によって決定される。津波の実際の伝播速度は計算値は極めて近い。例えば Zelter の計算によると[12]、これらの相違は 1.2% である。(20 の場合から)ラグランジュエリ式により彼は太平洋海底地図に種々の発生地区からハワイ諸島までの津波の伝播図を作成した。この地図は伝播時間を第時曲線によって示し、津波警報にきわめて役立つ。しかし、すでに述べたようにハワイ諸島は可能な震央から遠いので有利な位置に存在する。カムチャツカとクリル諸島は、一部の可能な震央地区から近くに位置する。ハワイ諸島に近い震央からここまで津波の伝播時間が数時間とすればカムチャツカとクリル諸島の場合、この時間は数十分と計算される。このような不利な条件をより悪化させるのは、津波は発生後きわめて速く大陸斜面と大陸浅瀬へ入り込むことである。その結果、波の速度と長さは速く減少し、前の波頭が次の波頭より遅く進み、断面の対象は乱れ、ラグランジュエリ式に用いることがより難しくなり、速度の計算が難しくなる。水深と波高が比較可能になる時、波頭の速度は波底の速度より大きくなり計算にはスコット-レッセル式を用いなけ

ればならない。

$$c=\sqrt{g(H\pm A/2)}$$

ここでは A は波高<sup>(1)</sup>。波頭の非対象はより激しくなり、前斜面の傾度は波長の減少とその高さの上昇により急上昇する。

波高は底の高い狭い所に入るときに特に上昇する。ここでは大量のエネルギー

---

(1)「+」は波頭、「-」波底に属する。

一が(大きい深さ, 広い断面)少量の水に伝わる(小さい深さ, 狭い断面)ので波の速度と高さの上昇をもたらす。エネルギーが摩擦による損失なしで伝わったとすれば第2断面における高さの変化は次の式で求められる。

$$h_1=h_0\sqrt{(B_0/B_1)*\sqrt{(H_0/H_1)}}$$

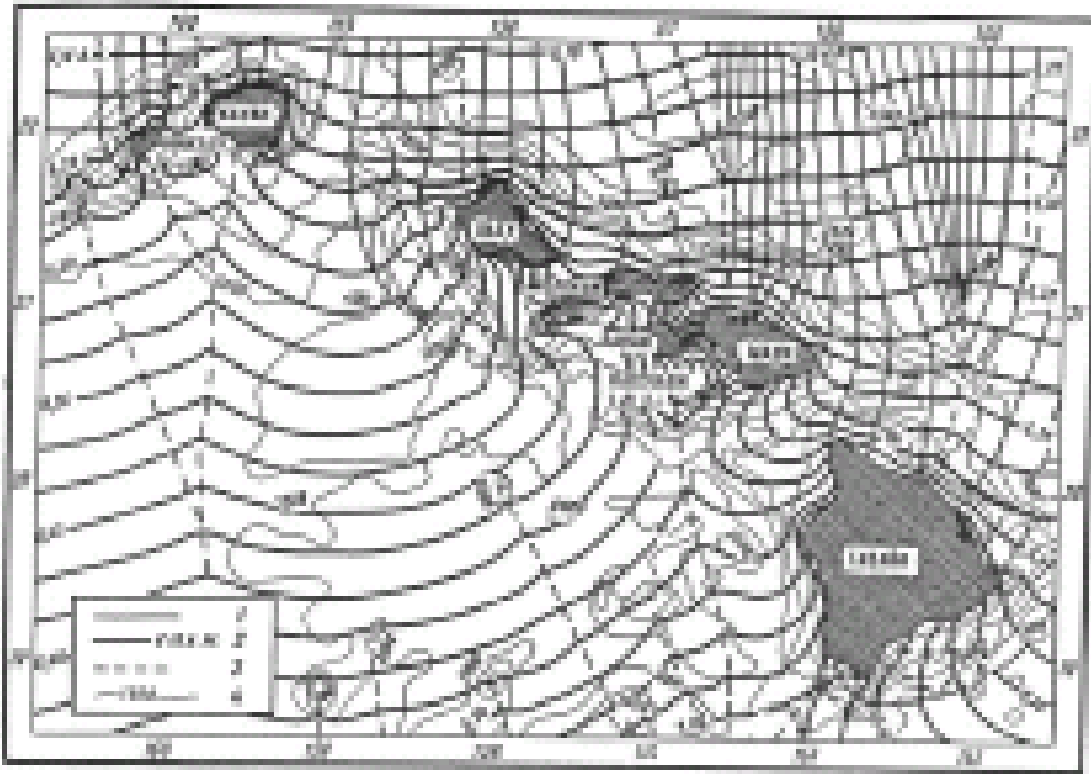
ここで  $h_0$ ,  $B_0$ ,  $H_0$  はそれぞれ第1の入射断面の波高, 幅, 深度,  $h_1$ ,  $B_1$ ,  $H_1$  は, 第2の狭い断面の波高, 幅, 深度。

津波が陸に近づくと波の反射も観測される。これは水深が深いほどと海底と沿岸の傾斜が急なほど著しい。湖の反射は波の干渉をもたらし波高をもっと高めることが可能であり, この効果は狭い所でより激しく, ここでは洋上における波高の2倍高い波の発生が可能である。

波は(波線)海岸に近付くと屈折し, 深い方に曲がる。即ち岬に集まる。従って浅瀬が比較的小さい条件において波高の減少をもたらす摩擦によるエネルギーの呼吸は小さく, 岬においては四方から寄せる波の相が一致する場合, 波高は上昇し, 逆の場合減少すると考えられる。

波高が水深と同じになると波は崩壊し, 波打ち際の寄せ波形の移動波に変わる。この「寄せ波」が著しい破壊をもたらすことが可能である。これに陸を襲う際, 水のポテンシャルエネルギーが変わった運動エネルギーを加わる。このエネルギーは主に強い逆流(海洋へ)を作り, 地面, 土台を洗い流す。物体の重量を軽くし(アルキメデスの原理により)陸の浸水部において水より軽い物体を表面に浮かす力の役割を考慮しなければならない。津波のエネルギーを計算により正しく推定することは今のところ不可能である。その他の津波の重要な要素である波高, 伝播時間, 波の方向, 伝播速度, 断面の変形などを十分に特徴づけることは難しい。

資料が豊富な場合, 例えば文献[10]に示すハワイ諸島の津波特性図から分かるような, 現象の詳しい特徴が得られる。しかし 1952 年 11 月 4-5 日の津波の場合, 極めて限られたデータと津波の要素の不正確なデータ(波の到達時間, 波高, 波頭の方向, 海水面の振動, 津波の伝播地区における海水面の振動経過, その他)のためこのような分析は不可能であり, これは海水面の観測点, 特に検湖器が極めて乏しく, 海底と海岸地形の調査が不十分であることを関連する。地形に関しては深度 200m 以上と, 陸地においては高度 24m 以下のデータが特に少ない。この場合既存データから得られる部分的特徴に限られる。



Фиг. 26. Карта района Гавайских островов, включающая топографию дна, последние известные положения фронта волны цунами 1 апреля 1946 г. через каждые две минуты в последние сутки

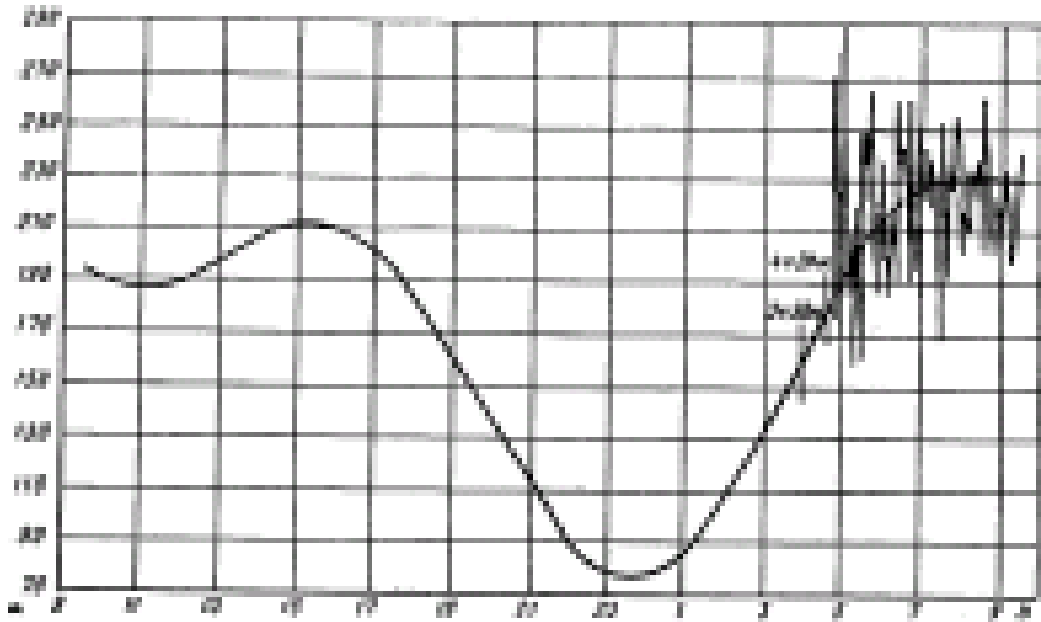
第 26 図 ハワイ諸島地区図

海底地形;1946年4月1日の津波の波面の位置,2分間隔,波線  
波線(直交);2-波面の順次位置(数字は到達時間を示す,時と分);3-波が出会った線;4-  
等深線(海上サージェン,1.83m)

検湖器があるペトロパブロフスクにおいて最も明瞭な波のデータが存在する。検湖記録の分析から分かるように(第 27 図)11月5日ペトロパブロフスク時間で4時24分大部分の津波に特徴的現象である異常な水位の低下が始まる。しかし低下は小さく10分間で5cmであった。その後水位の急上昇が始まり(5分間に15cm),次に再び低下(100cm)と110cmの上昇(5分間)が観測される。これは「0」の位置から最も高い水位280cm,この時の満潮水位より,100cm高い。後者は高潮最高水位に近い。波はペトロパブロフスクの満潮の部分を含むことになる。津波到達時の最高水位は干潮時と一致すれば低く,満潮時と一致すれば高くなる。(この日ペトロパブロフスクにおける満潮振幅は1.5m以上であり,普通2mに達する。)  
Severo-Kurilskと一連の地点に津波が襲った時も満潮時頃に津波の破壊力を強化した。

地震動の26分後水位の変化が生じた。(ペトロパブロフスク時間で3時58分)この値により波の伝播速度を決定することができる。:約130cm/sec又は約470km/時(震央までの距離は200km)





Фиг. 27. Микрограмма детализированного на калитте микрографа за 4-5 ноября 1952 г. (детализированное время)

第 27 図 1952 年 11 月 4-5 日 ペトロパブロフスク

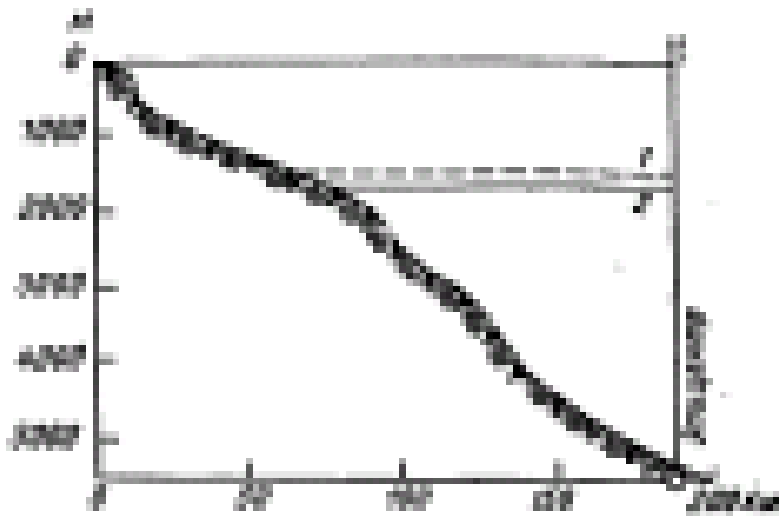
検潮器による検潮記録(ペトロパブロフスク時間). 検潮記録紙を 1952 年 11 月 4 日 9 時 30 分取り付ける。円形装置 201, 円筒装置 289, 検潮儀 195, 検潮記録紙を 1952 年 11 月 5 日 9 時 25 分に取り。円形 257, 円筒 326, 検潮儀 240

この速度に基づく震央からペトロパブロフスクまでの断面における平均水深は 1670m である。1950 年のソ連の地図 M 1:2500000 から決定された平均水深は 1500m で, 平均速度は 430km/時である。(第 28 図)このような相違は地図に示す地形が不正確であることによつて説明される。Avachinski 湾地区における大きい深度は地図に示したよりも海岸側に近い。近年「Vityaz」によつて測量された結果もこのような結論に導く。

ペトロパブロフスクにおいて第 1 波の到達後検潮器はセイシュと類似する。(閉ざされた水域における通常波) 水位の振動を記録する。これらの発生に関して疑いを招いたのは(とくに初期)振動の観測周期 5-10 分と Merian 式によつて計算された周期の不一致である。

$$\tau = 2L / \sqrt{gh}$$

ここで  $\tau$  は波の周期,  $L$  は水域の大きさ(直径), 全 Avachinskaya 入江における周期は 3/4 時( $L=20\text{km}$ ,  $H=20\text{m}$ ), ペトロパブロフスク港においては 15 分である。計算周期と観測周期の不一致は入江における振動はその後続く津波の振動系によつてもたらされたと考えられる。この外, 地震による一連の振動(余震)が観測され, これらは多くの地点において水位に振動による弱い波を発生させたことも可能である。湾内における波の反射と干渉も考慮しなければならない。しかしペトロパブロフスクの検潮記録の外により詳しい分析のためのデータは不在である。



第28 図. Профиль дна от впадины Авачинского залива (или Безымянный) до эпицентра (по карте 1 : 2 500 000)

1 — средняя глубина по данному профилю (1500 м (с = 120 м/сек = 430 км/час); 2 — средняя глубина по профилю с = 130 м/сек = 470 км/час)  
 Расчетная с = 120 м/сек = 430 км/час  
 Наблюденная с = 130 м/сек = 470 км/час

Средняя глубина . . . . . 1500 метров  
 Средняя глубина . . . . . 1670 м

第 28 図 Avachinskaya 入江口 (Bezemyanny 岬)から震央までの海底断面(地図 M 1: 2500000 による)

1 は断面の平均深度 1500m (c=120m/sec=430km/時) :  $2-c=\sqrt{gh}$  による平均深度 1670m (c=130m/sec=470km/時)

c= $\sqrt{gh}$ を用いた計算値	観測値
速度.....430km/時	470km/時
平均深度.....1670m	1500m

第2波の検潮記録はコルサコフにおける記録で、ここではよく現れていない。(第 29 図)ここではペトロパブロフスク時間8時から激しい振動が見られ、全体的低下傾向を伴う。しかしこの検潮記録に基づいて波の到達時間を推定するためには入射波が明瞭でないのでかなり難しい。これが最大水位に相応するとすれば(最低上 125cm)計算によって正しいような結果を得る。

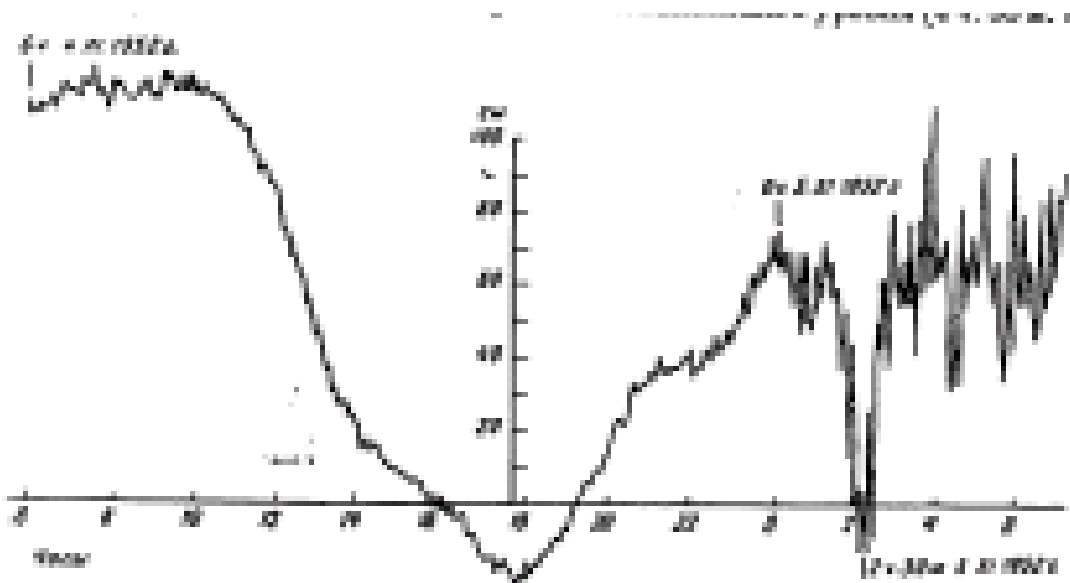


Fig. 29. Магнитрынка корсаковского мареографа на 4—5 ноября 1952 г. (московский время)

第 29 図 コルサコフの検潮器の検潮記録  
1952 年 11 月 4-5 日 (モスクワ時間)

地震発生時刻と最大水位時刻(4時 58 分と 12 時 18 分)との差は 7 時 20 分であり、震央からコルサコフまでの最短距離は約 2300km である。従って波速は 320km/時(90m/sec)で平均水深は約 800m である。津波の到達を最低水位とすれば津波の到達は 5 時間 32 分後で速度は 415km/時、平均水深は 1350m である。オホーツク海の水深は南部において 3000m 以上であり、これらの第 2 の値も正しくないとは言えない。しかし、波は海盆へはクリルリッジを経て入る。ここには水深約 2000m の海峡が 2 つあるだけで、その他はずっと浅い。(600m から数 10m まで)従って第 1 値がより可能である。最低水位と最高水位間は 1 時間以上であるが、この感覚は津波の場合 10-20 分である。

ソ連科学アカデミーサハリン支部の中間報告によると波速は 350km/時である。[1]この速度は 300km/時のパラムシル島方向における速度より大きい。しかし報告において波の到達時刻が正しく決定されていない。

他の地点への波の伝播速度の計算は無意味である。これらにおいて津波の到達時はきわめて大体で、誤差は 5-10 分、15 分にも達する。

波高はより知られているが精度は不十分で完全ではない。(第 30 図) 主な地区別地図も作成された。

総合地図は観測点の数が極めて少ないことを示す。従って、十分にまとめることはできない。

例えば、震央に近い地区において、即ち Shipunski 岬(140km)、Povorotny 岬(175km)、Akhomten 湾(115km)において最大波高を予想することが出来たが、ここでの波高(それぞれ、8, 10, 8m)は最大ではなく、よくみられる値である。逆に最大波高はかなり遠い Lopatka 岬-330km(9m)、Kitovaya 湾(パラムシル島)-440m(20m)において観測された。一方近い地点において低い波高が観測された: Jzmeny 岬 5m(200km)、Khalakhtyrka

4-5m(180km)距離に伴う波高の減衰が一様でないことは震央から700km離れたマツア島における波高(4m)とベーリング島(480km)における約2mの波高も示している。

波高に影響を与えることが可能な状況は波の伝播を妨げる遮蔽の存在である。しかし波高が著しく低かったカムチャツカ西岸とクリル諸島を除いてこのような遮蔽ほどの地点にもなかった。しかし遮蔽の影響は比較的弱く、波長の長い津波は障害をまわり容易に回折する。

地震の特徴も波の伝播に著しい影響を与えることに疑いない。地震の特徴により波は震央から半径沿いに一様に伝播する円形と、主に扇形において進行するのが可能である。

第2の減少は双極子打撃による発生が可能である。11月4-5日の津波はこのような現象を示唆する。北西、西、南西の方向における振幅値は極めて大きく、北(ウスチカムチャツクス)と北東(コマンドル諸島)方向における振幅値は極めて小さい。

海底地形と海岸輪郭は各々の地点における波見たかを決定するようである。これらの要素の影響の全体的特徴はすでに述べたので、次に個々の小地区における波の進行条件を具体的に検討する。

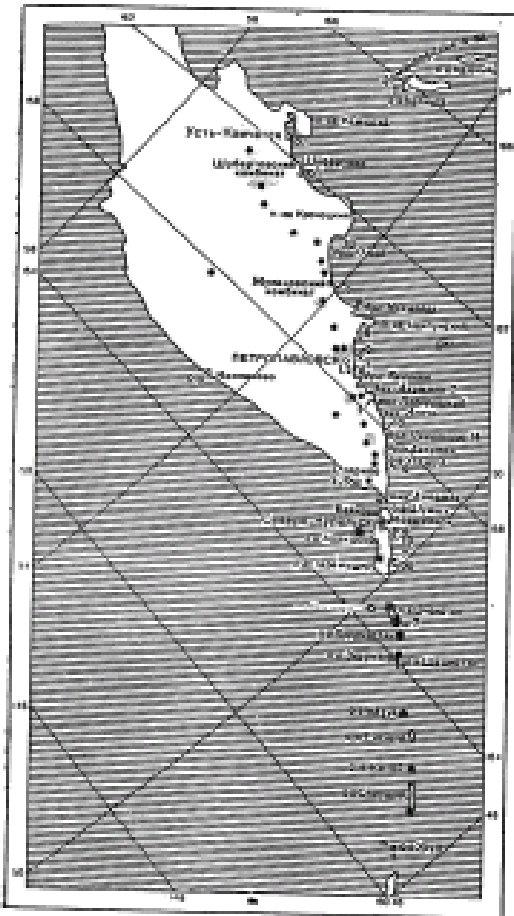


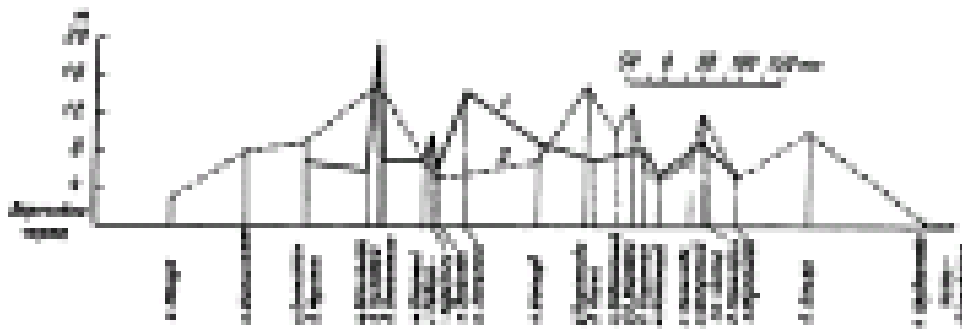
Fig. 30. Карта района вулкана 4-5 ноября 1952 г. Цифры показывают высоту волны в метрах (0 м), точечной штриховкой — районы, охваченные при взрывном вулканизме, звездочками — действующие вулканы

第30図 1952年11月4-5日の津波地区図

数字は津波の波高を示す(m), 点による陰影は火山噴火の際の危険地区, 星形は活火山を示す

### クリル・カムチャツカ沿岸の地形特徴とこれらの波高への影響

カムチャツカ沿岸とクリル諸島の一部の地点における波の観測によると波高に影響を与える主な原因は海底と沿岸地形の特徴である。震央までの距離は二次的である。海底地形特徴がもたらした最大波高は震央からの距離がカムチャツカにおける Shipunski 岬までより4倍遠いクリル諸島において観測された。沿岸において波高の上昇が特に現れたのは陸棚縁から海岸線までの隆起がゆるやかな海底においてである。水の跳ね上がりの最大効果はこれらの条件と沿岸の低地特徴の重なったときに観測することが出来た。(第 31 図)



Фиг. 31. График высот поднятия воды в различных точках побережья Курильских островов и Восточной Камчатки (составил А. В. Живого по материалам А. Е. Святловского)

1 — высота поднятия воды по геодезическим данным; 2 — высота поднятия воды по  
сплошная линия — высота поднятия воды по геодезическим данным; пунктирная линия —  
высота поднятия воды по данным наблюдений

マップ島  
シャスコタン島  
オノンコタン島  
Mussel湾  
Vasileva岬  
Kitovaya湾  
Okeanskaya湾  
Ozernyy岬  
Severo-Kurilsk市  
Baikovo村落  
Lopatka岬  
Vtashud島  
Piratkova湾  
Asacha湾  
Povorotny岬  
B.zhuravaya湾  
Saramaya湾  
J.znenny岬  
Nakhevo村落  
Shipunski岬 (南部)  
Morzhovaya湾  
Zhuapanovo村落  
Olga湾  
Shubertovo村落  
Ust-Kanchatsk

第 31 図 クリル諸島とカムチャツカ東岸の種々の地点における水位上昇図  
(A.E.Svyatolovski,のデータに基づき A.V.Zhivago の作成)

- 1- 測地データによる水位上昇の高さ;
- 2- 質問データによる水位上昇高

註:横軸上の点は海岸沿いに伸びる直線上の地理地点の投影

### 地震地区における太平洋海底地形

クリルリッジとカムチャツカの東における太平洋の海水の水深は種々できわめて複雑な地形を秘めている。この地形の調査は十分ではなく、地図に正確に反映されず、特に深海底部が正確に反映されていない。しかし幅 100-150km の比較的細かい帯には海洋海底地形の主な型がすべて現われている。

津波の伝播に重要な意義をもつのは海岸に近い海底地形-大陸棚で、特にその幅であ

る。パラムシル島地区においてこれは 50km に達し、ゆるやかな海底の所々に海岸線に平行な海底隆起が伸びている。

北に陸棚の幅ははじめ少し広がるが (Lopatka 岬において 60km) 次第に減少し Avachinskaya 湾口のそばでは 10-12km に過ぎない。浅瀬は狭くなると同時に勾配は上昇する。最も急な勾配は Avachinskaya 入江のそばとその北の半島のそばで観測される。Mayachny 岬の北において大陸棚は再び広がる。Shipunski 岬から Avachinskaya 入江口までは浅瀬である。ここで大陸棚縁は海岸から 50km 離れている。Kronotski 湾岸沿いの浅瀬帯は 30km 以下である。Kronotski 半島における Kozlova 岬のそばの大陸斜面は海岸線に殆んど接し細長い海食台地によって分離される。カムチャツカ湾岸沿いの大陸棚は細く (8-15km)、海岸に入り込む海底谷により複雑な外形をもつ。Ust-Kamchatsk の近くで大陸棚は全く消えている。海面下におけるカムチャツカ岬の続きは急な大陸斜面である。東におけるカムチャツカ岬端向いの浅瀬は南へ 18-20km 突出する。

沿岸において沿岸浅海帯を囲む大陸斜面は海底地形の第2型である。水深 200-1000m 範囲内における斜面の上部は大きい傾斜によって特徴づけられ、海底キャニオンによって激しく裂けられている。この深度において地形は津波に影響を及ぼす。特に急勾配区が存在するのは第2クリル海峡の向い、Avachinskaya 入江南のフィヨルド岸、Shipunski 岬の東、Kronotski 半島とカムチャツカ半島の向いである。Kronotski 半島のそばでは大陸斜面が大きい傾度を保ち海洋底域へ突出する。

大陸斜面の全体的特長としては上部における著しい勾配の外に、水深 1000-1200m におけるゆるやかに低下する海底を指摘しなければならない。斜面の下部は上部より分裂はかなり少ない。

大陸斜面から海洋底域への移行はきわめて漸次的で、これらの海底地形型の間境界を引きづらい、水深約 4000m における海底に震央が存在することを指摘する。

さらに東において海洋底は漸次クリル海溝へ移行する。水深はクリル諸島地区において 10000m 以上、カムチャツカにおいて 7000-8000m である。これは細長い海溝状凹地で北東に伸び水深約 5000m のカムチャツカ海峡に入る。海底地図がここで示す急勾配は誤っているようである。

a. 大クリルリッジ北部沿岸地形。津波の作用が特に激しかったのはパラムシル島とシュムシュ島のひとつである。これは南西から北東へ 102km 伸びている。島には山が多く一部の火山頂は 1800m に達する。島の太平洋沿岸はオホーツク海沿岸に比べ低く平坦である。太平洋側沿岸の海底斜面もかなりゆるやかである。ここでは海岸から 2km 以上、砂と石の海底平原 (陸棚) の中に海底暗礁が広く散在する。島の最南端の Vasileva 低地岬は火山岩からなる高い海岸から 6km 伸びる流砂州である。砂州端には岩暗礁が散在する。岬に対する津波の作用はその発生と関連する。Vasileva 岬の形成をもたらしたのは岬地区において出会う二つの土砂流の作用である。この中のひとつの流れはオホーツク海側、Kapari 岬から Nasileva 湾奥へ、さらに南へ移動し、南南西へ向う別の流れは太平洋岸側から通過し Karpinski 山地の海食断崖を形成する岩石の破片とこの火山斜面を切る川の土砂を補給する。砂州のそばの土砂流の二つの方向はその基底に存在する残留湖も示唆する。

Vasileva 岬地区における海岸海底斜面は比較的平坦で完成されている。岬の先端地区において出会う土砂流はその南に突出を作る。これは地図における等深線、等高度線に反

映されている。岬に対する津波の比較的弱い作用は沿岸と海底の地形特徴による。岬から南への海底の広大な突出は津波が海岸に近づくかなり前に波面の屈曲な湾と突出のない広い平らな沿岸は海岸線の近くで広く、静かな浸水を可能にする。Vasileva 岬において大きい破壊はなかった。

すでに指摘したように Vasileva 岬の北の太平洋岸は Karpinski 山地の高い斜面が取り巻く。ここでの海岸線の曲りはゆるやかで、これに沿って暗礁が伸びている。岬から 15km、海岸は徐々に東に傾き、広い湾を形成する。湾奥には Tukharka 川の川口が存在し、その西に小さい Kitovaya 湾が位置し、その高い両岸は次第に接近し陸地へ 1km 入り込む。湾の三角形型と高い岸の接近は津波の水位を 19-20m まで高める。これは全海岸における津波の最大水位である。Vasileva 岬と Okeanski 岬間の広い湾内の Kitovaya 湾の位置は波高の上昇をもたらす。湾岸はその奥において水量を増し、水位を上昇させる。

Okeanskaya 湾の右岸において波高は 7m 以下であった。ここでは湾に侵入した波が奥へ進みながらその右縁で岸に触れただけである。ここでは Kitovaya 湾の場合と逆に水の前面移動は縦移動として現われ、従って津波の動的作用は弱い。破壊されたのは水の近くの建物だけであり、海岸に垂直な防波堤は激しく破壊された。これは津波の前面打撃を受けたのである。

Okeanski 岬から海岸はゆるやかなカーブを形成しつつ北東方向へ Tomari-saki 岬まで伸びる。これを山地状海岸である。

この部分の海岸に対する津波の作用は不明である。形が上記の湾に似ている Asaki-van 湾において波高はかなり高かったと推測される。Asaki-van 湾の向いの浅海帯は波高の上昇条件をすべてもつ。この湾の多面積は南の湾の面積より小さいので波高に影響したはずである。

Tomari-saki 岬の北東 5km において Arakhata-saki 岬が海へ突出する。これは第 2 クリル海峡に突出する左岬である。ここでは海岸浅海帯の幅は 35km に達する。海峡の向いには大陸斜面沿いに降下する広い海底低地の上部が存在する。

第 2 クリル海峡は三角形に似た輪郭をもち Severo-Kurilsk 市と Baikovo 村落の間に頂点が存在する。ここではパラムシル島とシュムシュ島の接近する海岸間の距離 1.5km にすぎず、これらの間の海峡は狭く真っ直ぐ北に伸びる。このような状況がここでの大惨事の発生原因である。

第 2 クリル海峡におけるシバラムシル島の海岸は全体的に南北に伸び、ゆるやかなカーブを描く。Vernagskogo 山脈の支脈から流れる多くの小川は海峡岸に土砂低地帯を形成する。海岸の一部にだけ山脈の支脈が近づき、ここでは海によって低い崖が形成された。この海峡におけるシュムシュ島の海岸地形もこれに近い、海峡のパラムシル側の Ozerny 岬近く、丘陵に囲まれた低い石の多い岸に津波の被害を受けた魚加工工場が存在する。北東から押し寄せた波の高さは 7m に達する。

波高は西に移動するにつれ上昇し、Kabuto-yama 岬地区においては 10m に達する。この岬の南岸は海洋から来る波の前面に向いていたため最も激しく浸水する。

岬の北、波は Kasivabara 湾によって形成される海峡の広い部分に入る。この海岸に Severo-Kurilsk 市が存在する。湾においては北の狭くなった海峡部分をもたらした水位の上昇により市は殆んど破壊される。高さが 4-5m の古沿岸砂州上における若干の家屋が残

っただけである。

(第5図参照)

古い飛行場が存在する崖はその後波を東に向け、シムシュ島の小さい川の三角州に位置する Baikovo 村落に向ける。Baikovo 村落における水位の上昇は6mに達する。水位は海峡が最も狭い飛行場地区の切り立った岩において最大に達したと考えられる。海峡のこの部分の水位のデータは不在である。

第2クリル海峡の海底地形はかなり複雑である。水深は北西において11-16mまで低下し、最も狭い部分においては25-40mまで上昇する。海峡の断面は溝状である。Severo-Kurils 近くにおける5m等深線は海岸から200-500m離れている。波が北に通貨するさい波高を上昇させたのは主に第2クリル海峡の海岸線であり海底地形ではない。

シムシュ島海岸のその他の地点における津波の波高データは不在である。しかし地形データによると波高は大きくない。これは太平洋岸の東への突出と急な崖の発達による。これら断崖の高さが50m以上であることは稀でない。

シムシュ島はクリルリッジの最北の島である。カムチャツカにおける Lopatka 岬の幅は約12kmで、ここには暗礁、堆、不規則形凹地が多い。ここでは激しい潮流により地形は変わりやすい。

b. カムチャツカ東岸の地形, Lopatka 岬から Ust-Kam-Chatka まで, カムチャツカ海岸は太平洋に囲まれ、南西から北東まで約900kmである。この範囲における海岸には種々の地形型が現われている。沿岸は数々の地形区に区分することができる。

1. Lopatka 岬から Povorotny 岬までのカムチャツカ南部の複雑な沿岸(海食・集積)この沿岸においての構造に注目されるのは海食部分と集積部分の頻繁な交代である。カムチャツカ南端高地の支脈が岬として海に突出する所において波は海食崖をつくり、底部に波食窪、孤立岩、暗礁を伴う。岬の間には陸に少し入り込んだ湾が存在し、多くの川の洗い流した堆積物岸を伴う。沿岸帯における海底地形はここではきわめて複雑である。大陸棚は海岸から50km以上伸び、大部分は起伏表面で石の多い砂地におおわれている。岬の向いの海底はたいがい高くコンブにおおわれ、暗礁が海面上にも見られる。

海岸から1kmの間における水深は10mから25mまで変動をする。水深の大きい海底は集積岸を伴う湾の向いに存在し、これらは構造により決定される。海底の低下に砂質土が相応する。

Lopatka 岬における津波の波高は9mに達した。しかし Lopatka 半島の海岸崖の高さは殆んどこれに近く浸水はなかった。海水は砂浜と断崖底部の低い砂州に浸水しただけである。Lopatka 岬において水位の上昇をもたらしたのは岬から第1クリル海峡の中央部に伸びる暗礁脈である。この暗礁脈は波面に平行で、津波の激しい変形の最短時間水位の上昇をもたらした。Lopatka 岬が作る海峡の狭い部分を通る波は著しく低下し、半島西側においてはね上がった波の波高は約5mである。

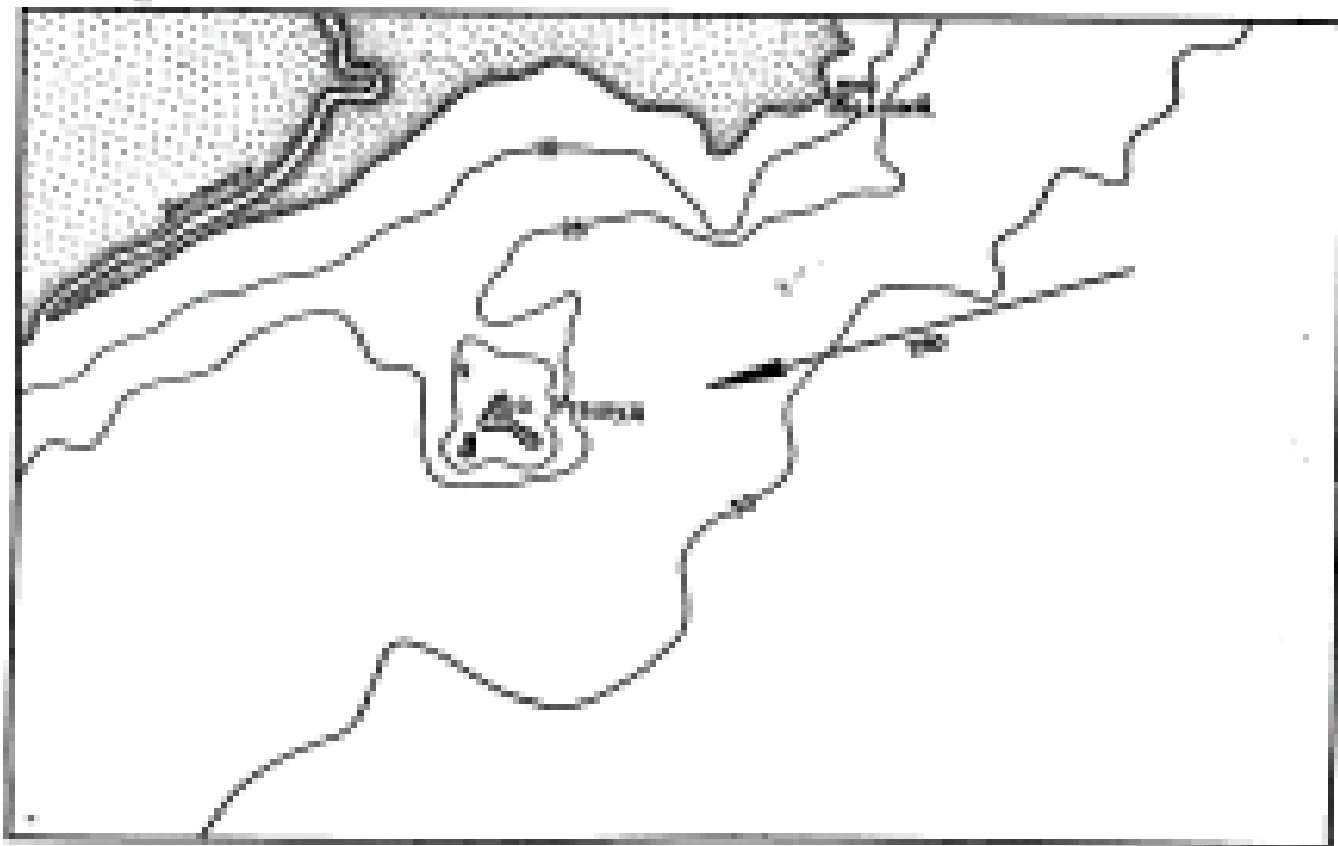
Lopatka 岬の北、カムチャツカ東岸の広く開かれた湾の岸において津波の観測は行われなかった。地形データによると(海底のゆるやかな沿岸斜面、低い砂州、砂浜)水位の上昇は小さいと推測することができる。Vestnik 湾口の石の多い広い浅瀬に存在する Utashud 島において波は海面上9mの高さに痕跡を残した。(第32図)

高い岩壁に囲まれる Piratskaya 湾における水位の上昇は質問データによるともっと高かつ



た(14.5m に達する)この湾の向いには海溝が存在し湾奥に大量の水をもたらす。

Siamo 岬と Asacha 岬によって区切られた広い Asachi 湾底は深くなっている。湾岸側へ水深は徐々に減少し集積低岸へと移行する。この岸は広く浸水をうける。Asachi 川床を海から仕切る低砂州は水によって完全に閉ざされる。



Фиг. 32. Цунами у острова Франца

Получено из данных в кафедр. 32—34 статьи — направление распространения волны от эпицентра; цифры у стрелки — расстояние от эпицентра в км; цифра на стрелке — высота волны; тонкие линии — глубины

第 32 図 Utashid 島の津波

Vestnik Utashid 島 Zhyolty 岬

註: 第 32-36 図において矢印は震央から津波の伝播方向; 矢印の数字は震央距離(km), 陸上の数字は津波の跳ね上がりの高さ, 細線は等深線

2. カムチャツカのフィヨルド海岸, Povorotny 岬から Asachinskaya 入江まで。Povorotny 岬から海岸の地形は激しく変わる。ここでは深く長いフィヨルドが陸へ入り込む。その岩壁は古い氷河によってなめらかになる。この部分において海岸は 800-1000m まで高くなる。地形において卓越するのは急な, 又は険しい斜面で岩屑の堆積を伴う。氷結の痕跡ははっきりと

現われている。フィヨルド谷の上部においては氷堆石物質の大きな集積が観測される。トラフ谷は上部において急な広がりをもたらす斜面の特徴的曲がりをもつ。高山の斜面にはカールが残っている。地形の氷河紀原は海底沿岸斜面の形にも反映されている。浸水谷は平らな溝状底(Akhomten, Zhirovaya 湾)をもち、時には海底隆起-氷河トラフの古い谷柵によって仕切られる(Vilyuchinskaya 湾)

カムチャツカ南部の湾における同じように、津波の波高に影響を与えた主要因は海底沿岸斜面の地形と湾の輪郭である。この地形区において津波の最大波高(8m)が記録されたのは Vilyuchinskaya 湾と Sarannaya 湾においてである。(第 33 図)。これらの湾は隣接する二つの谷の合流により形成され(BolshayaSarannaya と MalayaSarannaya, Vilyuchinskaya と Zhirovaya), これは海岸における他の細いフィヨルドと比べ入口のそばの幅を大きくした(Akhomten 湾, 他)

Sarannaya 湾の東部における湾口の Opasny 岬と Saranny 岬間の幅は約 10km である。底は次第に高まり、切り立った崖に取り巻かれた岸は順次近づき奥において低地川口へ移行し(BolshayaSarannaya と MalayaSarannaya)砂州, 三角州状の集積コンプレックスを伴う。海底地形と湾岸特徴は津波の湾口入りから津波の上昇をもたらす。切り立った岸のため海水は側面に広がらなかった。逆に湾奥においては陸への伝播に大きい障害はない。

このような状況が Vilyuchinskaya 湾において観測されるが、ここで波は二分される。Kruty 岬と Laperuza 岬間におけるこの湾口の幅は7km に達する。さらに西へ幅は次第に減少し、湾口から5kmにおいて約5kmである。ここで湾は細長い Razdelny 半島によりVilyuchinskaya 湾と Zhirovaya 湾に分けられる。

Vilyuchinskaya 湾は奥において狭くならず、逆に少し広がる。Razdelny 岬から2kmにおいて湾は高い隆起-氷河の古谷柵によって仕切られる。この地形特徴は津波を少し弱めたようであるが、ここでの作用は破壊的であった。

Zhirovaya 湾岸はすぐ接近し Vilyuchinskaya 湾の三分の一くらいである。大波はここでの漁業建物を完全に破壊し、Zhirovaya 川沿いの低地を通過し、湖と沼を伴うこの川沿いの広い低地三角州に侵入する。Zhirovaya 湾における波高の正確なデータは不在である。

さらに Vilyuchinskaya 湾と Sarannaya 湾から北の Avachinskaya 入江口までの海岸線は小さい湾によって切られ、一部は流砂によって分離され湖に変わる。この部分における津波の波高に関するデータは不在である。地形特徴によると、ここでの最大波高は Avachinskaya 入江口の Bezymyannaya 湾に存在しなければならない。

Avachinskaya 入江において津波の激しい作用を受けたのはその入口近くだけである(第 34 図)。Jzmenny 岬における波高は約5m であり、さらに北西へ入江の広い全エリアに伝播し、Avachi 川三角州におけるわずかな水位の上昇とペトロパブロフスク市において 1.2m の水位の上昇をもたらした。Tare 湾における水位の上昇は 1.8m である。波高の低下をもたらしたのは北へ上昇する水深を伴う Avachinskaya 入江底の特徴である。

3.カムチャツカ中部の海岸, 大きい湾の低集積形と高海食半島を伴う(Avachinskaya 入江から Ust-Kamchatsk まで)この区の地形特徴は広い湾と比較的細長い高い半島の交互である。湾は陸地にわずかに入り込み長さ 150km までのゆるやかな凹弧を形成する。湾の中の沿岸は低地特徴をもち、主に川の礫・砂質沖積層からなり、波によって洗われ、再堆積さ

れている。広い砂浜の後に続くのは普通、現在の爆風堆で高さは約5m、植物は定着していない。さらに奥には比較的古い堆系が観測され、これは若干湿原状の浅い低地に分けられている。堆の高さは順次低下し、普通、海岸から1.5-2kmにおいてその頂上は沼沢の植物の下に姿を消す。しかし海岸から4-6kmにおいて徐々に高くなり山の斜面へ移行する。このような様相は南西における Nalycheva 岬から、Kronotski 湾と Kamchatski 湾における沿岸においても見られる。

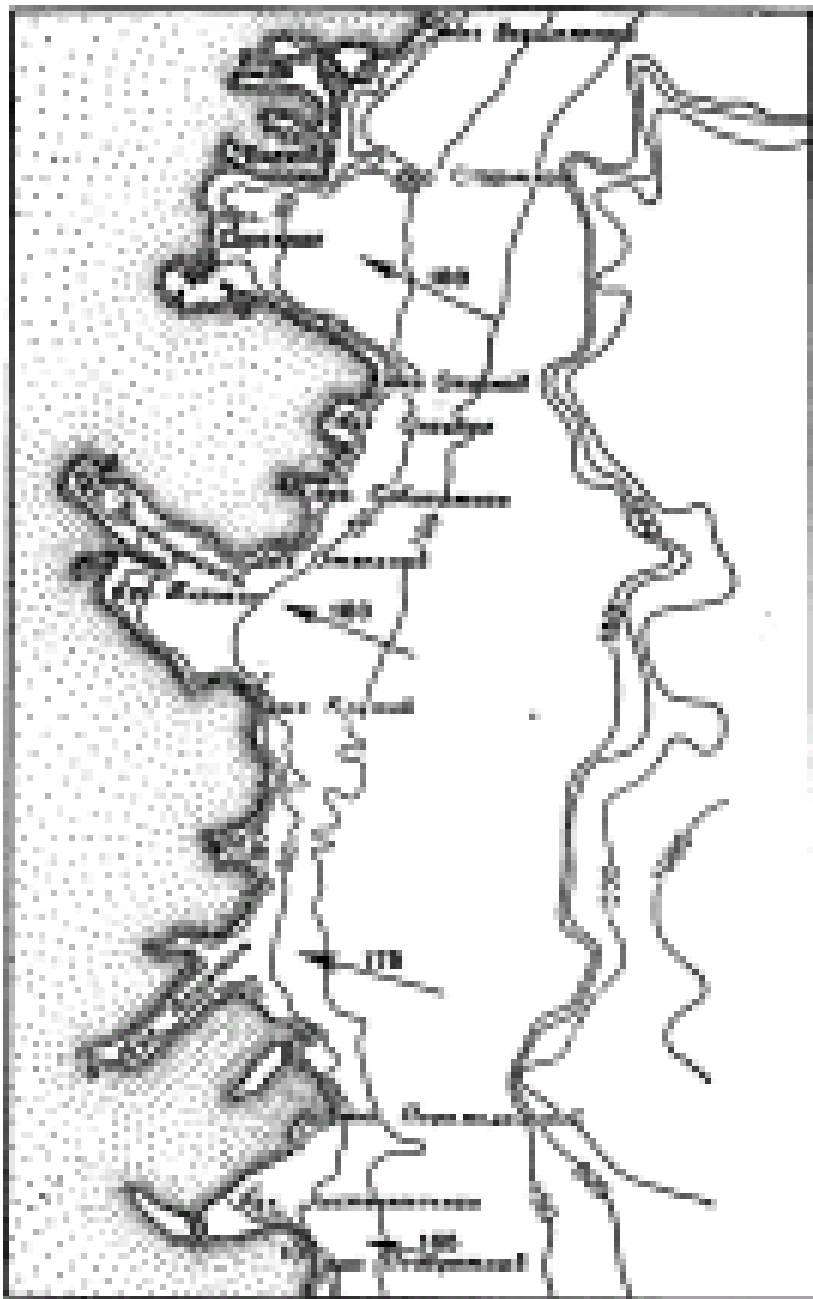


Fig. 10. Смена побережья Камчатка от мыса Павловского до мыса Елизаветинского

第 33 図 カムチャツカ沿岸図 Fovorotny 岬から Bezmyanny 岬まで

カムチャツカの到る処ににおいて観測される沿岸堆の陸側への低下は現在続く半島の全体的沈降を示す証拠である。V.P.Zenkovich の推定によると沈降速度は速く、250 年に約 1m である沈降過程と部分的に関連するのは沿岸地形の大きい要素、即ち湾とこれらに分ける半島の形成である。後者は海洋へ 30-50km 突出している。

湾とは逆に半島海岸部分は海食型に発達している。切り立った崖の高さは 400-500m に達する。断崖のそばには普通暗礁帯が存在する。

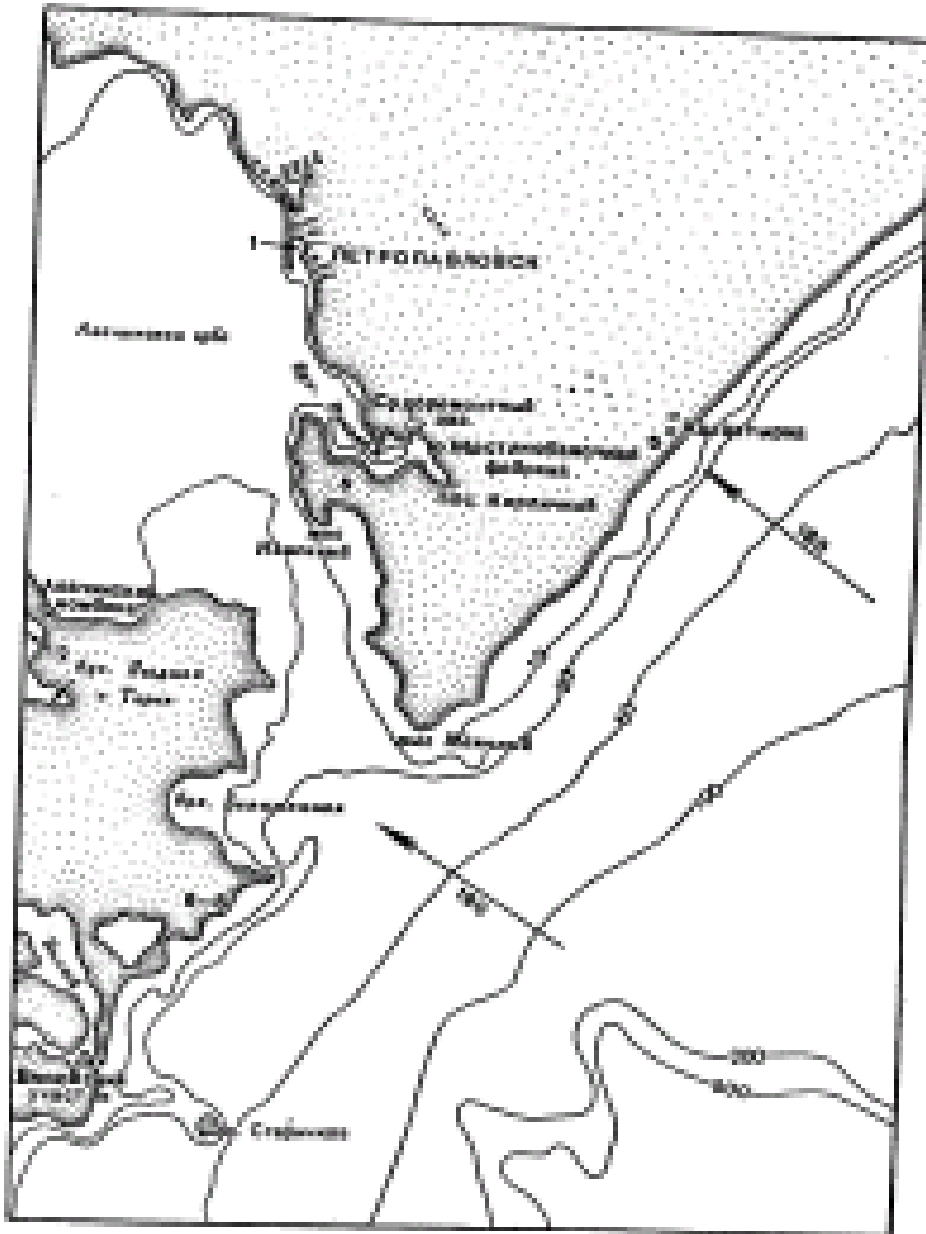


Fig. 34. Coast of Kamchatka in the region of the Kamchatskiy gol

第 34 図 Avachinskaya 入江地区における カムチャツカ沿岸図

Shipunski 半島は細い山谷に海水の深い侵入によって特徴づけられる(第 35 図)。ここでは Bechevinskaya 湾と Morzhovaya 湾が陸へ7-10km 入り込んでいる。ここで地形の集積形はよく現われていない、又は Morzhovaya 湾におけるように不在である。

Kronotski 半島の絶対高度は Shipunski 半島に比べ高く、切れは弱い、ここでの海食過程は陸棚縁が海岸線に近いので激しく現われている。特に激しい破壊を受けたのは半島の南東端における Kozlova 岬地区である。海食区は Shubertvo 村落地区における Kamchatski 湾の北部においても存在する。

この地形区沿岸における津波の波高は Shipunski 半島の2地点においてのみ測定された。半島の南岸における Shipunski 岬において波高は8m に達した。Shipunski 岬は震央に最も近いカムチャツカの地点である。岬を囲む広大な大陸棚も海岸に波が近づく際、波高の上昇をもたらしたことには疑いないが、他のより遠い区において水位の上昇をもたらした海岸の水平切断はここでは別の特徴をもつ。Shipunski 岬においては波が奥に移動する際、これを上昇させる狭い湾が不在で、逆にこれを2部分に分ける高い細長い隆起が存在する。岬の端から深い方へ伸びる暗礁帯も津波の弱化をもたらした。

半島の北東岸における Morzhovaya 湾における津波の波高は5-8m であった。この湾の南東、即ち震央側は山地によって閉ざされ、波頭は湾口のそばを通りすぎ Kronotski 湾奥へ向う。高い海岸への水の跳ね上がりは波頭の通過の後に続く水位の全体的上昇によって説明される。湾における第2の水位の上昇は Kronotski 湾岸からの津波の反射の結果である。

質問データによると津波の波高が観測されたのは Shipunski 半島と Kronotski 半島の南に位置する Olga 岬と Nalychovo 部落においてである。Nalychovo 部落における水位の上昇は7m、Olga 岬(第 36 図)においては8-10m である。両地点とも広い湾内の開かれた沿岸上に存在する。Olga 岬地区は Kronotski 湾の全沿岸沿いを通じた津波の集中地点でもある。Kronoki 部落における水の跳ね上がりのデータはないがもっと高かったと推測される。

Kronotski 岬の北、Kamchatski 湾における津波の沿岸への作用はきわめて弱かった。その原因は湾の全空間に波影を作る Kronotski 半島の突出と推測される。例えば Shubertovo 村落と Ust-Kamchatsk において水位の上昇は、Olga 岬地区と地形条件が似ているが、数 cm にすぎなかった。

沿岸と沿岸帯の地形分析により津波の伝播に対する法則性を得ることが可能である。

震央距離が波高に影響するのは波のエネルギーが著しく弱くなった遠地においてだけである。近くにおいては地形要素が重要である。沿岸海底斜面と沿岸の地形特徴は波が海岸に近づく際、波の上昇を決定することが可能である。

海岸のそばの海底地形は津波の変形に大きく影響する。沿岸帯における陸棚の幅と傾斜に依存が可能である。観測によると津波の波高の最大は大陸棚の幅が 30-50km 以下で、海底隆起、凹地、暗礁によって乱されず海岸側へゆるやかに上昇する場合である。しかし後者は湾を浅瀬において津波の上昇をもたらすことが可能である。

この外、津波の上昇に良い条件は湾口そばの溝状海底凹地と海岸へ大量の水をもたらす湾自体である。

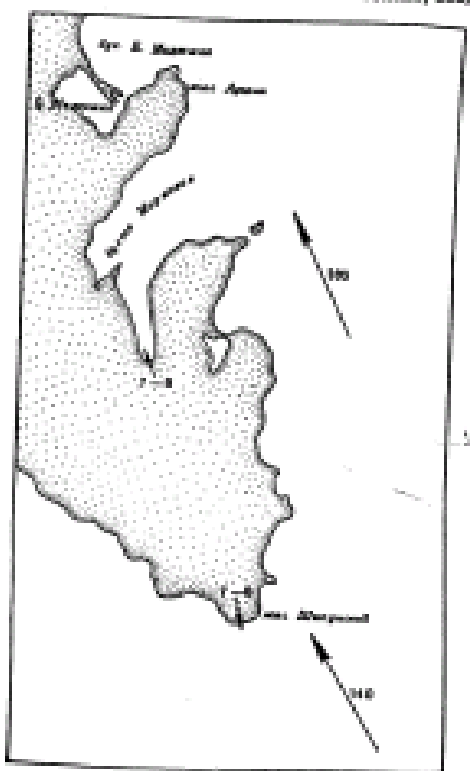
津波に対する海岸地形の影響は主に沿岸帯の水平分裂特徴に現われる。岬の向いで波の回折と海岸に対する作用の弱化が観測される。例えば 海岸線において湾岸の合流する場合波頭は湾奥に向かって激しく上昇する。

垂直分裂において重要な意義をもつのは湾における高い急な海岸と広い低地海岸の比である。切り立った岸のそばの湾奥において津波の大きい波高は観測されないそばの水深が大きいからである。しかし湾岸が接近する場合水位の上昇をもたらす。

陸側への津波の最大伝播と最大波高は湾の両側に切り立った岩が存在する場合湾奥の低地海岸において観測される。

海洋に向く狭くなる湾奥が最も津波が危険である。危険度が高くなるのは広い湾の奥に小さい湾が存在する場合である。例えばパラムシル島東岸の湾, Kamchatski 湾, Kronotski 湾をあげることができる。

危険度が比較的低いのは、切り立った岩と暗礁に囲まれた高い海岸の岬である。



Фиг. 35. Часть побережья Камчатка в районе полуострова Шипунского

第 35 図 Shipunski 半島地区における カムチャツカ沿岸図  
B.Medvezhko 湾 B.Medvezhka Argali 岬 Morzhovaya 湾 Shipunski 岬



Фиг. 36. Цунами в районе залива Ольга

第 36 図 Olga 岬地区における津波 Kronoky Olga 岬

### 結論

1. 本文においてまとめられた津波の観測結果, 及びクリル-カムチャツカ地震帯における比較的強い地震の発生の可能性から高い津波の発生の可能性を考慮しなければならない。知られている津波の中で最も高いのは 30m に達した(1896 年北海道における十勝と Maiori 地点)。今後津波の区分け図の作成までこの波高を太平洋のクリル・カムチャツカ沿岸の湾海峡において最も可能な波高と見なさなければならない。
2. 津波の沿岸への作用は流体動学的作用も流体静学的作用もありうる。前者の場合破壊効果は押し寄せる波の運動エネルギーによって生じ(Sarannaya 湾, Vilyuchinskaya 湾)。後者の場合波の直接作用から守られた沿岸において浸水をもたらす速い水位の上昇によって生じる(Morzhovaya 湾)
3. 津波がもっとも危険なのは奥で合流する(狭くなる)岸と順次減少する水深を伴う湾と海峡である。特に激しい水の跳ね上がりが観測されるのは湾口の岸が切り立ち置くが低地である場合である。(Zhirovaya 湾, Kitovaya 湾, Olga 湾, (カムチャツカにおける)と第2クリル海峡)
4. 海岸近くに位置しなければならない生産企業は湾口が狭く, これと比べ中央部が広い湾に建設されることが望ましい(ペトロパブロフスク, Avachinskaya 入江)
5. 沿岸における住居地の配置と今後の建設は調査により津波の作用を考慮して行うべきである。
6. 地震の発生時刻と地震により発生する津波の出現時刻を推定するためにはラグランジェ・エリ式に基づき計算された第 2 表のデータと沿岸地点と震央地区における地震発生が可能な地点間の海洋の平均水深値を用いることができる。1952 年-クリル海峡の

北端, 1923 年-コマンドル諸島, (波の初相において水位の上昇が生じると推測される)

7. 震央がウルップ島地区に存在する場合(1918年)の津波の到達時間は Severo-Kurilsk と Yuzhno-Kurilsk において同じ位で約 50 分である。
8. クリル・カムチャツカ帯は地震の高い活動帯であるため津波の外にここでは大地震の発生の可能性を考えなければならない。このためには耐震構造が必要であり、まずペトロパブロフスクを考慮しなければならない。特に悲惨な結果をもたらす震度8-9の地震の際に悲惨な結果をもたらす地すべり区と陥没区に注目しなければならない。

## 第2表

地震縦波と海波の到達時間の間隔

地点	1952年	1923年
Severo-Kurilsk	0時45分	1時35分
Avachinskaya湾 (ペトロパブロフスク)	0時15分	0時55分
Ust-Kamchatsk	0時45分	0時25分

## 文献

1. I.I.Katushenok, B.K.Klimov, F.I.Monakhov, I.D.Ferchev, 1952年11月5日地震の中間報告, ソ連科学アカデミーサハリン支部地震部, 原稿
2. A.A.Menyailov, カムチャツカにおける火山観測報告, ソ連科学アカデミー出版, No



- 12, 1946
3. Bull. Earthquake Research Institute, Suppl, vol1, Tokyo 1934
4. B. Gutenberg Bull. Seismological Society of America, vol29, No4, 1939
5. B. Gutenberg and C.F. Richter. Seismicity of the Earth and associated phenomena, Princeton University press, 1949
6. N.H. Hech, Bull. Seismological Society of America, vol37, N4, 1947
7. F.A. Jaggard, Natural History, vol 10, N6, June, 1946
8. Nature, vol, 170, N4335, Nov. 29, p914, 1952
9. E. Rudolph. Gerlands Beitrage zur Geophysik, vol. 1, 1887
10. F.P. Sheard, G.A. Macdonald, D.C. Cax, The Tsunami of April 1, 1946 University of California press, 1950.
11. R. Takahashi, Bull. Earthquake Research Institute, vol, xxix, part, 1, 1951
12. B.D. Zetler, Traveltime of seismic seawave Honolulu Pacific. vol. 1. N3. Honolulu, 1947

1. 1952年11月6日津波来襲時における浸水区



第6図 第2クリル海峡において津波の被害を受けた住居地の配置



第34図 Avachinskaya 入江地区における カムチャツカ沿岸図