

Tatiana K. Pinegina, Joanne Bourgeois, Lilia I. Bazanova, Ivan V. Melekestsev and Olga A. Braitseva, 2003, A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia, *Quaternary Research* 59, 36-47.

ロシア連邦カムチャッカ, Kronotskiy 湾沿岸での完新世の津波の 1000 年スケールの記録

概要

過去 7000 年間で 50 回にもおよぶ大津波による堆積物が, Kronotskiy 湾南部, ズバノバリ川の河口近くのカムチャッカ半島の太平洋海岸に保存されている. これらの堆積物は完新世の指標テフラ層を使用することで年代を推定でき, 対比される. カムチャッカにおける津波堆積物の記録は多くの示標テフラを組み合わせることで, 津波の頻度を研究する前例のない機会を提供する. 例えば, Kronotskiy 湾南部沿いの層序から, 我々は大津波(5m より高い遡上)の頻度を推定する. 過去 3000 年で, 最少頻度では約 100 年に 1 回大津波が, 最大頻度では約 30 年に 1 回大津波があり, 後者は西暦約 0 年から 1000 年の間である. この期間はカムチャッカ半島の多くの場所で記録されている地震と火山活動の増加の期間と一致する.

はじめに

カムチャッカ半島 (図 1) は世界で最も活発に地殻運動をしている地域の一つであり, 歴史的にカムチャッカ - 千島海溝に沿って発生した多くの大津波を経験している(Zayakin and Luchinina, 1987; Zayakin, 1996). 最も大きかった二つは, 1952 年 11 月と 1737 年 10 月に発生した. 後者はカムチャッカで発生した中で記録されたものとしては最古のものである. 津波記録のカタログの作成と査定は, 長期間の津波予報と津波のハザードマップにとって重要である. しかし, カムチャッカの場合, 他の多くの津波に影響を受けやすい海岸線と同様に, 津波の歴史記録はあまりに短すぎて, 歴史データのみでは津波の発生時期の予測をすることはできない. 長期間のデータを入手する方法は, 有史以前の津波堆積物を調査することだ.

古い津波の調査は 1980 年代後半に活発な研究分野になった. 近代と有史以前の地震と津波の有力な証拠は, 日本, 北米, そして他の多くの場所で発見され調査されている. カムチャッカでは, 津波堆積物の調査は約 1990 年に始まった(例えば, Melekestsev et al., 1994; Minoura et al., 1996; Pinegina et al., 1997). これらの調査の最中, 古い津波堆積物を同定するための技術は発展したが, 私たちの知る限りでは, 1000 年スケールの古い津波の分布と頻度に対する統計は行われていない.

ほとんどの研究地域では, 長期間の統計量が入手しにくく, これは記録されたイベントがあまり

に少なかったり、信頼できる年代値の得られたイベントがまれであったり、異なる場所でのイベントを対比する方法の欠如による。100年間の時間スケールで、箕浦と中山(箕浦ほか, 1994)は北日本の多くの津波堆積物を調査し、そして、それらと日本の史実に基づく津波の一覧との対比を試みた。また、主に埋没土壌をもとに、カスカディアでは古地震の再現分析が試されている(Atwater and Hemphill-Haley, 1997; Clague and Bobrowsky, 1994; Hutchinson et al., 1997)。

世界で最も活発な火山弧の一つの風下にある、カムチャッカ東部沿岸は津波歴史の1000年スケール記録を調査するための見事な機会を提供している。これらの火山からのテフラは過去50年間調査されており(例えば, Braitseva et al., 1997), 広範囲に及ぶ示標テフラ層は津波堆積物を含む地層断面の年代決定と対比を可能にする。すべての津波堆積物やテフラ層を保存している地層断面はないので、多様な掘削と対比が長期間の津波の歴史を確立する鍵となる。

この論文の目的は、統計的に有意なデータを手に入れるため、可能な限りの津波堆積物を見つけ、年代を決定することにある。我々は、ズパノバリ川の河口近くの南部 Kronotskiy 湾を重点的に扱った(図2)。その理由は以下の通りである。

1. その地域は頻繁に地震の起こるところであり、津波の歴史記録がある。
2. 1952年の津波に同定できる堆積物が残っており、これを基準として用いることができる。
3. この沿岸の湿地は、泥炭の堆積速度が速いため津波堆積物をよく保存している。
4. よく調査されたテフラ層が多くあるので、段丘や津波堆積物の年代を決定でき、対比できるだろう。

この研究論文は主として全体の層序学とこれらの堆積物の統計量に関することである。堆積物と追加測定した地層断面そしていくつかの予察的分析についてのより詳細は、Pinegina et al (2000)に提示されている。

背景と方法

ズパノバリ川河口の背景

掘削はズパノバリ川河口の南北の約30か所で行われた(図2)。追加掘削は沿岸から上流へ10kmまでで行った。ズパノバリ川はカムチャッカの唯一の都市、ペテロパブロフスク - カムチャッキーの約100km北にある、Shipunskiy 岬の北の Kronotskiy 湾の南に流出する(図1)。Shipunskiy 岬はおおよそ千島 - カムチャッカ海溝地帯の一部であるカムチャッカ半島の真ん中に位置する(図1)。この海溝地帯は Kruzenstern 断裂帯地帯と交わる(Gorbatov et al., 1997)。この海溝沿いに、約9200万年前の太平洋海洋地殻がユーラシアの下におおよそ直角方向に傾斜角約 55° 、約7.5 ~ 7.6cm/yr の速度で沈み込んでいる(Gorbatov et al., 1997)

ズパノバ川河口の北側と南側(図 2)は地形が異なり、南側は隆起を示し、北側は比較的安定している。ズパノバ川河口の南部は低い階段状の基盤と、高さ 15m, 25m, そして 30 から 40m の後期更新世の段丘群が並列している。ズパノバ川河口の北部は海拔約 5m の前進性の海岸平野であり、海成層と沖積堆積物から成る。この海岸平野は内陸 30km まで広がる。北部と南部のズパノバ川河口の両方で高さが約 5m 以下の低地のほとんどは、湿地か湿原のいずれかである。これらの湿地帯は(時代に応じて)厚さ 1~2.5m であり、典型的にはラグーンの泥が沿岸海洋の砂を覆う。湿原や湿地は一連の浜堤によって海から離れている。現世の浜堤は高さが約 3~5m に及び、そして現在の海浜は幅 30 から 50m である。かつての浜堤は高さ 1~3m の一連の小丘として残っている。

現世のズパノバ川の三角州は、約 5000~6000 年前に発達したことが掘削による海成層から非海成層への移行と示標テフラの存在から示される(表 1)。三角州の非海成層中の最も低い示標テフラである AV₃(~4500 ¹⁴C yr B.P.; 表 1)は非海成層の基底から 19cm の位置ある。ズパノバ川河口の北部にある、海岸平野はそのときから西から東へ前進した。ズパノバ川河口近くで、バリアが約 4000 年前に生じた(浜堤の掘削で最も古いテフラは AV₁ で、約 3500 ¹⁴C yr B.P.)。そのときから浜堤の背後のラグーンは泥炭で埋められている。

ズパノバ川河口の南部にある、河川作用はそれほど重要ではない。そこでは、バリア(沿岸の丘と Kopyto 丘の間にあるトンゴロ、図 2)は 4500~5000 年前に生じた。背後のラグーンは、後に縁辺から真ん中に向かって泥炭で埋められた。このバリアの上での掘削は AV₃(4500 ¹⁴C yr B.P.)を含み、それより古いテフラ、但し AV₄ ではない、を挟んでいる。そして泥炭はこのラグーンへ前進している。最も新しい地層断面は AV 400 だけを挟んでいる(表 1)。河口の北部と南部の両方にある海岸線は付加成長している。

テフラ層序学

古津波堆積物の年代は、記載されていて年代の判明している火山灰層(示標テフラ層、表 1)との層序学的位置に基づいて決定されている。カムチャッカでは、24 以上の完新世の示標テフラ層は、11 の火山に関係がある(Braitseva et al., 1997)。これらの年代の判明しているテフラ層はカムチャッカでの最も大規模な火山爆発イベントの記録を提供する。それぞれの示標テフラは、その供給源である火山から数十から数百 km 離れたところまで発見されており、層序学的位置、降下地域、放射性炭素年代、典型的な粒度分布、そして化学組成と鉱物組成によって特徴づけがされている(Braitseva et al., 1997)。

より局所的な火山灰層とともに、Braitseva et al. (1997)の記載以外の地域的な示標テフラもズパノバ地域の調査に用いられた。信頼できる情報源から、これらのテフラは 1963 年の Karymsky

(KM) 噴火(1980年にMasurenkovが記録)の火山灰, 3000年前, 7150年前, そして, 約1000 ¹⁴C yr B.P. (O.A.Braitseva, L.I. Bazanova, I.V. Melekestsev, and L.D. Sulerzhitsky, 未公表データ)のAvachinsky火山の噴火(AV)の火山灰層である。供給源の不明なテフラとしては, 約2000 ¹⁴C yr B.P. の黒色火山灰(BA)とおそらくはAvachinsky起源の400 ¹⁴C yr B.P. のテフラがある(AV 400)。

テフラ層は, 野外で記載・同定し, 室内でのサンプルの分析と, 示標テフラの等層厚線図との調査で同定をチェックした。示標テフラ層は厚さの傾向を調べるためにズパノバ川の上流まで追跡した。その土地の大量の泥炭サンプルを, 放射性炭素年代で年代決定して, 層序学の評価に役立てた(図3, 表2)。しかし, 少なくともAvachinsky火山からの明らかな玄武岩テフラであるAV₁に至るまでのほとんどのテフラが区別され, よく研究されているので, 示標テフラの同定は信頼できる。一般に, 泥炭の放射性年代は示標テフラによって示された年代よりも若い(例, 図3, セクション96611, 96608)。泥炭サンプルは, 一般により若い根がより古い泥炭の中に伸びていくので, 若い年代を示す。さらに, 我々は沿岸のセクションにおいて湿った泥炭が予期された年代よりも約500年も若い年代を持っており, 我々はこの問題を検討している。

野外調査と津波堆積物の基準

我々の結果は主として2回のフィールド調査と掘削したトレンチからの約40の層序断面に基づく(図2と3; Pinegina et al., 2000)。層序断面のそれぞれについては, 高度と海岸からの距離を記した。それぞれの地層断面を層序学的に測定し記述し, 砂層と火山層を粒度分析および鉱物組成分析のためにサンプリングした。一般に, 微化石はこれらの堆積物の中で普通ではないし保存状態も良くないかのどちらかである。ほとんどの掘削は, 津波以外のメカニズムで砂が運搬される場所よりも高い場所にある。浜堤の間のくぼみの掘削はあまり有用ではなかった。なぜならば, 砂は津波ばかりでなく風や大波によっても海岸から運搬されており, 砂質だったからだ。

過去10年で, 多くの現世や歴史上の津波からの堆積物が記述されている(例, Clague et al., 1994; Sato et al., 1995; Nishimura and Miyaji, 1995; Minoura et al., 1996; Bourgeois et al., 1999)。これらの観察は津波堆積物の特性やそれらの認識の基準についての一般的な理解に貢献している。一般に, 津波堆積物はシート状で, 隣接した海岸あるいはその他の植物に覆われていない地表面から浸食された堆積物から成る。局所的に, それらはパッチ状で, 浸水域の全域に存在しないだろう(図4; Nishimura and Miyaji, 1995; Hemphill-Haley, 1995)。津波はまた, 特に海岸, あるいは, 植物に覆われていない地域を浸食する。

津波堆積物は一義的に定義できず, そして他の種類の堆積物といくつかの特徴を共通するかもしれないが, 一般に, それらはすべてを共通するわけではない。高浪堆積物は津波堆積物に大変よく

似ているが、高浪は津波のような長波の距離の伝播をしないだろう。さらに、カムチャッカでは、台風のくずれた低気圧は日本のものより弱い。そこで、高浪堆積物を除外するために、津波堆積物は標高 3m より高いものと記述している(例, Minoura et al., 1994)。津波堆積物と高浪堆積物と比較すると、風によって運搬された砂は典型的に非常によく分級されていて、極細粒砂であり、より厚く、くさび状の層である。シルト及び風によって運搬された極細粒砂も泥炭中に散らばっている。洪水堆積物は典型的には茶色で、海砂よりも泥質で角ばった粒子からなり、我々のズパノバにおける地点のほとんどは川による洪水の影響を受けにくい。丘のふもとにある崩積層は、分級の悪い、角ばった粒子である。

我々の地層断面は、主に標高 5m 以上で(図 5)、そして海岸から 200m 以上離れた、泥炭湿原と段丘に位置する。これらの場所の津波堆積物の供給源は、主として海岸線から浸食された海浜砂で、植物に覆われた表面を横切って堆積した(図 5)。泥炭の断面中の砂層は以下の特徴に基づき、津波堆積物と解釈される。第一に、砂層は高潮の影響を超えた場所で見つかる。高潮による影響の欠如は、浜辺の植物から塩に対する耐性の低い植物への変化、海岸線からの距離と海拔、一般には 250m より遠く、5m より高い、そして(砂の量が少ない) 泥炭の存在によって定義される。第二に、津波によると解釈された砂は、一般によく分級され円磨された粒子からなる、その土地の海砂に似ている。これらの堆積物は海岸線から遠ざかるにつれて細粒化する傾向にある。第三に、層はシート状で数 mm から数 cm の厚さで、一般に海岸線から離れるにつれて薄くなる。最後に、砂層は数十年から数百年の層序学的な再現性があり、海溝沿いの海岸線の津波を予測できる。

ズパノバ地点での津波堆積物の特徴

津波堆積物と解釈された堆積層は、黒または灰色のラミナあるいは薄い単層(しかし局所的に厚さ 15cm に達する)として産し、場所によっては礫(直径 5cm までの砕屑物)や木片を含む。薄い単層は最も良い分級を示す。堆積物は陸に向かって細粒で薄くなる傾向がある。津波堆積物は河口の北側と南側で分布や特徴が異なる。南に向かうと、堆積物は川から約 1km にある一連の丘の海側に限定されている。この丘の海側の基盤における掘削では(例, 96608, 図 2)、分級の悪い砂からなる数枚の比較的厚い堆積層(15cm 以下)があり、我々は津波がその丘で崩れ波となった時に急速に沈殿した堆積物と推論する。河口の北側は地形が低く比較的平らで、対比される津波堆積物は薄く、よく分級されていて、稀には、(海岸から直交する方向に 3~4km に位置する) 上流 5~10km にまで広がっている。

津波の後、即座に回復持続した植物に覆われた地面上に津波の層が堆積した場合、浸食あるいは他の表面の攪乱から保護されるので最もよく保存される。一つの掘削の壁ですら個々の津波堆積物

は厚さや保存状態は異なる。さらに、我々がそれぞれの場所での堆積物を対比できたところでは、隣接した地層断面でさえ、保存の程度や特徴には相当な違いがある。一般に、この変化は、地形の小さな変化と結びつけることができるが、植物のような他の凸凹の要素が堆積物に影響する。さらに、保存要因である、生物擾乱、土壌形成と泥炭の堆積速度の変化は保存度の違いを説明できる。2, 3 の場合では、堆積物の基底に浸食の証拠がある(例, 図 3, 地層断面 96608)。

これらの理由で、多数の掘削が津波堆積層の信頼できる論点を作り出すために必要である。それでも、我々はいくつかの出来事を見逃しているだろう。我々の経験は掘削よりもむしろコアリング調査は、こうした調査をより困難に、そしておそらくは不可能であろうことを示唆する。前述の基準に基づいて、最も古い AV 7150 や KO または KRM(表 1)を含む、20 の鍵となる地層断面の中で、我々は黒または暗灰色の砂や礫質砂の 50 もの層を同定し、津波堆積物であると解釈した(図 3)。堆積物の詳細と解釈は Pinegina et al. (2000) に要約されている。

歴史上の津波からの記録と堆積物

1000 年スケールの記録を研究する前に、この地域における地震と津波の歴史的記録を研究することが有益である(Zayakin, 1996; Gusiakov et al., 1999)。我々の現場はすべて海拔 3m 以上で、ほとんどが 5m より高いため、我々は大津波の記録だけを考える。どの歴史津波がズパノバ川河口に堆積物を残したのだろうか。そして我々はそれらの堆積物を同定できるのか。この場所には周辺で発生したのではない遠方、例えば、チリからの遠津波はどのくらいあるのか。

カムチャッカにおける最も完全な歴史地震や津波の記録は 1740 年に設立された、ペテロパブロフスク - カムチャッキーの定住からで、それは Avanchinskiy 湾(津波のデータベースの中では Avacha 湾とも呼ばれる)の内側にあり、津波からうまく保護されている(図 1)。津波の影響について我々のフィールドと最も似ていると予測される場所は Khalaktirka, ズパノバ村, そして Semlyachik で、他の場所はより大きな(より小さい)増幅を示す(図 1)。

大津波のカムチャッカにおける最も完全な記録は、1952 年のカムチャッカ津波である。他の 2 つの大津波は 20 世紀の間に我々のフィールドで記され、1923 年 2 月 4 日のカムチャッカと 1960 年のチリである(図 1)。ペテロパブロフスクの記録に基づくと、他のいくつかの地域的津波はズパノバで大きな遡上があったかもしれない。それらは 1792 年, 1827 年, 1841 年, 1848 年そして 1904 年。これらのうち、最も大きいのは、おそらく 1841 年だろう。よく知られた 1737 年のカムチャッカ津波(以下を参照)は最も古く、そしておそらく、この地域ではよく知られた最も巨大な歴史イベントである。

1960 年のチリ津波は、カムチャッカにおいて歴史記録のある大規模な遡上のあった唯一の遠隔

地津波である(図 1). 指向性のために, アラスカ(例, 1964 年)や最も外の Aleutians からの津波はカムチャッカでは大きな遡上を引き起こさない. 南部カムチャッカでの 1960 年のチリ津波の遡上は一般に, 1952 年の津波のおよそ半分だった(図 1). ズパノバの地点の近のフィヨルドのような Morzhovaya 湾は例外である.

もし我々が, より古い歴史的太平洋横断津波のプロキシとして, 北日本の歴史記録を使うならば, 1960 年のチリ津波が過去 300 年間で日本北部の三陸沿岸を襲った, 唯一の大きな遠隔地津波(3m より高い遡上)である(Minoura, et al., 1994). また, 北日本では, 1700 年のカスカディアイベント(Satake, et al., 1996; Tsuji et al., 1998)は, ある程度の遡上(1~3m)しか起こさなかった. 我々はズパノバのような地域では 1700 年のカスカディア津波では日本ほどの遡上は起こさなかったと予想する.

歴史記録の堆積物

ズパノバのフィールド, 1963 年の Karymsky(KM 1963)と 1907 年の Ksudach(KS 1907)には 2 枚のテフラ層がある. 我々がおおよそその年代を西暦 1500 年と決定する重要なテフラである「AV 400」は, 3 つの泥炭の放射性炭素年代に基づく[410 ± 100 ¹⁴C yr B.P.(下位), 420 ± 60 ¹⁴C yr B.P.(上位), そして 320 ± 100 ¹⁴C yr B.P.(上位)]. AV 400 と KS 1907 の間の地層断面は, この期間の中頃で起こった 1737 年のカムチャッカ津波を含む約 400 年の記録を提示する.

以下に議論された例外に関して, たった一つの堆積物が KM 1963 と KS 1907 テフラ(図 3)の間に位置し, そして我々はこの層が 1952 年のカムチャッカ津波に起因すると考える. この津波による遡上は, 典型的にカムチャッカ沿岸のこの部分に沿って 5~10m だった(図 1). 我々は別の起源としては, 1923 年(2 月 4 日)のカムチャッカ津波と 1960 年のチリ津波はないと考える. なぜなら, 前者は, 堆積物とその地層断面で高い位置になければならない. なぜならば, 1963 年のたった 3 年前のイベントであるからだ. 後者は, 津波が 1952 年の津波の約半分の大きさしかなかったためである. さらに, もし津波堆積物が 1960 年のチリ津波からのならば, 我々が予期するよりも津波層と KM 1963 間の土壌がより発達しているはずだ.

海岸線から 200m 未満にある, 浜堤での浅い掘削では, 一枚以上の砂層が KS 1907 の上でしばしば見つかる. それらは砂質すぎるし, これらの砂層のいくつかはストームからのものなので, これらの掘削は参照または統計に使用されない. しかし, おそらく, これらの砂層は, 1923 年または, 1960 年の津波堆積物(1952 年も加える)を示す. さらに, 一つの泥炭地層断面(地点 51, 図示されていない)は KS 1907 と KM 1963 の間に二枚の砂層を含む. 我々はこれらの層の一つは, 1952 年の津波に起因すると考えるが, 我々はもう一枚の砂層が 1923 年の津波か 1960 年の津波かは分

からない。いずれの場合も、ズパノバ川地点での 1923 年の津波による堆積物の欠落は、この出来事による遡上は、複数の報告(Zayakin and Luchinina, 1987; Gusiakov et al., 1999)に反して、1952 年の津波の遡上より小さかったという推論を我々にもたらす。

我々が 1952 年の津波とした堆積物は暗灰色の厚さ 2~6cm の塊状の砂で、見かけは海浜砂に似ている。粒径は粗粒砂または極粗粒砂、から、細粒砂または極細粒砂である。この堆積物は高度 4~5m まで、そして河口から 1km までの河の北側で見つかった。海岸から約 200~300m にある堆積物は、厚さ 6cm の中粒から粗粒な砂の単層である。海岸から約 700m では、単層は薄くなり細粒砂または極細粒砂を主体とする層になる。

5 枚の津波堆積物が、カムチャッカ 1907 より下位そして AV 400 より上位にある。泥炭の堆積速度から判断すると、これらの堆積物のうち 3 つ(おそらく 4 つ)は歴史上の津波に起因するかもしれない。歴史文献(例, Krasheninnikov, 1755)に基づくと、1737 年の津波は過去 300 年間で最も大きかった。したがって、我々はこれらのテフラ(KS 1907 と AV 400)の間にある地形的に最も高い津波堆積物を 1737 年のカムチャッカ津波によるものと考えた。

要するに、層序記録に基づく、ズパノバ川の過去 500 年間には少なくとも 6 回(もし我々が 1963 年と 1907 年のテフラの間にある 2 つの堆積物を 2 つの津波とみなせば 7 回)の 4~5m 以上の遡上をもたらした大津波を経験した。おそらく、これらすべてのイベントはその土地で起こった津波であり、1960 年のチリの津波は海岸近くに堆積物をもたらしたかもしれない。これらの津波のうちの一つ、1952 年のカムチャッカの津波は近くの地点で観察された他のいくつかの津波とともに、すぐ近くのズパノバ村に歴史記録がある。

1000 年スケールの津波堆積物

歴史記録からのある程度の確からしさで、我々は分析を過去数千年に拡大できる。我々の分析の鍵は、年代決定と対比するための示標テフラ層の存在である。これらのテフラの正確な年代よりも重要なのは、それらが時間面を表すからである。ズパノバの地層断面の多くは、少なくとも過去 2000 年をカバーし、多くの地層断面が過去 4000 年を遡る。最も古い掘削は 7700 ¹⁴C yr B.P. のテフラを含む(KRM, 図 3, 地層断面 96602)。層序断面をコンパイルし、テフラ層を同定した後、我々は地層断面を対比した(図 3 のように)。20 の代表的な地層断面を使用し、我々はテフラによって時代の範囲を定めて、一つの任意の地層断面中の各時間の間隔内に記録された堆積物の最大数から津波の総数を計算した。

ズパノバでの前期完新世の津波堆積物の記録は、約 3000 年より前の泥炭が稀なため不十分である。地点 96611(図 3)は掘削された最も古い泥炭地層断面である。より古い地層断面は川の南にあ

る岬の段丘の土壌中である(例, 地層断面 96602, 図 3). これらの地層断面では保存状態があまりよくないが, ズパノバ地点で最大で最も古い津波のいくつかが記載されている. 我々が見つけた最も古い津波堆積物は高度 32m の沿岸岬(地点 96603)上で, およそ 7150 ^{14}C yr B.P.(紀元前約 6000 年)と年代決定された Avachinsky テフラの下に位置する.

津波年代の決定

厳選された泥炭地層断面の中で, 我々は年代の分かっている二枚の火山灰層の間にある津波堆積物の年代を, 堆積速度を一定と仮定することで決定した. 示標テフラ層が地層断面をかなり短い時間間隔に分割するので, この推測は可能である. しかしながら, 年代の分かっているテフラの間の厚さの変化は, 泥炭の堆積速度が地層断面ごととはもとより, 同じ地層断面の中でさえも変化することを示唆する. これらの堆積速度や堆積後の圧密は多くの要因によって支配され, それらの内のいくつかは, 気候や年代のようなすべての地層断面に共通するものである. 他のものはそれぞれの地層断面ごとに特徴的で, その土地の起伏あるいはラグーンの中心からの距離といったものである.

いくつかの段丘の土壌地層断面上においても分析を試みたが, その堆積速度が泥炭に比べて 1 桁遅いので, 年代の正確性ははるかに低く, また浸食されている可能性がより大きい. また, 堆積速度が遅いため, 個々のテフラ層や津波堆積物を識別することがより難しい. 従って, ここで示した分析は泥炭地層断面だけに基づく.

我々が放射性炭素年代測定法のために, その土地で泥炭をサンプリングしたが(図 3; 表 2), 我々の分析には既知の十分に年代決定されたテフラだけを使用する(表 1). 我々は図解法によって各津波の年代決定を試みた. 例えば, 泥炭の最も完全な地層断面を Y 軸を年代に, X 軸を掘削の表面からの深さで図示する(図 6). 示標テフラの年代をプロットすると, テフラユニット間の各線分の傾きは泥炭の堆積速度(圧縮後である)を示し, 緩やかな傾きは急速な堆積を示し, 急な傾きはゆっくりとした堆積を示す. 個々の津波堆積物の年代を, 直線に沿った内挿によって決定し, 我々は放物線, 指数対数のような他の曲線フィットを試みたが, 最上部の泥炭を除くと, 直線が最もテフラ年代と符合する.

我々は泥炭堆積物の堆積速度がゆっくりと絶え間なく変化し, テフラ年代の隣接する部分の年代を決定できると考える. しかしながら, 津波やテフラ層が瞬間的に堆積し, もしそれらが厚い, または有害な場合, 泥炭の成長をしばらくの間抑制する可能性がある. この抑制はカムチャッカで観察され, 例えば 1907 年の厚さ約 0.5 m の Ksudach テフラの場合, 今だに泥炭や土壌の表面にある(図 1 の Mutnaya 湾上流に位置する; T. K. Pinegina, field notes, 1996). また, Mutnaya 湾で厚さ約 20 cm である 1952 年の津波堆積物は 1996 年にはまだ表面にあった. しかしながら, より薄

い堆積物は泥炭の成長を抑制しないかもしれない。これらの変化を説明しようとして、我々は各津波堆積物の最大と最少の年代を図示した(図 6)。最大のものはすべての堆積物の厚さ(泥炭, テフラ, 津波の砂)を使用し, 最小のものはテフラと津波の砂を除く。この扱いは、テフラや津波堆積物の厚さは、泥炭の堆積が抑制された時間のプロキシとなる。我々は五つの地層断面の分析を行った(96600, 96607, 96608, 96611, そして 53; 図 7)。

この技術を使用して、我々は五つの地層断面のうち四つにおいて、1737 年の津波の候補を同定している(図 7)。いくつかの地層断面には、1737 年と推定される層と 1952 年の津波の層の間に津波堆積物があるが、それらと既知の歴史上の出来事(1792 年, 1827 年, 1841 年)との対比は、過去 300 年間で最大の出来事と思われる 1737 年の津波よりも確実にすることは難しい。

これを基に我々はズパノバ川河口で 5m より大きい遡上をもっている津波の年代を復元できる。年代は過去 2000 年間で最も完全であり、この期間には、ほとんど毎世紀ごとに少なくとも一回は津波がきた(図 7)。4000 年前以前には、隆起段丘に記録された最も巨大な出来事だけが保存されている。

議論と結論

得られたデータは、津波の高さと浸水距離の関係と同様に、津波の頻度と津波の激しさの関係を示唆する。ズパノバ川河口の地域では、5m より高い津波が約 1km の浸水距離で、過去 3000 年間で 1000 年当たり平均 12 回起こった(沿岸の岬上で)高さ約 30m の津波は、侵入の最大距離が川の上流の 10km であり、約 1000 年毎に一回だけ起こる。

歴史記録に基づき、我々は、ズパノバ地域で調査した津波堆積物のほとんどすべてがカムチャッカに沿った海溝型地震によるものと確信している。なぜならば、我々のフィールドが海拔 5m 以上で、海岸線から数百 m に位置しているからである(少なくとも 10 の内 8 か 9)。1737 年と 2000 年の間に、ズパノバ地域は一度だけ大規模な遠隔地津波を経験し(チリ, 1960 年)、それは 1952 年のカムチャッカ津波の約半分ほどの大きさで、ズパノバでは約 2~4m 遡上した(図 1)。統計に使用した 20 の地層断面のたった一つに、1960 年のチリ津波の候補の堆積物があり、これらの地層断面のうち 10 は 1952 年のカムチャッカの津波による堆積物を含んでいる。

過去 3000 年以上にわたって、Kronotskiy 湾地域の津波は、西暦 0 年から 1000 年の間に最も活発で、火山活動の期間と一致している(図 3 と 8)。データを示標テフラを使用して、さらに細かくすると(図 7)、およそ西暦 200~500 年の期間が最も活発な津波の期間であった。この期間は、Ksudach のカルデラ V と Opala 火山の Baraniy Amfiteatr クレータが形成され(表 1)、過去 6000 年間に起きた二回の最も巨大なカムチャッカ噴火によるテフラ層の年代によって分けられた

(Braitseva et al., 1995, 1997; また, Gusev et al., 印刷中). さらに, この同時期に, Shiveluch は数回の巨大な爆発噴火を起こした(およそ西暦 200 と 700 年の間; Ponomareva et al., 1998). この期間(およそ西暦 300 から 800 年)はまた, いくつかの成層火山が現れ (Krashennnikov の中央北にある火山, Kikhprinych の Savich 火山, そして Ksudach の Shtyubel 火山), そして Nepriyatnaya 山の大規模な噴出岩ドームが Dikiy Greben 火山に形成された(Braitseva et al., 1995).

これらの地層断面での津波頻度の明らかな増加は, 現在に向かつての保存性の増加によるかもしれない. 我々は観察数ごとのデータに標準化することで, この要因を修正しようとした(図 8). さらに, 過去 1000 年間の頻度の明らかな減少は, 西暦 0~1000 年までのより高い頻度が本当であると確信させる.

カムチャッカの太平洋沿岸上のズパノバ川地点では, 40 以上の多い津波堆積物が 1 箇所地域で見つかり, 過去 2000 年間では少なくとも 28, 過去 4000 年では 41 である. 十分に年代決定されたテフラ層を含む 20 の掘削を基にして, 我々はこれらの数を求めるために, 示標テフラのペアの間の津波堆積物の最大数を使用した.

この地学目録は, 約 5m 以上の遡上をもたらす大津波だけに使われる. 従って(そしてカムチャッカおよび北日本の歴史上の記録に基づいて), これらの津波のほとんどは, カムチャッカ - 千島海溝の南部カムチャッカに沿って, その土地で発生した可能性がある. 例えば, 1960 年のチリ津波やカスカディアからのような遠隔地津波の堆積物はズパノバ記録の 10 から 20% 以上に達することはない.

西暦 0 から 1000 年では, Kronotskiy 湾南部で, 大津波の頻度は, およそ二倍から三倍で, 我々は津波をカムチャッカ海溝での地震活動のプロキシと解釈する. この時期はカムチャッカでは顕著な火山活動によって特徴づけられている. これらの一連の地震, 津波, 火山活動の強度は関係しているかもしれない.

この研究はカムチャッカでの調査を継続するためのベンチマークである. 十分に研究された豊富な示標テフラ, 頻繁な大津波, そして広範囲に及ぶ泥炭地そして隆起した沿岸段丘によって, 古津波研究は促進される.

(北村晃寿・玉田 優)