

石狩低地東縁断層帯の長期評価の一部改訂について

平成 22 年 8 月 26 日
地震調査研究推進本部
地震調査委員会

地震調査研究推進本部は、「地震調査研究の推進について ―地震に関する観測、測量、調査及び研究の推進についての総合的かつ基本的な施策―」（平成 11 年 4 月 23 日）を決定し、この中において、「全国を概観した地震動予測地図」の作成を当面推進すべき地震調査研究の主要な課題とし、また「陸域の浅い地震、あるいは、海溝型地震の発生可能性の長期的な確率評価を行う」とした。

地震調査委員会では、この決定を踏まえつつ、平成 17 年 4 月までに陸域の活断層として、98 断層帯の長期評価を行い公表した。

石狩低地東縁断層帯の評価は平成 15 年 11 月 12 日に公表しているが、その後、最近の調査結果により、活動履歴などに関する新たな知見が得られたことから、これを基に評価の見直しを行い、一部改訂版としてとりまとめた。また、評価の新旧対比表を付録として巻末に示した。

評価に用いられたデータは量及び質において一様でなく、そのためにそれぞれの評価の結果についても精粗がある。このため、評価結果の各項目について信頼度を付与している。

石狩低地東縁断層帯の評価（一部改訂）

石狩低地東縁断層帯は、北海道西部の石狩平野とその東側に分布する岩見沢丘陵、栗沢丘陵、馬追丘陵との境界付近に位置する活断層帯である。ここでは、平成 10-12 年度に北海道、平成 18 年度に産業技術総合研究所によって行われた調査をはじめ、これまで行われた調査研究成果に基づいて、この断層帯の諸特性を次のように評価した。^{*}

1. 断層帯の位置及び形態

石狩低地東縁断層帯は、その分布形態から石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部に区分される。

石狩低地東縁断層帯主部は、北海道美唄（びばい）市から岩見沢市、夕張郡栗山町、夕張郡長沼町、夕張郡由仁町、千歳市を経て、勇払（ゆうふつ）郡安平（あびら）町に至る断層帯である。長さは約 66 km と推定され、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 1、2 及び表 1）。

石狩低地東縁断層帯南部は、千歳市から勇払郡安平町、苫小牧市、勇払郡厚真町を経て、沙流（さる）郡日高町沖合の海域に至る断層帯である。長さは 54 km 以上と推定され、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層である（図 1、2 及び表 3）。

2. 断層帯の過去の活動

（1）石狩低地東縁断層帯主部

石狩低地東縁断層帯主部の平均的な上下方向のずれの速度は、0.4 m/千年以上の可能性がある。最新の活動は 1739 年以後、1885 年以前であった可能性があり、平均的な活動間隔は、1 千—2 千年程度であった可能性がある（表 1）。

（2）石狩低地東縁断層帯南部

石狩低地東縁断層帯南部の平均的な上下方向のずれの速度は、0.2 m/千年程度の可能性がある。最新活動時期を含めた最近の活動履歴については不明である（表 3）。

^{*} 石狩低地東縁断層帯については、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2003）により、それまでに行われた調査研究に基づいた長期評価が公表されているが、産業技術総合研究所（2007）によって行われた補完調査で新たな知見が得られたことから、今回再評価を行った。

3. 断層帯の将来の活動

(1) 石狩低地東縁断層帯主部

石狩低地東縁断層帯主部は、全体が1つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.9 程度の地震が発生する可能性がある。その際、断層の近傍の地表面では、東側が西側に対して相対的に約 2m もしくはそれ以上高まる段差や撓（たわ）みが生ずる可能性がある（表 1）。石狩低地東縁断層帯主部の最新活動後の経過率及び将来このような地震が発生する長期確率は、表 2 に示すとおりである。

(2) 石狩低地東縁断層帯南部

石狩低地東縁断層帯南部は、全体が1つの活動区間として活動した場合、マグニチュード 7.7 程度以上の地震が発生する可能性がある。その際、断層の近傍の地表面では、東側が西側に対して相対的に 4m 程度以上高まる段差や撓（たわ）みが生ずる可能性がある（表 3）。石狩低地東縁断層帯南部では、最新活動時期が特定できていないため、通常の活断層評価とは異なる手法により地震発生率の長期確率を求めている。そのため、信頼度は低いが、将来このような地震が発生する長期確率は表 4 に示すとおりとなる。本評価で得られた地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、石狩低地東縁断層帯南部は、今後 30 年の間に地震が発生する確率が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる（注 1、2、3）。

4. 今後に向けて

石狩低地東縁断層帯主部の将来の活動性を明確にするためには、最新活動より前の過去の活動について、活動時期を精度良く求め、活動間隔を明らかにする必要がある。また、1回の活動におけるずれの量も精度良く求める必要がある。

石狩低地東縁断層帯南部は、南部海域における位置を確認するとともに、最新の活動時期と1回の活動におけるずれの量を精度良く求める必要がある。また、それ以前の活動時期も明らかにし、活動間隔を解明する必要がある。

また、石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部は、並走する区間において地下で収れんしている可能性があり、両者が同時に活動する可能性も否定できない。そのため、地下における断層面の位置・形状などについて調査研究を進め、相互の関係を明らかにする必要がある。

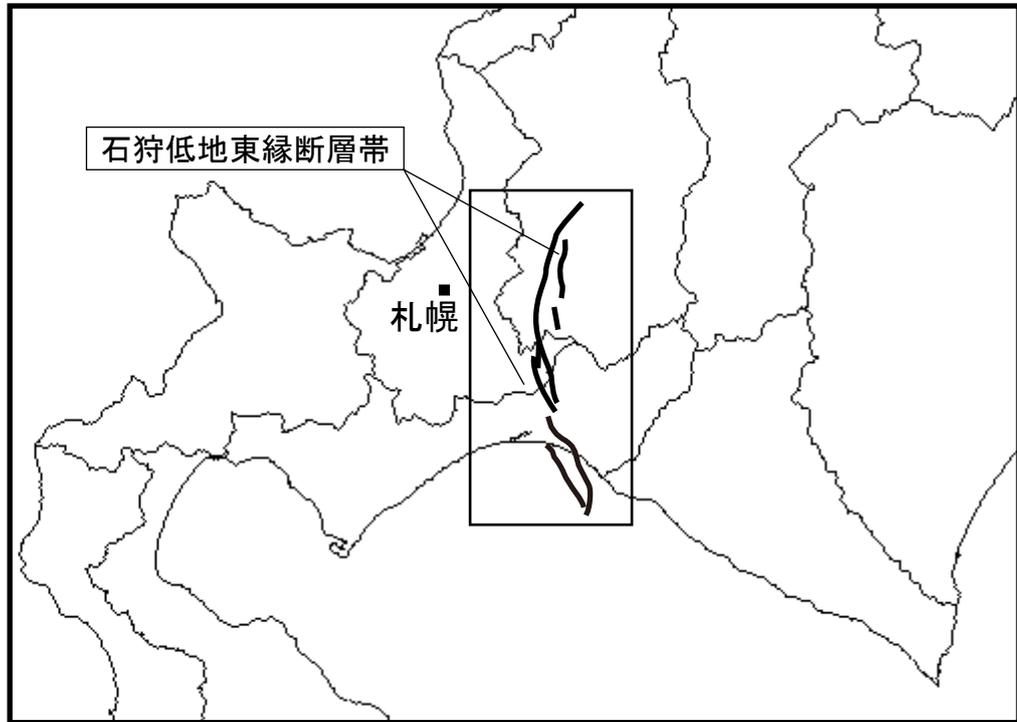


図1 石狩低地東縁断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

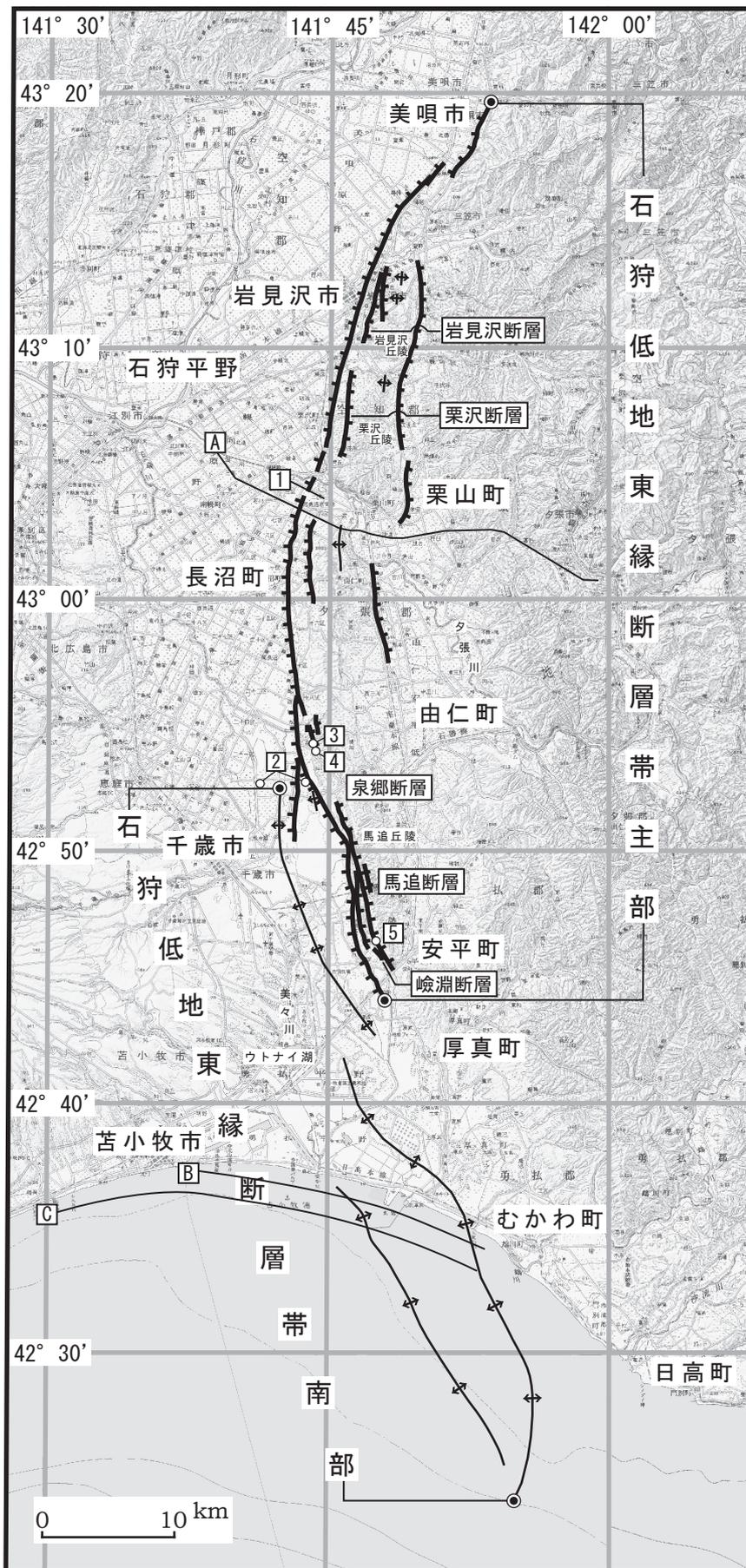


図2 石狩低地東縁断層帯の活断層位置と主な調査地点

- 1 : 北長沼地点
 - 2 : 千歳市祝梅地点
 - 3 : 嶮淵川沿い地点
 - 4 : いずみ学園南東地点
 - 5 : フモンケ川沿い地点
 - A : 反射法弾性波探査測線 (H91-2)
 - B : 反射法弾性波探査測線 (SI95-A)
 - C : 反射法弾性波測線 (SI95-B)
 - : 断層帯の北端と南端
- 活断層の位置は文献2, 5に基づく。
基図は国土地理院発行数値地図200000「留萌」「旭川」「札幌」「夕張岳」「苫小牧」「浦河」を使用。

表1 石狩低地東縁断層帯主部の特性

項目	特性	信頼度 (注4)	根拠 (注5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 構成する断層	美唄（ひばい）市—安平（あびら）町付近の断層、岩見沢断層*、栗沢断層*、泉郷（いずみさと）断層*、馬追断層*、嶮淵（けねふち）断層*、岩見沢市東方—由仁（ゆに）町付近の断層など*		文献4による。 構成する断層のうち、*印をつけたものは副次的な断層。
(2) 断層帯の位置・形状等	<p>地表における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯の位置</p> <p>（北端）北緯 43° 20′ 東経 141° 54′</p> <p>（南端）北緯 42° 44′ 東経 141° 48′</p> <p>長さ 約 66km</p> <p>地下における断層面の位置・形状</p> <p>長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ</p> <p>上端の深さ 0km</p> <p>一般走向 N10° E</p> <p>傾斜 東傾斜 （深さ 3km 以深では低角度、約 2km でほぼ水平）</p> <p>幅 不明</p>	<p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>○</p> <p>◎</p> <p>○</p> <p>◎</p>	<p>文献2による。数値は図2から計測。形状は図2を参照。</p> <p>上端の深さが 0km であることから推定。</p> <p>上端の深さは、説明文2. 1. 1 (2) を参照。</p> <p>一般走向は、断層帯の北端と南端を直線で結んだ方向（図2参照）。</p> <p>傾斜は、文献2、5に示された地形・地質の特徴による。</p> <p>地震発生層の下限の深さは 20 km 程度。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	◎	文献2、5に示された地形・地質の特徴による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.4 m/千年以上（上下成分）	△	説明文2. 1. 2 (1) を参照。

(2) 過去の活動時期	活動1 (最新活動) 1739年以後、1885年以前	△	文献1、5に示された資料から推定。
	活動2 (1つ前の活動) 約2千4百年前以後、8世紀以前	△	
	活動3 約5千3百年前以後、 約3千2百年前以前	○	
	活動4 概ね2万年前頃	○	
	活動5 約2万5千年前頃	△	
	活動2より前の活動の間に別の活動があったかどうかは不明。		
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 約2mもしくはそれ以上 (上下成分) 平均活動間隔 1千-2千年程度	△ △	説明文2. 1. 2 (3)を参照。 説明文2. 1. 2 (4)を参照。
(4) 過去の活動区間	活動区間 全体で1区間	△	断層の位置関係、形状等から推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 断層帯全体で1区間	△	断層の位置関係・形状などから推定。 断層の長さから推定。 過去の活動から推定。
	マグニチュード 7.9程度	△	
	ずれの量 約2mもしくはそれ以上 (上下成分)	△	

表2 石狩低地東縁断層帯主部の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注6)	信頼度 (注7)	備考
地震後経過率 (注8)	0.06 - 0.3		
今後30年以内の地震発生確率	ほぼ0%	c	発生確率及び集積確率は文献3による。
今後50年以内の地震発生確率	ほぼ0%		
今後100年以内の地震発生確率	ほぼ0% - 0.001%		
今後300年以内の地震発生確率	ほぼ0% - 1%		
集積確率 (注9)	ほぼ0%		

表3 石狩低地東縁断層帯南部の特性

項目	特性	信頼度 (注4)	根拠 (注5)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 構成する断層	千歳市から苫小牧市付近の断層		
(2) 断層帯の位置・形状等	<p>地表における断層帯の位置・形状</p> <p>断層帯の位置 (北端) 北緯 42° 52' 東経 141° 42' (南端) 北緯 42° 24' 東経 141° 54' 長さ 54km 以上</p> <p>地下における断層面の位置・形状</p> <p>長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ</p> <p>上端の深さ 0km</p> <p>一般走向 N20° W</p> <p>傾斜 東傾斜 (深さ 3km 以深では低角度、 約 2.5 km でほぼ水平)</p> <p>幅 不明</p>	<p>○</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>○</p> <p>△</p> <p>◎</p>	<p>文献2、5による。位置は説明文2. 2. 1 (1)を参照。数値は図2から計測。形状は図2を参照。</p> <p>長さは活褶曲軸の北端と南端を直線で結んで計測。</p> <p>上端の深さが0km であることから推定。</p> <p>上端の深さは説明文2. 2. 1 (2)を参照。</p> <p>一般走向は、活褶曲軸の北端と南端を直線で結んだ方向(図2参照)。</p> <p>傾斜は、文献2、5から推定。</p> <p>地震発生層の下限の深さは25km程度。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	○	文献2、5に示された地形・地質の特徴による。
2. 断層帯の過去の活動			
(1) 平均的なずれの速度	0.2m/千年程度 (上下成分)	△	説明文2. 2. 2 (1)を参照。
(2) 過去の活動時期	不明		
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	<p>1回のずれの量 4m程度以上</p> <p>平均活動間隔 1万7千年程度以上</p>	<p>△</p> <p>△</p>	<p>断層の長さから推定。</p> <p>1回のずれ量と平均変位速度から推定。</p>

(4) 過去の活動区間	活動区間 断層全体で1区間	△	断層の位置関係・形状などから推定。
3. 断層帯の将来の活動			
(1) 将来の活動区間及び活動時の地震の規模	活動区間 断層全体で1区間 マグニチュード 7.7程度以上 1回のずれの量 4m程度以上(上下成分)	△ △ △	断層の位置関係・形状などから推定。 断層の長さから推定。 断層の長さから推定。

表4 石狩低地東縁断層帯南部の将来の地震発生確率等

項目	将来の地震発生確率等 (注6)	信頼度 (注7)	備考
今後30年以内の地震発生確率	0.2%以下	d	発生確率は文献3による。
今後50年以内の地震発生確率	0.3%以下		
今後100年以内の地震発生確率	0.6%以下		
今後300年以内の地震発生確率	2%以下		

注1：石狩低地東縁断層帯南部では、最新活動時期が特定できていないため、通常の活断層評価で用いている更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）を適用せず、特殊な更新過程であるポアソン過程（地震の発生時期に規則性を与えないモデル）を適用して地震発生確率を求めた。ポアソン過程を用いたため、地震発生の確率はいつの時点でも同じであり、本来時間と共に変化する確率の「平均的なもの」になっていることに注意する必要がある。なお、グループ分けは、通常的手法を用いた場合の全国の主な活断層のグループ分け（注2参照）と同じしきい値を使用して行った。

注2：地震調査委員会の活断層評価では、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間の地震発生確率について、次のような相対的な評価を盛り込むこととしている。

今後30年間の地震発生確率（最大値）が3%以上の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中では高いグループに属することになる」

今後30年間の地震発生確率（最大値）が0.1%以上－3%未満の場合：

「本断層帯は、今後30年の間に地震が発生する可能性が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる」

なお、2005年4月時点でひととおり評価を終えた98の主要断層帯のうち、最新活動時期が半明しており、通常の活断層評価で用いている更新過程（地震の発生確率が時間とともに変動するモデル）により地震発生確率を求めたものについては、将来の活動区間が単独で活動した場合の今後30年間に地震が発生する確率の割合は以下のとおりとなっている。

30年確率の最大値が0.1%未満：約半数

30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満：約1/4

30年確率の最大値が3%以上：約1/4

（いずれも2005年4月時点での算定。確率の評価値に幅がある場合はその最大値を採用。）

注3：1995年兵庫県南部地震、1858年飛越地震及び1847年善光寺地震の地震発生直前における30年確率と集積確率は以下のとおりである。

地震名	活動した活断層	地震発生直前の30年確率(%)	地震発生直前の集積確率(%)	断層の平均活動間隔(千年)
1995年兵庫県南部地震 (M7.3)	六甲・淡路島断層帯主部 淡路島西岸区間 「野島断層を含む区間」 (兵庫県)	0.02%—8%	0.06%—80%	約1.7—約3.5
1858年飛越地震 (M7.0—7.1)	跡津川断層帯 (岐阜県・富山県)	ほぼ0%—13%	ほぼ0%—90% より大	約1.7—約3.6
1847年善光寺地震 (M7.4)	長野盆地西縁断層帯 (長野県)	ほぼ0%—20%	ほぼ0%—90% より大	約0.8—約2.5

「長期的な地震発生確率の評価手法について」(地震調査研究推進本部地震調査委員会、2001)に示されているように、地震発生確率は前回の地震後、十分長い時間が経過しても100%とはならない。その最大値は平均活動間隔に依存し、平均活動間隔が長いほど最大値は小さくなる。平均活動間隔が1千年の場合は30年確率の最大値は23%程度、1万7千年の場合は2%程度である。

注4：信頼度は、特性欄に記載されたデータの相対的な信頼性を表すもので、記号の意味は次のとおり。

◎：高い、○：中程度、△：低い

注5：文献については、本文末尾に示す以下の文献。

文献1：北海道(2001)

文献2：池田ほか編(2002)

文献3：地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)

文献4：活断層研究会編(1991)

文献5：産業技術総合研究所(2007)

注6：評価時点はすべて2010年1月1日現在。「ほぼ0%」は10⁻³%未満の確率値を示す。なお、計算に当たって用いた平均活動間隔の信頼度は低い(△)ことに留意されたい。

注7：地震後経過率、発生確率及び現在までの集積確率(以下、発生確率等)の信頼度は、評価に用いた信頼できるデータの充足性から、評価の確からしさを相対的にランク分けしたもので、aからdの4段階で表す。各ランクの一般的な意味は次のとおりである。

a：(信頼度が)高い b：中程度 c：やや低い d：低い

発生確率等の評価の信頼度は、これらを求めるために使用した過去の活動に関するデータの信頼度に依存する。信頼度ランクの具体的な意味は以下のとおりである。分類の詳細については付表を参照のこと。なお、発生確率等の評価の信頼度は、地震発生の切迫度を表すのではなく、発生確率等の値の確からしさを表すことに注意する必要がある。

発生確率等の評価の信頼度

- a：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が比較的高く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が高い。
- b：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が中程度で、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が中程度。
- c：過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性がやや低い。

d : 過去の地震に関する信頼できるデータの充足度が非常に低く、これを用いて求めた発生確率等の値の信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、最新活動時期のデータが得られていないため、現時点における確率値が推定できず、単に長期間の平均値を確率としている。

注8 : 最新活動（地震発生）時期から評価時点までの経過時間を、平均活動間隔で割った値。最新の地震発生時期から評価時点までの経過時間が、平均活動間隔に達すると 1.0 となる。

注9 : 前回の地震発生から評価時点までの間に地震が発生しているはずの確率。

(説明)

1. 石狩低地東縁断層帯に関するこれまでの主な調査研究

石狩低地東縁断層帯（以下、本断層帯と記す）は北海道西部の石狩平野とその東側に分布する岩見沢丘陵、栗沢丘陵、馬追丘陵との境界付近に位置する断層帯である。

本断層帯の存在やその特性についての研究としては、以下のものがある。

吾妻（1962）は、石油探査結果から馬追上昇帯と馬追一鶴川（むかわ）構造線の所在を示し、これらに沿って西方へ衝上する断層の存在を示唆した。活断層研究会編（1991）は馬追丘陵西麓の最終間氷期の海成面が西へ傾動することを認めつつも、丘陵の西縁部に発達する逆向き低断層崖に注目して数条の西側隆起の活断層を図示することとどまった。佃ほか（1993）は、反射法地震探査等の結果から、東側隆起の活断層が馬追丘陵の下に伏在することを明らかにしてこれを石狩低地帯東縁断層と称し、その平均上下変位速度は1.4 m/千年以上に達しているとした。本断層帯の詳しい地表面形状については、池田ほか（1996a, b）及び池田ほか編（2002）によって明らかになった。池田ほか編（2002）は、これを石狩低地東縁断層帯として図示するとともに、これに沿って認められる顕著な撓曲変形をもたらしている主要断層は地下に伏在し、西側隆起の活断層はこれより副次的に派生したものであることを指摘した。断層の詳しい位置は、澤ほか（2010）、石山ほか（2010）、平川ほか（2010）にも図示されている。

北海道（1999, 2000, 2001）は、活断層研究会編（1980, 1991）及び池田ほか（1996a, b）で示された西側隆起の断層群を対象として反射法弾性波探査、重力調査、ボーリング調査、トレンチ・ピット調査などを行い、その断層構造や平均変位速度、活動履歴などについて明らかにした。その後、産業技術総合研究所（2007）が群列ジオスライサー調査及び群列ボーリング調査を行い、平均変位速度、活動履歴などについて新たな知見を得るとともに、既存の反射法弾性波探査断面の再解析を行い、地下構造に関して検討している。

本断層帯では、伊藤（2000）、栗田・横井（2000）、加藤ほか（2002）等の深部地下構造探査に基づいた地質構造に関する研究が多くなされている。また、島弧衝突研究の観点から、日高山脈付近では、西進する千島弧と東北日本弧の衝突により前者が後者に乗り上げるという大規模な衝上断層構造を成していると考えられている（Kimura, 1996 ; 伊藤・岩崎, 2002 等）。池田ほか編（2002）は、日高山脈の逆断層系は中新世以降、西に向かって徐々に新たな逆断層を形成しながら活動域を移動し、現在の活動の前縁は馬追丘陵より西方に達していると考えている。

2. 石狩低地東縁断層帯の評価結果について

石狩低地東縁断層帯は、石狩平野とその東側の丘陵との境界付近に位置する断層帯であるが、丘陵の前縁に沿うものとそこから離れ、千歳市の東から南方に向かうものに大別される(図1、2)。ここでは、松田（1990）の基準に基づいて、両者はそれぞれ別の起震断層を構成しているとみなし、前者を石狩低地東縁断層帯主部、後者を石狩低地東縁断層帯南部とし、それぞれについて評価することとした。

2. 1 石狩低地東縁断層帯主部

2. 1. 1 石狩低地東縁断層帯主部の位置・形態

(1) 石狩低地東縁断層帯主部を構成する断層

石狩低地東縁断層帯主部は、北海道美唄（びばい）市から勇払（ゆうふつ）郡安平（あびら）町にかけて延びている(図1、2)。本断層帯主部を構成する断層の位置・形態は、活断層研究会編（1991）、池田ほか（1996a, b）、

北海道 (2001)、池田ほか編 (2002)、中田・今泉編 (2002)、澤ほか (2010)、石山ほか (2010)、平川ほか (2010) などに示されている。ここでは、断層の名称は活断層研究会編 (1991) にしたがひ、位置は池田ほか編 (2002) にしたがった。

本断層帯主部は、主断層とその東に位置する副次的な断層からなる。

主断層は、西に緩やかに凸の平面形をなしてほぼ南北に連続する一連の東側隆起の撓曲を伴い、その東側約 4 km 以内には、岩見沢断層、栗沢断層、泉郷 (いずみさと) 断層、馬追断層、嶮淵 (けねふち) 断層などの西側隆起の副次的な断層が分布する。これらは、松田 (1990) の基準に従って、1つの起震断層に含まれるとみなす。

また、主断層の東には、最大約 7 km 離れて、岩見沢市東方から夕張郡由仁 (ゆに) 町にかけての丘陵の東縁に、全長が約 30 km に及ぶ西側隆起の断層が存在する。この断層は、西傾斜の断層面をもつ逆断層と推定されること、後述のように主断層は低角で東に傾斜していると考えられることから (池田ほか編, 2002 ; 中田・今泉編, 2002 ; 澤ほか, 2010 ; 石山ほか, 2010 ; 平川ほか, 2010)、ここでは本断層帯主部に含まれる副次的な断層のひとつである可能性があったとした。

(2) 断層帯の位置・形状

本断層帯主部の長さ及び一般走向は、図 2 に示された断層の北端と南端を直線で結んで計測し、それぞれ約 66 km、 $N10^{\circ} E$ とした。

本断層帯主部の上端の深さは、東側隆起の撓曲変形が地表に現れていることから 0 km とした。ただし、断層面は地表下 3 km 付近までに伏在し、地表に達していないとする指摘がある (池田ほか編, 2002)。また、産業技術総合研究所 (2007) では、断層は地下 2 km でほぼ水平であることが示されている (図 3)。

本断層帯主部の断層面の傾斜は、膨らみを伴った西向きにの撓曲変形 (池田ほか, 1996a, b ; 池田ほか編, 2002 ; 澤ほか, 2010 ; 石山ほか, 2010 ; 平川ほか, 2010) をつくっていることから、東傾斜と考えられる。反射法弾性波探査結果など (佃ほか, 1993 ; 栗田・横井, 2000) は、断層面は深部においてかなり低角度であることを示唆している。また、産業技術総合研究所 (2007) は、本断層帯を横切る反射法弾性波探査記録 (石油公団, 1993) の再解析を実施しており、深さ 6–10 km での傾斜角は約 10° となるとしている (図 3)。このような資料から、本断層帯主部の断層面は、深さ 3 km より深部では低角度で東に傾斜していると考えられる。

ただし、産業技術総合研究所 (2007) による再解析結果では深さ 6–10 km での推定断層面を挟んだ地層の対比が示されておらず、地下の断層形状の推定の信頼度が低いと考えられることから、傾斜角約 10° という値は参考情報とする。

断層面下端の深さは、地震発生層の下限を目安とすると、20 km 程度である可能性があるが、断層面の幅については、地下深部の傾斜が明らかでないため不明である。

(3) 断層の変位の向き (ずれの向き) (注 10)

本断層帯主部は、西へ撓み下がる変位地形や地質構造を形成しており (池田ほか, 1996a, b ; 池田ほか編, 2002 ; 北海道, 2001 ; 産業技術総合研究所, 2007 ; 澤ほか, 2010 ; 石山ほか, 2010 ; 平川ほか, 2010)、隆起側にしばしば膨らみを伴うこと、及び断層面が東に傾斜することを示す反射法弾性波探査結果など (佃ほか, 1993 ; 栗田・横井, 2000 ; 産業技術総合研究所, 2007) から、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層と考えられる。

2. 1. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注10）

産業技術総合研究所（2007）は、千歳市祝梅において断層を挟んだ上盤側と下盤側でそれぞれボーリング調査を行い、MIS 5e（最終間氷期最盛期）の海進期堆積物の上面（12.5万年前；注11）の高度に両者の間で54.9 mの上下差があることから、平均変位速度を0.4 m/千年と推定した（図4）。しかし、本断層帯主部は変形帯の幅が広く、広域で見れば上下の変位量はもっと大きいと考えられることから、0.4 m/千年は推定される最小値であり、実際の平均変位速度はさらに大きい可能性がある。

以上より、本断層帯主部の平均上下変位速度については、0.4 m/千年以上の可能性がある。

なお、北海道（2001）は、地形・地質調査結果及びボーリング資料などに基づいて、T3段丘面を構成し、5万年前頃に堆積したと考えられる本郷層の上下変位が40～75 mであることから、平均上下変位速度を0.8～1.5 m/千年と推定している。しかし、本郷層は陸成層であり、T3段丘は元々傾斜していたと考えられ、変位基準として適当ではないと判断されることから、ここでは参考値とする。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

本断層帯主部の活動履歴に関する資料として以下のものがある。

a. 主断層（長沼町北長沼）

主断層北部の夕張郡長沼町北長沼において、産業技術総合研究所（2007）は地表面が変形していることを見だし、同地点において群列ジオスライサー調査を行った結果、1a層と1b層に地表の変形と調和的な撓曲変形構造を見いだした（図5）。その解釈に基づくと、最新の断層活動は1b層（8～15世紀頃）堆積以後にあったと推定される。さらに、1a層は河成堆積物であり、撓曲崖周辺で樽前a火山灰（西暦1739年；注12）を含むことから、最新活動は西暦1739年以降の可能性がある。また、1b層の下位には、1c層が2a層と傾斜不整合の関係で楔状に分布していることから、1回前の活動が2a層（約2千4百年前～9世紀）堆積以降、1c層（8世紀頃）以前にあった可能性がある。

b. 栗沢断層

岩見沢市（旧栗沢町）栗沢の北東、栗沢工業団地南東側で、栗沢断層によりT3段丘面構成層が、それを覆う泥炭層等とともに西側隆起（上下変位量約3.5 m）の撓曲変形をしている露頭が見いだされている（小峰・八幡，1999；北海道，2001）。変形した泥炭層中の木片は約4万7千年前（小峰・八幡，1999）の¹⁴C年代（注13）を示すことから、それ以後に栗沢断層の活動があったと考えられる。

c. 泉郷断層

①いづみ学園南東地点

千歳市泉郷のいづみ学園南東では、泉郷断層沿いにおける農地造成工事で出現した断層露頭を、北海道（2001）が、その前面にピットを掘削して詳しく観察している（図6）。ここでは、新第三紀層（図6のVI層：追分層）を覆う砂層（V-IV層：T2段丘面構成層）、さらにこれを覆う火山灰層・腐植土層（III-I層）と、それらの大部

分を変位させる南西側隆起の逆断層(f1, f2a-c)が露出している。これらの地層のうち、IIb層は恵庭a火山灰(約2万1千-1万9千年前:注12)である。

f2c断層は、IIa層までを変位させている。この断層面の直下に位置するIIa層の¹⁴C年代(注13)に基づくと、この断層は、約6千6百年前以後活動したと推定される。なお、f2c断層はIIa層上面に達して途切れているが、断層付近のIIa層とその上位のI層との境界面は、地すべり面である疑いが示されていることから、断層の活動時期をI層堆積前に必ずしも限定できない。

f2c断層の南側では、概ね2万年前の羊蹄1火山灰(注12)を挟むIII層までがf2a断層によって大きく変形し、その変形構造をIIb層(恵庭a火山灰)及びそれより上位の地層群が埋め、覆っていると推定される。したがって、羊蹄1火山灰降下後、恵庭a火山灰降下前にあたる概ね2万年前頃に別の断層活動があったと推定される。なお、変形構造を覆う地層群のうち最下部に位置するIIb層(恵庭a火山灰)は、断層の低下側で厚くなっており、その堆積中に断層活動があった可能性も示唆される。しかし、これは短期間に形成された降下軽石層であることから、その可能性は小さいと判断する。

以上から、この調査地点では約6千6百年前以後及び概ね2万年前頃にそれぞれ泉郷断層の活動があったと推定される。

②嶮淵川沿い地点

千歳市泉郷の嶮淵川沿い地点(いずみ学園南東地点の北側)では、北海道(2001)がトレンチ調査を実施している(図7)。トレンチは、泉郷断層によってT4段丘面が西側隆起に変位して形成されたと考えられる低崖を横切って掘削されており、低崖の前面は嶮淵川の現氾濫原となっている。トレンチの壁面には、T4段丘面構成層とみられる地層群(IVa-g層)とこれを覆う腐植・粘土層を挟む火山灰質の地層群(IIIa-d層-II層)、さらに断層の低下側では最上部に氾濫原堆積層(I層)が露出している。ここでは、断層は見いだされないが、一部の地層群に顕著な東向きの変曲変形が生じている。

トレンチの南壁面では、IVa層及びそれ以下の地層群が著しく変曲しており、この変曲み下がるIVa層にIIIc層がアバットしていることから、IVa層堆積後、IIIc層堆積前に変曲構造をつくる断層活動があったと考えられる。その時期は、IVa層上部及びIIIc層の¹⁴C年代(注13)に基づくと、約2万5千年前以後、約7千年前以前と推定される。ただし、IIIc層(約7千年前)とその上位のIIIa層(約2万5千年前)の¹⁴C年代値は、大きく逆転しているため、恵庭a火山灰(約2万1千-1万9千年前)を含む地層(II層)に覆われることと調和するIIIa層の値を重視すると、断層活動は約2万5千年前頃にあった可能性がある。

以上から、この調査地点では約2万5千年前頃に泉郷断層の活動があった可能性がある。

d. 馬追断層

安平町(旧早来町)富岡のフモンケ川沿い地点では、北海道(2001)がトレンチ調査を実施している(図8)。トレンチは、馬追断層がフモンケ川河谷を横切る所の谷底に掘削され、トレンチの壁面には、新第三紀層の追分層(VI層)とこれを不整合に覆う砂や礫、シルト・粘土などからなる未固結の地層群(Ia-Ie層)が露出し、これらの地層の一部は西側隆起で著しく変曲変形している。

トレンチの北壁面では、Ic1層以下の地層が著しい西向きの変曲構造を示し、さらに少なくともIb1層の下部は、下位のIc1層などと同じように変曲変形していると見なせる。Ia層は、この変曲構造を一部で削剥しつつ覆うように堆積している。このことから、変曲構造をつくる断層活動が、Ib1層の下部堆積後、Ia層堆積前

にあったと考えられる。その時期は、Ib1層下部とIa層下部の¹⁴C年代（注13）に基づくと、約5千3百年前以後、約3千2百年前以前と推定される。Ia層下部の年代値（約3千2百年前）については、そこに挟在する樽前c火山灰（Ta-c層）の降下年代（約3,000-2,500年前、暦年未補正值）と調和的であることから、採用した。

以上から、馬追断層では約5千3百年前以後、約3千2百年前以前に活動があったと推定される。

これらの地点における断層活動の時空間分布図を図9に示す。

b) 先史時代・歴史時代の活動

北海道（2001）は、廣瀬ほか（2000）の道東自動車道千歳東IC工事の際の遺跡調査結果から、樽前c火山灰と樽前a火山灰の間に、低地際の斜面で北西-南東方向の地割れを起こすような地震イベントがあり、これが泉郷断層の地震活動に関連することを指摘している。この調査地点は、泉郷断層の西方約2kmに位置し、本断層帯主部の撓曲崖付近にあたる。しかし、これらの地割れと本断層帯主部の活動との直接の関係は不明である。

宇佐美（2003）によると、1834年に石狩湾で推定マグニチュード6.4の地震の記録があるが、本断層帯主部から発生したと考えられる被害地震の記録はない。また、1885年に近代的な地震観測が開始されて以降に、本断層帯主部の活動を直接示すような被害地震の記録はない。したがって、少なくとも1885年以後において、本断層帯主部は活動していないと考えられる。

以上のことから、本断層帯主部では、最新活動が1739年以後、1885年以前に、1回前の活動が約2千4百年前以後、8世紀以前にあった可能性がある。それより前の断層活動は、約5千3百年前以後、約3千2百年前以前、及び概ね2万年前頃にあったと推定され、さらに約2万5千年前頃にも断層活動があった可能性がある。しかし、活動3より前の3回の活動は、いずれも副次的な断層の活動履歴から明らかにされたものであり、本断層帯主部の活動が、それぞれの活動の間にはなかったことを必ずしも示すものではない。

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注10）

産業技術総合研究所（2007）は、長沼町北長沼において最新活動による地表変形を見だし、その変位量を約2mと見積もっている。しかしこの地点での変位量は広域な変形帯での変位量の一部のみを見ている可能性がある。したがって、2mは推定される最小値となり、実際の変位量はさらに大きい可能性がある。

また、断層の長さ（約66km）から次の松田（1975）の経験式（1）（2）に基づいて算出すると、約5m（上下成分）と求まる。ただし、本断層帯主部の断層面の傾斜角は低角であるため、これらの式から得られた値の上下変位量としての信頼性は低い。

$$\text{Log } L = 0.6 M - 2.9 \quad (1)$$

$$\text{Log } D = 0.6 M - 4.0 \quad (2)$$

ここで、Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Dは1回の活動に伴う変位量（m）、Mは地震のマグニチュードである。

以上のことから、本断層帯主部の1回の活動に伴う上下変位量は約2mもしくはそれ以上であった可能性がある。

(4) 活動間隔

本断層帯主部では、最新活動時期（1739 年以後、1885 年以前）と 1 回前の活動時期（約 2 千 4 百年前以後、8 世紀以前）が産業技術総合研究所（2007）によって明らかになっており、その間隔は 1 千—2 千年程度である。

(図 9)

以上のことから、本断層帯主部の平均活動間隔は 1 千—2 千年程度であった可能性がある。

なお、1 回の変位量（上下成分；実測値 2m）と平均変位速度（上下成分；計算値 0.4 m/千年）からは約 5 千年の平均活動間隔が得られる。しかし、1 回の変位量、平均変位速度ともにより大きい値となる可能性もあることから、この値の信頼度は十分ではないと考えられるため、ここでは参考情報とする。

(5) 活動区間

松田（1990）の基準に基づけば、本断層帯主部全体が 1 つの活動区間として活動した可能性がある。

(6) 測地観測結果

本断層帯周辺における 2001 年までの約 100 年間の測地観測結果では、顕著な歪みは見られない。また、2003 年十勝沖地震が発生する前の 2003 年 8 月までの 5 年間の G P S 観測結果では、断層帯の北部で東西方向の縮みが見られる。

(7) 地震観測結果

本断層帯付近の地震活動は比較的低調である。最近約 7 年間の地震観測結果によれば、地震発生層の下限の深さは、断層帯の西側では 20 km 程度、断層帯の東側では南側ほど深く、25 km 程度と推定される。

2. 1. 3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間及び活動時の地震の規模

本断層帯主部全体を 1 つの活動区間とした場合、上述した経験式（1）に基づく本断層帯主部（長さ 66 km）から発生する地震の規模はマグニチュード 7.9 程度の可能性がある。

また、このような地震が発生した場合、断層近傍の地表面に東側隆起で 2 m もしくはそれ以上の段差や撓みを生ずる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

本断層帯主部の平均活動間隔は 1 千—2 千年程度であった可能性があり、最新の活動時期は 1739 年以後、1885 年以前の可能性がある。したがって、最新活動後の経過率は 0.06—0.3 となる。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2001）に示された手法（B P T 分布モデル、 $\alpha = 0.24$ ）によると、今後 30 年以内、50 年以内、100 年以内、300 年以内の地震発生確率は、それぞれ、ほぼ 0%、ほぼ 0%、ほぼ 0—0.001%、ほぼ 0—1% となる。また、現在までの集積確率は、ほぼ 0% となる（表 2）。表 5 にこれらの確率値の参考指標（地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会、1999）を示す。

2. 2 石狩低地東縁断層帯南部

2. 2. 1 石狩低地東縁断層帯南部の位置・形態

(1) 石狩低地東縁断層帯南部を構成する断層

石狩低地東縁断層帯南部は、北海道千歳市から沙流（さる）郡日高町沖合の海域に至る断層帯である（図1、2）。本断層帯南部を構成する断層の位置・形態は、池田ほか編（2002）、産業技術総合研究所（2007）などに示されている。ここでは、断層の位置は池田ほか編（2002）、産業技術総合研究所（2007）にしたがった。ただし、産業技術総合研究所（2007）に示された断層よりさらに南方の海域では、海上保安庁（1982）の海底地形図及び海底地質構造図において、産業技術総合研究所（2007）が示した活構造に連続する直線的な崖地形や背斜状の基盤（新第三系）の高まりが確認される。今回の評価では、上記の直線的な崖地形や背斜状の基盤の高まりの部分まで断層が延長する可能性が高いと判断した。

本断層帯南部では、池田ほか編（2002）が千歳市から苫小牧市にかけて延びる2条の活褶曲を推定しているが、産業技術総合研究所（2007）が示した反射断面の再解析結果や地形面の変形程度を検討した結果、西側の活褶曲は存在しない可能性が高いと判断される。したがって本断層帯南部は、池田ほか編（2002）による東側の活褶曲沿いに分布する東側隆起の断層と推定される。苫小牧市周辺以南では、断層は西へ凸の平面形を示しつつ北北西—南南東ないし南東方向に続くものと推定され（産業技術総合研究所，2007）、雁行して海域まで分布すると推定される（図2）。

(2) 断層帯の位置・形状

本断層帯南部の長さ及び一般走向は、図2に示された池田ほか編（2002）による東側の活褶曲軸の北端と、海上保安庁（1982）によって示された背斜状の基盤の高まりの南端とを直線で結んで計測すると、それぞれ約54 km、 $N20^{\circ}W$ となる。しかし、本断層帯南部は、美々川河谷に沿い南方のウトナイ湖方面へ向かう可能性もある（中田・今泉編，2002）。また、本断層帯南部の南端の位置は、図2に示した地点よりさらに南へ延長される可能性が高いと推定される。したがって、本断層帯南部の長さは54 km以上と推定される。

本断層帯南部の上端の深さについては、東側隆起を示す変形が地表に現れていることから0 kmとした。ただし、このような地表変形に関与した主断層面は地下に伏在し、地表に達していないと推定される（池田ほか編，2002）。また、反射法弾性波探査の結果には、断層は地下2.5 kmでほぼ水平であることが示されている（図10、産業技術総合研究所，2007）。

断層面の傾斜については、産業技術総合研究所（2007）が石油公団（1996）による苫小牧沖での反射法弾性波探査結果の再解析を実施しており、断層面は地下3 km以深において約18度で東に傾斜している（図10）。このような資料から、本断層帯南部の断層面は東傾斜と考えられ、深さ3 kmより深部では低角度で東に傾斜していると考えられる。

ただし、産業技術総合研究所（2007）による再解析結果では深さ3—10 kmでの推定断層面を挟んだ地層の対比が示されておらず、地下の断層形状の推定の信頼度が低いと考えられることから、傾斜角約 18° という値は参考情報とする。

断層面下端の深さは、地震発生層の下限を目安とすると、25 km程度よりも深い可能性があるが、断層面の幅については、地下深部の傾斜が明らかでないため不明である。

(3) 断層の変位の向き（ずれの向き）（注10）

本断層帯南部は、支笏火砕流堆積面を東側隆起に変位させており（池田ほか編，2002）、また、上述のように反射法弾性波探査の結果から東傾斜の断層面が推定されることから、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層と推定される。

2. 2. 2 断層帯の過去の活動

(1) 平均変位速度（平均的なずれの速度）（注10）

池田ほか編（2002）は、本断層帯南部による支笏火砕流堆積面の変位量を10 m程度と見積もっている。その堆積時期は約4万—4万5千年前（町田・新井，2003）とされていることから、それ以後における本断層帯南部の平均上下変位速度は0.2 m/千年程度（計算値：0.22—0.25 m/千年）の可能性がある。

(2) 活動時期

a) 地形・地質的に認められた過去の活動

本断層帯南部の最新活動を含めた最近の活動履歴は不明である。

なお、本断層帯南部は、支笏火砕流堆積面を変位させているとされることから、約4万—4万5千年前以後に活動したことがあると推定される。また、産業技術総合研究所（2007）は、安平町富岡におけるジオスライサー調査結果から、起伏を埋めるように堆積した腐植質シルト堆積時期（約3千6百—2千8百年前）に東側隆起の副次的な断層の活動があった可能性を指摘しているが、イベントの認定根拠に乏しく、また副次的な断層の活動であるため、ここでは参考情報とする。

b) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1. 2. (2) b) 参照

(3) 1回の変位量（ずれの量）（注10）

本断層帯南部の断層活動1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。しかしながら、本断層帯南部の断層の長さは54 km以上であることから、前述の経験式（1）、（2）に基づくと、1回の変位量は4.3 m以上と計算される。

以上のことから、本断層帯南部における1回の上下変位量は4 m程度以上であった可能性がある。

(4) 活動間隔

本断層帯南部の活動間隔に関する直接的資料は得られていない。ただし、平均上下変位速度（0.2 m/千年程度、計算値：0.22—0.25 m/千年）と、断層の長さから推定される1回の変位量（4 m程度以上、計算値：4.3 m以上）に基づくと、本断層帯南部の平均活動間隔は1万7千年程度以上と求められる。

以上のことから、本断層帯南部の平均活動間隔は1万7千年程度以上の可能性がある。

(5) 活動区間

松田 (1990) の基準に基づけば断層帯南部全体が1つの活動区間として活動した可能性がある。

(6) 測地観測結果

2. 1. 2 (6) を参照。

(7) 地震観測結果

2. 1. 2 (7) を参照。

2. 2. 3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間及び活動時の地震の規模

本断層帯南部全体を1つの活動区間とした場合、上述した経験式(1)、(2)により、本断層帯南部(長さ54 km以上)から発生する地震の規模はマグニチュード7.7程度以上となる可能性がある。また、このような地震が発生した場合、断層近傍の地表面に東側隆起で4m程度以上の段差や撓みを生ずる可能性がある。

(2) 地震発生の可能性

本断層帯南部の平均活動間隔は1万7千年程度以上であった可能性がある。しかし、最新活動時期が特定できていないため、上述のような規模の地震が発生する確率を更新過程(地震の発生確率が時間と共に変動するモデル)を用いて評価することはできない。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)は、地震の発生確率を求めるにあたって、通常の活断層評価で用いている更新過程が適用できない場合には、特殊な更新過程であるポアソン過程(地震の発生時期に規則性を与えないモデル)を適用せざるを得ないとしている。本断層帯南部における平均活動間隔が1万7千年程度以上であることを基に、ポアソン過程を適用して求めると、今後30年以内、50年以内、100年以内及び300年以内の発生確率は、それぞれ0.2%以下、0.3%以下、0.6%以下及び2%以下となる(表4)。

本評価で得られた将来の地震発生確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯南部は、今後30年の間に地震が発生する確率が、我が国の主な活断層の中ではやや高いグループに属することになる。

3. 今後に向けて

石狩低地東縁断層帯主部では、最新活動時期と1回の変位量が明らかになったが、過去の活動について、より精度の良い資料を取得する必要がある。また、最新活動よりも前の活動履歴も明らかになっているが、正確な活動間隔の解明のためには、より精度の良い活動履歴について資料を集積し、将来の活動性を明確にする必要がある。また変位量についても広域に変形している可能性があることから、変位基準をより正確に認定し、精度良く求める必要がある。

石狩低地東縁断層帯南部については、地下構造の検討などに基づいて、苫小牧沖まで延びることが確認されたが、南端の位置についてはまだ不明であり、明確にする必要がある。また、活動履歴に関する精度の良い資料もまだ得られていないことから、今後、活動性に関する基礎資料を整える必要がある。

また、石狩低地東縁断層帯主部と石狩低地東縁断層帯南部は、並走する区間において地下で収れんしている可能性があり、両者が同時に活動するケースも考慮する必要がある。この場合、全体の長さは108 km 以上となり、マグニチュード 8.2 もしくはそれ以上の地震が発生する可能性がある。前回及び今回の評価では、断層の位置から2つの断層帯に区分して評価したが、両断層帯の地下の断層面の形状などについて今後も調査を進め、活動区間や活動様式、連動可能性などについて検討を行う必要がある。

石狩低地東縁断層帯が位置する地域は最大で厚さ 9 km におよぶ堆積層に覆われており、地震発生層内の震源断層の位置・形状に関する情報は乏しい。この地域の地質構造については東側に位置する日高衝突帯との関連が指摘されており、石狩低地東縁断層帯は衝突帯の前縁に発達する衝上断層帯の一部であるとする解釈もある（例えば、伊藤，2000）。また、これらの逆断層系は新たな逆断層を形成しながら活動域を西に移動させているとも言われている（池田ほか編，2002）。今後、より詳細な位置・形状を調査する際には、広域の地殻構造やテクトニクスを考慮し、それらと調和的な結果を得られるように検討を進める必要がある。

注 10：「変位」を、1－2頁の本文及び5－8頁の表1、3では、一般的にわかりやすいように「ずれ」という言葉で表現している。ここでは、専門用語である「変位」が、本文や表1、3の「ずれ」に対応するものであることを示すため、両者を併記した。以下、文章の中では「変位」を用いる。なお、活断層の専門用語では、「変位」は切断を伴う「ずれの成分」と、切断を伴わない「撓みの成分」よりなる。

注 11：最終氷期最盛期（海洋酸素同位体ステージ 5e）の年代は、町田ほか編（2003）などに基づき 12 万 5 千年前程度とした。なお、海洋酸素同位体ステージとは、深海底ボーリングコア中の有孔虫の殻に含まれる ^{16}O と ^{18}O の同位体比を連続的に測定して温度変化を解析し、温暖期、寒冷期を区分したもので、完新世の温暖期をステージ 1、最終氷期の最寒冷期をステージ 2 のように新しいほうから順に番号が付けられている。奇数が温暖期、偶数が寒冷期に当たり、ステージの中をさらに細分する場合には 5a、5b、5c のようにアルファベットが添えられる。

注 12：羊蹄 1 火山灰の降下年代値は、町田・新井（2003）で約 1 万 8 千年前より前とされていることから、北海道（2001）が示した 17,000 年前を、暦年補正して概ね 2 万年前とした。また、樽前 a、恵庭 a 火山灰の年代値は、町田・新井（2003）に基づき、それぞれ 1739 年、2 万 1 千年 - 1 万 9 千年前とした。

注 13：21,000 年 BP よりも新しい炭素同位体年代については、Ramsey（1995，2001）、Reimer et al.（2004）に基づいて暦年補正し、原則として 1σ の範囲の数値で示した。このうち、10,000 年前よりも古い年代値は四捨五入して千年単位で示し、10,000 年前よりも新しい年代値については、四捨五入して百年単位で示した。また、21,000 年 BP よりも古い炭素同位体年代については、Kitagawa and van der Plicht（1998）のデータに基づいて暦年補正し、千年単位で四捨五入した。

文 献

吾妻 穰（1962）：石狩低地帯の地下構造. 石油技術協会誌, **27**, 345-382.

平川一臣・石山達也・池田安隆・東郷正美・宮内崇裕・八木浩司（2010）：1:25,000 都市圏活断層図「千歳」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539.

廣瀬 亘・大津 直・岡 孝雄（2000）：北海道馬追丘陵西翼、千歳市キウス 4 遺跡の地害れについて.（財）北

- 海道埋蔵文化財センター調査報告書, **144**, 305-314.
- 北海道 (1999) : 「平成 10 年度地震関係基礎調査交付金 石狩低地東縁断層帯に関する調査 成果報告書」. 223p.
- 北海道 (2000) : 「平成 11 年度地震関係基礎調査交付金 石狩低地東縁断層帯及び当別断層に関する調査 成果報告書—石狩低地東縁断層帯」. 147p.
- 北海道 (2001) : 「石狩低地東縁断層帯 活断層図とその解説」. 北海道活断層図 No.3, 157p.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996a) : 1:25,000 都市圏活断層図「江別」. 国土地理院技術資料 D・1-No.333.
- 池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文 (1996b) : 1:25,000 都市圏活断層図「恵庭」. 国土地理院技術資料 D・1-No.333.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志 編 (2002) : 「第四紀逆断層アトラス」. 東京大学出版会, 254p.
- 石山達也・東郷正美・平川一臣・澤 祥・今泉俊文・八木浩司 (2010) : 1:25,000 都市圏活断層図「長沼」. 国土地理院技術資料 D・1-No.539.
- 伊藤谷生 (2000) : 日高衝突帯—前縁褶曲・衝上断層帯の地殻構造. 石油技術協会誌, **65**, 103-109.
- 伊藤谷生・岩崎貴哉 (2002) : 島弧衝突研究の新展開. 東京大学地震研究所彙報, **77**, 87-96.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2001) : 「長期的な地震発生確率の評価手法について」. 46p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2003) : 「石狩低地東縁断層帯の評価」. 26p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会 (1999) : 「(改訂試案) 長期的な地震発生確率の評価手法について」. 74p.
- 海上保安庁 (1982) : 沿岸の海の基本図 (5 万分の 1) 「苫小牧東部」. 海図第 6374 号.
- 加藤直子・佐藤比呂志・松多信尚・平川一臣・越谷 信・宮内崇裕・戸田 茂・加藤 一・蔵下英司・越後智雄・三縄岳大・永井 悟・荻野スミ子・鏡 顕正・川中 卓・井川 猛 (2002) : 日高衝上断層系前縁部・馬追丘陵西縁を横切る反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, **77**, 111-121.
- 活断層研究会編 (1980) : 「日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 363p、1sheet.
- 活断層研究会編 (1991) : 「新編日本の活断層—分布図と資料—」. 東京大学出版会, 437p、4sheets.
- Kimura, G. (1996): Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 262-275.
- Kitagawa, H. and van der Plicht, J. (1998): Atmospheric radiocarbon calibration to 45,000yrB.P.: Late glacial fluctuations and cosmogenic isotope production. *Science*, **279**, 1187-1190.
- 小峰由布子・八幡正広(1999) : 中央北海道栗沢—栗山地区の粘土資源. 北海道立地下資源調査所報告, **70**, 45-62.
- 栗田裕司・横井 悟(2000) : 中央北海道南部における新生代テクトニクスの変遷と油田構造形成. 石油技術協会誌, **65**, 58-70.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) : 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺—. 東京大学出版会, 336p.
- 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・川村善也・百原 新編 (2003) : 「第四紀学」. 朝倉書店, 323p.
- 松田時彦 (1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について. 地震, 第 2 輯, **28**, 269-283.
- 松田時彦 (1990) : 最大地震規模による日本列島の地震分帯図. 東京大学地震研究所彙報, **65**, 289-319.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) : 「活断層詳細デジタルマップ」. 東京大学出版会, DVD-ROM 2 枚・60p. 付図 1 葉.
- 石油公団 (1993) : 平成 3 年度国内石油・天然ガス基礎調査陸上基礎物理探査「日高地域」調査報告書. 25p.

- 石油公団 (1996) : 平成7年度国内石油・天然ガス基礎調査海上基礎物理探査「胆振沖浅海域」調査報告書. 35p.
- Ramsey, C. B. (1995): Radiocarbon Calibration and Analysis of Stratigraphy: The OxCal Program. *Radiocarbon*, **37**, 425-430.
- Ramsey, C. B. (2001): Development of the radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, **43**, 355-363.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C. B., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- 澤 祥・石山達也・池田安隆・今泉俊文・宮内崇裕 (2010) : 1:25,000 都市圏活断層図「岩見沢」. 国土地理院技術資料D・1-No.539.
- 産業技術総合研究所 (2007) : 石狩低地東縁断層帯の活動性および活動履歴調査「基盤的調査観測対象断層帯の追加・補完調査」成果報告書No.H18-8, 35p.
- 佃 栄吉・下川浩一・杉山雄一・横倉隆伸・阿蘇弘生 (1993) : 北海道馬追丘陵下のブラインドスラストの評価. 日本地質学会第100年学術大会講演要旨集, 505.
- 宇佐美龍夫 (2003) : 「最新版日本被害地震総覧 [416] -2001」. 東京大学出版会, 605p.

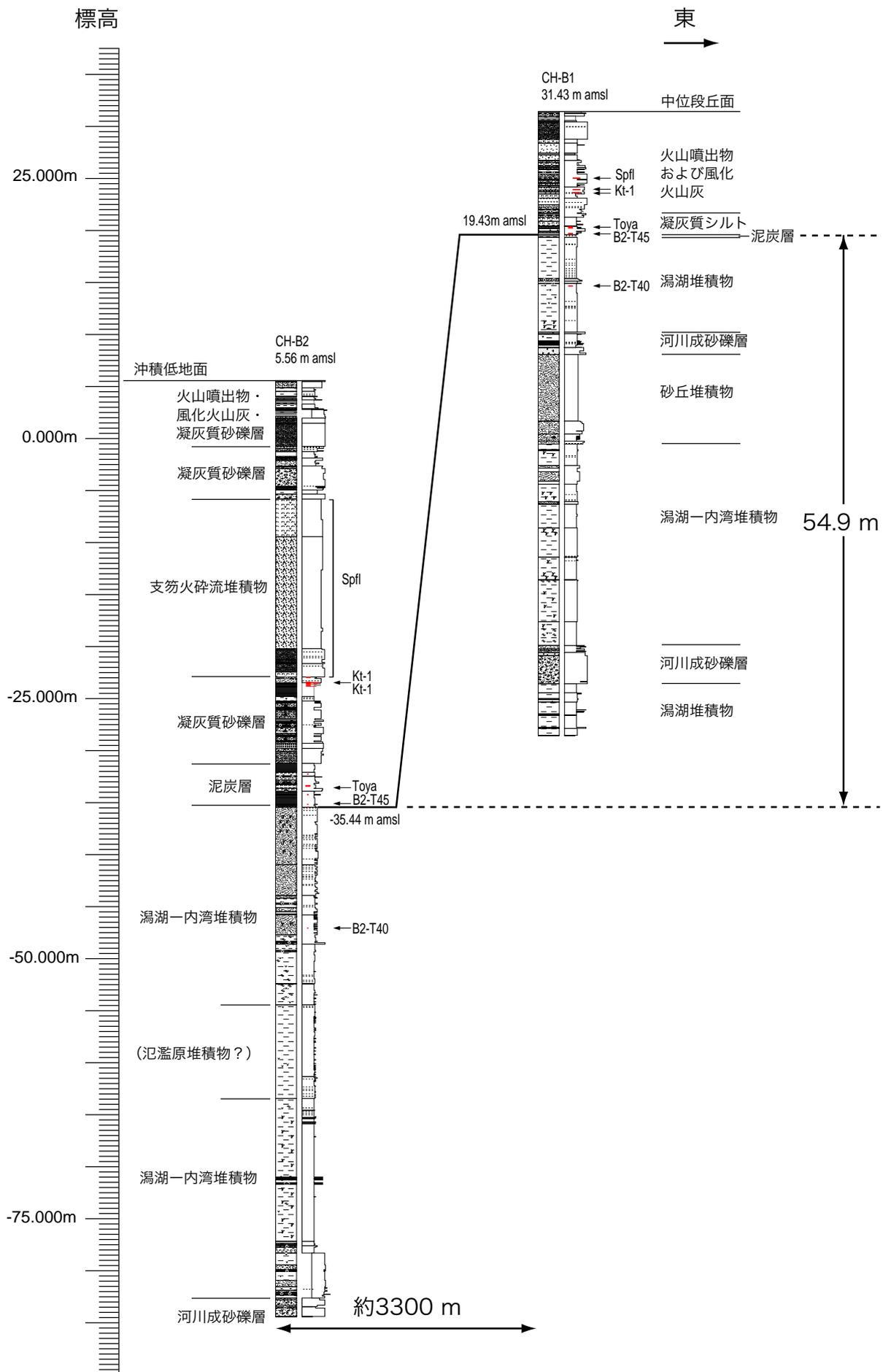


図4 千歳市祝梅におけるボーリング柱状図
産業技術総合研究所(2007)に加筆

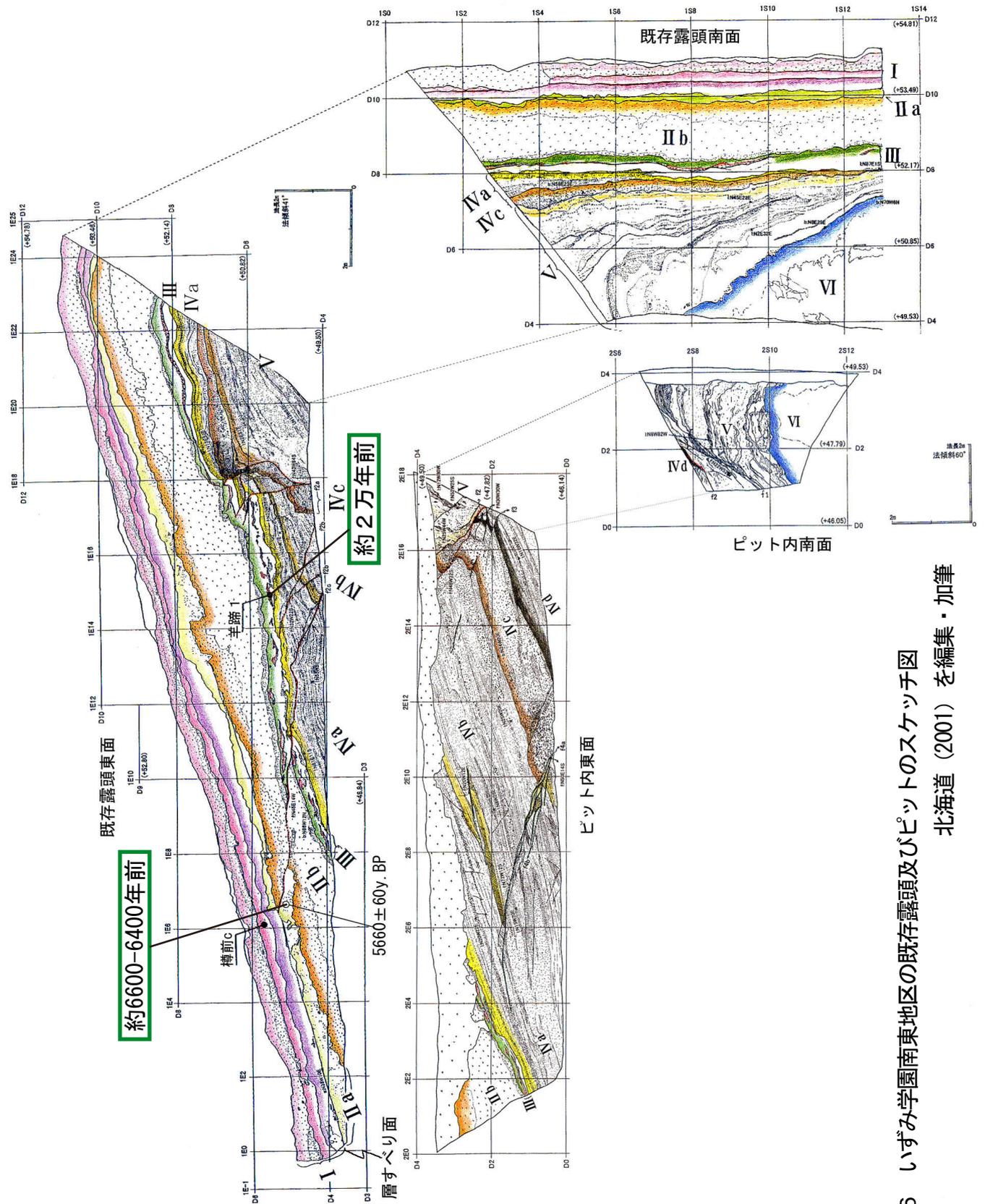
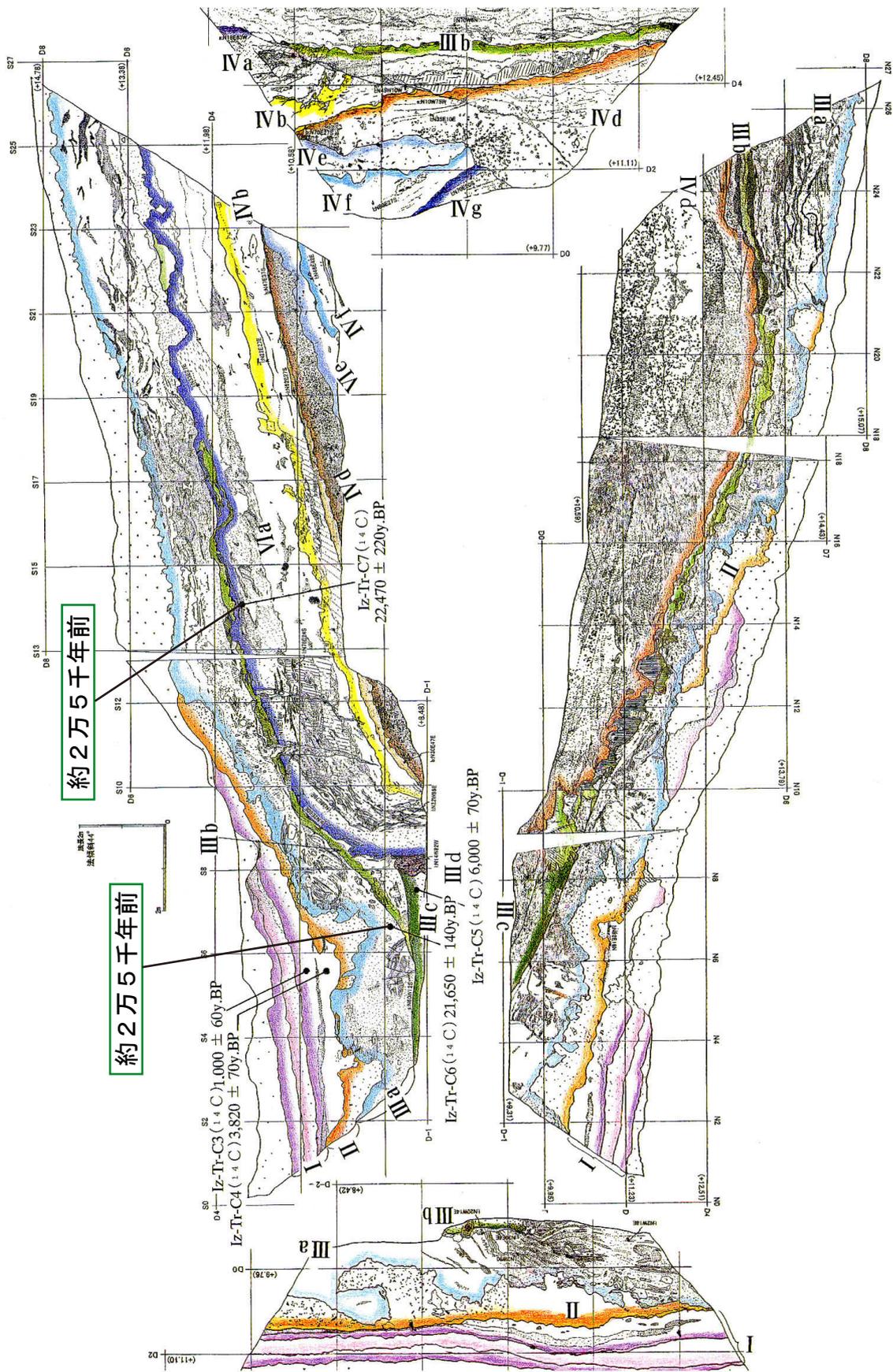


図6 いずみ学園南東地区の既存露頭及びピットのスケッチ図

北海道 (2001) を編集・加筆



興北

図7 嶮淵川沿いトレンチのスケッチ

北海道 (2001) に加筆・修正

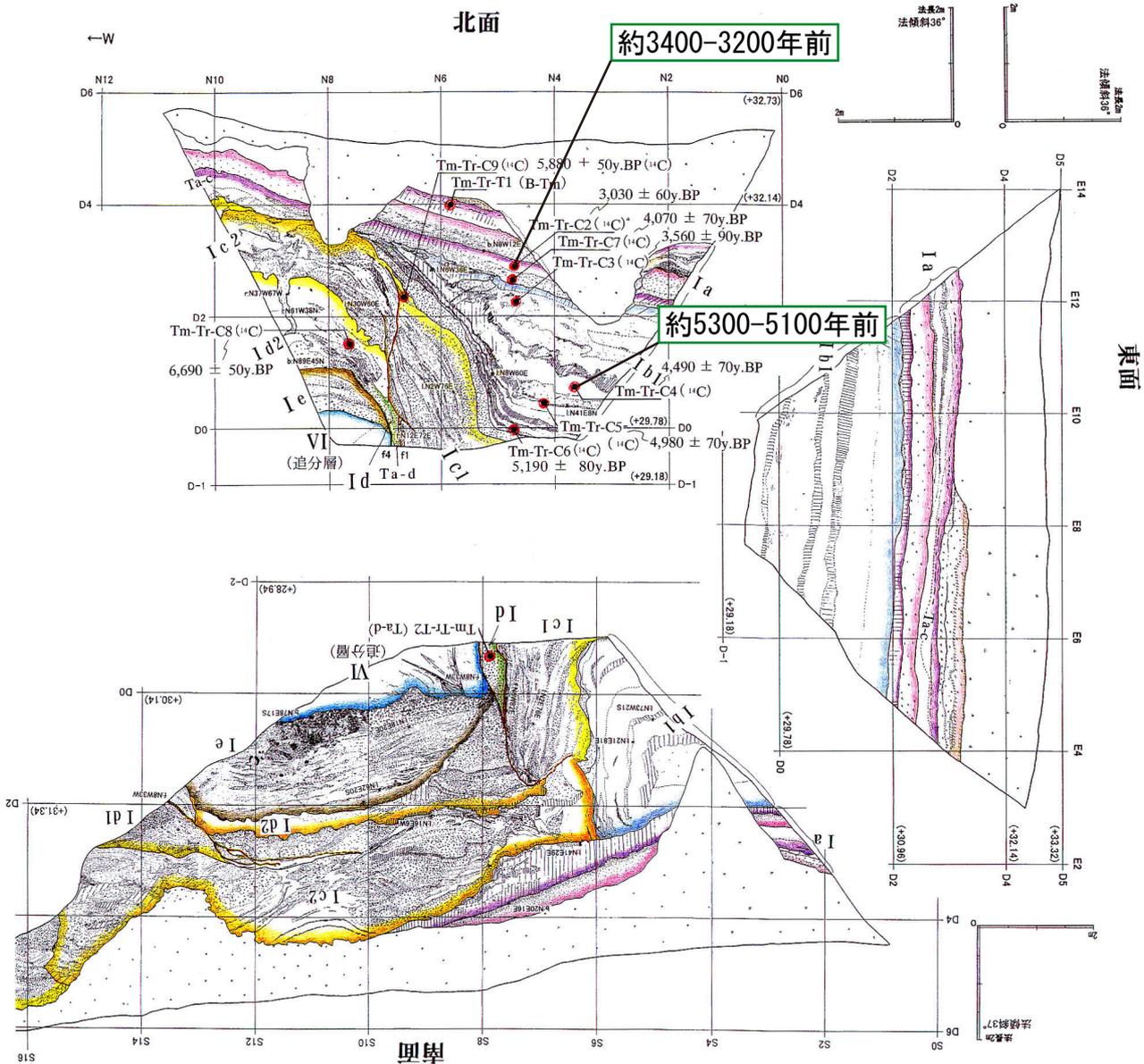


図8 フモンケ川沿いトレンチのスケッチ図

北海道 (2001) に加筆

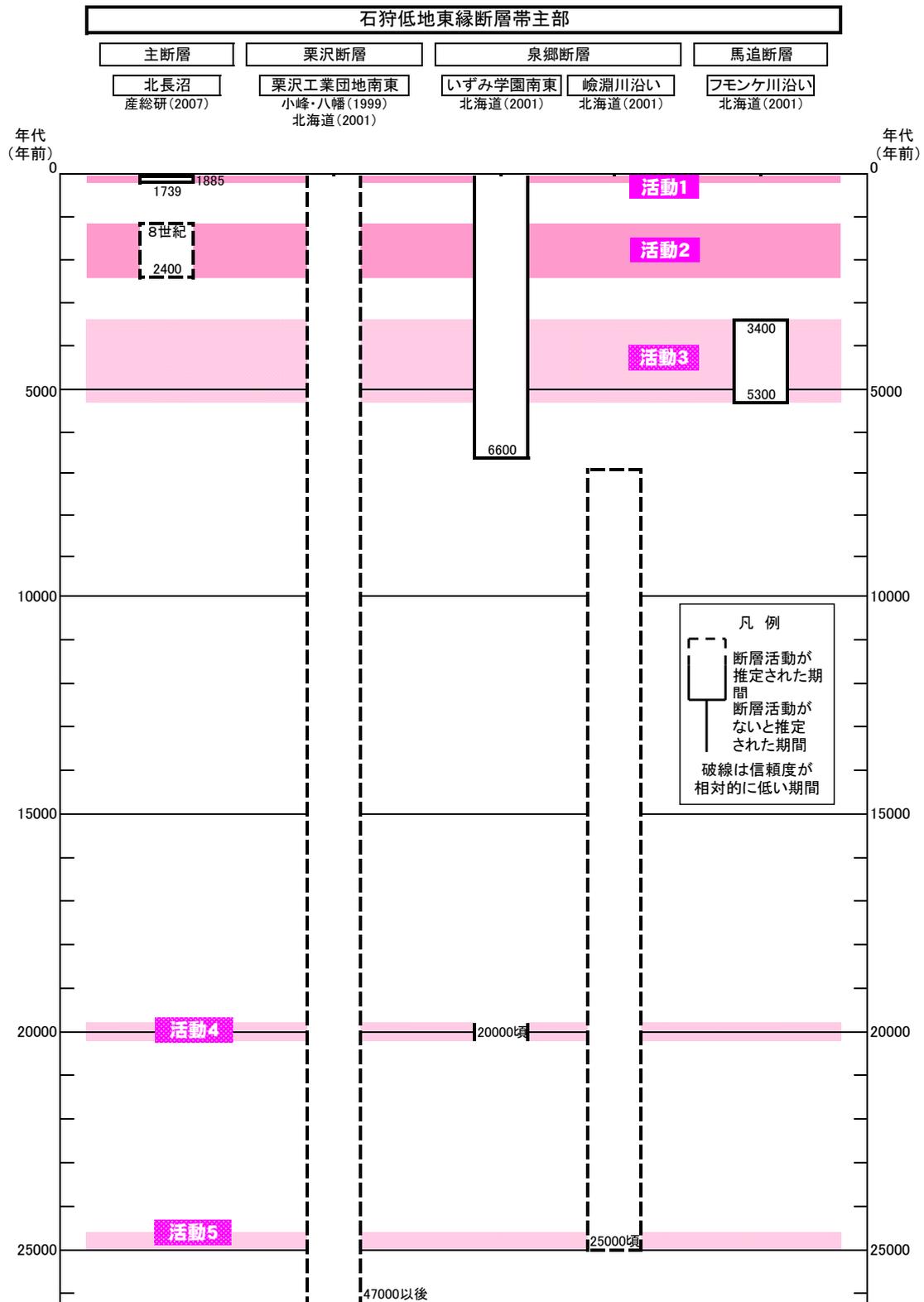


図9 石狩低地東縁断層帯主部の活動の時空間分布

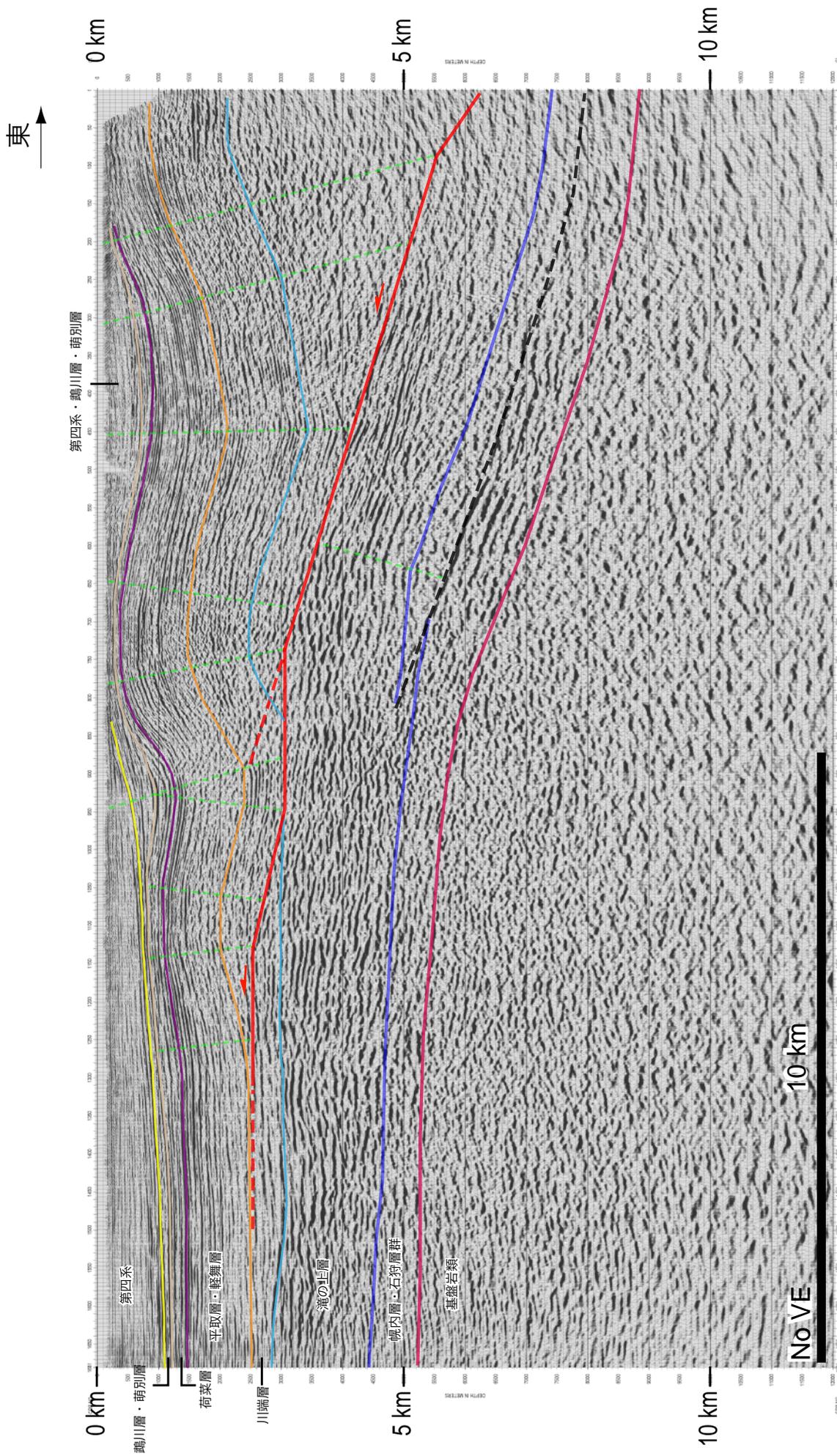


図10 断層帯南部における反射法弾性波探査(石油公団, 1996のSI95-A測線)の再解析深度断面の解釈
 産業技術総合研究所(2007)に加筆・修正

表5 石狩低地東縁断層帯主部の将来の地震発生確率及び参考指標

項目	数値	備考
地震後経過率	0.06 - 0.3	発生確率及び集積確率は地震調査研究推進本部地震調査委員会(2001)参照。
今後30年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後50年以内の発生確率	ほぼ0%	
今後100年以内の発生確率	ほぼ0% - 0.001%	
今後300年以内の発生確率	ほぼ0% - 1%	
集積確率	ほぼ0%	
指標(1) 経過年数	マイナス1千3百年 - マinus4百年	地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(1999)参照。
指標(1) 比	0.09 - 0.4	
指標(2)	ほぼ0	
指標(3)	ほぼ0%	
指標(4)	ほぼ0	
指標(5)	0.0005 - 0.001	

評価時点はすべて2010年1月1日現在。「ほぼ0%」は10³%未満の確率値を、「ほぼ0」は10⁵未満の数値を示す。なお、計算に用いた平均活動間隔の信頼度は低い(△)ことに留意されたい。

指標(1)経過年数：当該断層帯での大地震発生の危険率(1年間あたりに発生する回数)は、最新活動(地震発生)時期からの時間の経過とともに大きくなる(BPT分布モデルを適用した場合の考え方)。一方、最新活動の時期が把握されていない場合には、大地震発生の危険率は、時間によらず一定と考えざるを得ない(ポアソン過程を適用した場合の考え方)。

この指標は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率が、ポアソン過程を適用した場合の危険率の値を超えた後の経過年数である。値がマイナスである場合は、BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達していないことを示す。

ポアソン過程を適用した場合の危険率は、2千分の1 - 1千分の1(0.0005 - 0.001)であり、いつの時点でも一定である。

BPT分布モデルを適用した場合の危険率は評価時点で10万分の1以下であり、時間とともに増加する。BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率に達するには今後4百年から1千3百年を要する。

指標(1)比：最新活動(地震発生)時期から評価時点までの経過時間をAとし、BPT分布モデルを適用した場合の危険率がポアソン過程を適用した場合の危険率を超えるまでの時間をBとした場合において、

前者を後者で割った値 (A/B) である。

- 指標(2) : BPT 分布モデルによる場合と、ポアソン過程とした場合の評価時点での危険率の比。
- 指標(3) : 評価時点での集積確率 (前回の地震発生から評価時点までに地震が発生しているはずの確率)。
- 指標(4) : 評価時点以後 30 年以内の地震発生確率の値を BPT 分布モデルでとりうる最大の地震発生確率の値で割った値。
- 指標(5) : ポアソン過程を適用した場合の危険率 (1 年間あたりの地震発生回数)。

付表

地震発生確率等の評価の信頼度に関する各ランクの分類条件の詳細は以下のとおりである。

ランク	分類条件の詳細
a	発生確率を求める際に用いる平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも比較的高く (◎または○)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が高い。
b	平均活動間隔及び最新活動時期のうち、いずれか一方の信頼度が低く (△)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性が中程度。
c	平均活動間隔及び最新活動時期の信頼度がいずれも低く (△)、これらにより求められた発生確率等の値は信頼性がやや低い。
d	平均活動間隔及び最新活動時期のいずれか一方または両方の信頼度が非常に低く (▲)、発生確率等の値は信頼性が低い。このため、今後の新しい知見により値が大きく変わる可能性が高い。または、データの不足により最新活動時期が十分特定できていないために、現在の確率値を求めることができず、単に長期間の平均値を確率としている。

〈付録〉

石狩低地東縁断層帯については、産業技術総合研究所（2007）の調査によりジオスライサー調査や反射法地震探査断面の再解析などが実施され、新たな知見が得られたことから、これに基づき再検討を行い、過去の活動履歴などについて改訂を行った。

以下に改訂となった項目とその値について、前回の評価と今回の評価の対比表を示す。なお、評価にあたっては、下表に示す数値のほか各値を求めた根拠についても改訂していることに留意されるとともに、その詳細については評価文を参照されたい。

石狩低地東縁断層帯主部の評価についての新旧対比表

項 目	前回の評価 (平成 15 年 11 月 12 日公表)		今回の評価 (平成 22 年 8 月 26 日公表)	
断層の傾斜	東傾斜 (深さ 3km 以深では低角度)	◎	東傾斜 (深さ 3km 以深では低角度、 約 2km ではほぼ水平)	◎
平均的なずれの速度 (上下成分)	0.8 - 1.5 m / 千年程度	△	0.4 m / 千年以上	△
過去の活動時期	活動 1 (最新活動) 約 5 千 2 百 - 3 千 3 百年前 もしくはそれ以後 活動 2 概ね 2 万年前頃 活動 3 約 2 万 5 千年前頃 活動 1 と 2 の間、活動 2 と 3 の 間に別の活動があったかどうかは不明。	○ ○ △	活動 1 (最新活動) 1739 年以後、1885 年以前 活動 2 (1 つ前の活動) 約 2 千 4 百年前以後、 8 世紀以前 活動 3 約 5 千 3 百年前以後、 約 3 千 2 百年前以前 活動 4 概ね 2 万年前頃 活動 5 約 2 万 5 千年前頃 活動 2 より前の活動の間に別の 活動があったかどうかは不明。	△ △ ○ ○ △
1 回のずれの量	5 m 程度 (上下成分)	△	約 2 m もしくはそれ以上 (上下成分)	△
平均活動間隔	約 3 千 3 百 - 6 千 3 百年	△	1 千 - 2 千年程度	△
想定されるずれの量	5 m 程度 (上下成分)	△	約 2 m もしくはそれ以上 (上下成分)	△

地震発生確率(30年:BPT)	0.05%—6% もしくはそれ以下	b	ほぼ0%	c
-----------------	----------------------	---	------	---

石狩低地東縁断層帯南部の評価についての新旧対比表

項 目	前回の評価 (平成15年11月12日公表)		今回の評価 (平成22年8月26日公表)	
断層の長さ	23 km 以上	○	54 km 以上	○
断層の傾斜	東傾斜 (低角度)	○	東傾斜 (深さ約3 km 以深では低角度、 約2.5 km でほぼ水平)	◎
1回のずれの量	不明		4 m 程度以上	△
平均活動間隔	不明		1万7千年程度以上	△
想定される地震の規模	M7.1 程度以上	△	M7.7 程度以上	△
地震発生確率 (30年:ポアソン)	不明		0.2%以下	d

対比表に示した(◎、○、△)及び(a、b、c、d)については信頼度を表す。それぞれの詳細については注4、注7を参照のこと。