

石狩低地東縁断層帯の長期評価について

平成15年11月12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、これまでに陸域の活断層として、41断層帯の長期評価を行い公表した。

今回、引き続き、石狩低地東縁断層帯について現在までの研究成果及び関連資料を用いて評価し、とりまとめた。

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。

<修正履歴>

- ・平成17年1月12日 経験式を用いた場合のマグニチュード表記の変更

石狩低地東縁断層帯の評価

石狩低地東縁断層帯は、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、北海道美唄（びばい）市から勇払（ゆうふつ）郡早来（はやきた）町に至る石狩低地東縁断層帯主部と、千歳市から苫小牧市に至る石狩低地東縁断層帯南部からなる。

石狩低地東縁断層帯主部は長さが約 66km で、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層で、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）断層などの副次的な西側隆起の断層が伴われている（図 1、2 及び表 1）。

石狩低地東縁断層帯南部は長さが約 23km 以上で、東側が西側に対して相対的に隆起する逆断層で、2 条の活褶曲の西側に沿ってその存在が推定される（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、0.8-1.5m/千年程度の可能性がある。最新の活動は約 5 千 2 百 - 3 千 3 百年前もしくはそれ以後であったと推定され、平均的な活動間隔は、約 3 千 3 百 - 6 千 3 百年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、0.2m/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）。

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。また、その時、断層の近傍の地表面では、東側が西側に対して相対的に 5m 程度高まる段差や撓（たわ）みが生ずる可能性がある（表 1）。本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。本評価で得られた地震発生 of 長期確率には幅があるが、その最大値をとると、本断層帯主部は今後

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（注1、2）。

（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 7.1 程度以上の地震が発生する可能性がある。また、その時、断層の近傍の地表面では、東側が西側に対して相対的に 2m 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）。過去の活動履歴が明らかではないため、将来このような地震が発生する長期確率を求めることはできない。

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、最新の活動時期、1回の活動におけるずれの量を精度良く求めるとともに、活動間隔を精度良く明らかにする必要がある。

石狩低地東縁断層帯南部は、最近その存在が指摘されたものであり、活断層としての諸側面については未調査の段階にある。将来の活動性を明確にするためには、本格的な活断層調査を行って、その活動性に関する基礎資料を整えるとともに、南方延長部海域での調査も必要である。

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の地下深部における形状などを明らかにし、両者を含めた活動区間の検討も行う必要がある。

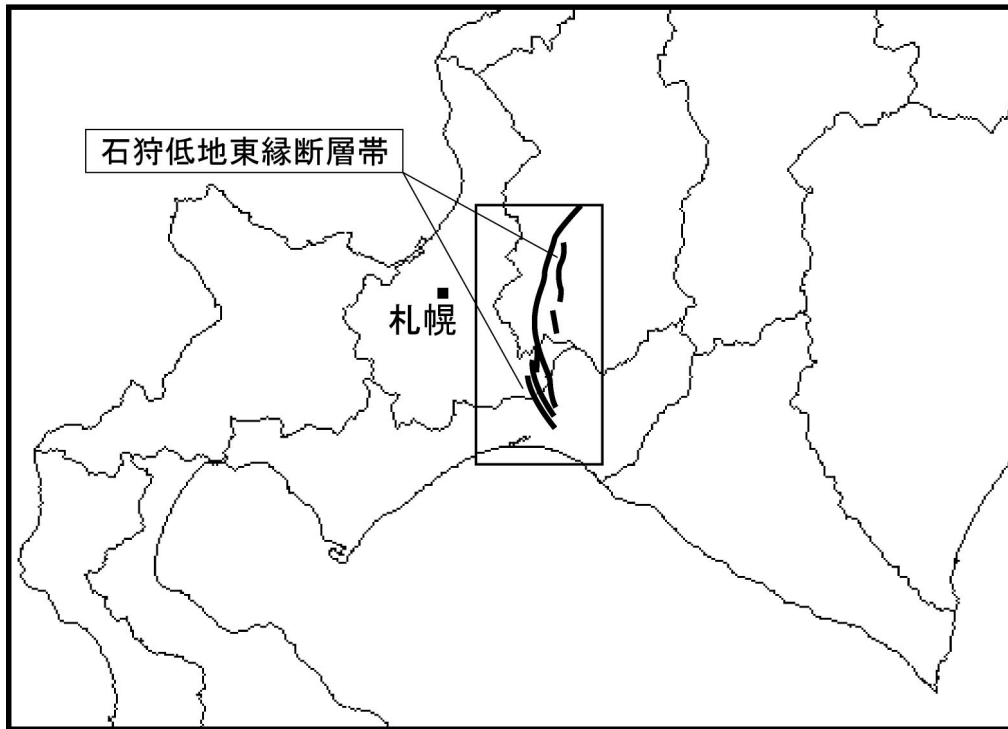


図1 石狩低地東縁断層帯の概略位置図
(長方形は図2の範囲)

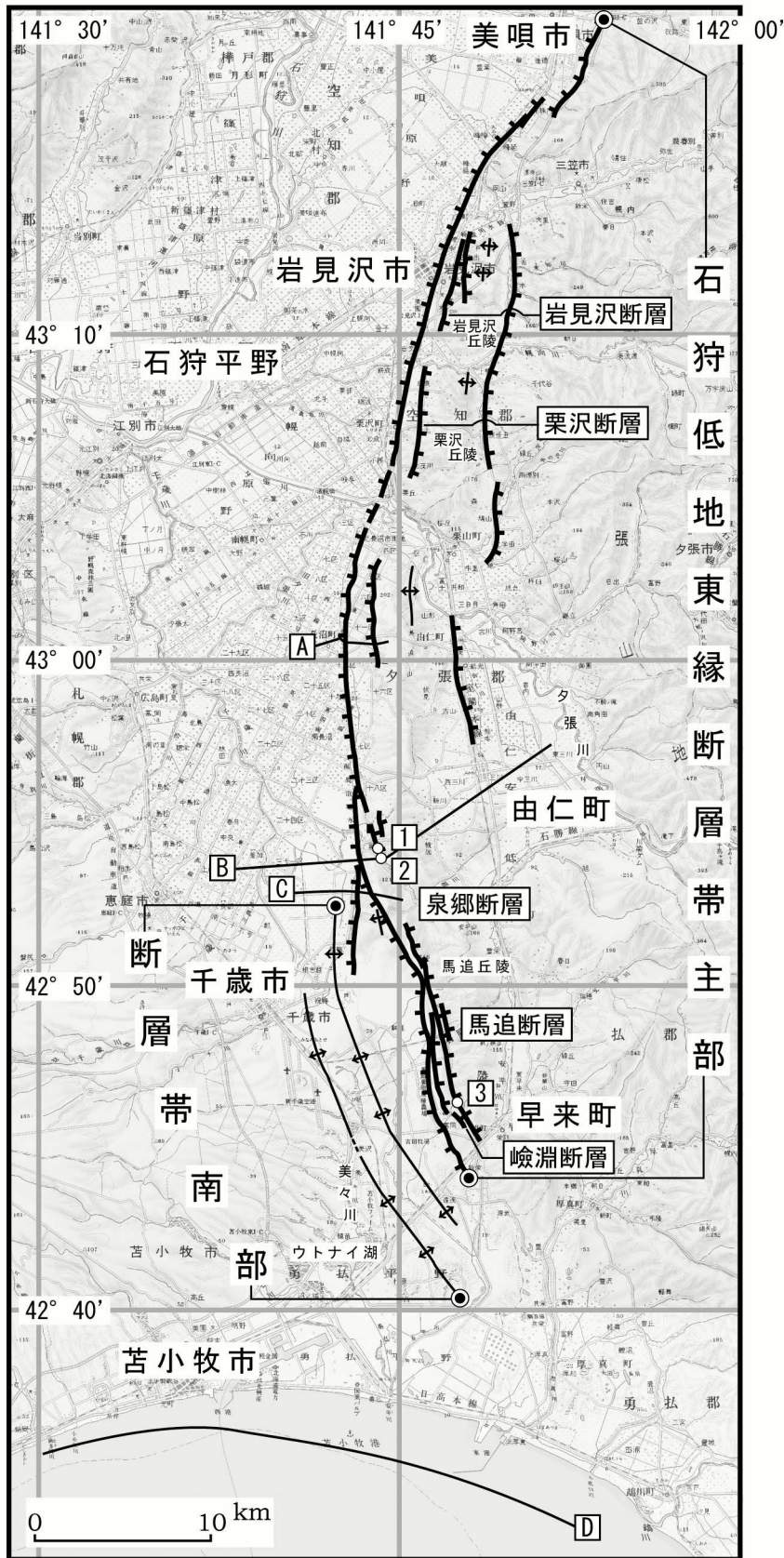


図2 石狩低地東縁断層帯の活断層位置と主な調査地点

1 : 嶮淵川沿い地点 2 : いずみ学園南東地点 3 : フモンケ川沿い地点

A : 文献1 B : 文献5 C : 文献1 D : 文献6

● : 断層帯の北端と南端

活断層の位置は文献2に基づく。

基図は国土地理院発行数値地図200000「札幌」「苫小牧」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3)	根拠 (注4)
1. 断層帯の位置・形態			
(1) 構成する断層	美唄（ひばい）市－早来（はやきた）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 (深さ約3kmより深部では低角度)</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 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。地震発生層の下限の深さは30km程度よりも深い可能性がある。</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	0.8-1.5m/千年程度（上下成分）	△	説明文 2.1.2 を参照。

(2) 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	○	活動時期は文献1記載の資料から推定。
	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。		
(3) 1回のずれの量と平均活動間隔	1回のずれの量 5m程度 (上下成分) 平均活動間隔 約3千3百-6千3百年	△ △	平均活動間隔は説明文2.2を参照。
(4) 過去の活動 区間	活動区間 不明		
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 マグニチュード 7.9程度 ずれの量 5m程度 (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5)	信頼度 (注6)	備 考
地震後経過率 (注7)	0.5 - 1.6 もしくはそれ以下		
今後30年以内の地震発生確率	0.05% - 6% もしくはそれ以下	b	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	0.09% - 10% もしくはそれ以下		
今後100年以内の地震発生確率	0.2% - 20% もしくはそれ以下		
今後300年以内の地震発生確率	0.8% - 50% もしくはそれ以下		
集積確率 (注8)	0.4%-90%より大、もしくはそれ以下		

表3 石狩低地東縁断層帯南部の特性

項目	特性	信頼度 (注3)	根拠 (注4)
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° 40' 東経 141° 48' 長さ 23km 以上</p> <p>地下における断層面の位置・形状 長さ及び上端の位置 地表での長さ・位置と同じ 上端の深さ 0 km 一般走向 N20° W 傾斜 東傾斜 (低角度) 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。位置は説明文 2.2.1 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0 km であることから推定。</p> <p>上端の深さは説明文 2.2.1 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から推定。</p> <p>地震発生層の下限の深さは30km 程度よりも深い。</p>
(3) 断層のずれの向きと種類	東側隆起の逆断層	○	文献2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 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	1回のずれの量 不明 平均活動間隔 不明		
(4) 過去の活動区間	活動区間 不明		
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 7.1程度以上 1回のずれの量 2m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。

注1：我が国の陸域及び沿岸域の主要な98の活断層帯のうち、2001年4月時点で調査結果が公表されているものについて、その資料を用いて今後30年間に地震が発生する確率を試算すると概ね以下のようにになると推定される。

98断層帯のうち約半数の断層帯：30年確率の最大値が0.1%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が0.1%以上－3%未満

98断層帯のうち約1/4の断層帯：30年確率の最大値が3%以上

(いずれも2001年4月時点での推定。確率の試算値に幅がある場合はその最大値を採用)

この統計資料を踏まえ、地震調査委員会の活断層評価では、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」

注2：1995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(うち、1995年兵庫県南部地震と1858年飛越地震については「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)による暫定値)は以下のとおりである。

地震名	地震を引き起こした活断層	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)	野島断層(兵庫県)	0.4%－8%	2%－80%	約1.8－約3.0
1858年飛越地震(M7.0－7.1)	跡津川断層(岐阜県・富山県)	ほぼ0%－10%	ほぼ0%－90%より大	約1.9－約3.3
1847年善光寺地震(M7.4)	長野盆地西縁断層(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」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3千年の場合は30年確率の最大値は8%程度、6千年の場合は4%程度である。

注3：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4：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：栗田・横井 (2000)

文献6：石油公団 (1996)

注5：評価時点はすべて2003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6：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7：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。今回の評価の数字で、0.5は3300年を6300年で割った値であり、1.6は5200年を3300年で割った値。

注8：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。

(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

本断層帯は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東縁断層帯と称し、その平均上下変位速度は1.4m/千年以上に達しているとした。本断層帯の詳しい地表形状については、都市圏活断層図「江別」・「恵庭」(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。

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新たな知見を得ている。

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、西に向かって次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

本断層帯は、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はそこから離れ、千歳の東から南方に向かうものに大別される(図1, 2)。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、ここでは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

本断層帯主部は、北海道美唄(びばい)市から勇払(ゆうふつ)郡早来(はやきた)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)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)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4km

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（活断層研究会編，1991）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7km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30km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可能性があることから（池田ほか編，2002；中田・今泉編，2002）、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66km、N10°Eとした。

本断層帯主部の断層面上端の深さは、東側隆起の撓曲変形が地表に現れていることから0kmとした。ただし、断層面は地表下3km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）。

本断層帯主部の断層面の傾斜は、膨らみを伴った西向きの撓曲変形（池田ほか，1996a，b；池田ほか編，2002）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、深部において断層面はかなり低角度であることを示唆しているが、正確な傾斜角度は明らかでない（図3）。

断層面下端の深さは、地震発生層の下限を目安とすると、30km程度よりも深い可能性がある。

（3）断層の変位の向き（ずれの向き）（注9）

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）、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）から、東側が西側に乗り上げ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9）

本断層帯主部の中央部の長沼付近では、北海道（2001）が地形・地質調査結果及びボーリング資料に基づいて作成した東西地質断面図から、本郷層の上面が本断層帯主部によって少なくとも上下に40m程度変位していると推定できる（図4a及びb）。北海道（2001）にもとづいて、本郷層をT3段丘面構成層として、その離水期を約5万年前頃とすると、T3段丘面形成後の平均上下変位速度は0.8m/千年以上の可能性がある。

上記の地点の6-7km北方では夕張川に沿って分布するT3段丘面は、その高度分布から本断層帯主部により膨らみを伴った西向きの撓曲変形を被っていると考えられる（北海道，2001；池田ほか編，2002）。変形したT3段丘面の最高標高は、北海道（2001）の段丘面分布図と1/2.5万地形図の読図により約65mと推定できる。本断層帯主部の西側では、標高-10m付近でT3段丘面構成層に当たる本郷層の分布が認められている（北海道，2001）。これらの資料から、T3段丘面の上下変位量は最大でも75mを越えることはないと推定されるので、本断層帯主部の平均上下変位速度はこの付近では1.5m/千年以下の可能性がある。

以上から、本断層帯主部の平均上下変位速度については、0.8-1.5m/千年の可能性はある。

なお、佃ほか（1993）でも、最終間氷期の地層を変位基準とした平均上下変位速度を1.4m/千年以上と推定して

いる。ただし、これに関する基礎資料は公表されていない。

(2) 活動時期

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. 栗沢断層

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 3.5m)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10)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。

b. 泉郷断層

①いずみ学園南東地点

千歳市泉郷のいずみ学園南東では、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5)。ここでは、新第三紀層(図5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、約2万1千-1万9千年前(町田・新井, 2003)の恵庭a火山灰である。

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年代に基づくと、この断層は、約6千5百年前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11)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6千5百年前後及び概ね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6)。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撓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撓曲しており、この撓み下がるIVa層にIIIc層が

アバットしていることから、IVa 層堆積後、IIIc 層堆積前に撓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年代に基づく、約2万5千年前以後、約6千9百年前以前と推定される。ただし、IIIc 層（約6千9百年前）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。

c. 馬追断層

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。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撓曲変形している（図7）。

トレンチの北壁面では、Ic1 層以下の地層が著しい西向きに撓曲構造を示し、さらに少なくともIb1 層の下部（少なくとも①層以下の部分）は、下位のIc1 層などと同じように撓曲変形していると見なせる。Ia 層は、この撓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、撓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（①の直下付近）とIa 層下部の¹⁴C年代に基づき、約5千2百年前以後、約3千3百年前以前と推定される。Ia 層下部の年代値（約3千3百年前）については、そこに挟在する樽前c火山灰（Ia-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5千2百年前以後、約3千3百年前以前に活動があったと推定される。

以上の資料から、本断層帯主部では、約5千2百年前以後、約3千3百年前以前、及び概ね2万年前頃に断層活動があったと推定され、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、これら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や約5千2百—3千3百年前以後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9）

本断層帯主部の断層活動1回の変位量に関する直接的資料は得られていない。

また、1回の変位量について、断層の長さ（約66km）から次の松田の経験式に基づいて算出すると、約5.2m（上下成分）と求まる。このことから、本断層帯主部全体の1回の変位量は5m程度（上下成分）であった可能性がある。

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

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

ただし、Lは1回の地震で活動する断層の長さ（km）、Dは断層の変位量（m）、Mは地震のマグニチュードである。

(4) 活動間隔

本断層帯主部では、副次的な断層の活動履歴をもとに、約2万5千年前頃以後に少なくとも3回の活動が認められた。これらの活動は約5千2百-3千3百年前、及び概ね2万年前頃に推定され、また、約2万5千年前頃にもあった可能性がある。これら3回の活動時期から、この間の平均活動間隔は約1万-1万1千年と求められる。ただし、この間の活動がこれら3回の他にも主断層による別の活動があった可能性を否定できないことを考慮すると、この間の平均活動間隔はさらに短くなる可能性がある。

また、平均活動間隔について、断層の長さから推定される1回の変位量(上下成分5m)と平均変位速度(上下成分0.8-1.5m/千年程度)から計算した値に基づくと、平均活動間隔は約3千3百-6千3百年と求まる。

以上のことから、本断層帯主部の平均活動間隔は約3千3百-6千3百年であった可能性がある。

(5) 活動区間

本断層帯主部の活動区間に関する直接的資料は得られていない。

(6) 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(1739年)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、本断層帯から発生したと考えられる被害地震の記録はない。したがって、少なくともそれ以後において、本断層帯は活動していないと考えられる。

(7) 測地観測結果

本断層帯周辺における1994年までの過去約100年間及び1985年からの10年間の測地観測結果では、この断層帯周辺で北西-南東方向の縮みが見られる。最近5年間のGPS観測結果でも北西-南東方向の縮みが見られる。

(8) 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り、地震発生層の下限の深さは、断層帯の西側では20km程度、断層帯の東側では30kmより深い。

2. 1. 3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と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)に基づくと本断層帯主部(長さ66km)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5m程度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約3千3百-6千3百年であった可能性があり、最新の活動時期は約5千2百-3千3百年前もしくはそれ以後と推定される。したがって、最新活動後、評価時点(2003年)までの経過時間は約3千3百-5千2百年もしくはそれ以下で、平均活動間隔の0.5-1.6倍もしくはそれ以下の時間が経過していることになる。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(BPT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、0.05%-6%、0.09%-10%、0.2%-20%、0.8%-50%(それぞれ、もしくはそれ以下)となる。また、現在までの集積確率は、0.4%-90%より大(もしくはそれ以下)となる(表2)。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、本断層帯主部は、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。表4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

本断層帯南部は、千歳市から苫小牧市にかけて延びる2条の活褶曲(池田ほか編、2002)の西側に沿ってその存在が推定される東側隆起の断層である(中田・今泉編、2002)。本断層帯南部は、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るが、その詳しい実態は把握されていない。

(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)による活褶曲軸の北端と南端を直線で結んで計測すると、それぞれ約23km、N20°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がある(中田・今泉編、2002)。また、石油公団(1996)による苫小牧沖(図2)での反射法弾性波探査の結果は、本断層帯南部がさらに南方海域内へと延びている可能性も示している(伊藤ほか、1999;伊藤、2000)ので、本断層帯南部の南端の位置は、図2に示した地点とは大きく異なり、したがって、断層の長さは23kmを大幅に上回る可能性が高いと推定される。

断層面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、0km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、反射法弾性波探査の結果から、地下1.5km以深に伏在し、地表に達していないと推定される(池田ほか編、2002)。このような資料から、本断層帯南部の断層面は、低角度で東に傾斜していると推定される。

断層面下端の深さは、地震発生層の下限を目安とすると、30km程度よりも深い可能性がある。

(3) 断層の変位の向き(ずれの向き)(注9)

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、東側が西側に乗り上げ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9)

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10m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0.2m/千年程度の可能性がある。

(2) 活動時期

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が、本断層帯南部の最新活動を含めた最近の活動履歴に関する資料は得られていない。

(3) 1回の変位量 (ずれの量) (注9)

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。

(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。

(5) 活動区間

本断層帯南部の活動区間に関する直接的資料は得られていない。

(6) 先史時代・歴史時代の活動

2. 1. 2 (6) を参照。

(7) 測地観測結果

2. 1. 2 (7) を参照。

(8) 地震観測結果

2. 1. 2 (8) を参照。

2. 2. 3 断層帯の将来の活動

(1) 活動区間と活動時の地震の規模

本断層帯南部全体を1つの活動間隔とした場合、上述した経験式(1)(2)により、本断層帯南部(長さ23km以上)から発生する地震の規模はマグニチュード7.1程度以上で、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2m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

本断層帯南部における将来の地震発生の可能性については、関係する資料が揃っていないため、検討できない。

3. 今後に向けて

石狩低地東縁断層帯主部では、副次的な断層の活動履歴が一部明らかになったが、東側隆起の断層活動に関す

る資料が乏しいため、最新活動時期、1回の変位量、活動間隔などが必ずしも十分に解明されていない。本断層帯主部の将来の活動性を明確にするためには、これらに関する精度良い資料を集積させる必要がある。

石狩低地東縁断層帯南部については、最近その存在が指摘されたものであり、活断層としての実態については未調査の段階にある。本格的な活断層調査を行って、その活動性に関する基礎資料を整える必要がある。また、本断層帯南部は苫小牧沖へと延びている可能性があり、さらに日高沖に達する可能性も指摘されている(伊藤ほか, 1999; 伊藤, 2000)。これらの海域における活断層調査も重要である。

石狩低地東縁断層帯南部と石狩低地東縁断層帯主部の地下深部における形状などを明らかにし、両者を含めた活動区間の検討も行う必要がある。

注9: 「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10: 10,000年BPよりも新しい炭素同位体年代については、Niklaus (1991)に基づいて暦年補正し、2,000年前よりも新しい年代値は世紀単位で示し、2,000年前よりも古い年代値については、百年単位で四捨五入して示した。また、10,000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て示した。

注11: 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。

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.

廣瀬 亘・大津 直・岡 孝雄(2000): 北海道馬追丘陵翼、千歳市キウス4遺跡の地割れについて. (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別当断層に関する調査 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.

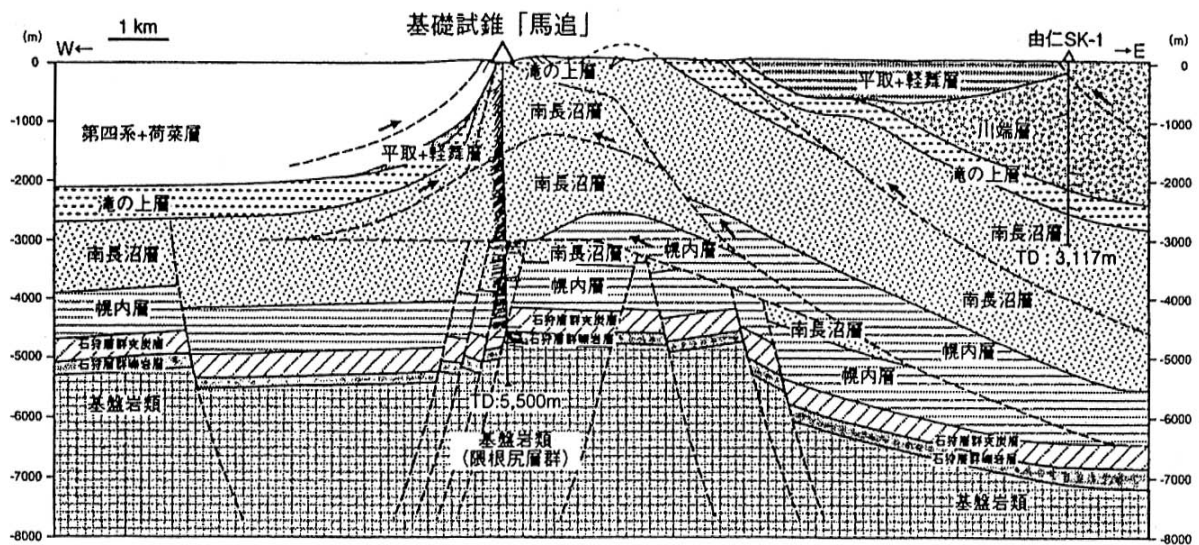
池田安隆・佐藤比呂志・平川一臣・伏島祐一郎・今泉俊文(1996b): 1:25,000都市圏活断層図「恵庭」. 国土地理院技術資料. D. 1-No. 333.

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.

伊藤谷生・森谷武男・井川秀雄・井川 崇・在田一則・津村紀子・篠原雅尚・宮内崇裕・木村 学・奥池司郎・清水信之・井川 猛(1999): 日高衝突帯におけるデラミネーション-ウェッジ構造. 月刊地球, **21**, 130-136.

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. 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.
- 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. 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.
- 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.
- Kimura, G. (1996) : Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese Islands : The Islands 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. 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.
- 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. 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.
- 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編(1996)：「第四紀露頭集—日本のテフラ—」. 日本第四紀学会, 352p.
- Niklaus, T. R. (1991) : CalibETH version 1.5, ETH Zurich, 2disketts and manual. 151p.
- 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.
- 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.



注) 断面位置は図2のB測線

図3 基礎試錐馬追による馬追丘陵とその周辺の東西地質構造断面

(栗田・横井, 2002)

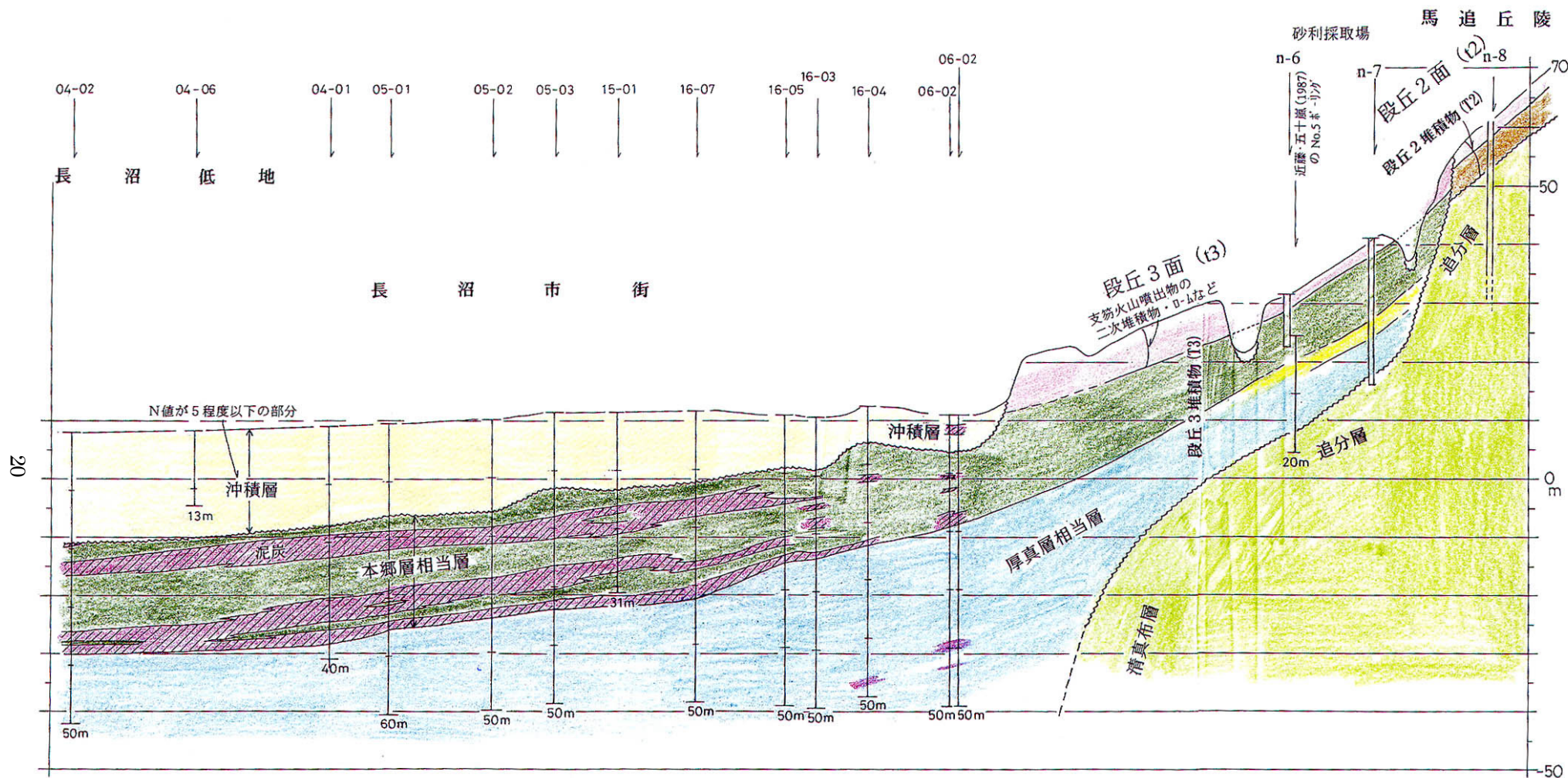


図4 a 長沼市街付近の東西方向の地質断面図 (長沼断面)

北海道 (2001)

注) 断面位置は図2のA測線

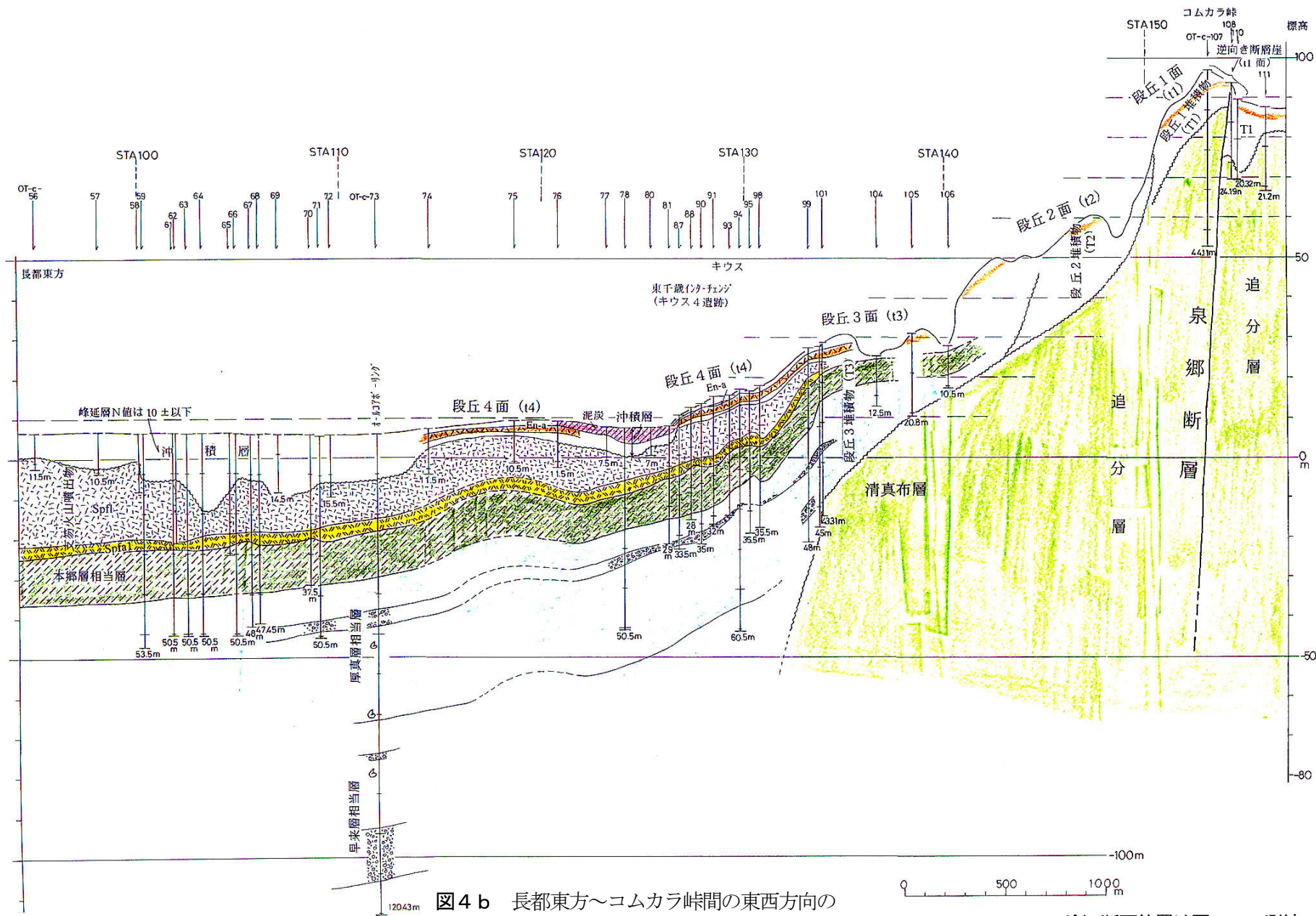
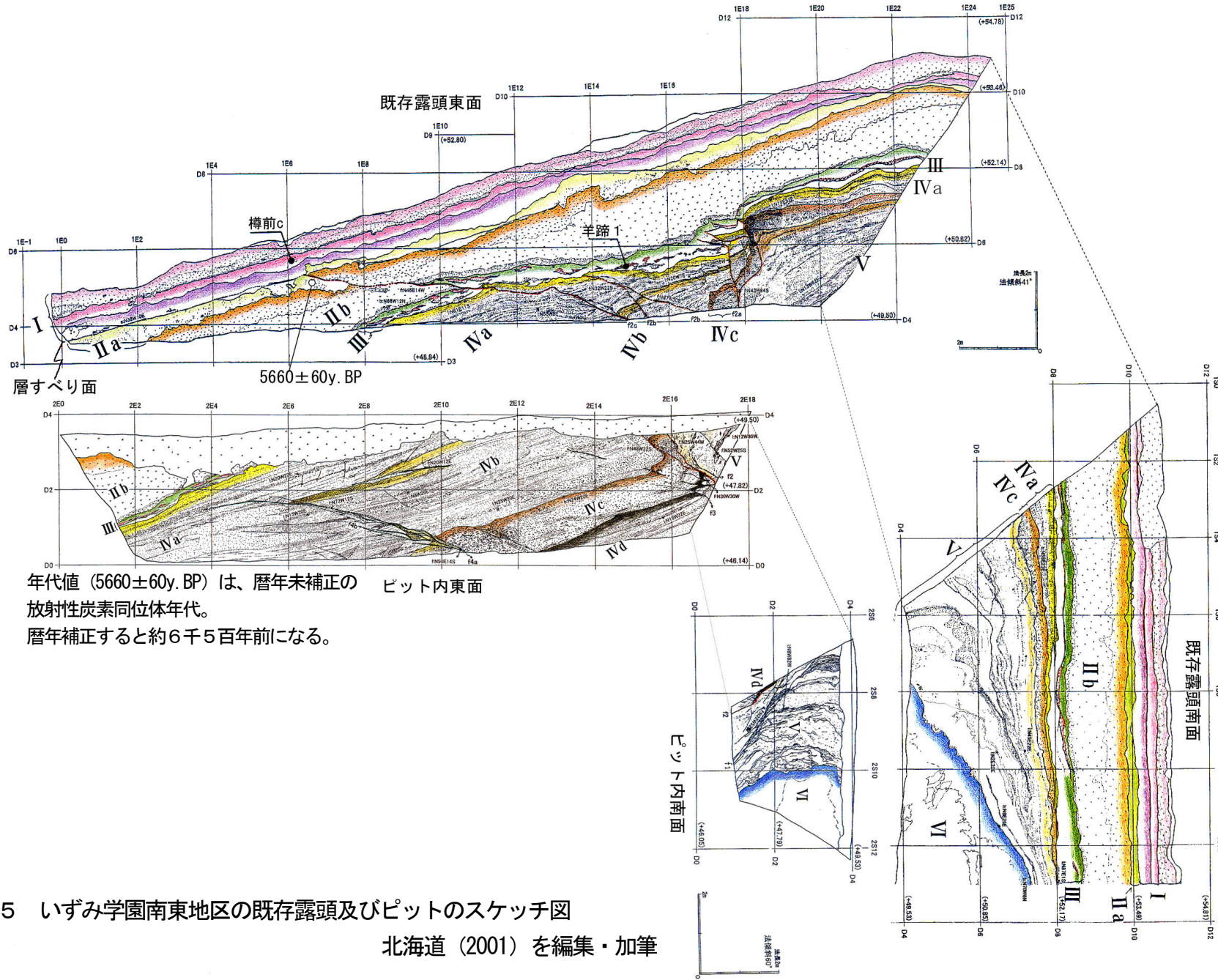


図4b 長都東方～コムカラ峠間の東西方向の地質断面図 (北海道横断自動車道断面)

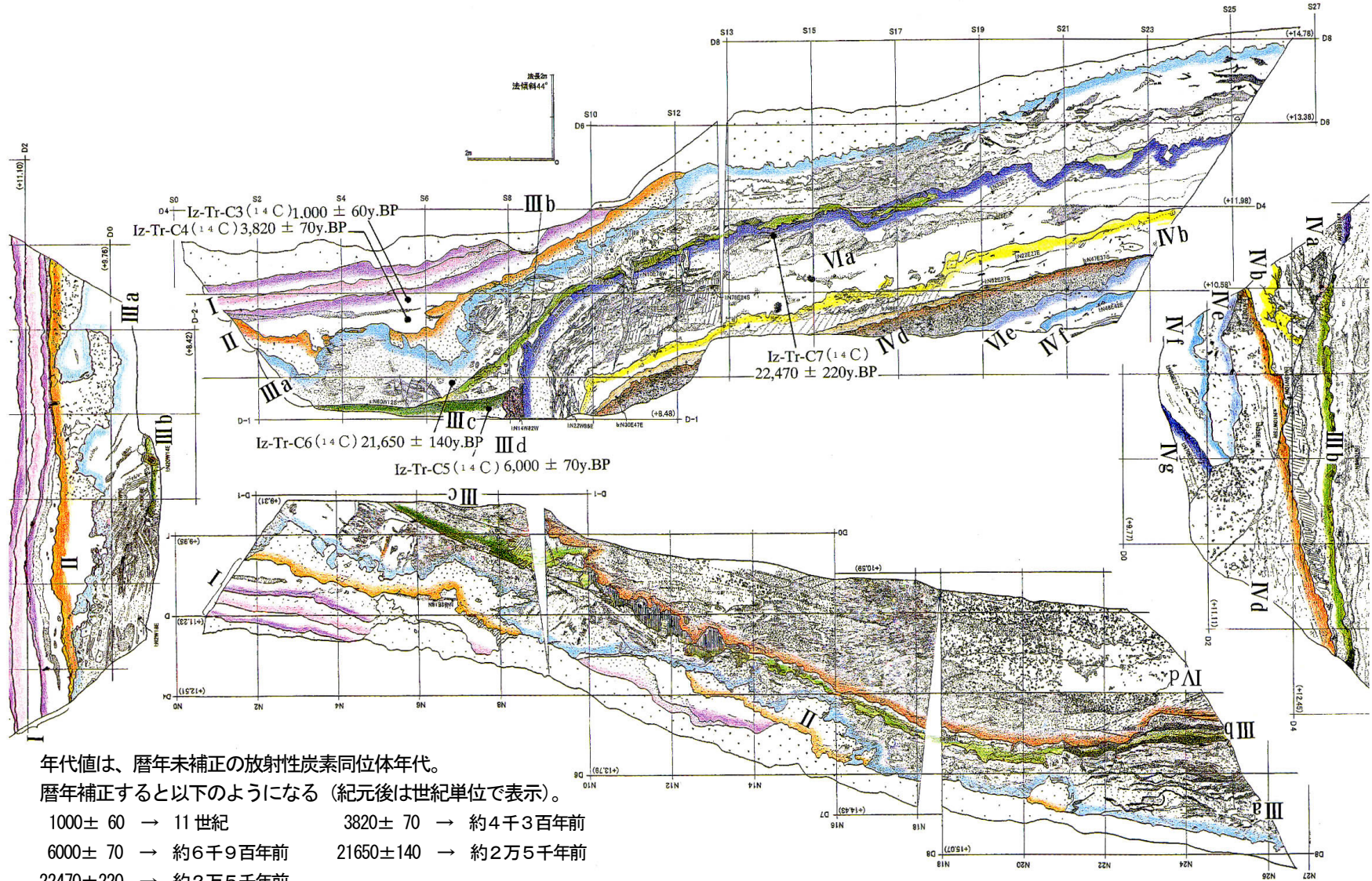
北海道 (2001)

注) 断面位置は図2のC測線



年代値 (5660±60y. BP) は、暦年未補正のピット内東面放射性炭素同位体年代。
 暦年補正すると約6千5百年前になる。

図5 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

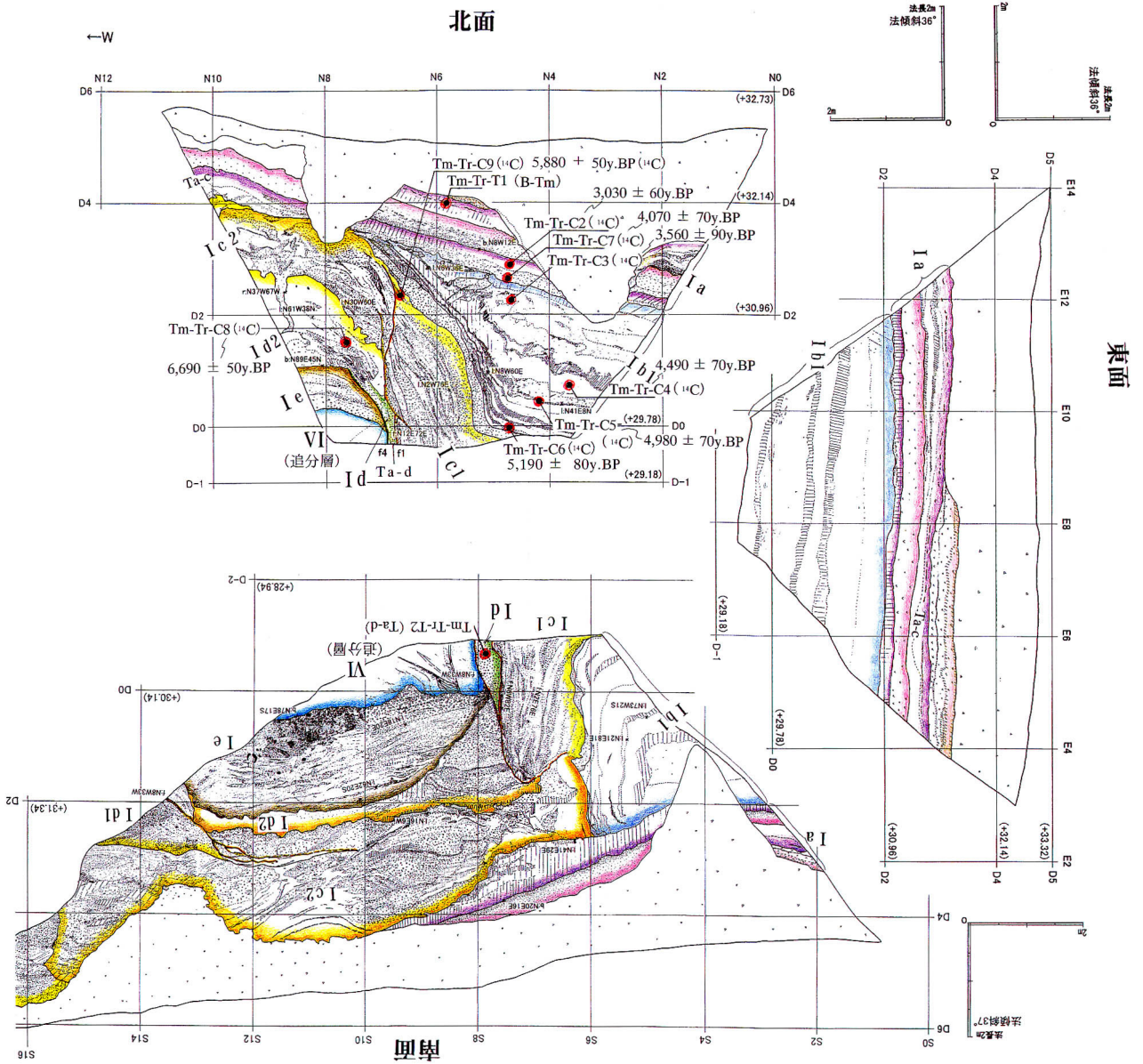


年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。
 暦年補正すると以下ようになる（紀元後は世紀単位で表示）。
 1000 ± 60 → 11世紀 3820 ± 70 → 約4千3百年前
 6000 ± 70 → 約6千9百年前 21650 ± 140 → 約2万5千年前
 22470 ± 220 → 約2万5千年前

図6 嶮淵川沿いトレンチのスケッチ

興井

北海道（2001）に加筆・修正



年代値は、暦年未補正の放射性炭素同位体年代。
 暦年補正すると以下ようになる。

5880±50	→	約6千8百年前	3030±60	→	約3千3百年前
4070±70	→	約4千6百年前	3560±90	→	約3千9百年前
4490±70	→	約5千2百年前	4980±70	→	約5千8百年前
5190±80	→	約6千6百年前	6690±50	→	約7千6百年前

図7 フモンケ川沿いトレンチのスケッチ図

北海道 (2001) に加筆

表4 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	0.5 - 1.6 もしくはそれ以下	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	0.05% - 6% もしくはそれ以下	
今後 50 年以内の発生確率	0.09% - 10% もしくはそれ以下	
今後 100 年以内の発生確率	0.2% - 20% もしくはそれ以下	
今後 300 年以内の発生確率	0.8% - 50% もしくはそれ以下	
集積確率	0.4%-90%より大、もしくはそれ以下	
指標(1) 経過年数	マイナス1千1百年 - 2千9百年もしくはそれ以下	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	0.8 - 2.3 もしくはそれ以下	
指標(2)	0.1 - 7 もしくはそれ以下	
指標(3)	0.4%-90%より大、もしくはそれ以下	
指標(4)	0.01 - 0.8 もしくはそれ以下	
指標(5)	0.0002 - 0.0003	

注12: 評価時点はすべて2003年1月1日現在。「ほぼ0%」は 10^{-3} 未満の確率値を、「ほぼ0」は 10^{-5} 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年間当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、6千3百分の1 - 3千3百分の1(0.0002-0.0003)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6万1千分の1 - 5百分の1(0.00002-0.002)もしくはそれ以下であり、時間とともに増加する。6万1千分の1であれば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1千1百年を要するが、5百分の1であれば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から2千9百年が経過したことになる。

- 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確地震発生率の値で割った値。
- 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。