

応力場位置測定のためのブレークアウト法適用条件の確立と  
同法を用いた地殻応力方位の解析  
— 北海道基礎沈降群における実例 —

2001年1月

千葉大学大学院自然科学研究科  
環境科学専攻・環境基礎科学

高山 徳次郎

(千葉大学学位申請論文)

応力原位置測定のためのブレイクアウト法適用条件の確立と  
同法を用いた地殻応力方位の解析 - 北海道基礎試錐群における事例 -

2001年1月

千葉大学大学院自然科学研究科

環境科学専攻・環境基礎科学

高山徳次郎

## 目次

論文要旨 (和文)

論文要旨 (英文)

第1章 序論 -----	1
1.1 研究の目的	1
1.2 研究の意義	1
1.3 既往の研究の整理	4
1.3.1 ブレークアウト法を用いた地殻応力の測定	5
1.3.1.1 既往の研究内容	5
1.3.1.2 ブレークアウト法を用いた地殻応力方位の解析	8
1.3.2 水圧破碎の亀裂を用いた地殻応力の測定	14
1.3.2.1 既往の研究内容	14
1.3.2.2 水圧破碎の亀裂を用いた地殻応力方位の解析	16
1.4 研究の進め方	19
1.4.1 研究課題	19
1.4.2 研究手順	19
第2章 ブレークアウト法適用のための北海道地方の基礎試錐データの調査 -----	21
2.1 キャリパー検層データを用いた坑壁破壊の測定法	21
2.2 基礎試錐の坑壁破壊の性状調査	22
2.2.1 坑壁破壊の平面形状とその認定	22
2.2.2 基礎試錐に見られる坑壁破壊の性状	38
2.2.2.1 基礎試錐「天北」	38
2.2.2.2 基礎試錐「留萌」	44
2.2.2.3 基礎試錐「石狩湾」	49
2.2.2.4 基礎試錐「馬追」	54

2.2.2.5	基礎試錐「夕張」	62
2.2.2.6	基礎試錐「豊頃」	68
2.2.2.7	基礎試錐「十勝沖」	72
2.2.2.8	基礎試錐「北見大和堆」	76
2.3	坑壁破壊の性状と地質および岩石物性の関係	80
2.3.1	坑壁破壊の性状と岩相および地質構造	81
2.3.2	坑壁破壊の性状と岩石の孔隙率	82
2.3.3	坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度	88
2.3.4	岩石の孔隙率と圧縮強度	103
2.4	坑壁破壊の性状とその成因	106
2.4.1	円型の坑壁	106
2.4.2	大円型の坑壁	107
2.4.3	洋梨型の坑壁	107
2.4.4	猫の目型の坑壁	107
2.4.5	定方向拡大型の坑壁	108
2.4.6	両方向拡大型の坑壁	124
第3章	日本の油田地域におけるブレイクアウト法適用の条件	----- 127
3.1	ブレイクアウトの発生深度と岩石強度	127
3.1.1	ブレイクアウトの発生深度	127
3.1.2	ブレイクアウトの発生深度と岩石強度の関係	130
3.2	地層温度	150
3.3	断層および地層傾斜	152
3.3.1	断層	152
3.3.2	地層傾斜	154
3.4	異常高圧層に伴う坑壁破壊	157
3.5	逸泥に伴う坑壁破壊	163
3.6	傾斜井におけるブレイクアウト方位の変動	172

第4章	ブレイクアウト法による地殻応力方位の測定	-----	181
4.1	地殻応力方位の測定手順		181
4.1.1	地殻の応力状態と石油井の坑壁破壊		181
4.1.2	ブレイクアウト法による地殻応力方位の解析手順		182
4.2	ブレイクアウト認定のための留意点		184
4.2.1	ブレイクアウトの形と大きさ		184
4.2.2	ブレイクアウトの坑壁破壊と逸泥の坑壁破壊の区別		187
第5章	ブレイクアウト法による北海道地方基礎試錐の地殻応力方位の測定	-----	189
5.1	基礎試錐「天北」		189
5.1.1	試掘の目的と成果		189
5.1.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		189
5.2	基礎試錐「留萌」		195
5.2.1	試掘の目的と成果		195
5.2.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		195
5.3	基礎試錐「石狩湾」		200
5.3.1	試掘の目的と成果		200
5.3.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		200
5.4	基礎試錐「馬追」		206
5.4.1	試掘の目的と成果		206
5.4.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		206
5.5	基礎試錐「夕張」		211
5.5.1	試掘の目的と成果		211
5.5.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		212
5.6	基礎試錐「豊頃」		217
5.6.1	試掘の目的と成果		217
5.6.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果		220

5.7	基礎試錐「十勝沖」	223
5.7.1	試掘の目的と成果	223
5.7.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果	223
5.8	基礎試錐「北見大和堆」	227
5.8.1	試掘の目的と成果	227
5.8.2	ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果	230
第6章	ブレイクアウト法による北海道地方基礎試錐周辺地域の造構的応力場の解析	---- 234
6.1	基礎試錐「天北」周辺地域	234
6.2	基礎試錐「留萌」周辺地域	240
6.3	基礎試錐「石狩湾」周辺地域	241
6.4	基礎試錐「馬追」周辺地域	242
6.5	基礎試錐「夕張」周辺地域	244
6.6	基礎試錐「豊頃」周辺地域	247
6.7	基礎試錐「十勝沖」周辺地域	247
6.8	基礎試錐「北見大和堆」周辺地域	248
第7章	議論	----- 253
7.1	ブレイクアウトの認定法とブレイクアウト法の適用条件	253
7.1.1	ブレイクアウト認定条件の検証	253
7.1.2	北海道地方の石油井におけるブレイクアウトの認定基準	254
7.1.3	ブレイクアウトと逸泥による坑壁破壊の区分法	254
7.1.4	岩相および岩石強度とブレイクアウト法の適用条件	256
7.1.5	傾斜井におけるブレイクアウト法の適用条件	257
7.2	ブレイクアウト法の地殻応力方位測定によって提示された新たな質のデータ	258
7.2.1	従来の地殻応力方位測定データの質とその問題点	258
7.2.1.1	地震, 測地, 活構造による地殻応力方位測定データの質とその問題点	258
7.2.1.2	GPS連続観測網による地殻圧縮歪方位測定データの質とその問題点	260

7.2.2	ブレイクアウト法による地下深部までの地殻応力方位の連続測定	263
7.2.3	ブレイクアウト法による断層周辺の応力場の解析	264
第8章	結論	266
謝辞		273
参考文献		275

## 表目次

### 第2章

- 表2-1：基礎試錐「天北」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-2：基礎試錐「留萌」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-3：基礎試錐「石狩湾」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-4：基礎試錐「馬追」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-5：基礎試錐「夕張」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-6：基礎試錐「豊頃」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-7：基礎試錐「十勝沖」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-8：基礎試錐「北見大和堆」における坑壁破壊の形状とその深度区分
- 表2-9：北海道各地の基礎試錐の坑壁破壊の性状とその発達状況
- 表2-10：北海道各地の基礎試錐から求めた孔隙率と坑壁破壊性状の関係
- 表2-11：基礎試錐「夕張」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の性状
- 表2-12：基礎試錐「馬追」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の性状
- 表2-13：基礎試錐「天北」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の性状
- 表2-14：室内実験から求めた岩石の力学的性質
- 表2-15：北海道各地の基礎試錐における大気圧下での岩石コアの孔隙率および最大圧縮強度と坑壁破壊の性状
- 表2-16：北海道各地の基礎試錐で見られた定方向拡大型坑壁破壊の岩相毎の幾何学的性状
- 表2-17：基礎試錐「夕張」のFMI検層から求めた水圧破碎による縦型の引張亀裂の性状
- 表2-18：基礎試錐「夕張」における定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向と縦型引張亀裂の発達方向の比較

### 第3章

- 表3-1：北海道各地の基礎試錐におけるブレイクアウトの発生深度区間
- 表3-2：ブレイクアウトが発達する砂岩と泥岩における孔隙率と最大圧縮強度の関係
- 表3-3：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の圧縮強度試験結果
- 表3-4：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂層のブレイクアウト発生深度における降伏強度と破壊強度
- 表3-5：基礎試錐「天北」におけるブレイクアウトの性状



- 表3-6：基礎試錐「留萌」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-7：基礎試錐「石狩湾」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-8：基礎試錐「馬追」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-9：基礎試錐「夕張」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-10：基礎試錐「豊頃」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-11：基礎試錐「十勝沖」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-12：基礎試錐「北見大和堆」におけるブレイクアウトの性状
- 表3-13：北海道各地の基礎試錐から求めた地層温度
- 表3-14：基礎試錐「馬追」における地層傾斜とブレイクアウトの発達状況
- 表3-15：基礎試錐「夕張」における地層傾斜とブレイクアウトの発達状況
- 表3-16：基礎試錐「馬追」および「北見大和堆」における異常高圧層での坑壁破壊の性状
- 表3-17：基礎試錐「夕張」における逸泥層での坑壁破壊の性状
- 表3-18：基礎試錐「天北」における逸泥層での坑壁破壊の性状
- 表3-19：基礎試錐「夕張」における坑芯傾斜に対するブレイクアウトと縦型引張亀裂から求めた  
SHmax方位の比較
- 表3-20：基礎試錐「夕張」におけるブレイクアウトと縦型引張亀裂から求めたSHmax方位の比較  
に基づく坑芯傾斜の許容範囲
- 表3-21：基礎試錐「夕張」における坑芯傾斜に対する縦型引張亀裂とエシェロン状亀裂から求め  
たSHmax方位の比較
- 表3-22：基礎試錐「夕張」における縦型引張亀裂とエシェロン状亀裂から求めたSHmax方位の比  
較に基づく坑芯傾斜の許容範囲

## 第5章

- 表5-1：基礎試錐「天北」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布
- 表5-2：基礎試錐「留萌」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布
- 表5-3：基礎試錐「石狩湾」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布
- 表5-4：基礎試錐「馬追」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布
- 表5-5：基礎試錐「夕張」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布
- 表5-6：基礎試錐「豊頃」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布

表5-7：基礎試錐「十勝沖」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布

表5-8：基礎試錐「北見大和堆」におけるブレイクアウト法から求めたSHmax方位の分布

Table with 2 columns: Table ID (e.g., 表5-7, 表5-8) and Distribution Data (SHmax方位の分布). The table contains multiple rows of data for different test cones and locations.

## 図目次

### 第1章

図1-1：坑壁破壊の性状と水平応力場の関係

図1-2：北海道各地の基礎試錐の位置図

図1-3：基礎試錐「馬追」における4-arm Caliper検層の記録

図1-4：基礎試錐「夕張」のFMI検層から得られた水圧破碎に伴う引張亀裂の画像

図1-5：坑壁周りにおける地殻応力の分布

図1-6：4-arm Caliper検層機の坑径および方位測定部

図1-7：FMI検層機とパッドの構造

図1-8：基礎試錐「夕張」のFMI検層から得られた割れ目の画像

### 第2章

図2-1：破壊がなく円坑を維持している坑壁の4-arm Caliper検層の記録

図2-2：楕円形の平面形状をもつ破壊が発生した坑壁の4-arm Caliper検層の記録

図2-3：不規則な平面形状をもつ破壊が発生した坑壁の4-arm Caliper検層の記録

図2-4：北海道各地の基礎試錐で認められた坑壁破壊の平面形状

図2-5：円型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-6：大円型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-7：洋梨型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-8：猫の目型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-9：定方向拡大型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-10：両方向拡大型（PIAZ変動タイプ）の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-11：両方向拡大型（PIAZ一定タイプ）の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

図2-12：基礎試錐「天北」の地層区分および岩相

図2-13：基礎試錐「留萌」の地層区分および岩相

図2-14：基礎試錐「石狩湾」の地層区分および岩相

図2-15：基礎試錐「馬追」の地層区分および岩相

図2-16：基礎試錐「夕張」の地層区分および岩相

図2-17：基礎試錐「豊頃」の地層区分および岩相

- 図2-18：基礎試錐「十勝沖」の地層区分および岩相
- 図2-19：基礎試錐「北見大和堆」の地層区分および岩相
- 図2-20：北海道各地の基礎試錐で認められた坑壁破壊の性状とその発達状況
- 図2-21：砂層の孔隙率と楕円形を示す坑壁破壊の長軸と短軸の差の関係
- 図2-22：模式的な応力-歪曲線
- 図2-23：基礎試錐「夕張」の岩石コアを用いた三軸圧縮試験結果
- 図2-24：基礎試錐「馬追」および「夕張」の岩石コアを用いた岩石圧縮強度試験結果
- 図2-25：基礎試錐「天北」および「夕張」の岩石コアを用いた岩石圧縮強度試験結果
- 図2-26：北海道各地の基礎試錐から得られた岩石の孔隙率と圧縮強度の関係
- 図2-27：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
(深度1101～1227m間)
- 図2-28：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
(深度2535～2658m間)
- 図2-29：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
(深度2958～3502m間)
- 図2-30：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による不規則な引張亀裂
- 図2-31：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた縦型の引張亀裂と4-arm Caliper検層で認められた定方向拡大型の坑壁破壊
- 図2-32：基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布 (深度550～1600m間)
- 図2-33：基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布 (深度2430～2740m間)
- 図2-34：基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布 (深度2970～3523m間)

### 第3章

- 図3-1：北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの発生深度区間
- 図3-2：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の破壊強度のモール円図と破壊線
- 図3-3：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の歪-差応力曲線

図3-4：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の降伏強度のモール円図と降伏線

図3-5：基礎試錐「夕張」における推定有効封圧と上載荷重圧曲線

図3-6：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂層のブレイクアウト発生深度とその深度における砂層の降伏強度と破壊強度の分布

図3-7：泥層に見られるブレイクアウトの発生深度とブレイクアウトの長軸と短軸の比の関係

図3-8：基礎試錐「馬追」における地層の方位・傾斜の記録

図3-9：基礎試錐「夕張」における地層の方位・傾斜の記録

図3-10：基礎試錐「夕張」における逸泥層での坑壁破壊

図3-11：基礎試錐「夕張」における逸泥層に見られた縦型およびエシェロン状の引張亀裂

図3-12：基礎試錐「天北」における逸泥層での坑壁破壊

#### 第4章

図4-1：基礎試錐「馬追」のブレイクアウトから求めたSHmax方位のローズダイアグラム

#### 第5章

図5-1：基礎試錐「天北」および「留萌」の位置図

図5-2：基礎試錐「天北」の地質断面図

図5-3：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「天北」のSHmax方位の分布

図5-4：基礎試錐「留萌」の地質断面図

図5-5：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「留萌」のSHmax方位の分布

図5-6：基礎試錐「石狩湾」，「馬追」および「夕張」の位置図

図5-7：基礎試錐「石狩湾」の地質断面図

図5-8：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「石狩湾」のSHmax方位の分布

図5-9：基礎試錐「馬追」の地質断面図

図5-10：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「馬追」のSHmax方位の分布

図5-11：基礎試錐「夕張」の地質断面図

図5-12：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「夕張」のSHmax方位の分布

図5-13：基礎試錐「豊頃」および「十勝沖」の位置図

図5-14：基礎試錐「豊頃」の地質断面図

図5-15：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「豊頃」のSHmax方位の分布

図5-16：基礎試錐「十勝沖」の地質断面図

図5-17：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「十勝沖」のSHmax方位の分布

図5-18：基礎試錐「北見大和堆」の位置図

図5-19：基礎試錐「北見大和堆」の地質断面図

図5-20：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「北見大和堆」のSHmax方位の分布

## 第6章

図6-1：北海道とその周辺に起きた地震の震源の深さが50km未満の震央の分布

図6-2：浅発地震のメカニズム解から推定された最大水平圧縮力（SHmax）の方向の分布

図6-3：GPS速度ベクトルから推定された面積歪速度の分布

図6-4：GPS速度ベクトルから推定された歪速度の分布

図6-5：北海道の大地震と内陸の活断層の分布

図6-6：二重深発地震面の上面の地震の主圧縮軸（P軸）の方向

図6-7：地震による地殻変動を除いた最近約60年間の定常的な水平地殻歪

図6-8：基礎試錐「夕張」で認められた断層ブロックの時計回りの回転の概念図

図6-9：深発地震の発震機構から求めた主圧縮軸（P軸）の方向

図6-10：釧路沖地域の活断層

図6-11：網走構造線の左横ずれ断層運動に伴うラワン褶曲帯の左雁行褶曲群

## 第7章

図7-1：明治期の測量以降、現在までに蓄積された歪と大地震による地殻変動を取り除いた後の蓄積歪

添付資料

添付資料1：基礎試錐「天北」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度1309～4594m間および深度4639～5066m間

添付資料2：基礎試錐「留萌」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度1486～3319m間

添付資料3：基礎試錐「石狩湾」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度384～3811m間

添付資料4：基礎試錐「馬追」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度286～5512m間

添付資料5：基礎試錐「夕張」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度14～4287m間

添付資料6：基礎試錐「豊頃」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度1612～3308m間

添付資料7：基礎試錐「十勝沖」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度607～2014m間および深度3079～4117m間

添付資料8：基礎試錐「北見大和堆」の4-arm Caliper検層記録 (1/1000)

深度247～3798m間

論文要旨 (和文)

論文題目 応力原位置測定のためのブレイクアウト法適用条件の確立と同法を用いた  
地殻応力方位の解析 - 北海道基礎試錐群における実例 -

氏名 高山徳次郎

地殻変動によって生じた褶曲や断層などの地質構造の形成過程やその成因を理解するためには、造構的応力場の地域的、時間的な変遷やその特徴を明らかにする必要がある。日本列島のような島弧の地殻には通常、プレート運動に起因する水平方向の圧縮力が強く働く。広域的な地殻変動は従来、地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などから間接的に推定されてきた。しかし、これらの方法では地殻に作用する現在の応力状態を正確に捉えることができない。石油井の検層データを用いたブレイクアウト法によれば、現在の地殻の応力状態を原位置で直接、地下深部まで連続して測定できる。

地殻の応力場で坑井が掘削されると、その坑壁周りに不均一な応力集中が起こり、坑壁が破壊される。坑壁が破壊される方向は、地殻の最大水平圧縮主応力 (SHmax) の方向と直交する最小水平圧縮主応力 (SHmin) の方向である。この方向は坑壁周りで最も大きな圧縮応力を受けている。地殻の圧縮応力が坑壁周りの岩石の圧縮強度を超えると、坑壁周りに剪断破壊が生じ、坑壁が破壊される。この坑壁破壊は掘削直後から始まり、その後も継続する。坑壁破壊の平面形状は通常、楕円形を示し、深度方向にも拡大していく。この坑壁破壊をブレイクアウトと呼ぶ。

ブレイクアウトは4アーム・キャリパー検層 (4-arm Caliper 検層) の坑径変化から認定できる。このキャリパー検層によって、楕円形を示すブレイクアウトの坑壁破壊の形状が正しく捉えられ、楕円形の坑壁破壊の短軸の方向から地殻に作用するSHmax方位が求まる。このSHmax方位は、坑内でブレイクアウトが発生した深度毎にデータが得られるので、断層や異常高圧層を挟んでその方位が変動あるいは回転する様子まで詳しく把握できる。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位と、掘進中に誘発された水圧破碎の引張亀裂が進展する方向は一致する。水圧破碎された引張亀裂が進展する方向は、地殻のSHmax方位を示すことが明らかにされている。このブレイクアウトの短軸方向と水圧破碎の引張亀裂が進展する方向が一致するため、ブレイクアウト法は地殻応力方位



の有力な測定法として高い信頼を得ている。

本研究では北海道地方で試掘された基礎試錐のうち、天北、留萌、石狩湾、馬追、夕張、豊頃、十勝沖および北見大和堆の8坑井で取得された各種試験分析データおよび検層データを用いて、北海道各地のこれらの基礎試錐で見られる様々な坑壁破壊の性状およびその成因について調査する。この調査結果に基づき、日本の石油井へのブレイクアウト法の適用条件を提示し、日本の石油井におけるブレイクアウト法による地殻応力方位の測定法を確立する。また、ブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地殻応力方位を地下深部まで連続して測定し、地殻内部に作用する様々な応力状態を明らかにする。

本研究から以下の成果を得た。

#### 1. 北海道各地の基礎試錐における坑壁破壊の認定法および坑壁破壊の性状とその成因

(1) 基礎試錐を含め石油井の坑壁の平面形状は、4-arm Caliper検層機の2組のアームで測定される坑径変化から認定できる。坑壁の平面形状の深度方向（鉛直方向）への連続性は、坑径を測定するアームに取付けられた方位計が測定する方位が、坑井の深度方向に対して一定の方向を示し、長く連続するか、あるいは、その方位が深度毎に変動し、連続性をもたないかによって認定できる。この坑壁形状の認定法を用いて、北海道各地の基礎試錐における坑壁形状を調査した。その結果、北海道各地の基礎試錐の坑壁には、円型、大円型、洋梨型、猫の目型、定方向拡大型および両方向拡大型の6種類の坑壁形状が認められた。

(2) この6種類の坑壁形状の成因について調査した。その結果、円坑を維持し、坑壁破壊を伴わない円型の坑壁は、圧密作用が著しく進行した硬質の泥岩や砂岩、基盤岩をなす斑れい岩や安山岩などの中で見られた。この円型の坑壁を維持する地層は、岩石強度が著しく強いため、地殻の圧縮応力が作用しても坑壁破壊を起こさないことが解った。大円型の坑壁は、第四系の未固結な砂岩や礫岩および浅部の軟弱な地層に見られた。この大円型の坑壁は、岩石強度が弱い地層において掘進中に発生する地層の崩壊に起因した。洋梨型の坑壁は、キーシート（Key seat）と呼ばれる掘削障害による破壊であった。猫の目型の坑壁は、坑井の拡掘に伴うキャリパー検層の坑径測定不良に起因した。定方向拡大型の坑壁は、圧密が比較的進行した泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩中に頻繁に見られた。この坑壁破壊の成因を明らかにするため、基礎試錐「夕張」のキャリパー検層で求めた楕円形の平面形状を示す定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向と、FMI検層で求めた縦型の引張亀裂が発達する方向を調査した。その結果、キャリパー検層で求めた定方向拡大型坑壁

破壊の短軸方向と、FMI検層で観察された縦型の引張亀裂が発達する方向が一致した。FMI検層で観察される縦型の引張亀裂は、地殻のSHmax方向に向って進展していくことが明らかにされている。このことは、キャリパー検層で求めた定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向も、地殻のSHmax方位を指示していることを示唆した。このことから、北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られる定方向拡大型の坑壁破壊は、地殻の圧縮応力に起因して発生する坑壁破壊のブレイクアウトであり、この楕円形の坑壁破壊の短軸方向は、地殻のSHmax方位を示していることが明らかになった。この定方向拡大型の坑壁破壊をブレイクアウトと呼ぶ。両方向拡大型の坑壁破壊は、試錐が断層や破碎帯、また、異常高圧層を通過したときに発生するものと、定方向拡大型の坑壁破壊と同様に、地殻の水平圧縮応力に起因して発生するものがあることが解った。これらの様々な坑壁破壊の性状は、各基礎試錐周辺地域における地殻の圧縮応力の大きさや岩石の物性に強く依存した。

(3) 石油井においてブレイクアウトを認定するには、坑井の坑芯が垂直であること、坑壁の平面形状が規則的な楕円形を示すこと、この楕円形の坑壁が一定の方向を示して深度方向に長く連続すること、坑壁破壊の発達方向が天然の割れ目や水圧破碎された引張亀裂の発達方向と接合したり、交差しないこと、坑壁が破壊される方向が坑芯に沿って左右対称であること、などの条件を必要とした。

(4) 定方向拡大型の坑壁破壊がブレイクアウトであると認定できた基礎試錐「夕張」において、このブレイクアウトの性状を調査した。その結果、本試錐で認められたブレイクアウトは、凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩、塊状シルト質泥岩などの中で発達していた。この楕円形の平面形状をもつブレイクアウトの長軸短軸比は、ほぼ1.21~1.90であり、深度方向に約60~280mに亘って連続していた。また、前述のブレイクアウトの認定基準に従って、北海道各地の基礎試錐で発達するブレイクアウトの性状について調査した。その結果、北海道各地に発達するブレイクアウトは、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩中に頻繁に認められ、このブレイクアウトは基礎試錐全体の坑壁破壊の45%を占めることが解った。北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの坑壁破壊の大きさを、楕円の長軸短軸比の平均値で比較すると、基礎試錐「豊頃」が最大で約2.0、基礎試錐「留萌」が最小で約1.5であった。また、ブレイクアウトの長軸短軸比は、深度の増加に伴って減少した。この長軸短軸比は、基礎試錐周辺地域の水平圧縮応力の大きさと、その地域における岩石物性を反映している。

(5) 北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの岩相毎の性状について調査した。その結

果、泥層におけるブレイクアウトの長軸短軸比は約1.20~2.52（平均値は1.60）であり、深度方向へ約50~370m（平均値は140m）に亘って連続した。シルト層での長軸短軸比は約1.31~2.45（平均値は1.68）であり、深度方向へ約50~360m（平均値は118m）に亘って連続した。砂層での長軸短軸比は約1.21~2.41（平均値は1.79）であり、深度方向へ約50~310m（平均値は155m）に亘って連続した。また、凝灰層での長軸短軸比は約1.25~2.16（平均値は1.59）であり、深度方向へ約90~420m（平均値は223m）に亘って連続した。このように、北海道各地の基礎試錐で認められたブレイクアウトは、楕円形の坑壁破壊の長軸短軸比が約1.2~2.5の範囲内にあり、ブレイクアウトの深度方向への連続性は約50~420mであることが解った。このブレイクアウトの長軸短軸比および深度方向への連続性は、北海道地方でブレイクアウトを認定する基準となった。

(6) 北海道各地の基礎試錐毎に、岩石コアで測定された孔隙率とこの岩石コアが採取された深度に発達するブレイクアウトの性状について調査した。その結果、圧密が進行して孔隙率が減少した地層では、ブレイクアウトの長軸短軸比が小さく、坑壁破壊の規模も小さいことが解った。このことから、岩石の孔隙率の大小（圧密状態）は、岩石強度に反映され、その岩石強度がブレイクアウトの形状や大きさを左右する大きな要因であることが明らかになった。北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトが発達している砂岩の大気圧下での孔隙率は、約6.5~30.0%（平均値は約13%）であり、広い孔隙率の範囲に亘ってブレイクアウトが分布した。この孔隙率の範囲における砂岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90~30MPa（平均値は約40MPa）であった。ブレイクアウトが発達する泥岩の孔隙率は約9.5~16.0%（平均値は12.5%）であった。この孔隙率の範囲における泥岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90~70MPa（平均値は約80MPa）の値を示した。孔隙率が40~50%の未固結の砂層では、大気圧下での圧縮強度が約10~4MPaであった。このような砂層では坑壁周りに崩落が発生している。

(7) ブレイクアウトが発達する深度区間において、岩石コアを用いた圧縮強度試験から得られた破壊様式と変形挙動の観察結果によれば、ブレイクアウトは脆性的な変形挙動に起因する破壊であることが示唆された。また、圧縮強度試験の結果から、岩石の圧縮強度と坑壁破壊の性状の関係が明らかになった。坑壁破壊が見られない圧密が著しく進行した砂岩や泥岩は、岩石の圧縮強度が極めて強いため、坑壁周りに破壊が発達しない。一方、初生孔隙を残存する岩石は圧縮強度が弱く、両方向拡大型のような坑壁破壊が発生する。ブレイクアウトはこれらの岩石強度の中間域に分布し、岩石の圧縮強度を左右する孔隙率のある限られた範囲内で発生していることが明らかになった。

(8) 岩石の孔隙率が2~3%程度の極めて圧密が発達した地層では、砂岩の圧縮強度が泥岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では坑壁破壊が見られない地層やブレイクアウトが発達する地層が認められた。ブレイクアウトが発達する砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約130~180MPaであり、泥岩の圧縮強度は約130~160MPaであった。孔隙率が3~20%程度になると、泥岩の圧縮強度が砂岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では、ブレイクアウトや両方向拡大型の坑壁破壊が発達した。このような坑壁破壊が発達する砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約30~100MPaであり、泥岩の圧縮強度は約60~100MPaであった。

## 2. 日本の石油井におけるブレイクアウト法の適用条件

### (1) ブレイクアウトの発達深度

北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトが発達する深度区間は、各試錐毎に変化するが、ほぼ深度1000~5000m程度の区間に分布した。通常、浅部の地層は圧密が進行していないため、未固結で岩石強度が弱い。このため、坑壁周り全体が崩壊するような大円型や両方向拡大型の坑壁破壊が発達する。深部の地層は圧密が著しく進行しているため、硬質で岩石強度が強い。このため、ブレイクアウトが発達しにくい。このように、ブレイクアウトの発達は、圧密の進行に伴う岩石強度の大きさに強く依存する深度分布を示した。このことから、北海道地方でブレイクアウト法が適用できる深度範囲は、ほぼ深度1000~5000m程度に当たる。

### (2) 地層温度

日本の油田地域において石油井の大深度掘削で問題になるのは、地層温度が極めて高いことである。北海道は地温勾配が2.2~3.7°C/100mを示し、坑底が5000m程度になるとその坑底温度は最高185°Cにも達する。このような高温環境下では、検層機の耐熱性や遮水性に問題が起こる。現在のところ、検層機の使用限界温度は約180°Cである。また、深度が深くなり地温が増加すると、泥水がゲル化し、軟弱な地層では逸泥が発生しやすくなる。埋没深度が増加して地温が上昇すると、岩石の強度が減少する。北海道各地の基礎試錐では、深度5000mを超えると地温が110~185°C以上に達する。このため、岩石強度が低下し、坑壁破壊が発生しやすくなる。このように、掘削深度の増加に伴い地温が上昇すると、検層機の耐熱や遮水の問題が生じると共に、岩石強度の低下に起因する坑壁破壊が発生するため、地下深部の高温環境においてはブレイクアウト法の適用が困難になる。

### (3) 断層・破碎帯

北海道各地の基礎試錐周辺地域は、造構運動が活発で、多くの断層・破碎帯および活構造が発達する。断層や破碎帯が試錐を通過すると、坑壁に大規模な両方向拡大型や大円型の坑壁破壊が発達する。この坑壁破壊は坑壁周り全体に及び、深度方向にも長く連続する。このため、断層や破碎帯が発達する深度区間ではブレイクアウト法の適用が困難になる。

#### (4) 地層傾斜

石油井は堆積盆の背斜構造に向けて掘削されることが多い。背斜構造の翼部では地層の傾斜が増大する。北海道各地の基礎試錐から得られた地層傾斜のデータを用いて、地層傾斜の大きさとブレイクアウトの発生状況について調査した。その結果、北海道各地の基礎試錐では、地層傾斜が1~10°程度の低角から60~75°にも及ぶ高角まで、ブレイクアウトが連続して発生していることが解った。坑井が地層傾斜の大きい深度区間に掘削されると、層理面を境に地層内部が崩壊しつつ滑動する現象が認められるが、北海道各地の基礎試錐においては、地層傾斜の大小とブレイクアウトの発生状況には関連性は見られない。このことから、北海道地方では地層傾斜の大きな構造においても、ブレイクアウト法が適用できることが解った。

#### (5) 異常高圧層

通常、堆積岩では上載荷重の増加に伴い間隙水が外部に排出され、圧密が進行していく。この間隙水の排出が妨げられると圧密の進行が止まる。このとき、その後の堆積作用によって上載荷重が増加すれば、堆積岩中の間隙水圧も増大していき、間隙水圧の排出が妨げられた地層には異常高圧層が形成される。この異常高圧層は泥層でしばしば見られる。掘進中に異常高圧層が検知された基礎試錐「馬追」および「北見大和堆」について、異常高圧層内での坑壁破壊の性状について調査した。その結果、異常高圧層に伴う坑壁破壊には、規則的な楕円形を示すブレイクアウトと坑壁周り全体を破壊する両方向拡大型の破壊が認められた。坑壁周りの圧縮応力は地層圧力が増加するに連れて減少するため、地層圧力が著しく増大するとブレイクアウトの発生が抑制されることがある。一方、異常高圧層では圧密の進行が遅れるため、岩石強度が著しく低下する。このため、異常高圧層に坑井が掘削されると、坑壁周り全体が破壊されるような両方向拡大型の坑壁破壊が発生しやすい。北海道各地の基礎試錐において、異常高圧層内でもブレイクアウトが発生するのは、この異常高圧層がもつ間隙水圧の大きさに比べ、極めて大きな地殻の圧縮応力が作用していることを示唆する。この結果から、北海道地方では異常高圧層内であっても、ブレイクアウト法が適用できることが解った。

## (6) 逸泥層

石油井の掘進中に、掘削泥水が地層中の割れ目や浸透性の高い地層に流出する現象を逸泥という。逸泥の原因には、地層固有の性質によるものと掘削障害によるものがある。孔隙率が高くて浸透性の良い地層や割れ目が発達する地層では、泥柱圧力が地層圧力より大きくなると逸泥が発生する。また、泥柱圧力が坑壁周りの $SH_{min}$ と岩石の引張強度の和を上回ると、坑壁に引張破壊が生じて逸泥する。掘進中の泥水比重の調整が不相当で、泥柱圧力が地層圧力を大きく上回った場合には、坑内の地質に関わりなく逸泥が発生する。掘進中に逸泥が検知された基礎試錐「夕張」および「天北」について、逸泥層内での坑壁破壊の性状について調査した。その結果、逸泥は砂層、シルト層、泥層、凝灰層などで多く発生し、逸泥が発生した坑壁にはボンボリ状の特色ある形状を示す小規模な定方向拡大型の坑壁破壊と、エシェロン状やかぎ裂き状の引張亀裂が発達していることが解った。逸泥が発達する砂岩やシルト岩の引張強度は10~15MPa程度であり、泥岩や凝灰岩の引張強度は1.5~3MPa程度であって、その引張強度は極めて弱い。このため、これらの地層では泥柱圧力が増大すると、坑壁に引張破壊が生じて逸泥が容易く起こる。逸泥によるボンボリ状の小規模な定方向拡大型の坑壁破壊は、掘進中の過剰な泥柱圧力による水圧破碎によって生じたもので、地殻応力に起因する定方向拡大型の坑壁破壊とはその成因が異なる。逸泥による引張破壊に起因する定方向拡大型の坑壁破壊とブレイクアウトを区別するためには、キャリパー検層で測定されるボンボリ状の特色ある坑壁破壊を検知すること、掘進中の逸泥の状況を泥水検層や掘進記録によって確認すること、FMI検層のイメージ画像を用いて坑壁周りの引張亀裂の性状を把握すること、などが必要になる。石油井でブレイクアウト法を適用するには、この逸泥による坑壁破壊を注視しなければならない。

## (7) 傾斜井

傾斜井とは故意に掘進方向を曲げ、掘進の傾斜と方位を制御しながら任意の位置に向けて掘削された坑井を言う。一般の石油井では傾斜井も多い。地表付近で広域に長期間に亘って存在し得る応力場は、主応力の1つが垂直、他の2つが水平に近いものだと考えられる。ブレイクアウト法では地殻の主応力の1つが垂直、他の2つが水平に近いものと仮定して、地殻の $SH_{max}$ 方位を求める。傾斜井に見られるように、坑芯の傾斜が増大すると、坑芯と垂直主応力軸の方向に差がでる。このため、坑芯傾斜が大きい深度区間では、ブレイクアウト法によって地殻の $SH_{max}$ 方位を求めると、その $SH_{max}$ 方位は真の方位を示さなくなる。ブレイクアウト法を傾斜井に適用するためには、坑

芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位が、どの程度の変動を生じるかを把握しておかなければならない。基礎試錐「夕張」において、4-arm Caliper検層およびFMI検層のデータを用いて、掘進中に発生したブレイクアウトおよび水圧破碎された縦型の引張亀裂から個々に求めたSHmax方位が、坑芯傾斜の大きさに対してどのように変動するのかを調査した。その結果、同じ程度の坑芯傾斜で掘削された地層で発生したブレイクアウトから求めたSHmax方位と、縦型の引張亀裂から求めたSHmax方位の差は、坑芯傾斜が2~8°でその差が3°、坑芯傾斜が9~10°でその差が7°、坑芯傾斜が11~13°でその差が10°、さらに、坑芯傾斜が15~18°でその差が11°であった。坑芯傾斜が小さいうちは、縦型の引張亀裂が地殻のSHmax方向に進展していくものと仮定すれば、傾斜井におけるブレイクアウト法の適用において、その坑芯傾斜が20°以内であれば、ブレイクアウト法から比較的信頼性の高いSHmax方位が求められることが解った。

### 3. ブレイクアウト法を用いた地殻応力方位の測定

(1) ブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地下深部までの地殻応力方位を測定した。その結果、ブレイクアウト法から求めた地殻のSHmax方位は、北海道西部の日本海沿岸に試掘された基礎試錐「天北」では、ほぼNE-SWの方向、基礎試錐「留萌」および基礎試錐「石狩湾」ではE-Wの方向を示した。北海道中央部に試掘された基礎試錐「馬追」および基礎試錐「夕張」では、ほぼNW-SEの方向を示した。また、北海道東部に試掘された基礎試錐「豊頃」ではE-Wの方向、基礎試錐「十勝沖」および基礎試錐「北見大和堆」では、ほぼN-Sの方向を示した。これらのSHmax方位の分布は、それぞれの地域の地質構造、地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などから求められている現在の地殻のSHmax方位と良く整合した。

(2) 試錐が断層や異常高圧層を横切ると、その断層や異常高圧層を挟んで上下の地層のSHmax方位に変動や回転が見られた。このSHmax方位の変動や回転は、地質構造から推定されている地殻深部の基盤岩ブロックの横ずれ運動や回転運動と良く整合した。

Breakout Stress Analysis of the crust in Hokkaido

by Tokujiro TAKAYAMA

Borehole breakouts are enlargements and elongation of a borehole in a preferential direction and are formed by spalling of fragments of the borehole in a direction parallel to the minimum ( least ) horizontal stress (  $S_{Hmin}$  ). Borehole spalling occurs along intersecting shear fractures generated soon during drilling and progresses with time. Knowledge of the orientation of horizontal earth stresses derived from analysis of borehole breakouts is important to the study of crustal stress.

Breakouts are considered to form as the result of the interaction of stresses induced by drilling and the existing present day stress-field. Small brittle fractures occur in the borehole around a rotating bit which, if there is unequal horizontal stress in the formation, form in a preferential direction, that of the  $S_{Hmin}$ . In more precise terms, compressive shear fracturing of the borehole wall is localised in the direction of the  $S_{Hmin}$ , and is the cause of breakouts.

Breakout studies to define in situ stress fields are now being carried out on many scales from the local to the global. On the global scale, breakout derived stress-field orientations are similar to those derived from earthquake studies and tend to indicate intra-plate tectonic stresses. On the local scale, breakout studies are important to the petroleum industry.

According to elastic theory, the maximum compressive circumferential stress developed around a vertical borehole is centered on the azimuth of the  $S_{Hmin}$ , and the minimum stress occurs in the direction of the maximum horizontal stress (  $S_{Hmax}$  ). Borehole breakouts are a natural phenomenon that result from shear fracturing in the region of maximum stress amplification, they cause a cross-sectional enlargement of the borehole in the direction of  $S_{Hmin}$ . In contrast, hydraulic fracturing is an active technique in which a portion of the borehole is isolated and pressurized by injected fluids until a tensile fracture develops in the



direction of  $S_{Hmax}$ .

For the case of a vertical well and a stress state in which one of the principal stress is vertical, the circumferential stress is most compressive at the azimuth of the far-field  $S_{Hmin}$  leading to the creation of borehole breakouts if the stress concentration exceeds the effective compressive rock strength. The circumferential stress is least compressive at the azimuth of the  $S_{Hmax}$  and can lead to the formation of drilling-induced tensile wall fractures. When the borehole axis is parallel to one principal stress, these tensile wall fractures lie along the axis of the well at an orientation that is  $90^\circ$  to that of breakouts. Observations of borehole breakouts in vertical wells have been used to define the orientation of the horizontal principal stresses. The majority of this stress orientation data was obtained using 4-arm caliper logs.

Data from a 4-arm caliper enables the shape of a borehole to be defined. A borehole can be seen to be round or oval or enlarged by a drilling condition. When oval borehole, the direction of enlargement can be given. Not all oval borehole enlargements are stress-induced breakouts. There are several types of borehole enlargements whose development is probably influenced by a variety of factors including lithologic type, formation consolidation, preexisting fractures, and drilling history. Oval borehole enlargements with enlargement in one direction include stress-induced breakouts, vertical deviation-induced enlargements, fracture-related enlargements due either to drilling-induced hydraulic fracturing or to preexisting vertical fractures or joint sets intersecting the borehole, and borehole enlargements associated with possible plastic deformation of the borehole.

Breakouts, caused by the borehole being in compressional failure, have been observed to cause ovalization of the borehole with the oval's long axis parallel to the minimum stress. In several wells in Hokkaido, breakouts have been evaluated using the 4-arm caliper and resistivity imaging tools. The caliper pairs, oriented at  $90^\circ$ , provide information about borehole enlargement. The tool's navigation system measures orientation and deviation of the borehole and establishes tool azimuth. Breakout can be picked from logs using the breakout orientation log.

The presence of a borehole will influence the state of stress of the rock and the formation strength around the borehole. Breakout cross-sectional shape and size, and vertical extent or length of borehole elongation, may be influenced by lithology and rock fabric. Theoretical and laboratory studies suggest that in sedimentary rocks, breakout geometry ( depth, width, and shape ) are related to the effective compressive rock strength and the magnitude of horizontal stress of crust.

By using 4-arm caliper logs, the orientations of stress-induced and stress-related borehole enlargements were analyzed to determine horizontal crustal stress directions in Hokkaido. Data were obtained from 8 selected wells within the onshore and offshore Hokkaido in the structurally diverse areas. A variety of geologically diverse types of stress-related and nonstress-related borehole enlargements were observed. Factors controlling or contributing to their formation include not only horizontal stress differences and rock strength but also possibly drilling history, intersecting natural fractures and rock-fabric properties. Stress-induced borehole elongations ( breakouts ) can develop in a wide variety of rock types in regions with differing tectonic histories.

The stress orientation of the crust in Hokkaido shows systematic characteristics of locality. In the northern and northwestern part of Hokkaido, breakout short axes imply that  $S_{Hmax}$  is oriented approximately E-W. The existence of E-W compressional stress indicates that the Eurasian plate comes into collision with the North-American plate in the northern part of Hokkaido and northeastern margin of the Sea of Japan. In the Ishikari depression and central part of Hokkaido,  $S_{Hmax}$  is oriented NW-SE. In the Tokachi plain,  $S_{Hmax}$  is oriented E-W, and in the eastern most part of Hokkaido,  $S_{Hmax}$  is oriented approximately N-S. The NW-SE, E-W and N-S compressional stress in the central to the eastern part of Hokkaido indicate that the Pacific plate is subducted beneath the Kurile and Northern Honshu arcs occurring compressional stress with a azimuth of WSW. The breakout orientations in the wells within a given structural environment coincide with the results from seismicity and focal mechanism of stress data.

In most cases, breakouts are consistently oriented with depth. However, When studied in

detail, localized anomalies in breakout orientation are observed over a variety of depth intervals. These anomalies are expressed either as abrupt or gradual rotations of breakout azimuth with depth or as the abrupt termination of breakout development. Close examination of these anomalies reveals an apparent association with slip on active faults penetrated by wells. These features cannot be attributed to changes in lithology as they commonly occur within the same lithologic unit. Furthermore, variations in rock strength that may be due to variations in lithology would affect breakout width, not breakout azimuth.

In a vertical well, the zone of compressive failure is centered at the azimuth of minimum horizontal far-field compression, as this is where the compressive stress is greatest. Hence, one can directly deduce the orientation of the in situ stress tensor from the observation of breakouts. In inclined wells or in wells where one principal stress axis is not parallel to the wellbore axis, breakouts tend to rotate. Breakouts also may rotate in wells that intersect active shear planes. In both cases, it is not possible to determine the stress orientation without additional information.

Types of observed borehole enlargements include (1) reliable stress indicators ( i.e., stress-induced breakouts, preferentially oriented washouts oriented subparallel and orthogonal to the trend of breakouts, stress-related drilling-induced hydraulic fracture enlargements, and preexisting natural fracture enlargements ), and (2) nonindicators of stress ( i.e., vertical deviation drilling-induced enlargements, shallow soft-sediment enlargements possibly associated with plastic deformation of the borehole, and washouts ).

Borehole enlargements as reliable stress indicators are always ovally shaped in cross section, whereas borehole enlargements that are not reliable stress indicators may or may not be oval in cross section. Differentiation among the various types of borehole enlargements is possible through a careful evaluation of caliper and fracture-identification well logs and by correlating enlargement orientation data with other borehole data ( mud weights, fracture history, drilling conditions and lithology ) and with results from other types of stress studies. Statistically reliable borehole enlargement ( breakout ) stress data

are excellent indicators of horizontal in situ stress orientations. This type of stress data can be useful in the study of tectonic and nontectonic crustal deformation.

In this study, the stress orientations inferred from the analysis of borehole enlargement data are consistent with the pattern of regional stresses inferred from other type of stress data ( e.g., focal mechanisms, hydrofrac stress measurements, and geologic data of recent slip on faults ). Breakout data help to bridge the gap between the near-surface stress indicators and earthquake focal mechanisms. There is generally an excellent agreement locally between stress orientations determined from borehole breakouts and those inferred from earthquake focal mechanisms.

## 第1章 序論

### 1.1 研究の目的

地殻応力によって生じた褶曲や断層などの地質構造の形成過程や、その成因を理解するためには、造構的応力場の地域的、時間的な変遷やその特徴を把握する必要がある。造構的応力場の解明は、日本列島のテクトニクスを明らかにするばかりでなく、地震や自然災害の予知、石油・天然ガス・地熱などの地下資源の開発とも深い関わりをもつ。日本列島のような島弧の地殻には、広い範囲にわたって、プレート運動に起因する水平方向の圧縮力が強く働いていると考えられている。地殻の応力や歪の状態は従来、地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などによって間接的に測定されてきた。近年、深度3~5kmにも及ぶ石油井を利用して、地殻の応力方位を直接測定するブレイクアウト (Breakout) 法 (Gough et al., 1983; Dart and Zoback, 1989; Zoback et al., 1989) が注目されている。地殻の応力場で坑井が掘削されると、その坑壁周りに不均一な応力集中が起こり、坑壁が破壊される (図1-1)。ブレイクアウト法は、この坑壁が破壊される現象を検層データで捉え、地殻に作用する現在の最大水平圧縮主応力 (SHmax) の方向を地下深部まで連続して測定するものである。

本研究では図1-2に示したように、北海道地方で試掘された基礎試錐「天北」, 「留萌」, 「石狩湾」, 「馬追」, 「夕張」, 「豊頃」, 「十勝沖」および「北見大和堆」から得られた各種試験分析データおよび検層データを用いて、これらの北海道各地の基礎試錐に見られる様々な坑壁破壊の性状およびその成因について調査する。この調査結果から、日本の石油井へのブレイクアウト法の適用条件を明らかにして、ブレイクアウト法による地殻応力方位測定の確立を計る。また、ブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地殻応力方位を地下深部まで連続して測定し、地殻内部に作用する様々な応力状態を明らかにする。

### 1.2 研究の意義

地殻に作用する応力の状態を明らかにするためには、地殻の浅部から深部までの応力分布を連続して測定する必要がある (池田ほか, 1998)。従来の地震のメカニズム解、測地学的変動測定、

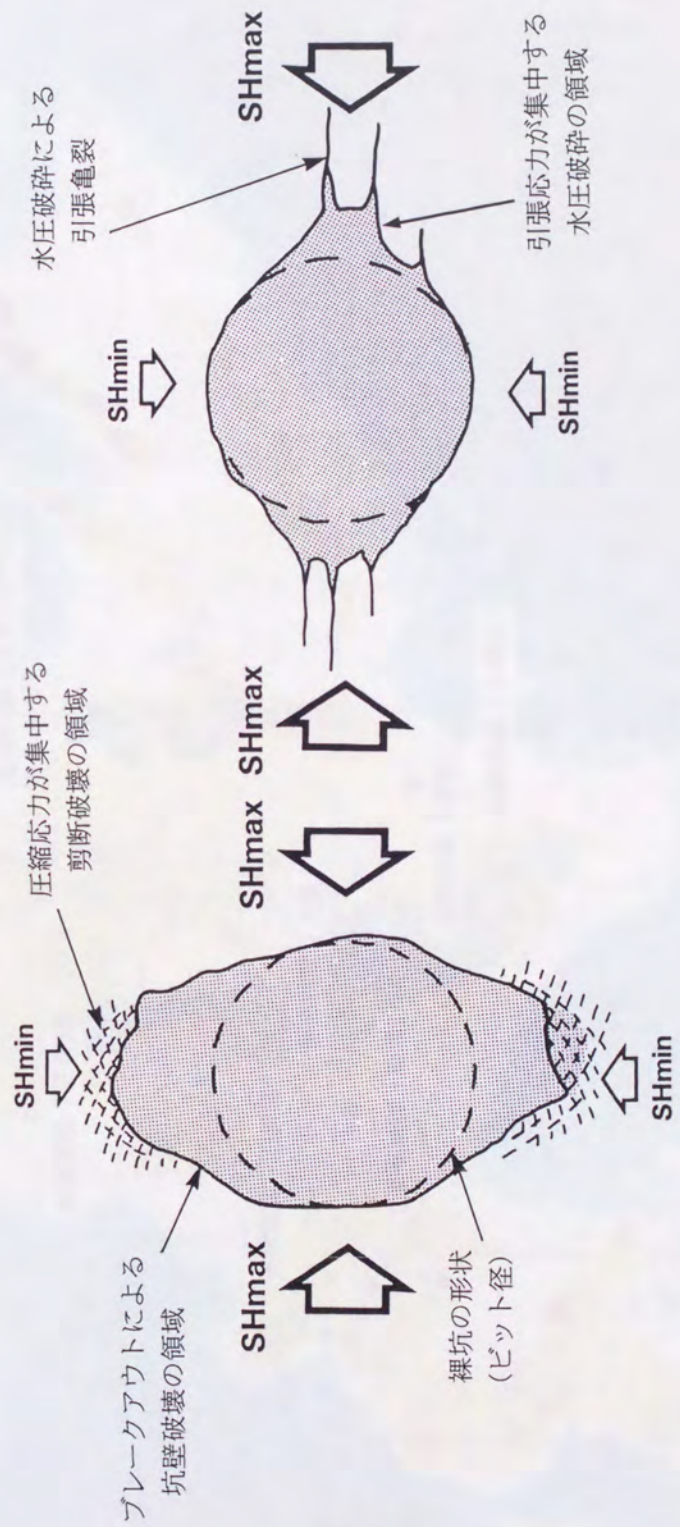


図1-1：坑壁破壊の性状と水平応力場の関係  
 (左図) ブレークアウト (坑壁が破壊されるのは最小水平主応力 $SH_{min}$ の方向)  
 (右図) 掘進中に誘発される引張破壊 (引張破壊が発生するのは最大水平主応力 $SH_{max}$ の方向)

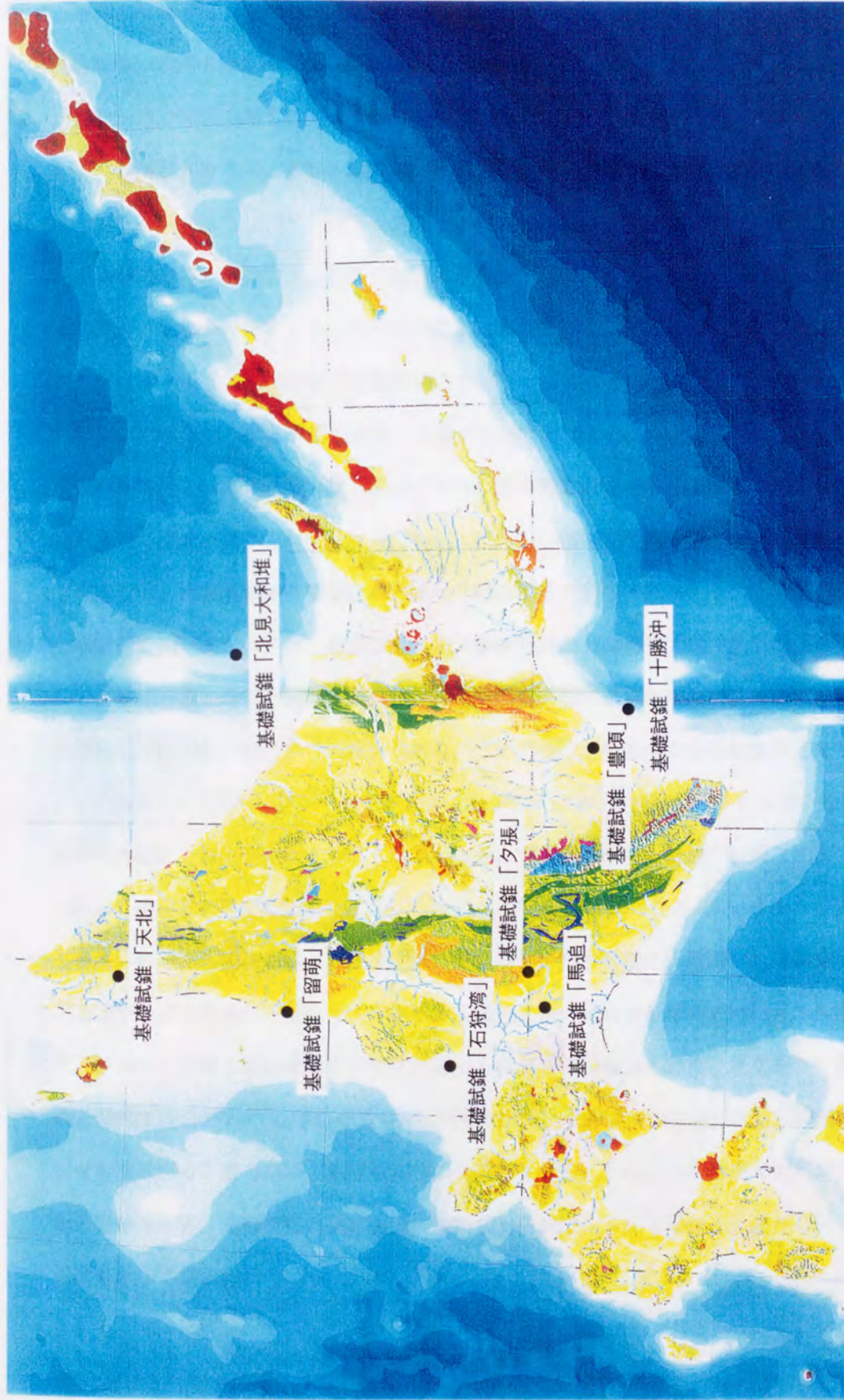


図1-2：北海道各地の基礎試錐の位置図  
 北海道地方の地質図（日本列島の地質編集委員会編，1996）に表示した。

活構造調査などでは、地殻内部の応力状態が間接的に推定されるに過ぎなかった。地震のメカニズム解から解るのは、地震の発生によって解放されるその場の歪の状態であり、震源域に加わっている応力場の状態は捉えられない。また、地震のメカニズム解からSHmax方位を推定するためには、地震の規模、強度の異方性、滑り面の摩擦力などを定量する必要がある。この正確な定量は困難なため、地震のメカニズム解から地殻のSHmax方位を推定するには、少なくとも $\pm 20^\circ$ 程度の必然的な誤差が含まれてしまう（塚原・池田，1991）。三角測量やGPS（汎地球測地システム）などによる測地学的変動測定は、地殻に蓄積された歪の水平および上下変動を地表面で測量する。測量点の付近で地震が発生すると、それまでに蓄積されてきた歪が解消されてしまう。地震による応力の解放に伴う歪は、地震前までの蓄積歪とは逆のセンスの歪が付け加わる（塚原，1999）。このため、定常的な地殻歪を求めるには、地震の影響を除去しなければならない（中根，1973）。活構造から推定される地殻応力は、第四紀以降の平均的な応力であり、現在の応力状態を必ずしも反映しない（塚原・池田，1991）。活構造による応力場の解析は、構造形成に関わる活動期間が長すぎることで、露頭観察から地殻内の応力場を読み取る際の不確実さを残すなどの問題がある。

地殻変動、テクトニクス、地震予知、地下資源開発などの研究では、地下深部の応力状態を連続して正確に把握しなければならない。ブレイクアウト法による地殻応力方位の理論的解析や実際の応用例については、既に多くの報告があり、この方法は地殻応力方位を推定するための有力な方法として認められている。ブレイクアウト法によって、石油井の検層データを生かすことができれば、従来の地殻応力方位測定法では得られなかった、地殻内部の応力状態が詳細に把握でき、地殻内部の応力の情報量を飛躍的に増大させることができる（池田ほか，1998）。また、石油井の検層データを用いれば、石油井に沿って地下深部までの現在の応力状態が、連続して直接測定でき、その場で進行中の応力現象が正確に捉えられる。本研究では、北海道各地の基礎試錐の検層データを用いて、ブレイクアウト法によって、地下浅部から深部までの地殻応力方位を連続して求める。これらの基礎試錐の掘削深度は、約3300~5500mにも及び、北海道各地における地下浅部~深部までの、現在の地殻応力方位の水平・垂直分布が明らかにされる。このような石油井を利用した地殻応力方位の直接測定を、造構的応力場の解析に適用した研究は、本邦ではほとんど見られず、また、世界的にも数少ない。

### 1.3 既往の研究の整理



### 1.3.1 ブレークアウト法を用いた地殻応力の測定

#### 1.3.1.1 既往の研究内容

近年、ブレークアウトの発生要因とそのメカニズムが明らかになり (Bell and Gough, 1979, 1982; Gough and Bell, 1981, 1982), ブレークアウト法は原位置で地殻応力方位を地下深部まで直接測定できる有力な方法として注目されている。原位置での地殻応力の情報は造構的応力場の解明のみならず、岩石力学や地質工学の研究分野においても役に立つ。海外では石油井から得られたキャリパー検層 (Caliper Log) の坑径変化データ (図1-3および添付資料1~8) やFMI (Formation Micro Imager) 検層, BHTV (Borehole Televiewer) 検層などの画像イメージデータ (図1-4) を用いて、地殻応力方位の解析が行われている。石油井を利用したブレークアウト法によれば、地下深部までの地殻のSHmax方位が、ブレークアウトが発生した深度毎に得られるので、深度によって地殻のSHmax方位が変化する現象まで詳しく調査できる。ブレークアウトの発生は岩石の圧縮強度に強く依存するが、この圧縮強度を直接求めるのは難しい。このことから、ブレークアウト法による地殻応力の絶対値測定の信頼性は、今のところまだ低い (塚原, 1990)。今後、様々な応力状態において、ブレークアウトを発生させる岩石の物性に関する研究が進めば、ブレークアウトの形状から原位置での地殻応力の大きさを直接測定することが可能になるとと思われる。

ブレークアウト法を用いた地殻応力の評価に関する研究には、①ブレークアウトの発生要因とそのメカニズムの解明、②キャリパー検層を用いたブレークアウトの検出と地殻応力方位の解析、③ブレークアウト法および水圧破碎法から求めた地殻応力方位の整合性の検証、④ブレークアウト法と地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などから得られた地殻の応力方位の比較、⑤ブレークアウト法による広域応力場の解析、⑥ブレークアウト法による活断層の変動測定、⑦ブレークアウトの生成過程シミュレーション、⑧ブレークアウト法の地震予知や自然災害への応用、などがある。

ここでは、本研究と関係が深いブレークアウト法による地殻のSHmax方位の解析に関する既往の研究について整理する。

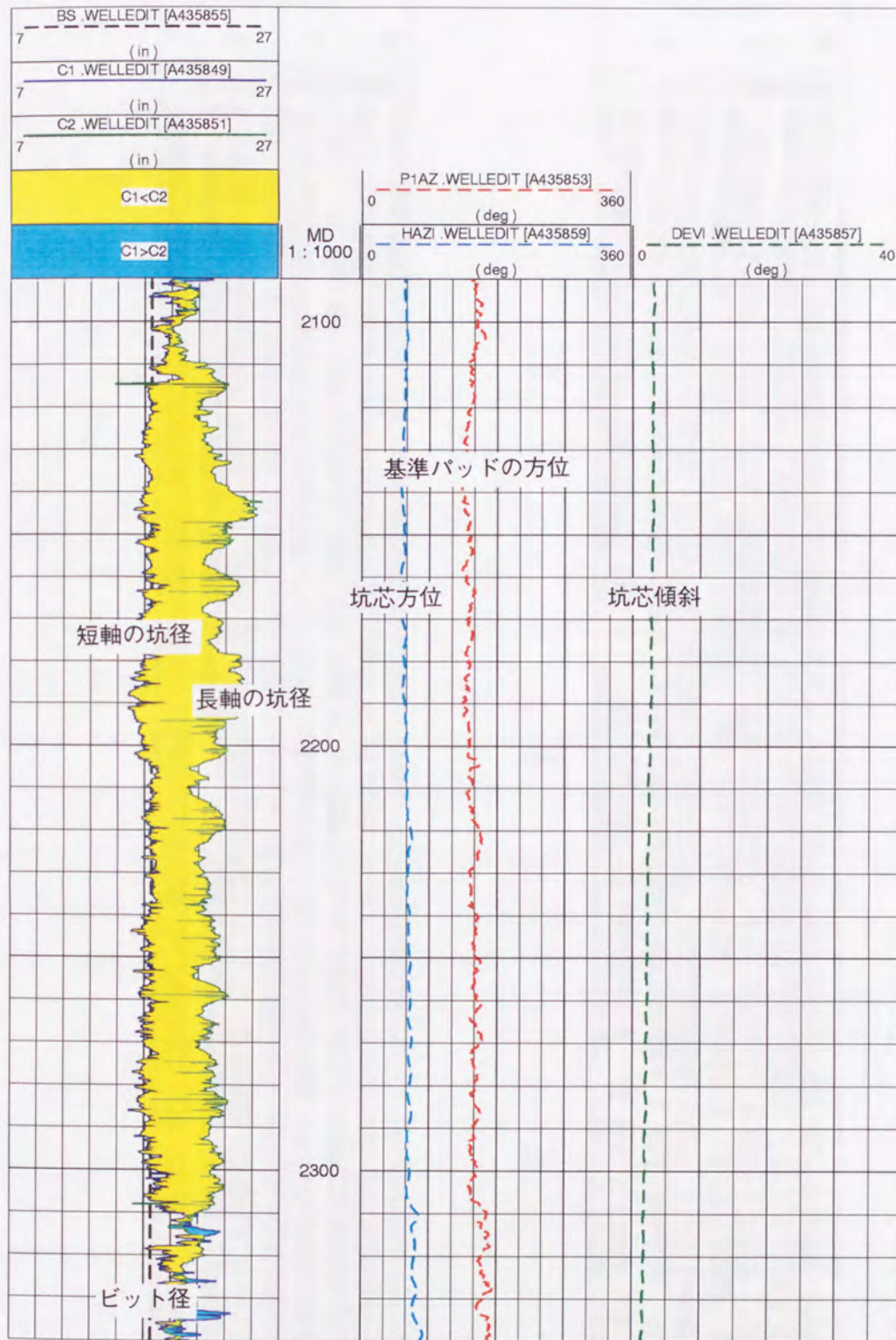


図1-3：基礎試錐「馬追」における4-arm Caliper検層の記録

BS：ビット径 (inch)，C1およびC2：坑径 (inch)，P1AZ：基準パッドの方位 (°)，  
HAZI：坑芯方位 (°)，DEVI：坑芯傾斜 (°)，MD：深度 (m)



図1-4：基礎試錐「夕張」のFMI検層から得られた水圧破碎に伴う引張亀裂の画像  
 (左図) 縦型の引張亀裂, (右図) エシェロン状の引張亀裂, 数値は深度 (m) を示す。

### 1.3.1.2 ブレークアウト法を用いた地殻応力方位の解析

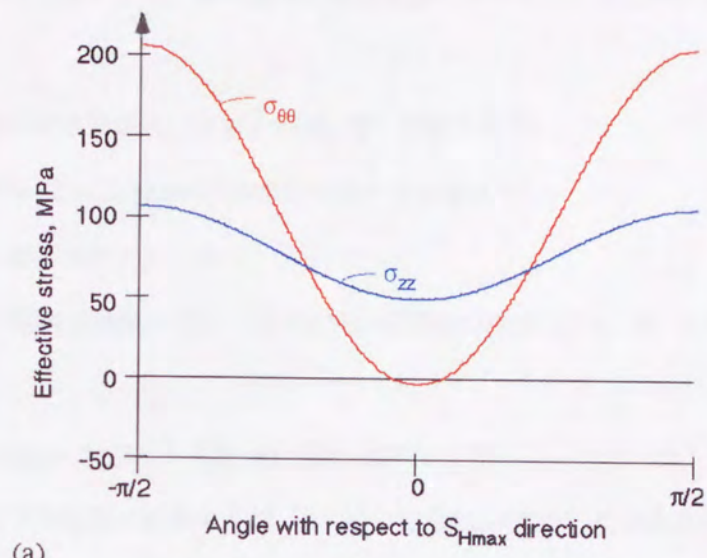
#### ブレークアウトの発生とその成因

地殻の応力場で坑井が掘削されると、その坑壁周りに地殻の不均一な応力集中が起こる。このとき、地殻の圧縮応力が坑壁周りの岩石の圧縮強度を超えると、坑壁周りに剪断破壊が生じ、坑壁が破壊される (Zoback et al., 1985 ; Dart and Zoback, 1989 ; Bell, 1990) 。坑壁が破壊される方向は、地殻の最大水平圧縮主応力 (SHmax) の方向と直交する最小水平圧縮主応力 (SHmin) の方向と一致する (図1-1) 。このSHminの方向は、坑壁周りで地殻の圧縮力が最も大きく作用する位置に当たる。坑壁破壊は掘削直後から始まり、その後も継続する。坑壁破壊の平面形状は通常楕円形を示し、深度方向にも連続する。この地殻応力に起因する坑壁破壊をブレークアウトと呼ぶ。Cox ( 1970 , 1983 ) は地殻の水平圧縮力が強く作用する地域で、石油井の坑壁が破壊される現象を見出した。また、この石油井の坑壁はある特定の方向だけが選択的に破壊されていること、坑壁の破壊は地質時代や地質構造に関係しないことを示した。Babcock ( 1978 ) は、この坑壁の破壊が地殻の不均一な応力状態に起因していること、また、地殻応力が作用している地層を掘削すると、坑壁周りに地殻応力の再配列が起こりブレークアウトが発生することを示した。Zoback and Zoback ( 1981 ) はブレークアウトが坑壁周りの脆性剪断破壊によって生じること、ブレークアウトの発達は坑壁周りの地殻の不均一な圧縮応力の集中に起因していること、ブレークアウトは地殻のSHmax方位と直交するSHminの方向に発達することなどを示した。また、ボーリング坑を利用した応力開放法、水圧破碎法、応力-歪ゲージ法や地震のメカニズム解などのデータをまとめ、ブレークアウト法から求めたSHmax方位が、これらの測定から得られたSHmax方位と整合することを示した。

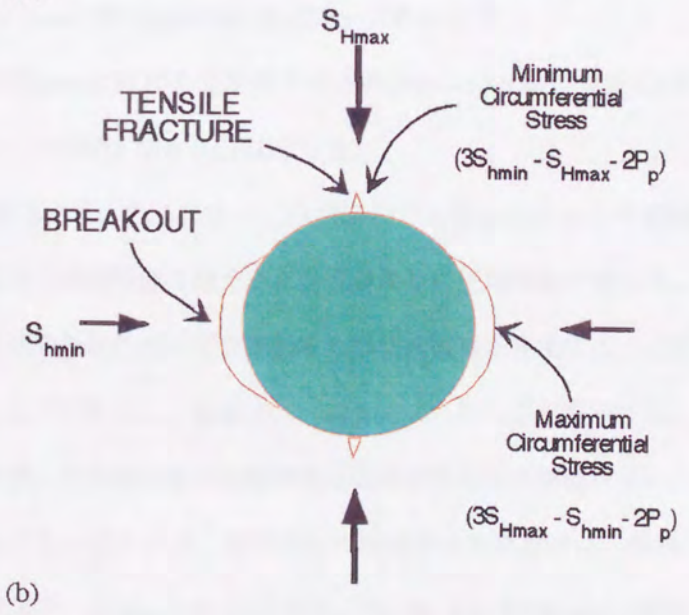
#### 坑壁周りの地殻応力の分布

Moos and Zoback ( 1990 ) は坑壁周りの地殻応力の分布を明らかにした (図1-5) 。ここでは問題を単純化して、坑芯が鉛直応力 (Sv) と一致する垂直井を考え、等方均質な地層 (岩石) に坑井が掘削された場合について考える。この場合、円筒状の坑壁周りの有効応力 ( $\sigma_{\theta\theta}$ ) は次式で示される。

$$\sigma_{\theta\theta} = SH_{min} + SH_{max} - 2(SH_{max} - SH_{min})\cos^2\theta - 2P_p - \Delta P - \sigma_{\Delta T} \quad (1)$$



(a)



(b)

図1-5 : 坑壁周りにおける地殻応力の分布 (Moos and Zoback, 1990)

(a) 図は垂直井 (垂直応力軸が鉛直方向) の坑壁周りにおける応力集中の特徴を示す。坑壁周りおよび垂直方向の応力は共に、 $S_{Hmax}$  の方位から測定した角度  $\theta$  の変化に応じて、その応力の大きさが変化する。すなわち、坑壁周りおよび垂直方向の応力は、 $S_{hmin}$  の方向で最も強く圧縮される。この圧縮力が岩石の圧縮強度を超えると、(b) 図に示したように、坑壁周りの  $S_{hmin}$  の方向にブレイクアウトが発生する。また、坑壁周りでは、 $S_{Hmax}$  の方向が最も伸張され、坑壁に水圧破碎による引張亀裂が誘発される。

このとき、SHmax：坑壁周りに作用する最大水平圧縮応力、SHmin：坑壁周りに作用する最小水平圧縮応力、 $\theta$ ：坑壁周りのSHmax方向から時計回りに測った角度、Pp：地層圧力、 $\Delta P$ ：泥柱圧力と地層圧力の差、 $\sigma \Delta T$ ：坑内の温度低下によって誘起される熱応力、ここで、熱応力とは岩石が膨張や収縮できないとき、泥水温度と地層温度の差によって岩石内に生じる熱力学的応力をいう。

また、鉛直方向の有効応力 ( $\sigma_{zz}$ ) は式 (2) で示される。

$$\sigma_{zz} = S_v - 2\nu(SH_{max} - SH_{min})\cos 2\theta - P_p - \sigma \Delta T \quad (2)$$

このとき、 $\nu$ ：岩石のポアソン比

坑壁周りで圧縮応力が最小の点 ( $\theta = 0^\circ$  のSHmax方向) では、式 (1) は式 (3) のように書き換えられる。

$$\sigma_{\theta \theta \min} = 3SH_{min} - SH_{max} - 2P_p - \Delta P - \sigma \Delta T \quad (3)$$

また、坑壁周りで圧縮応力が最大の点 ( $\theta = 90^\circ$  のSHmin方向) では次式が成立する。

$$\sigma_{\theta \theta \max} = 3SH_{max} - SH_{min} - 2P_p - \Delta P - \sigma \Delta T \quad (4)$$

図1-5には、深度5kmにおける坑壁周りの $\sigma_{\theta \theta}$ および $\sigma_{zz}$ の変化の様子を示した。このとき、Ppは静水圧とし、 $\Delta P$ および $\sigma \Delta t$ は0とした。

式4および図1-5に示されるように、坑壁周りで圧縮応力が集中する位置において、その圧縮応力がその場の岩石の圧縮強度を超えると、坑壁周りに圧縮破壊が起こる。この圧縮破壊によって、坑壁周りには規則的な楕円形の平面形状をもつ坑壁破壊が発生する。この楕円形の坑壁破壊の長軸は、ある一定した方向を示し、深度方向（鉛直方向）にも長く連続する。したがって、坑壁には平面形状が楕円形で、この楕円形の坑壁破壊の長軸がある一定方位を示し、深度方向に長く連続する坑壁破壊が発生する。このとき、楕円形の坑壁破壊の長軸方向は、地殻のSHmax方位と直交するSHminの方向を示す (Zoback et al., 1985 ; Plumb and Hickman, 1985)。地殻の水平圧縮応力は図1-5に示したように、SHmaxの方向でゼロに近づく。また、鉛直応力 ( $S_v$ ) が大きくなり、 $\sigma_{zz}$ が増大するような地下深部では、地殻の圧縮応力が坑壁周り全体で岩石の圧縮強度を超えるようになる。このときには、坑壁周り全体に圧縮破壊が生じ、坑壁全体が破壊されるようになる。

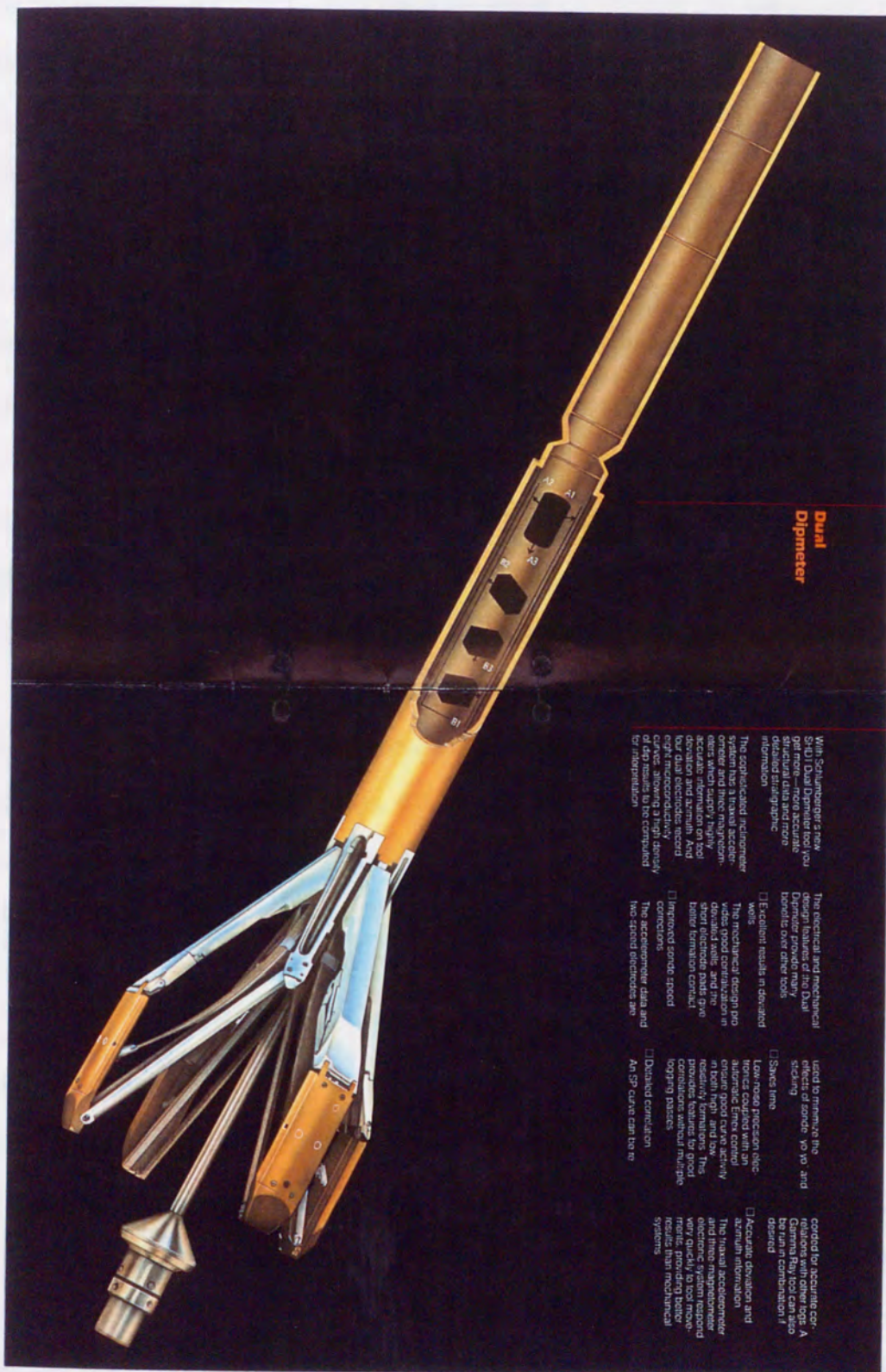
#### ブレイクアウトの認定法

ブレイクアウトの認定は、4アーム・キャリパー検層 (4-arm Caliper 検層) の坑径変化データ

を用いることから開始される（図1-3）。このキャリパー検層によって、楕円形の平面形状をもつブレイクアウトの坑壁破壊の形状が正しく捉えられ、この楕円形の坑壁破壊の短軸の方向から地殻に作用するSHmax方位が求まる。このSHmax方位は、坑内でブレイクアウトした深度毎にデータが得られるので、地下浅部から深部までの地殻のSHmax方位が連続して解析できる。ブレイクアウトの坑壁破壊の平面形状は通常、楕円形を示すが、楕円形の坑壁破壊の全てが地殻応力に起因するブレイクアウトであるとは限らない。Plumb and Hickman (1985) はキャリパー検層の坑径変化データを用いて、ブレイクアウトの坑壁破壊を認定する条件として、①坑壁の平面形状が規則的な楕円形を示すこと、②その楕円形の坑壁が深度方向にも長く連続していること、を示した。また、Plumb and Cox (1987) はブレイクアウトから地殻のSHmax方位を測定するための条件として、①ブレイクアウトの坑壁破壊は脆性破壊に起因すること、②ブレイクアウトの発達方向が、天然の割れ目や水圧破碎された引張亀裂の発達方向と接合したり交差したりしないこと、③坑井の坑芯は鉛直方向を示し、主応力軸の1つと一致していること、④坑壁が破壊される方向は坑芯に沿って左右対称であること、などを示した。Dart and Zoback (1989) はキャリパー検層の坑径変化データを用いて、石油井の坑壁に見られる様々な坑壁破壊の形状とその成因について考察した。一方、キャリパー検層から求められた楕円形の平面形状をもつ坑壁破壊が、地殻応力に起因して発生したブレイクアウトなのか、坑井の掘進中に人工的に引き起こされた水圧破碎による引張破壊なのかを判定する方法については、過去数年間に亘り多くの議論がなされてきた。この問題の解決にはFMI検層の画像データが有効に活用された（図1-4）。Hickman et al. (1985) やPlumb and Hickman (1985) は、キャリパー検層データを用いてブレイクアウト法から求めたSHmax方位と、FMI検層の比抵抗画像データを用いて水圧破碎の引張亀裂から求めたSHmax方位が、完全に一致することを示した。このことから、ブレイクアウト法は地殻のSHmax方位の有効な測定法として高い信頼を得た。

#### キャリパー検層機の進歩

坑壁の形状はキャリパー検層の坑径変化データを用いて測定される（図1-3および添付資料1～8）。シュルンベルジェ社（Schlumberger Co., Ltd.）に代表される欧米の検層サービス会社では、従来の2アームあるいは3アームのキャリパー検層機に加え、互いに直交する2対のキャリパーを配置した4アーム・キャリパー検層機（4-arm Caliper）を開発した（図1-6）。この4-arm Caliper検層



### Dual Dipmeter

With Schlumberger's new SH-11 Dual Dipmeter tool, you get more—more accurate structural data and more detailed stratigraphic information.

The electrical and mechanical design of the Dual Dipmeter provides many benefits over other tools:

- Efficient results in deviated wells
- The mechanical design provides good contact in deviated wells, and the short electrode pads give better formation contact
- Improved spade-rod connections
- The accelerometer data and the second electrodes are used to minimize the "spade-rod" and "stick" problems
- Saves time
- Low noise precision electronics coupled with an advanced data recovery system provide low noise, high resolution formations. This provides features for good logging practices
- Dedicated correlation
- An SP curve can be recorded for accurate correlation in core logs. A Schlumberger log can be run in combination if desired
- Accurate deviation and accurate formation data

The Dual Dipmeter and these accelerometers electronic system respond very quickly to tool movement, providing better results from deviated wells than mechanical systems.

図1-6 : 4-arm Caliper検層機の坑径および方位測定部  
シュルンベルジェ社製の4-arm Caliper検層機



機の出現は、坑壁の平面形状が非対称形や楕円形などの複雑な形状である場合にも、その坑壁の平面形状が正確に認定できる。近年、BHTV検層やFMI検層などの坑壁周りの画像イメージを収集する検層機も開発され、坑壁周りの割れ目や亀裂の性状評価などに活用されている(図1-4)。これらの画像データは水圧破碎によって誘発された引張亀裂と天然の割れ目を区別するための有力な情報を与える。

#### ブレイクアウト法による地殻応力の定量評価

大深度や地熱などの高温・高圧下の坑井、また、断層や割れ目が卓越する坑井などを利用して、水圧破碎法から地殻の応力状態を測定する場合、坑内での応力測定環境が整わないため、取得されるデータの質が著しく低下する。このため、ブレイクアウト法を用いた地殻応力の絶対値測定が望まれる。岩石の破壊理論や室内実験によって、異方性が比較的少ない岩石では、ブレイクアウトの形状や拡がりなどの幾何学的形態は、水平圧縮応力の大きさに左右されることが明らかになった(Gough and Bell, 1982; Bell and Gough, 1983; Zoback et al., 1985)。ブレイクアウト法によって地殻応力の定量評価を行うには、岩石の破壊のメカニズムを明らかにする必要がある。Paillet and Kim (1990) は等方均質な岩石と火成岩、変成岩などの異方性の強い岩石の破壊のメカニズムを比較し、これらの岩石中で発生するブレイクアウトの性状から地殻応力の定量評価を試みた。ブレイクアウトの形状や拡がりや岩石の圧縮強度に強く依存するが、個々の岩石の圧縮強度を正確に求めることは困難である。このため、ブレイクアウト法による地殻応力の定量評価の信頼性は、今のところまだ低い。

#### ブレイクアウトの変動

地殻内部のSHmax方位は、地殻内部に生じる圧縮応力や引張応力の大きさに左右される(Gough et al., 1983; Suter, 1987; Dart and Zoback, 1989)。通常、ブレイクアウトは深度方向に対して連続して発達しており、楕円形を示す坑壁破壊の長軸の方向は一定した方位を示す。Barton et al. (1997) はブレイクアウトが発達した深度毎のSHmax方位を詳しく測定し、ある深度区間ではブレイクアウトの方位が局所的に変動していることを見出した。この変動は深度と共に急に、あるいは徐々にブレイクアウトの方位が回転すること、また、ブレイクアウトの発達が急に終わっていることなどとして観察された。Paillet and Kim (1990) は、ブレイクアウトの局所

的変動は坑井を横切る断層の滑りに伴って生じることを示し、断層を挟む上下の地層が横ずれ運動や回転運動を起していることを示唆した。Mastin (1988) は傾斜井におけるブレイクアウトの性状について調査し、坑井の傾きに伴ってブレイクアウト法から求めたSHmax方位に変動が生じることを示した。

### 広域応力場の解析

ブレイクアウト法から求めた地殻のSHmax方位は、地殻変動、テクトニクス、地震のメカニズムの解明などに役立てられている。地震活動が活発な地域では、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位が一定に定まらない。このSHmax方位の変動を捉えて地震断層の運動が解析された (Zoback et al., 1987 ; Shamir et al., 1988 ; Vernic and Zoback, 1992 ; Zoback and Healy, 1992)。また、北アメリカ、カナダ、ヨーロッパを中心に、ブレイクアウト法による広域応力場の解析が精力的に進められ、世界規模のテクトニクスマップが作成されている (Cox, 1983 ; Dart and Zoback, 1989 ; Zoback et al., 1989)。ブレイクアウト法で測定された多くの地殻応力方位データは、プレートテクトニクスのモデル作りや地震、火山などの自然災害予知の研究にも活用されている (Mount and Suppe, 1987 ; Moos and Zoback, 1990 ; Zoback and Zoback, 1980)。

### 1.3.2 水圧破碎の亀裂を用いた地殻応力の測定

#### 1.3.2.1 既往の研究内容

坑井の掘進中には、地層圧力が坑内の泥柱圧力を上回る異常高圧層にしばしば遭遇する。この場合には、坑内に循環する泥水の比重を上げ、地層圧力を押さえながら掘進を続けていく。このとき、泥水比重の調整が不適切で、泥柱圧力が坑壁周りのSHminの大きさと岩石の引張強度の和を超えると、坑壁周りに引張亀裂 (引張破壊) が発生し、逸泥を起す。FMI検層の画像データを用いると、掘進中に誘発された水圧破碎による引張亀裂の性状が明瞭に観察できる (図1-4)。FMI検層はイメージ検層の一つであり、坑壁周りを比抵抗の大きさと可視化した画像を作成する。この検層機には4つのアームのパッドに、それぞれ27個のボタン電極が装備されている (図1-7)。FMI検層はこのボタン電極によって地層の比抵抗値を可視化した画像を作成し、地層境界面やフラクチャー面の構造解析に利用されるが、極く短い電極間隔から約5mmの高解像度を実現している。この高解

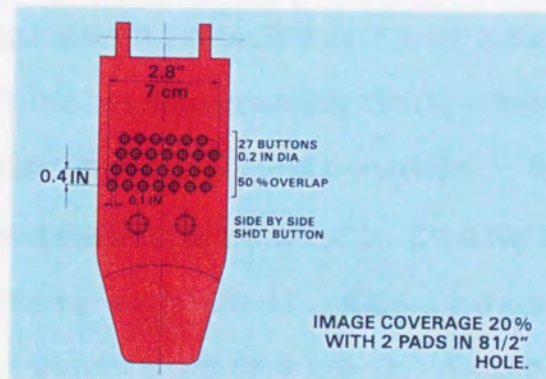
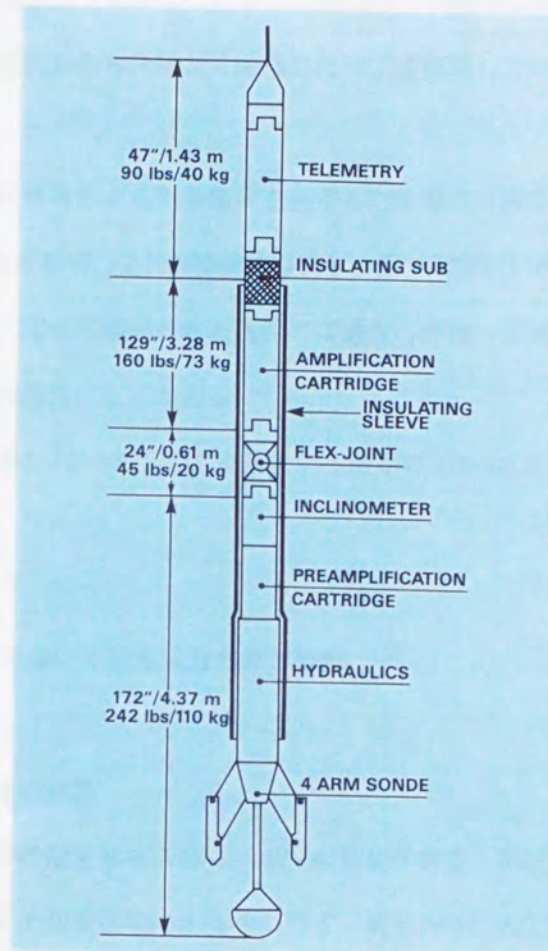


図1-7 : FMI検層機とパッドの構造  
 シュルンベルジェ社製のFMI検層機

像度を利用して測定した坑壁周りの地層の比抵抗値から、そのヒストグラムを作成し、それに基づいた配色によって坑壁周りの比抵抗画像を作成する。地層の比抵抗画像は、岩相、鉱物組成、粒径、含水率、地層流体の性質などを反映することから、細かい層理面や割れ目の性状などが良く観察できる。この画像は地層の比抵抗を測定しているにも拘らず、坑壁の画像を2次元の平面に展開することと同じ情報、あるいは坑井から欠損なく採取したコアを観察していることと同じ情報が得られる。

掘進中に誘発された水圧破碎による引張亀裂を利用した地殻応力測定の研究には、①水圧破碎の発生要因とそのメカニズムの解明、②FMI検層やBHTV検層で観察した水圧破碎の亀裂方位の解析、③地殻応力の絶対値測定、④水圧破碎された亀裂の浸透性の評価、⑤傾斜井における水圧破碎の亀裂を用いた地殻応力方位の解析、などがある。

ここでは、本研究と関係が深い水圧破碎の亀裂から地殻のSHmax方位を測定した既往の研究について整理する。

#### 1.3.2.2 水圧破碎の亀裂を用いた地殻応力方位の解析

##### 水圧破碎の亀裂の発生とその成因

坑井を利用した地殻応力の測定法の一つに、水圧破碎法がある。水圧破碎法は坑内のある深度区間をパッカーで密閉し、その深度区間に水圧をかけて、坑壁周りに人工的な引張亀裂を発生させる岩石破碎技術である。この技術は生産量の減退した石油井の坑壁に亀裂を発生させ、石油が移動する通路を発達させて、石油の増産を計るために開発されたものであるが、地殻応力の絶対値測定に適用できる唯一の方法でもある。Hubbert and Willis (1957) の理論的研究から、水圧破碎を行う坑井周辺の岩石が等方均質な弾性体で、主応力軸の一つが坑芯と一致すると仮定したとき、水圧破碎によって発生する亀裂は引張破壊に起因するもので、この亀裂は地殻のSHmaxの方向に連続して進展していくことが明らかにされた(図1-1)。石油井における水圧破碎は、掘進中に坑内の泥柱圧力が地殻のSHminと岩石の引張強度の和を上回ったときに誘発される。坑芯が鉛直方向の主応力軸と一致する坑井(垂直井)であれば、掘進中に水圧破碎によって誘発される坑壁周りの引張破壊は、深度方向に直線状で縦型の引張亀裂を形成する(図1-4左図)。また、坑芯がこの主応力軸に対して傾斜している坑井(傾斜井)であれば、深度方向にエシェロン状の引張亀裂を形成す

る(図1-4右図)。これらの亀裂の発達方向は、坑壁周りのSHmax方向に集中する。Brudy and Zoback (1993)はFMI検層やBHTV検層を用いて、掘進中の坑壁に縦型やエシェロン状の引張亀裂が発生することを見い出した。Barton et al. (1997)は、FMI検層で測定した画像データを用いて、掘進中に誘発された亀裂の性状を調査して、その応力方位を測定した。また、坑井が主応力軸に対してある角度をもって掘削されたとき、坑壁に沿ってエシェロン状の亀裂が発生することを見い出した。このエシェロン状の亀裂の発達方向は、その場における応力場と坑井の傾きの相対的な方向を反映することを示唆した。

#### 水圧破碎の亀裂の認定法

一般に坑壁周りでは、地殻のSHmaxの方向に最も大きな引張応力が作用する(Brudy and Zoback, 1993; Barton et al., 1997)。前述のように、坑井の掘進中に坑内の泥柱圧力が地殻のSHminと岩石の引張強度の和を超えると、坑壁周りに水圧破碎が生じる。坑芯が鉛直方向の主応力軸と一致すれば、掘進中に誘発される坑壁の引張破壊は、ブレイクアウトが発生する方向と直交するSHmaxの方向に進展する(図1-1)。鉛直方向の主応力軸に対し、坑芯が傾斜しているとエシェロン状の引張亀裂が発生する(Peska and Zoback, 1995)。坑壁周りでSHmax方向の引張応力が強く作用する深度区間では、SHmin方向の圧縮応力も一般に強くなる。このため、この圧縮応力が坑壁周りの引張破壊の拡がりを抑制し、引張破壊は坑壁周り全体に及ぶような拡大は起こさない(Brudy and Zoback, 1993; Peska and Zoback, 1995)。

掘削作業では通常、KCl-リグネート泥水を使用する。この泥水の比抵抗は0.2~0.3  $\Omega\text{m}$  (@25 °C)程度であり、地層の比抵抗(10~100  $\Omega\text{m}$ )に比べて著しく低い。このため、掘進中に水圧破碎された亀裂に泥水が浸入すると、亀裂の周囲は著しく比抵抗が低下し、亀裂のない地層と水圧破碎されて亀裂が生じた部分の比抵抗のコントラストが鮮明になる。このため、FMI検層の画像データを用いると、水圧破碎された亀裂の性状や亀裂が拡がる方向などが直接観察できる。水圧破碎による亀裂をFMI検層の画像から認定するには、①坑芯に沿って縦型の亀裂あるいはエシェロン状の亀裂が連続していること、②低比抵抗イメージ(FMI画像では黒線)が鮮明なこと、③FMI画像上で、2つの同じ形状の亀裂が180°離れた方向にも対称して描かれていること、④この亀裂は地層を切って伸張するような面構造を描かないこと、などによる。一方、坑壁周りで引張応力が作用する位置では、坑井を横切る天然フラクチャーや層理面が選択的に開口されることがある(図1-8)。



図1-8：基礎試錐「夕張」のFMI検層から得られた割れ目の画像  
 (左図) 天然フラクチャーの割れ目, (右図) 層理面の開口, 数値は深度 (m) を示す。

天然フラクチャーや層理面のこの選択的な開口は、掘進中に誘発されたエシェロン状の亀裂と区別しにくい。掘進中に誘発された引張亀裂は、坑壁周りの応力場が引張領域だけに現れる。このため、この引張亀裂は坑壁周りの地層を切って面的に伸張することはなく、この亀裂は面構造を作らない。したがって、この引張亀裂は坑壁周り全体の比抵抗分布を平面に展開したFMI画像上では、地層を切って亀裂が伸張していることを示す割れ目のサイン曲線（FMI画像上では黒色）を描かない。天然フラクチャーや層理面は地層を切って面的に伸張し、この面構造に沿って割れ目や層理が開口する。このため、天然フラクチャーや層理面の開口はFMI画像上で割れ目のサイン曲線を描く。このことから、割れ目が描くサイン曲線が見られるか、見られないかによって、すなわち、割れ目が面構造をもつか否かによって、掘進中に誘発された引張亀裂か、天然フラクチャーや層理面の開口部であるかが区別できる。

#### 1.4 研究の進め方

##### 1.4.1 研究課題

地質構造の形成過程やその成因を理解するためには、造構運動の進行に伴って地殻内部に発生し、変遷していく造構的応力場の解析が必要になる。広域的な地殻の応力分布は従来、地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などから間接的に推定されてきた。しかし、これらの方法では地殻内部に作用する現在の応力状態を正確に捉えることができない。また、個々の測定法の違いから、求められた地殻の応力状態が整合しないなどの問題を残す。石油井の検層データを用いたブレイクアウト法によれば、地殻内部に作用する現在の応力状態を原位置で直接、地下深部まで連続して測定できる。本研究では北海道各地で試掘された基礎試錐（図1-2）の各種試験分析データおよび検層データを用いて、北海道各地の基礎試錐に見られる様々な坑壁破壊の性状およびその成因について調査する。この調査の結果から、日本の石油井へのブレイクアウト法の適用条件を明らかにし、ブレイクアウト法による地殻の応力方位測定法の確立を計る。また、ブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地殻応力方位を地下深部まで連続して測定し、地殻内部に作用する様々な応力状態を明らかにする。

##### 1.4.2 研究手順

本研究の手順は次の通りである。

- ①北海道各地の基礎試錐で実施された岩質調査，岩石物性試験，産出試験，地層圧力測定，逸泥調査などの各種調査・試験分析データおよびキャリパー検層，FMI検層のデータ（石油公団，1983a,b, 1986, 1987, 1995a,b, 1998, 1999）を用いて，北海道各地の基礎試錐で見られる坑壁破壊の性状およびその成因について調査する。
- ②この調査結果から，日本の石油井でブレイクアウト法によって地殻応力方位を測定する場合の地質条件や掘削条件を明らかにし，日本の石油井におけるブレイクアウト法を用いた地殻応力方位測定の確立を計る。
- ③基礎試錐の検層データを用いて，ブレイクアウト法による地殻のSHmax方位の解析について，実際の手順を示す。
- ④この解析手順に従って，北海道地方で試掘された基礎試錐「天北」，「留萌」，「石狩湾」，「馬追」，「夕張」，「豊頃」，「十勝沖」および「北見大和堆」について，地殻のSHmax方位の垂直分布を求め，地殻内部に作用する様々な応力状態を明らかにし，このデータを提示する。また，ブレイクアウト法から求めたSHmax方位の解析精度を検証する。
- ⑤ブレイクアウト法から求めたSHmax方位と地震のメカニズム解，測地学的変動測定，活構造調査から得られたSHmax方位を比較し，ブレイクアウト法とこれらの測定法から得られたSHmax方位との整合性について比較検討する。また，ブレイクアウト法から求めたSHmax方位データの質や信頼性について評価する。
- ⑥これらの結果をまとめ，北海道地方の基礎試錐周辺地域の現在の造構的応力場について考察し，テクトニクス解明のためのブレイクアウト法の適用方法を提示する。



## 第2章 ブレークアウト法適用のための北海道地方の基礎試錐データの調査

### 2.1 キャリパー 検層データを用いた坑壁破壊の測定法

石油井の坑壁は掘進中または掘進後、様々な要因によって破壊される。この坑壁破壊の形状はキャリパー検層 (Caliper log) を用いた坑径変化の測定から識別できる (図1-3および添付資料1~8)。キャリパー検層は坑壁の坑径を深度に対応させて連続して記録するものである。キャリパー検層機には検層機本体から坑壁に向かって張り出したアーム (arm) が装備されている (図1-6)。このアームが坑壁に圧着し、その坑径に応じて作動するときの坑径変化を地下深部から浅部に向かって連続して記録する。キャリパー検層機には坑壁に向かって張り出したアームの数によって、2-arm型、3-arm型および4-arm型がある。本研究で用いたシュルンベルジェ社製のキャリパー検層機は4-arm型キャリパー検層機 (4-arm Caliper) で、坑径の測定範囲は最大28インチ (約71cm) である。4-arm Caliper検層機は90° 毎に離れて配置された4本のアームを持ち、互いに直交するアームの動きから深度方向に直交する平面2成分 (x, y方向) の坑径変化を連続して測定する。4-arm Caliper検層機は坑壁の平面形状が非対称形や楕円形などの場合には、従来の2-arm型あるいは3-arm型のキャリパー検層機に比べて坑壁の平面形状が正確に認定できる。この4-arm Caliper検層機は坑径変化の測定部のほか、基準とするアームの方位および坑芯の方位・傾斜を同時に測定する方位傾斜儀をもつ。

#### 4-arm Caliper 検層記録

4-arm Caliper 検層では以下の①~⑤のデータが収録され、検層総合柱状図 (Composite log) にまとめられる (添付資料1~8)。データのサンプリング間隔は深度に対して0.5ft (約15cm) 毎である。

- ①ビット径 (BS) : 掘進に使用したビットの径 (BS) とその深度区間を記録する。
- ②坑径 (C1, C2) : 4-arm Caliper 検層機の互いに直交する2組のアーム間で測定される水平2成分 (x方向およびy方向) の各坑径 (C1, C2) を記録する。
- ③基準パッドの方位 (P1AZ) : 4つのアームのうち、C1の坑径を測定する基準パッド1 (pad1) に方位計が設置されている。この方位計で測定される方位 (P1AZ) を北から時計回りに0~360°で記録する。

④坑芯方位 (HAZI) : 通常, 作井作業は垂直掘りを基本とするが, 掘進中に坑芯が自然に曲がってしまったり, 傾斜したりすることが良く起こる。故意に掘進方向を曲げ, 目的に応じて傾斜井を作井することもある。この掘進された坑井の坑芯方位 (HAZI) を深度毎に記録する。

⑤坑芯傾斜 (DEVI) : 坑芯方位と同時に, 掘進された坑井の坑芯傾斜 (DEVI) を深度毎に記録する。

#### 坑壁形状の認定法

坑壁の平面形状は, 2.2.1項で記述するように, 2組のアームで測定される坑径 (C1, C2) およびビット径 (BS) を用いて認定する (図1-3)。坑壁の平面形状の深度方向 (鉛直方向) に対する連続性については, 基準パッド1の方位 (P1AZ) が深度方向に対してある一定の方向を示し, 連続した直線状のトレースを描いているか, あるいは深度毎にその方位が変動して直線状のトレースを描かないかによって認定できる。検層は地下深部から浅部へと検層機を巻き上げながら実施される。このとき, 検層機を巻き上げるワイヤーには時計回りのトルクが働いている。このため, 坑壁に破壊がなく, 円坑を維持している深度区間では, 検層機も時計回りに回転しながら巻き上げられてくる。このとき, P1AZの動きはこの検層機の時計回りの回転に同調するため, 円坑を維持している深度区間では, P1AZを描くカーブは検層柱状図上で地下深部から浅部に向かって, 左下から右斜め上に向けて直線状のトレースを繰り返して描く (図2-1)。一方, キャリパーのアームが坑壁破壊された深度区間に入り込んでしまえば, この区間でP1AZの時計回りの回転は停止する。このとき, 坑壁周りの平面形状が一定方向だけ崩壊し, 楕円形を示すような坑壁破壊が深度方向に対して連続しているような坑壁では, P1AZを描くカーブは地下深部から浅部に向って一定方位を示し, 直線状のトレースを描いて連続する (図2-2)。坑壁周り全体が不規則に破壊されているような深度区間では, P1AZを描くカーブも一定方向を示さず, たえず変動する (図2-3)。このように, BS, C1, C2およびP1AZのカーブを総合して解釈することにより, 坑壁破壊の平面形状とこの平面形状の深度方向への連続性が認定できる。

## 2.2 基礎試錐の坑壁破壊の性状調査

### 2.2.1 坑壁破壊の平面形状とその認定

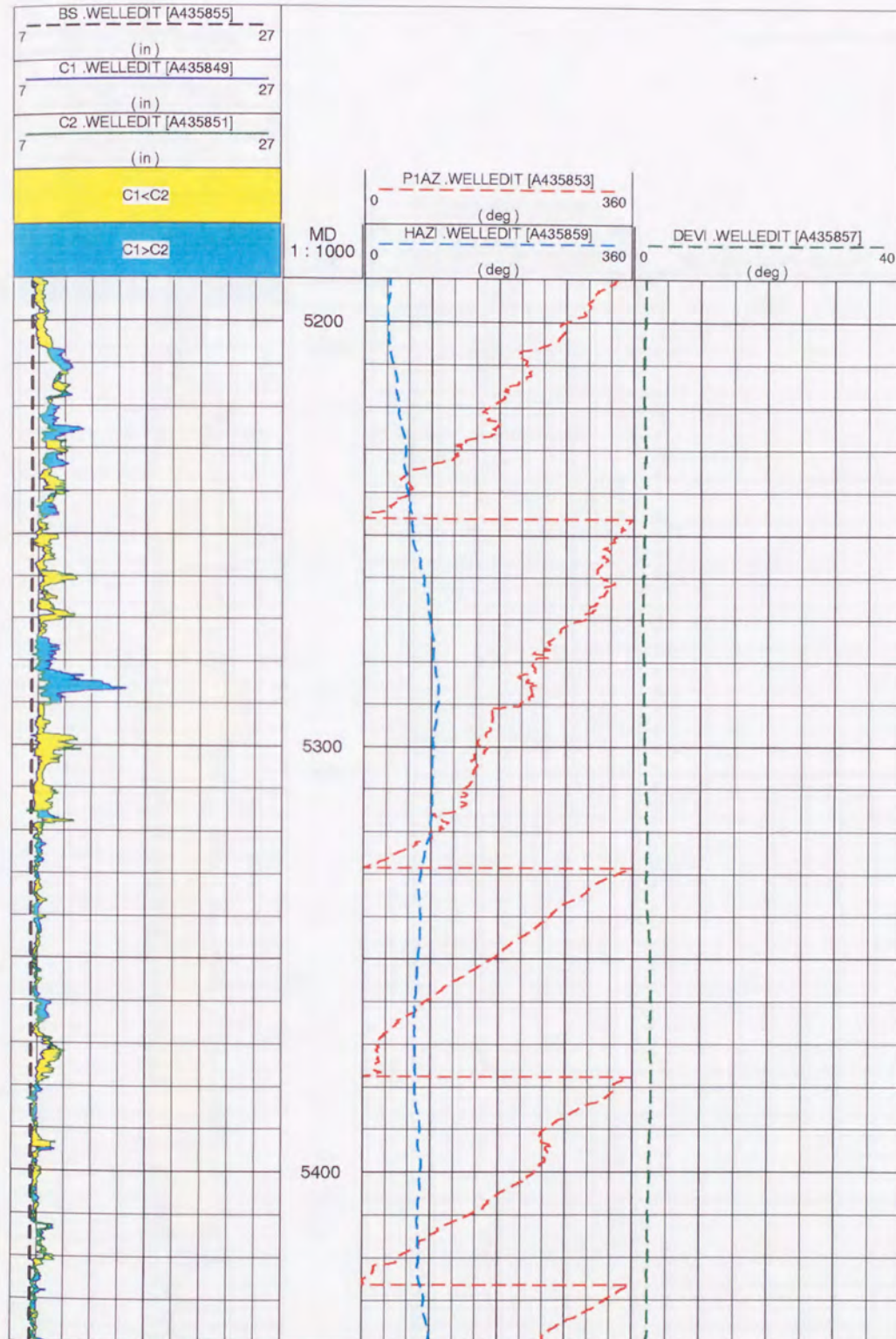


図2-1：破壊がなく円坑を維持している坑壁の4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「馬追」の深度5320～5440m間  
 単位：坑径（BS, C1, C2）はinch, 深度（MD）はm, 方位・傾斜（P1AZ, HAZI, DEVI）は°で示す。

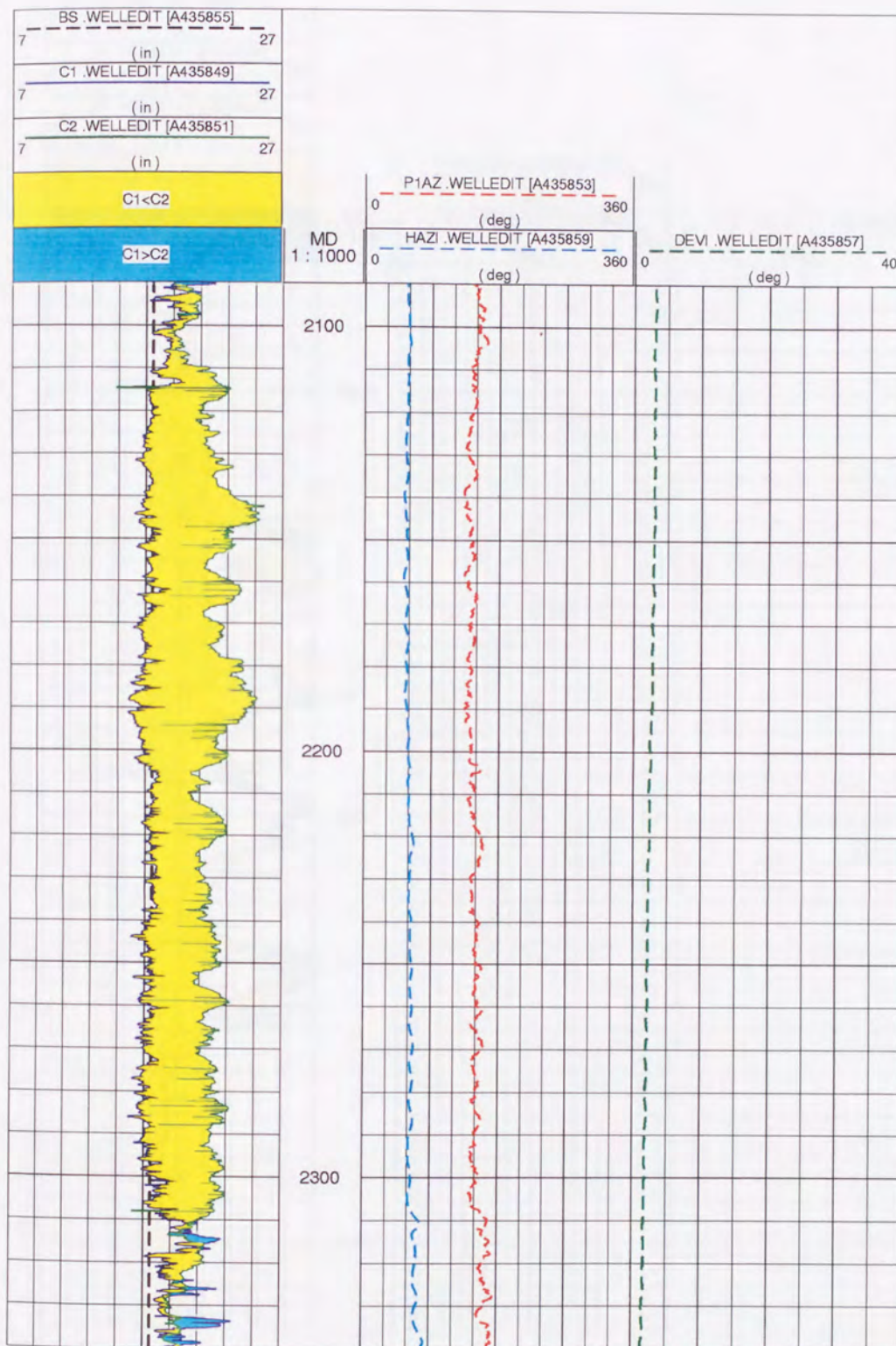


図2-2：楕円形の平面形状をもつ破壊が発生した坑壁の4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「馬追」の深度2110～2310m間  
 単位：坑径（BS，C1，C2）はinch，深度（MD）はm，方位・傾斜（P1AZ，HAZI，DEVI）は°で示す。

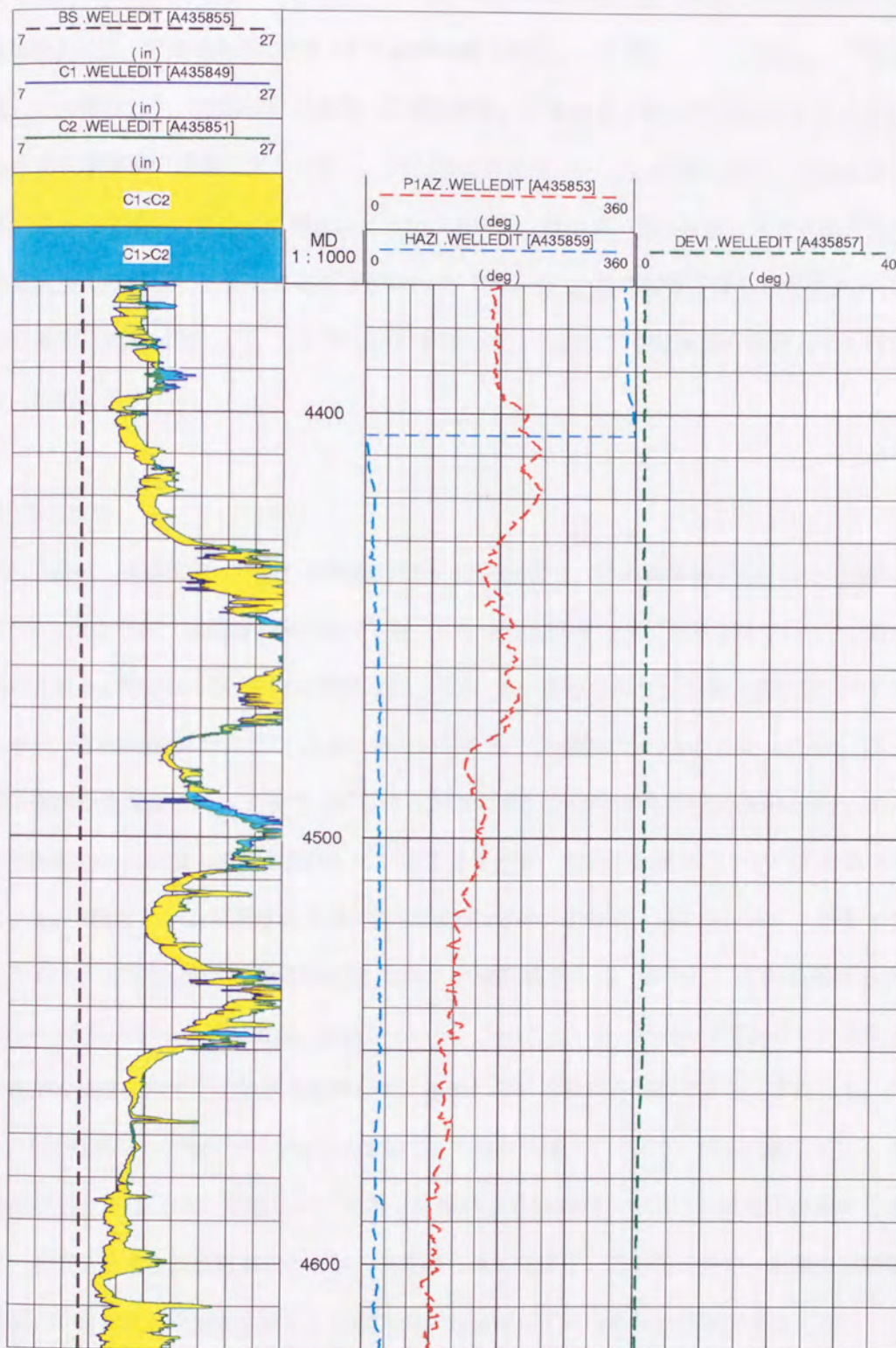


図2-3：不規則な平面形状をもつ破壊が発生した坑壁の4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「馬追」の深度4370～4610m間  
 単位：坑径（BS，C1，C2）はinch，深度（MD）はm，方位・傾斜（P1AZ，HAZI，DEVI）は°で示す。

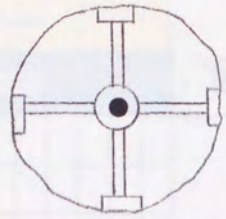
北海道各地の基礎試錐を用いて、これらの試錐に見られる坑壁破壊の性状について調査した。坑壁破壊の調査には、北海道各地で試掘された基礎試錐「天北」，「留萌」，「石狩湾」，「馬追」，「夕張」，「豊頃」，「十勝沖」および「北見大和堆」の8坑井を用いた（図1-2）。これらの試錐における坑壁破壊の調査深度の全長は、約25,980mに及ぶ。この調査の結果、北海道各地の基礎試錐に見られた坑壁破壊の平面形状は、円型，大円型，洋梨型，猫の目型，定方向拡大型および両方向拡大型の6種類に区分できることが解った（図2-4）。基礎試錐で得られた4-arm Caliper 検層の坑径変化記録（BS，C1，C2，P1AZ）を用いて、これらの坑壁破壊の形状とその認定法について、初めに示す。

#### (1) 円型の坑壁

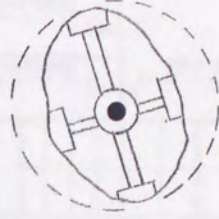
円型の坑壁は、基礎試錐「夕張」の深度3560～3650m間に、その典型例が見られる（図2-5）。図2-5に示したように、本深度区間はビット径（BS）が12.25インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）も、ほぼこのビット径と同じ12.25インチを示しており、この坑径C1およびC2は共に等しい値をもつ。基準パッド1の方位（P1AZ）は、検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度3650mから深度3560mに向って、この深度区間が前述した円型の坑壁を維持していることを示す、右斜め直線状のトレースを繰り返して描いている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径が、共に12.25インチを示して等しく、しかも、この坑径が掘進時の坑径（BS）と同じ値をもつ、さらに、この坑壁形状が深度3650mから深度3560mまで変化なく連続している。このことから、坑壁の平面形状は円型を示し、この形状が本深度区間でその形状を維持して、連続しているものと判断できる。すなわち、円型の坑壁は、2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）が共に等しく、しかも、その坑径がビット径（BS）に等しい。また、基準パッド1の方位（P1AZ）は地下深部から浅部に向って、円坑を示す右斜め直線状のトレースを繰り返して描く。このことから、坑壁には破壊がなく、坑壁の平面形状が円型を維持し、深度方向にも連続しているものと認定できる。

#### (2) 大円型の坑壁

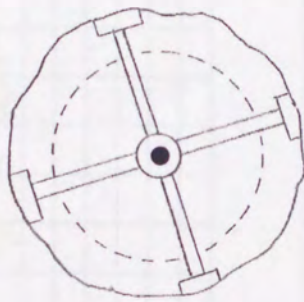
大円型の坑壁は、基礎試錐「石狩湾」の深度540～790m間に、その典型例が見られる（図2-6）。図2-6に示したように、本深度区間はビット径（BS）が12.25インチで掘進されている。2組のアーム



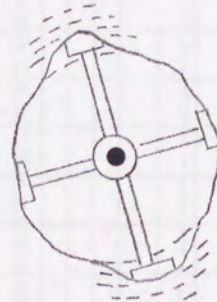
円型



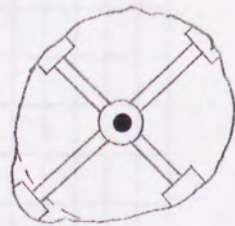
猫の目型



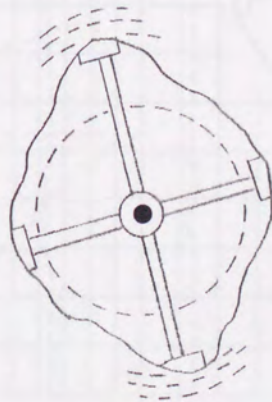
大円型



定方向拡大型



洋梨型



両方向拡大型

図2-4：北海道各地の基礎試錐で認められた坑壁破壊の平面形状

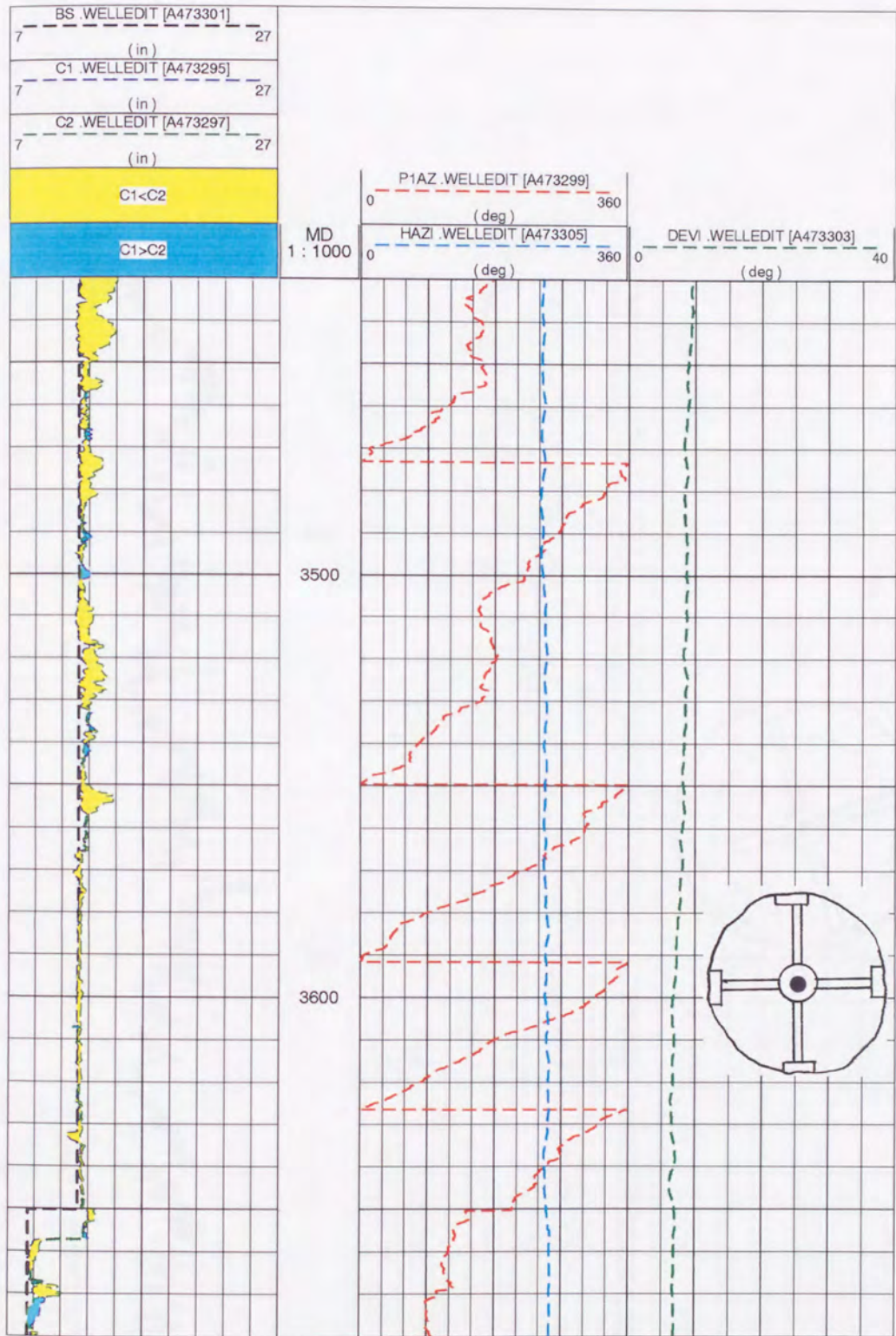


図2-5 : 円型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

基礎試錐「夕張」の深度3560~3650m間

単位：坑径 (BS, C1, C2) は inch, 深度 (MD) は m, 方位・傾斜 (P1AZ, HAZI, DEVI) は ° で示す。



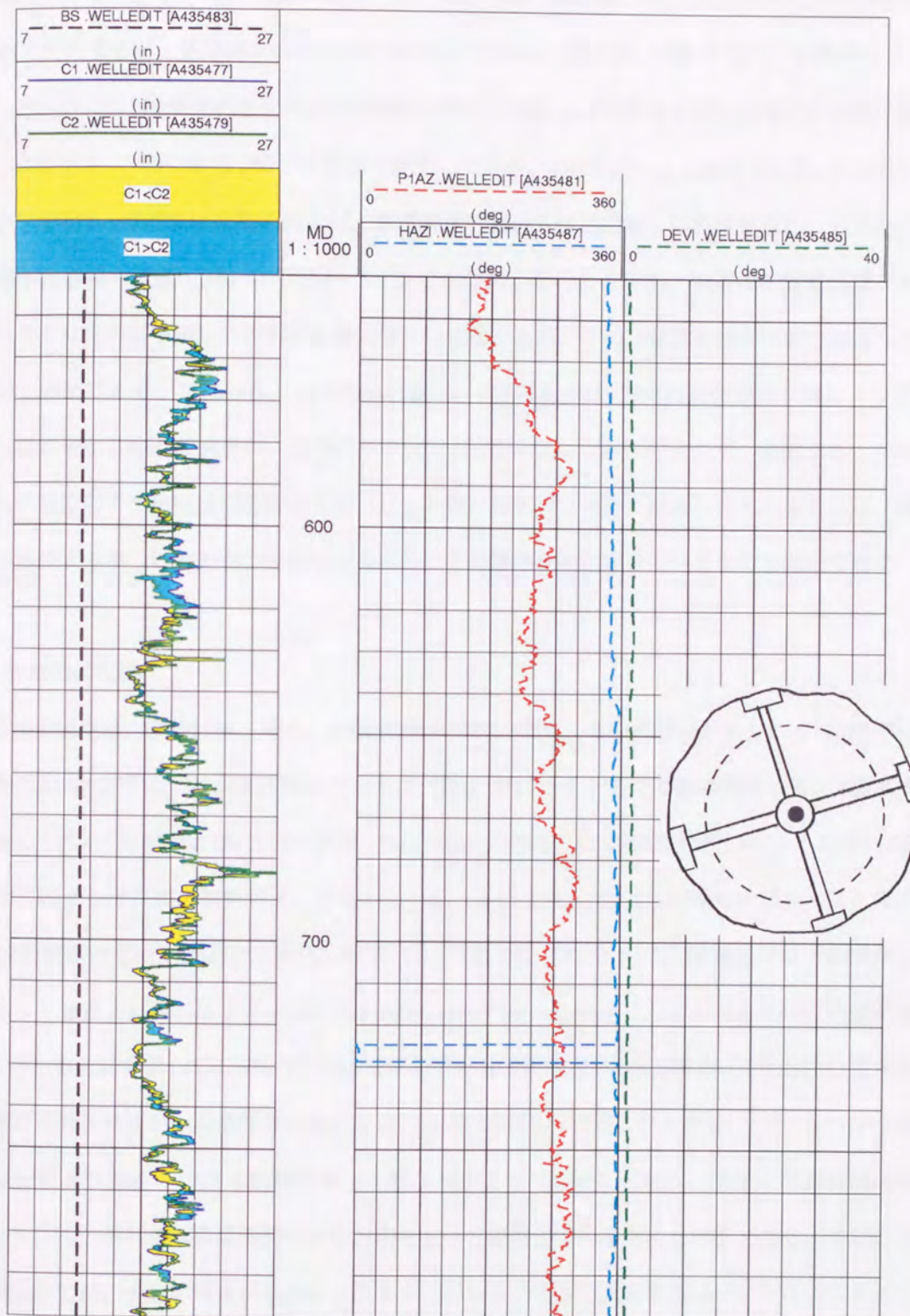


図2-6：大円型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

基礎試錐「石狩湾」の深度540~790m間

単位：坑径 (BS, C1, C2) は inch, 深度 (MD) は m, 方位・傾斜 (P1AZ, HAZI, DEVI) は ° で示す。

ムで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）は，深度毎にその大きさが約15～23インチの範囲で変化するが，各深度点の坑径はC1およびC2とも，共に等しい値をもつ。基準パッド1の方位（P1AZ）は，検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度790mから深度540mに向って， $300^{\circ}$  から $150^{\circ}$  の範囲で変動している。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径は，深度毎に変動を示すが，各深度点においては共に等しい坑径を示し，しかも，この坑径が掘進時の坑径（BS）より約4～5インチ大きい。このことから，坑壁の平面形状はビット径より大きな大円型を示し，大円の直径は様々に変化するが，この形状が本深度区間で連続しているものと判断できる。すなわち，大円型の坑壁は，x方向およびy方向の坑径が共に等しく，それらの坑径がビット径より大きい。基準パッド1の方位は一定した方向を示さず，変動する。このことから，坑壁の平面形状は掘進時の坑径（ビット径）に比べて大きく拡大した大円型を示し，深度方向へ連続するが，この大円の形状は各深度毎にその直径を変化させているものと認定できる。

### (3) 洋梨型の坑壁

洋梨型の坑壁は，基礎試錐「馬追」の深度790～880m間に，その典型例が見られる（図2-7）。図2-7に示したように，本深度区間はビット径（BS）が17.5インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）のうち，C1の坑径は約15インチ程度，C2の坑径は約19インチ程度の値を示す。すなわち，ビット径を挟んで，C1の坑径はビット径より小さく，C2の坑径はビット径より大きい。基準パッド1の方位（P1AZ）は，検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度880mから深度790mに向って，この深度区間の坑壁が北から約 $330^{\circ}$  の方向を示して一定している。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径が，深度毎に変動を示すが，各深度点においてはC2の坑径がC1の坑径より大きく，しかも，C2の坑径はビット径より大きく，C1の坑径はビット径より小さい。このことから，坑壁の平面形状は洋梨型を示し，この形状が本深度区間で同じ方向をもって連続しているものと判断できる。すなわち，洋梨型の坑壁は，片方の坑径が他方より小さく，しかも，小さい方の坑径はビット径より小さく，大きい方の坑径はビット径より大きい。基準パッド1の方位は，ほぼ一定した方向を示す。このことから，坑壁の平面形状は洋梨に似た形状を示し，この形状が深度方向へも連続しているものと認定できる。

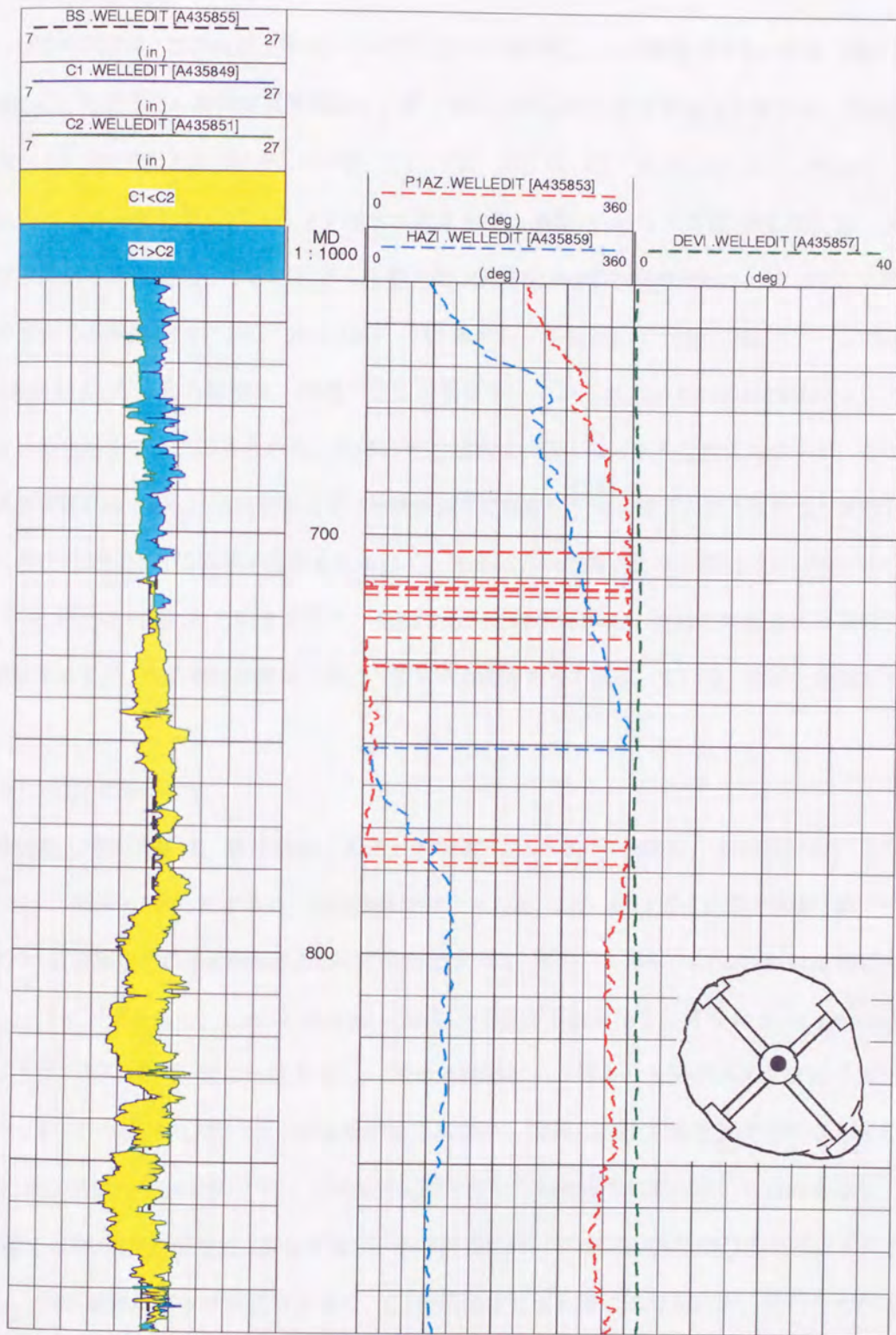


図2-7：洋梨型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

基礎試錐「馬追」の深度790～880m間

単位：坑径（BS, C1, C2）はinch, 深度（MD）はm, 方位・傾斜（P1AZ, HAZI, DEVI）は°で示す。

#### (4) 猫の目型の坑壁

猫の目型の坑壁は、基礎試錐「馬追」の深度530～610m間に、その典型例が見られる（図2-8）。図2-8に示したように、本深度区間はビット径（BS）が17.5インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）のうち、C1の坑径は約15インチ程度、C2の坑径はほぼビット径と同じ17.5インチ程度の値を示す。基準パッド1の方位（P1AZ）は、検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度610mから深度530mに向って、この深度区間で北から反時計回りに240°から180°の範囲をもって変動している。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径は、ほぼ一定した値を示しているが、小さい方の坑径がビット径より小さい特色を示す。このことから、坑壁の平面形状は、猫の目のような形状を示すが、この形状が本深度区間では一定した方向を示さず、反時計回りに回転している様子が読み取れる。すなわち、猫の目型の坑壁は片方の坑径が他方より小さく、大きい方の坑径はビット径にほぼ一致する。基準パッド1の方位は一定した方向を示さず、変動する。このことから、坑壁の平面形状は猫の目のような形状を示すが、その形状が深度方向に一定した方向をもって連続していないものと認定できる。

#### (5) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は、基礎試錐「馬追」の深度2110～2310m間に、その典型例が見られる（図2-9）。図2-9に示したように、本深度区間はビット径（BS）が17.5インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径（C1，C2）のうち、C1の坑径はほぼビット径と同じ17.5インチを示し、C2の坑径は22～25インチ程度の値を示す。すなわち、C1の坑径はほぼビット径に等しく、一定した値を示し、C2の坑径はビット径より4.5～7.5インチほど大きい。基準パッド1の方位（P1AZ）は、検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度2310mから深度2110mに向って、この深度区間で北から時計回りに約150°の方向を示して一定している。C2の坑径が深度毎に変化するが、各深度点においてはC2の坑径がC1の坑径より大きく、しかも、C2の坑径はビット径より大きく、C1の坑径はビット径にほぼ等しい。このことから、坑壁の平面形状は楕円形を示し、この楕円の長軸あるいは短軸の方向は一定方位を示し、この形状が本深度区間で連続しているものと判断できる。すなわち、定方向拡大型の坑壁は、片方の坑径が他方より小さく、小さい方の坑径がビット径と同じ大きさをもつ。基準パッド1の方位は一定した方向を示し、深度方向に長く連続する。このことから、坑壁の平面形状は楕円形を示し、楕円形の長

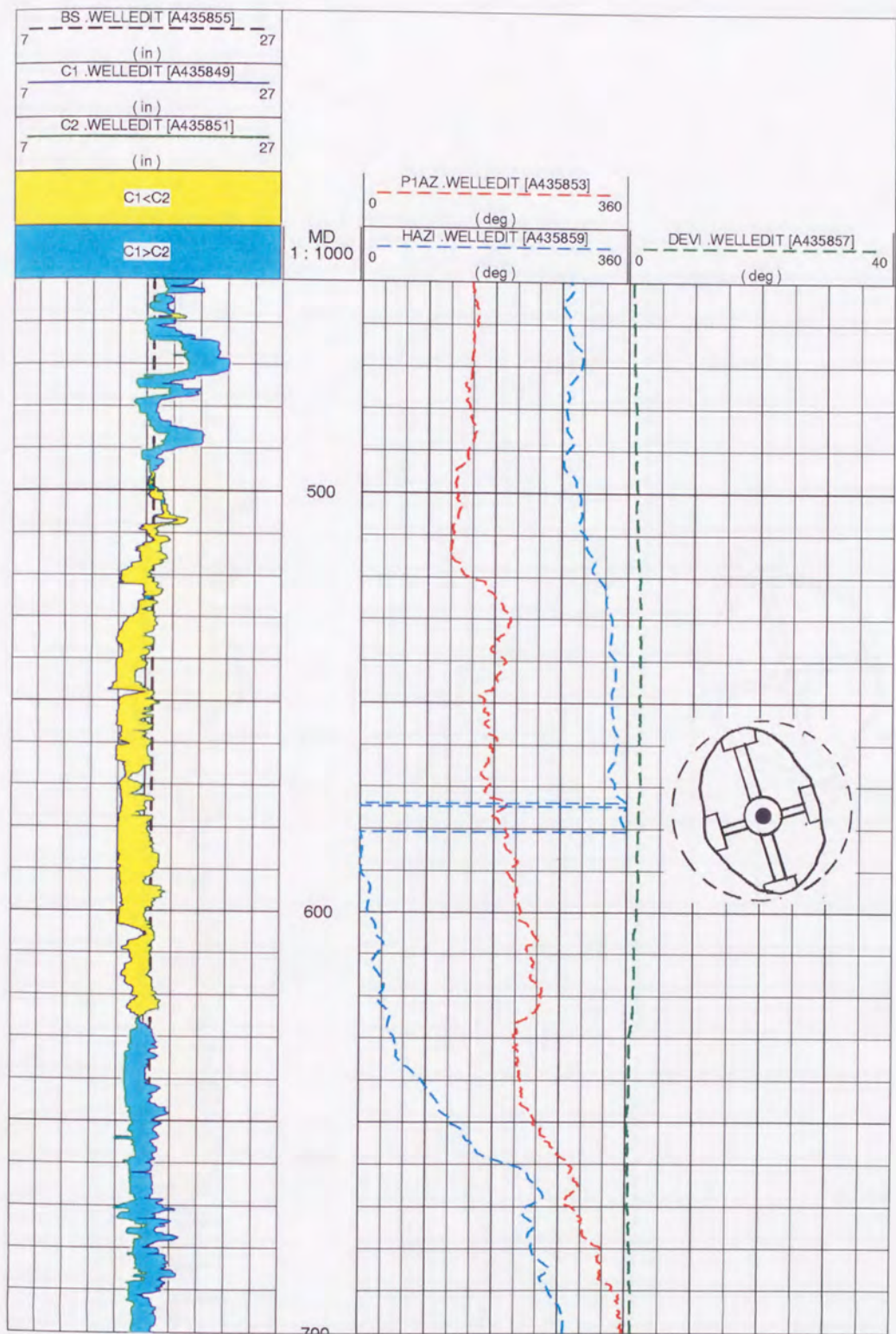


図2-8 : 猫の目型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録

基礎試錐「馬追」の深度530~610m間

単位：坑径 (BS, C1, C2) は inch, 深度 (MD) は m, 方位・傾斜 (P1AZ, HAZI, DEVI) は ° で示す。

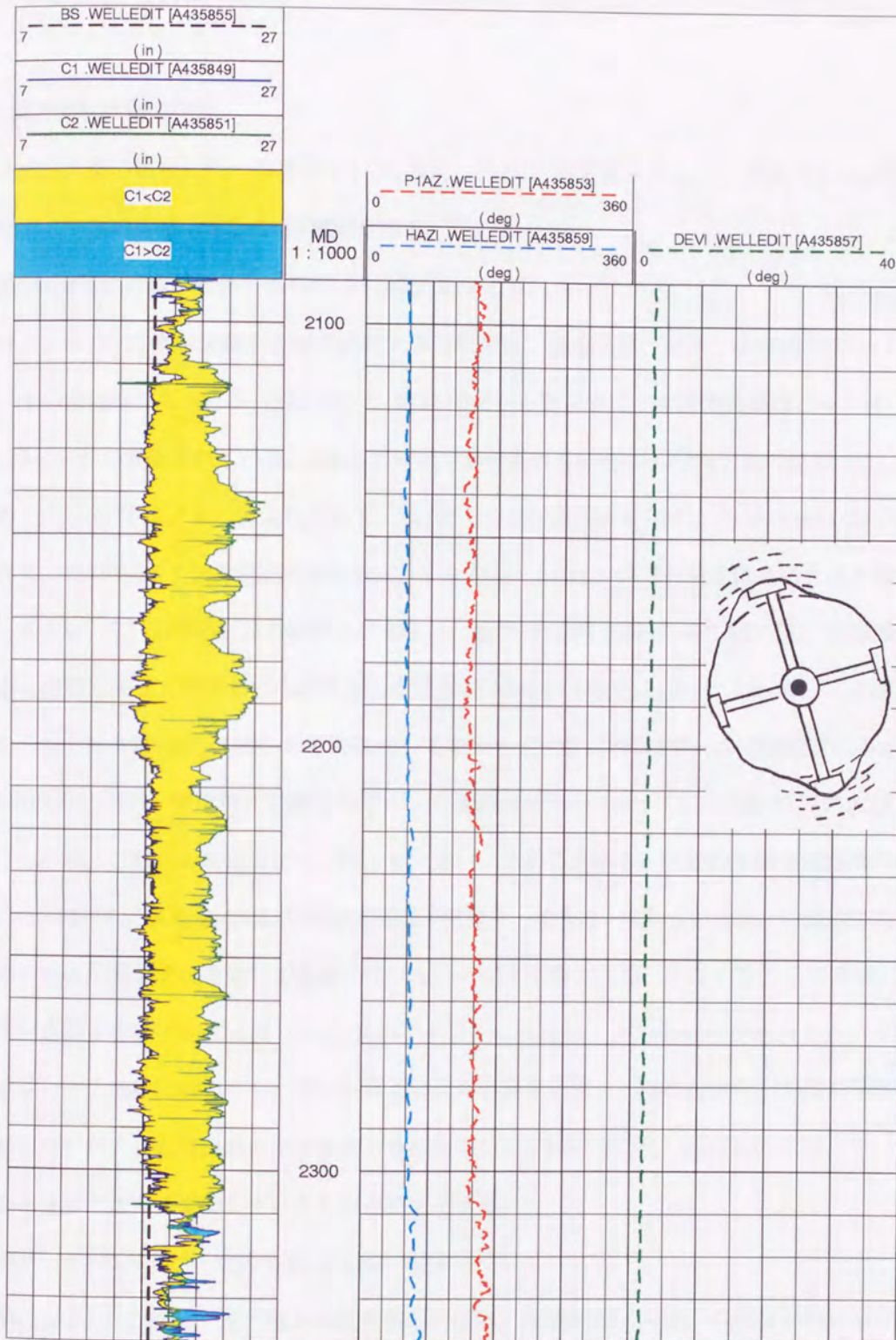


図2-9：定方向拡大型の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「馬追」の深度2110～2310m間  
 単位：坑径（BS，C1，C2）はinch，深度（MD）はm，方位・傾斜（P1AZ，HAZI，DEVI）は°で示す。

軸あるいは短軸の方向は一定方位を示して、深度方向にも長く連続するものと認定できる。

#### (6) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁には、基準パッド1の方位 (P1AZ) が変動するものと基準パッド1の方位が変動せず、一定の値を示すものの2種類がある。

##### ①基準パッド1の方位が変動するもの (P1AZ変動タイプ)

基準パッド1の方位が変動する両方向拡大型の坑壁は、基礎試錐「天北」の深度4210～4340m間に、その典型例が見られる(図2-10)。図2-10に示したように、本深度区間はビット径 (BS) が12.25インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径 (C1, C2)のうち、C2の坑径はビット径より大きく、約13～15インチの値を示す。C1の坑径はC2の坑径より大きく、約15～21インチ程度の値を示す。すなわち、C1およびC2の坑径は共にビット径より大きく、さらに、C1の坑径はC2の坑径より大きい。基準パッド1の方位 (P1AZ) は、検層機が地下深部から浅部に向かって巻き上げられる方向の深度4340mから深度4210mに向かって、この深度区間で北から時計回りに約0～150°の方向を示して変動している。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径が、深度毎に変動を示すが、各深度点においては、C1の坑径がC2の坑径より大きく、しかも、これらの坑径はビット径より大きい。このことから、坑壁の平面形状は楕円形を示すが、この楕円形の長軸あるいは短軸の方向は一定せず、深度毎に変動するため、本深度区間では、この楕円形状が同じ方位を示して連続していないものと判断できる。すなわち、この基準パッド1の方位が変動する両方向拡大型 (P1AZ変動タイプ) の坑壁は、片方の坑径が他方より小さいが、この小さい方の坑径においても、ビット径より大きい値を示す。このことから、坑壁の平面形状は楕円形を示すが、この楕円形の平面形状の長軸あるいは短軸の方向は、深度方向に対して一定した方向を示さず、たえず変動しているものと認定できる。

##### ②基準パッド1の方位が一定のもの (P1AZ一定タイプ)

基準パッド1の方位が一定の両方向拡大型の坑壁は、基礎試錐「天北」の深度3580～3750m間に、その典型例が見られる(図2-11)。図2-11に示したように、本深度区間はビット径 (BS) が12.25インチで掘進されている。2組のアームで測定されるx方向およびy方向の坑径 (C1, C2)のうち、C1の坑径はビット径より大きく、その坑径は約15インチで、ほぼ一定の値を示す。C2の坑径はC1の坑径より大きく、約18～21インチ程度の値を示す。すなわち、C1およびC2の坑径は

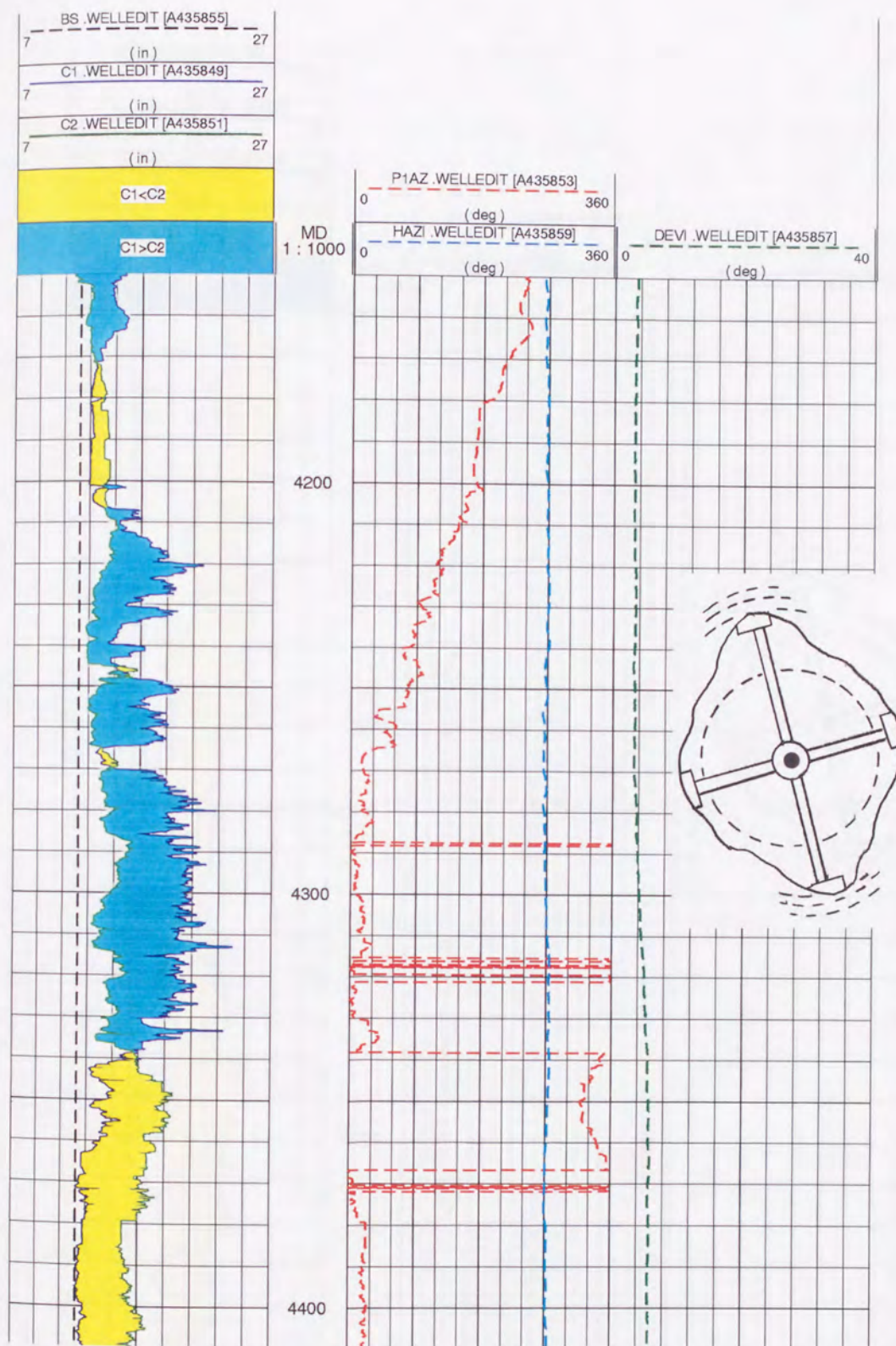


図2-10：両方向拡大型（P1AZ変動タイプ）の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「天北」の深度4210～4340m間  
 単位：坑径（BS, C1, C2）はinch, 深度（MD）はm, 方位・傾斜（P1AZ, HAZI, DEVI）は°で示す。



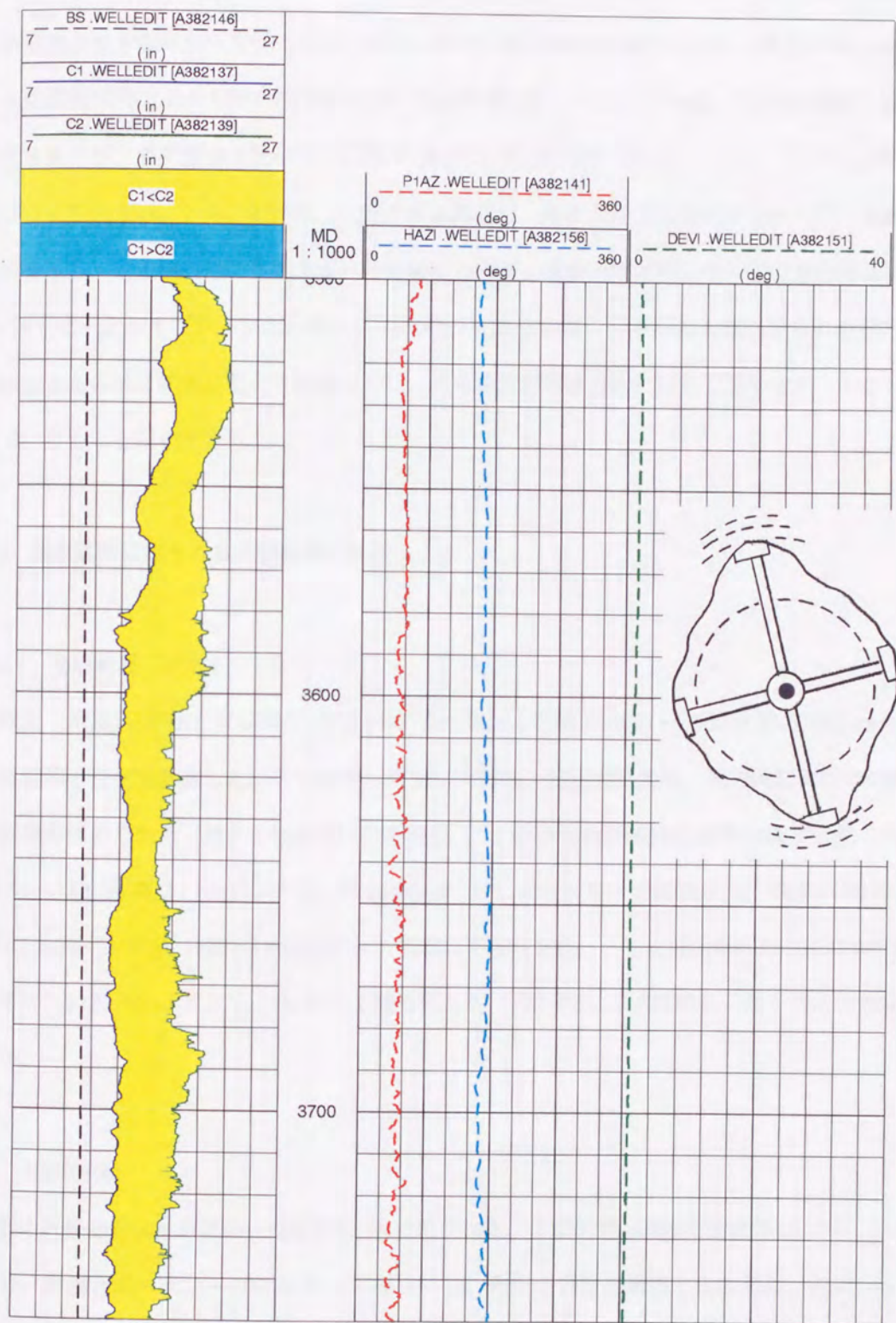


図2-11：両方向拡大型（PIAZ一定タイプ）の坑壁を示す4-arm Caliper検層の記録  
 基礎試錐「天北」の深度3580～3750m間  
 単位：坑径（BS, C1, C2）はinch, 深度（MD）はm, 方位・傾斜（P1AZ, HAZI, DEVI）は°で示す。

共にビット径より大きく、さらに、C2の坑径はC1の坑径より大きい。基準パッド1の方位 (P1AZ) は、検層機が地下深部から浅部に向って巻き上げられる方向の深度3750mから深度3580mに向って、この深度区間で北から時計回りに約50°の方向を示し、一定している。C2の坑径が、深度毎に変化を示すが、各深度点においてはC2の坑径がC1の坑径より大きく、しかも、これらの坑径はビット径より大きい。このことから、坑壁の平面形状は、その大きさは変化するものの、規則的な楕円形を示し、この楕円形の長軸あるいは短軸の方向が、深度方向に対して一定の方位を維持している (P1AZ一定タイプ)。すなわち、この坑壁の平面形状は、定方向拡大型に見られる楕円形の坑壁形状を全体的に拡大したような形を示し、この形状が深度方向に対して変動せず、一定して連続しているものと認定できる。

## 2.2.2 基礎試錐に見られる坑壁破壊の性状

### 2.2.2.1 基礎試錐「天北」

本試錐 (坑底5050m) では深度1330~4570m間および深度4650~5050m間の3640mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の4種類の坑壁破壊が認められた (表2-1および添付資料1)。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度1330~3100m間は17.5インチ径 (約44.5cm) のビットを用いて掘進され、深度3100~4570m間は12.25インチ径 (約31.1cm) のビットを用いて掘進され、さらに深度4650~5050m間は8.5インチ径 (約21.6cm) のビットを用いて掘進された。図2-12には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

#### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部~深部の3ヶ所で見られた。この坑壁は調査深度全長の2.5% (90m) に当り、深度方向へは20~50mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、泥岩、シルト岩、凝灰岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間の内、深度5030~5050m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は泥岩からなり、その孔隙率は1.4% (深度5021~5028m間で測定) で極めて硬質である。この泥岩の坑壁には破壊は見られず、円坑を維持している。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、

表2-1：基礎試錐「天北」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：1330～4570m間および4650～5050m間（坑底深度：5050m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
1550～1600				1330～1550		泥岩
				1600～2240		泥岩
2380～2400					2240～2380	泥岩、砂質シルト岩～砂岩、シルト岩、礫岩
				2400～2680		泥岩～シルト質泥岩、シルト岩～砂岩、砂質凝灰岩
				2760～2880	2680～2760（注1）	砂質凝灰岩、シルト質泥岩
	2940～3140				2880～2940	シルト質泥岩、凝灰岩
						シルト質泥岩、凝灰岩
					3140～3820（注2）	シルト質泥岩～泥岩、砂岩、凝灰岩～凝灰質泥岩、石炭
				3820～4010		砂質凝灰岩、シルト岩～砂岩、シルト質泥岩～泥岩、石炭
				4360～4480	4010～4360	砂岩、シルト岩～シルト質泥岩、凝灰岩
					4480～4570	シルト質泥岩、凝灰岩、砂岩
	4650～4680（注3）					砂岩、凝灰岩、泥岩
5030～5050				4680～5030		シルト質泥岩～泥岩、砂岩、凝灰岩
						泥岩
						シルト岩、泥岩、砂岩
						シルト岩

- （注1）断層および破砕帯の発達を示唆される。
- （注2）深度3340～3610m間には断層および破砕帯の発達が示唆される。
- （注3）断層および破砕帯の発達が示唆される。

地質時代	地層区分	物理検層実施深度	ケーシングセット深度	岩質	油・ガス徴	コア採取深度	CST採取深度	試油・試ガス深度
------	------	----------	------------	----	-------	--------	---------	----------

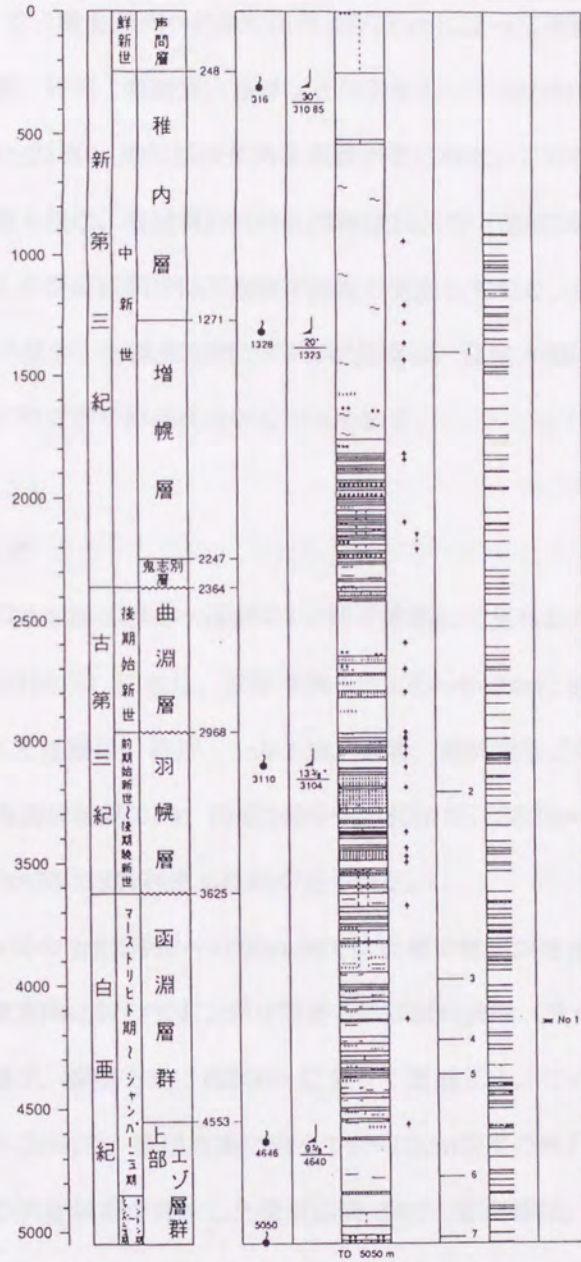


図2-12：基礎試錐「天北」の地層区分および岩相（石油公団，1995a）

この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

## (2) 大円型の坑壁

大円型の坑壁は本試錐の中部～深部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の6.3% (230m) に当たり、深度方向へは200mおよび30mに亘って連続する。大円型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、砂岩、凝灰岩、石炭などからなる。この大円型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2940～3140m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は泥岩および凝灰質砂岩からなり、石炭層を挟む。凝灰質砂岩の孔隙率は26.6% (深度3050～3080m間で測定) と極めて高い値を示す。この深度区間では石炭層で逸泥が発生しており、坑壁を大きく崩壊させている。大円型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間でやや斜線状のトレースを描く。

## (3) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の7ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の52.7% (1920m) に当り、深度方向へは120～640mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2400～2680m間、3820～4010m間、4360～4480m間および4680～5030m間には特色ある性状が見られた。

①深度2400～2680m間の上位2400～2600m間では泥層で逸泥が発生している。この泥層における逸泥区間では、深度方向に対してボンボリ型あるいは縦に波形 (サイン曲線状) の凹凸をもつ特色ある形状の坑壁破壊が、深度方向に約200mに亘って連続する。この波形の坑壁破壊の深度方向に対する波長は約20～25mで、坑壁を奥に向って5～12cm程度の奥行きをもって崩落させている。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続するが、このPIAZ曲線のカーブもボンボリ型あるいは縦に波形に変動したトレースを描く。

②深度3820～4010m間は凝灰岩、凝灰質砂岩、泥岩からなり、その孔隙率は約7～8% (深度3970～3976m間で測定) である。この深度区間には楕円形の長軸が約70cm、短軸が約33cmにも及ぶ大規模な坑壁破壊が見られ、深度方向に約150mに亘って連続する。また、深度3930～4010

m間には逆断層の存在が推定されている。この深度区間における坑壁破壊は著しく大きく、キャリパー検層での坑径測定範囲（約71cm）を超えた崩壊が見られる。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

③深度4360～4480m間は砂岩および凝灰岩からなり、その孔隙率は約5.5%（深度3970～3976m間で測定）である。この深度区間における楕円形の坑壁破壊の長軸は約57.7cm、短軸は約31.1cm、長軸と短軸の比は1.85である。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

④深度4680～5030m間はシルト岩および泥岩からなり、その孔隙率は約2%（深度5021～5026m間で測定）である。この深度区間では平面形状が楕円形の大規模な坑壁破壊が発生しており、この楕円形の長軸は約35～53cm、短軸は約22cm、長軸と短軸の比は1.65～2.45である。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間の内、深度4680～4930m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示し、この深度区間で直線状のトレースを描く。また、深度4930～5030m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず、たえず変動し、細かい波形のトレースを描く。

#### (4) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の中部～深部の6ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の38.5%（1400m）に当り、深度方向へは60～350mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩、砂岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2240～2380m間、2680～2760m間、3140～3820m間および4010～4360m間には特色ある性状が見られた。

①深度2240～2380m間は泥岩およびシルト岩からなる。この深度区間では逸泥が発生しており、ボンボリ状の特色ある坑壁破壊が深度方向に約150mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して全体的にはほぼ一定した方位を示して連続するが、波形に変動したトレースを描く。

②深度2680～2760m間は泥岩および凝灰岩からなる。この深度区間では坑径が約65～95cmまで拡大しており、この坑壁破壊が深度方向に約70mに亘って連続する。この深度区間には断層の

存在が推定されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示し、この深度区間で細かい波形のトレースを描く。

③深度3140～3820m間の上位3140～3340m間は凝灰岩からなり、その孔隙率は約18%（深度3202～3210m間で測定）である。この深度区間の坑壁破壊は楕円形を全体に拡大したような形状を示す。この楕円形の長軸は約58～67cm、短軸は約41cm、長軸と短軸の比は1.85～2.16である。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示し、この深度区間で直線状のトレースを描く。深度3340～3650m間は凝灰岩およびシルト岩からなり、上位に石炭層を挟む。この深度区間では楕円形に類似した大規模な坑壁破壊が見られる。楕円形の長軸は約87cm、短軸は約56cmであり、深度方向に約300mに亘って連続する。石炭層ではさらに大きな坑壁の崩落が見られる。この深度区間には断層の存在が確認されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描くが、断層の存在が推定される区間ではP1AZ曲線は大きく変動する。深度3650～3820m間はシルト岩および砂岩からなる。この深度区間にも、楕円形を拡大したような大規模で長く連続する坑壁破壊が見られる。楕円形の長軸は約70cm、短軸は約33cmであり、深度方向に約170mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

④深度4010～4360m間は泥岩、凝灰岩、砂岩からなり、その孔隙率は約8～9%（深度4210～4218m間で測定）である。この深度区間には楕円形に類似した坑壁破壊が断続的に見られる。楕円形の長軸は約41～72cm、短軸は約33cmであり、深度方向に約350mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、ある区間では深度方向に対して一定した方位を示して連続し、直線状のトレースを描くが、この深度区間全体でのP1AZ曲線は深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、やや斜線状のトレースを描く。

このように本試錐には円型の坑壁のほか、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円型の坑壁は硬質な泥岩に見られた。大円型の坑壁破壊は孔隙率が極めて大きい凝灰質砂岩で見られ、さらに石炭層では大きく坑壁を崩壊させている。定方向拡大型の坑壁破壊は本試錐で頻繁に見られた。この坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩からなり、そ

の孔隙率は2~30%を示し、その値は変化に富む。楕円形の坑壁破壊の大きさは、長軸の長さが35~57cm、長軸と短軸の比が1.28~2.45程度である。深度方向には120~640mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊も本試錐では頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩、シルト岩からなり、その孔隙率は9~18%である。両方向拡大型の坑壁破壊は定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したようなものが多い。この両方向拡大型の楕円形に類似する坑壁破壊の大きさは、長軸が58~70cm、長軸と短軸の比が1.85~2.26程度である。深度方向には60~680mに亘って連続する。また、断層や逸泥によって坑壁が大きく崩壊している深度区間や石炭層での大きな坑壁破壊が見られた。

#### 2.2.2.2 基礎試錐「留萌」

本試錐（坑底5023m）では深度1490~3320m間の1830mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の4種類の坑壁破壊が認められた（表2-2および添付資料2）。この坑壁破壊の性状調査深度1490~3320m間は12.25インチ径（約31.1cm）のビットを用いて掘進された。図2-13には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

##### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部~中部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁は調査深度全長の17.5%（320m）に当たり、深度方向へは20mおよび300mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、泥岩、シルト岩、砂岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間の内、深度3020~3320m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は泥岩および砂岩からなり、厚い石炭層を挟む。砂岩の孔隙率は3.0%（深度3124mで測定）と著しく低く、硬質である。石炭層の孔隙率は20.1%（深度3055~3229m間で測定）で大きい値を示す。掘進中に深度3150~3300m間で異常高圧層が認められた。円型の坑壁を維持する深度3020~3320m間には硬質の砂岩が卓越するが、20~100mの層厚をもつ石炭層では坑壁が大きく崩壊している。この石炭層では坑壁から奥に向けて3~7cm程度の奥行きをもつ坑壁の崩壊が見られる。この円型の坑壁を維持する深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。



表2-2：基礎試錐「留萌」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：1490～3320m間（坑底深度：5023m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
	1490～1510（注1）					シルト質泥岩～泥岩、砂岩
1530～1550					1510～1530	シルト質泥岩～泥岩
						泥岩～シルト質泥岩
					1550～1780	泥岩～シルト質泥岩、砂岩
				1780～1980		泥岩、砂岩～礫岩
					1980～2050	泥岩～含礫泥岩、砂岩
				2050～2350		泥岩、シルト岩～砂岩
					2350～2480（注2）	シルト岩～砂岩、泥岩
3020～3320（注2）				2480～3020		砂岩～凝灰質砂岩、シルト岩、泥岩、石炭、凝灰岩
						泥岩、砂岩～シルト岩、石炭

（注1）断層および破碎帯の発達を示唆される。

（注2）石炭層の部分で局所的な崩壊が発生している。

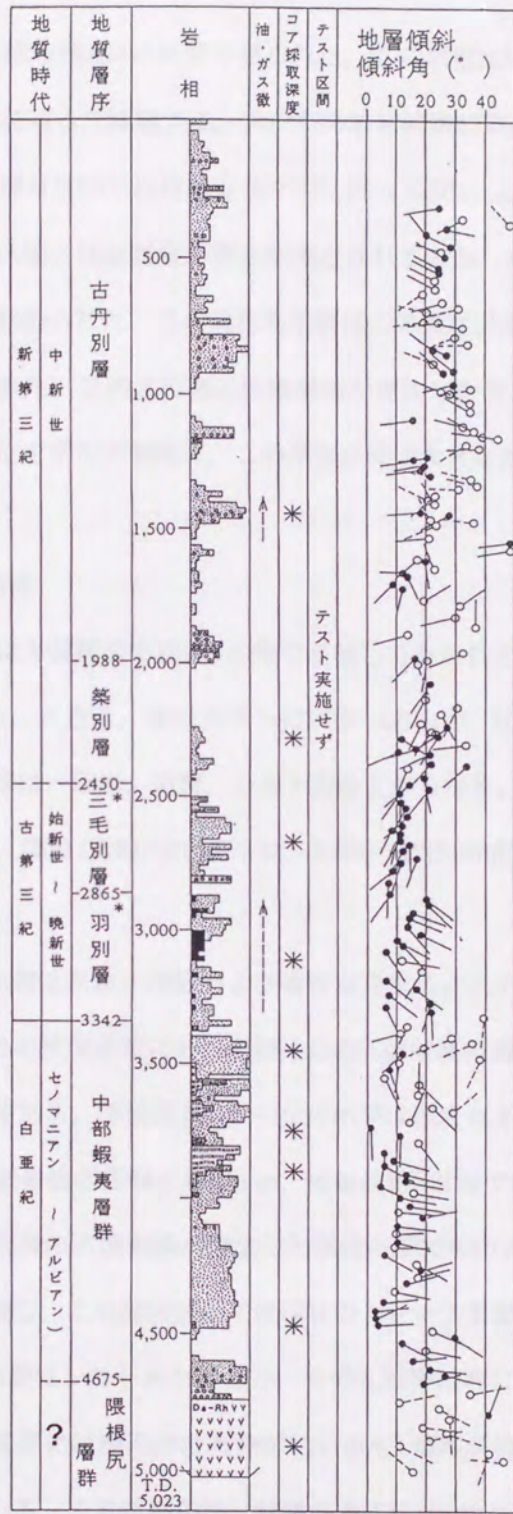


図2-13：基礎試錐「留萌」の地層区分および岩相（石油技術協会，1993）

## (2) 大円型の坑壁

大円型の坑壁は本試錐の浅部の1ヶ所で見られた。この坑壁破壊は調査深度全長の1.1%に当たり、深度方向へは20mに亘って連続する。大円型の坑壁破壊が見られる深度1490~1510m間はシルト岩からなる。この深度区間では坑壁全体が奥に向って36cm以上の奥行きをもって大規模に崩落している。この深度区間には逆断層の存在が推定されている。また、深度1400~1590m間には掘進中に異常高圧層が認められた。この異常高圧層はこの深度区間を横切る逆断層に起因して発生していることが示唆された。この大円型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で大きな波形のトレースを描く。

## (3) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の中部の3ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の56.8% (1040m) に当たり、深度方向へは200~540mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、砂岩、泥岩、シルト岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1780~1980m間、2050~2350m間および2480~3020m間には特色ある性状が見られた。

①深度1780~1980m間は泥岩、砂岩および礫岩からなる。この深度区間の上位1790~1890m間は泥岩が卓越する。この深度区間における楕円形の坑壁破壊の長軸は約44cm、短軸は約32cm、長軸と短軸の比は1.42である。下位の1890~1980m間は礫岩および砂岩が卓越する。この深度区間における楕円形の坑壁破壊の長軸は約66cm、短軸は約32cmであり、長軸と短軸の比は2.13にも及ぶ。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

②深度2050~2350m間はシルト岩からなり、その孔隙率は約13% (深度2280~2283m間で測定) である。この深度区間には楕円形の長軸が約47cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.51程度の坑壁破壊が見られる。この坑壁破壊は深度方向に約300mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間の内、深度2050~2190m間および深度2250~2320m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。深度2190~2250m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず、たえず変動し、この深度区間で波形のトレースを描く。

③深度2480～3020m間の上位2480～2870m間は凝灰岩、泥岩、砂岩、シルト岩からなり、その孔隙率は約13.5%（深度2678～2681m間で測定）である。この深度区間には楕円形の長軸が約42～47cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.3～1.5程度の坑壁破壊が見られる。坑壁は凝灰岩層で大きく破壊されており、この破壊は深度方向に約390mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度2480～2870m間の内、深度2480～2630m間、深度2630～2700m間および深度2700～2870m間でのP1AZ曲線は、各々の深度区間で異なった方位を示しているが、各深度区間毎のP1AZ曲線は深度方向に対して一定した方位をもって連続する。下位の深度2870～3020m間は砂岩、泥岩および石炭からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約41cm、短軸が約31cm、長軸と短軸の比が1.32程度の坑壁破壊が見られる。坑壁は石炭層で大きく破壊している。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で斜線状のトレースを描く。

#### (4) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～中部の4ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の24.6%（450m）に当り、深度方向へは20～230mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、砂岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1550～1780m間は泥岩からなる。この深度区間には、楕円形を拡大したような定方向拡大型に類似する坑壁破壊が見られる。楕円形の坑壁破壊の長軸は約61cm、短軸は約33cm、長軸と短軸の比は1.85に及ぶ。深度1600m付近の坑壁が大きく破壊された区間では、逆断層の存在が推定されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

このように本試錐には円型の坑壁のほか、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円型の坑壁は硬質の砂岩に見られたが、石炭層を挟在する区間では坑壁が大きく破壊されている。大円型の坑壁破壊は逆断層および異常高圧層が推定される深度区間に見られた。定方向拡大型の坑壁破壊は本試錐で頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩からなり、その孔隙率は13%程度である。楕円形の坑壁破壊の大きさは長軸の長さが41～57cm、長軸と短軸の比が1.33～1.83程度であり、深度方向には50～200mに亘って連続する。

両方向拡大型の坑壁破壊も本試錐では頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、泥岩および砂岩からなり、その孔隙率は20%程度である。両方向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような形状を示すものが多い。この坑壁破壊の深度区間には逆断層の存在が推定されている。

### 2.2.2.3 基礎試錐「石狩湾」

本試錐（坑底3800m）では深度390～3800m間の3410mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の4種類の坑壁破壊が認められた（表2-3および添付資料3）。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度390～2780m間は12.25インチ径（約31.1cm）のピットを用いて掘進され、深度2780～3800m間は8.5インチ径（約21.6cm）のピットを用いて掘進された。図2-14には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

#### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部と深部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁は調査深度全長の9.7%（330m）に当たり、深度方向へは230mおよび100mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、砂岩、泥岩、凝灰岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間のうち、深度990～1220m間および深度3700～3800m間には特色ある性状が見られた。

①深度990～1220m間は砂岩、泥岩、凝灰岩からなり、その孔隙率は約32%（深度1114～1119m間で測定）と極めて高い値を示す。この深度区間は本試錐の比較的浅部に位置するにも関わらず、円形の坑壁を約230mにも亘って維持している特色をもつ。また、この深度区間では時おり5～10m程度の連続性をもって、坑壁を奥に向って20cmほどの奥行きをもって崩落させているスパイク状の坑壁破壊が見られる。このスパイク状の坑壁破壊は、この深度区間に発達する軽石層に対応している。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で比較的大きな波形のトレースを描く。

②深度3700～3800m間は凝灰岩および火山礫凝灰岩からなり、その孔隙率は1.0%（深度3762～3767m間で測定）で極めて低い値を示す。この凝灰岩は圧密が著しく進行し、硬質な性状をもつ。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

表2-3：基礎試錐「石狩湾」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：390～3800m間（坑底深度：3800m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
	390～990（注1）					砂岩、泥岩
990～1220（注2）				1220～1410		砂岩、泥岩、軽石 泥岩
					1410～1750	凝灰岩、火山岩、泥岩
				1750～2360		凝灰岩
					2360～2520	凝灰岩、砂岩、泥岩
				2520～3700（注3）		火山岩、凝灰岩、礫岩、凝灰質泥岩、シルト岩～砂岩
3700～3800						火山岩、凝灰岩

（注1）全深度に亘り、未固結堆積物が連続する。

（注2）時おり、大円型の破壊形状を示す。

（注3）時おり、両方向拡大型の破壊形状を示す。

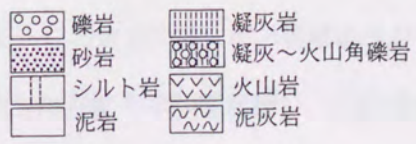
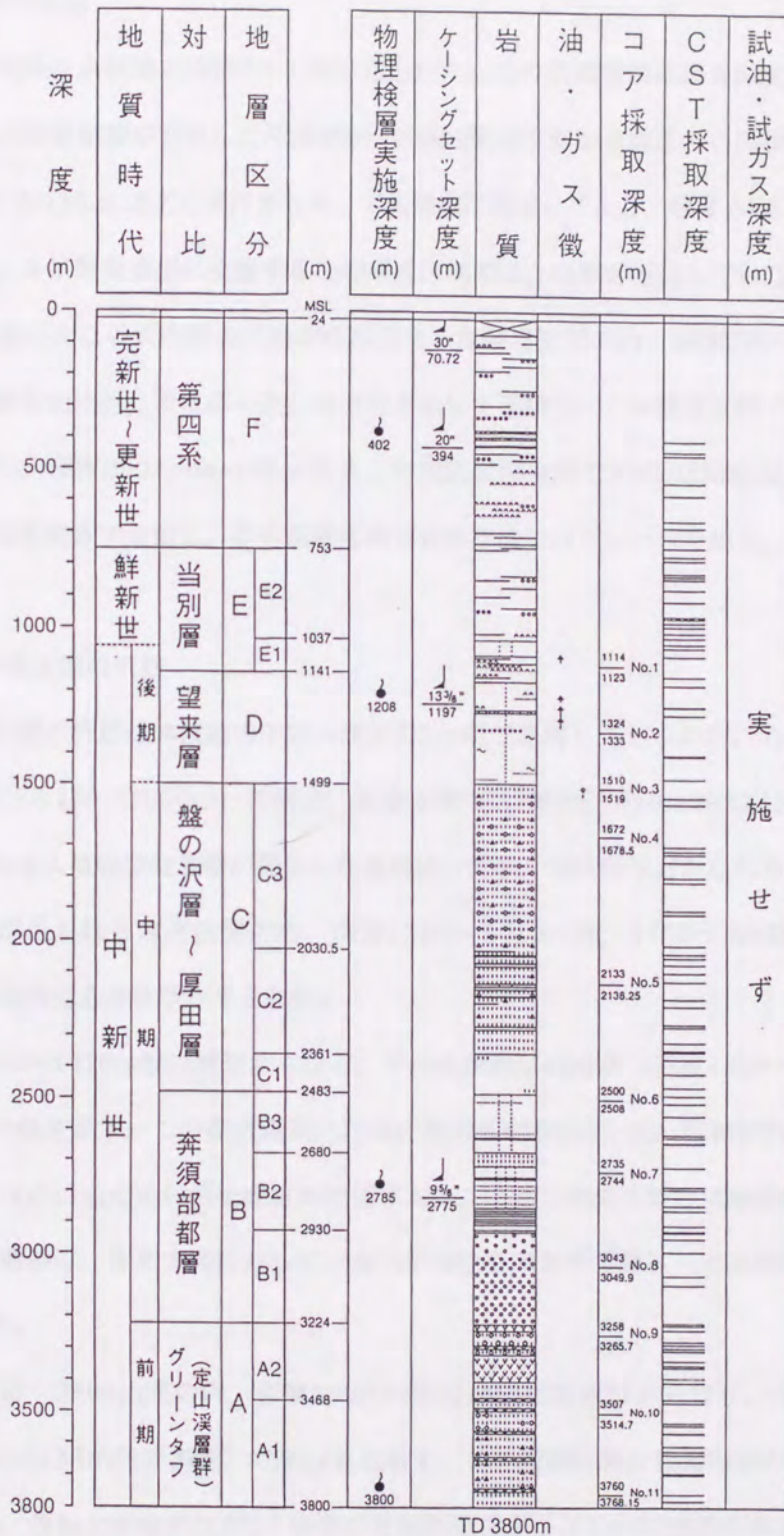


図2-14: 基礎試錐「石狩湾」の地層区分および岩相 (石油公団, 1995b)

## (2) 大円型の坑壁

大円型の坑壁は本試錐の浅部の1ヶ所で見られた。この坑壁破壊は調査深度全長の17.6%に当たる。大円型の坑壁破壊が発生した深度390~990m間は砂岩からなる。この深度区間では坑壁全体が奥に向って6~35cmほどの奥行きをもって大規模に崩落しており、深度方向には約600mにも亘って連続する。本試錐の浅部に位置するこの深度区間では、圧密が進行していないため、岩石の固結度が極めて弱い。この大円型の坑壁破壊が発生した深度区間の内、深度700~860m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。しかし、深度390~990m間に亘るこの深度区間全体でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で大きな波形のトレースを描く。

## (3) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の中部~深部の3ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の58.1% (1980m) に当り、深度方向へは190m、610mおよび1180mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1220~1410m間、1750~2360m間および2520~3700m間には特色ある性状が見られた。

①深度1220~1410m間は泥岩からなり、その孔隙率は約30% (深度1324~1328m間で測定) で極めて高い値を示す。この深度区間には楕円形の長軸が約38cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.2程度の円坑に近い坑壁破壊が発達する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で斜線状のトレースを描く。

②深度1750~2360m間の内、深度1990~2330m間は凝灰岩からなり、その孔隙率は22.2% (深度2134~2138m間で測定) で高い値を示す。この深度区間には楕円形の長軸が約45cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.4程度の比較的規模が小さい坑壁破壊が発達する。この坑壁破壊は深度方向に約340mにも亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。

③深度2520~3700m間の内、深度2930~3260m間は礫岩からなり、その孔隙率は4~6% (深



度3043～3048m間および深度3260～3264m間で測定)で低い値を示す。この深度区間には楕円形の長軸が約33cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が1.5程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約330mにも亘って連続する。この深度区間の坑壁破壊も比較的規模が小さい。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。深度3320～3470m間は火山岩および凝灰岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約66cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が3.0程度の大規模な坑壁破壊が見られ、深度方向に約150mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。

#### (4) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の中部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の14.7% (500m) に当り、深度方向へは340mおよび160mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩、砂岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の1410～1750m間および2360～2520m間には特色ある性状が見られた。

①深度1410～1750m間の内、深度1500～1700m間は凝灰岩および火山岩からなり、その孔隙率は約26% (深度1510～1676m間で測定)で極めて高い値を示す。この深度区間には比較的大きな坑壁破壊が発達しており、坑壁から奥に向かって5～20cmほどの奥行きをもつ崩壊が、深度方向に約200mにも亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で緩やかな波形のトレースを描く。

②深度2360～2520m間の内、深度2380～2480m間は凝灰岩および砂岩からなり、その孔隙率は約6% (深度2500～2503m間で測定)である。この深度区間には楕円形を拡大したような坑壁破壊が見られ、この楕円の長軸は約56cm、短軸は約36cm、長軸と短軸の比は1.6程度であり、この破壊が深度方向に約100mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

このように本試錐には円型の坑壁のほか、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円型の坑壁は本試錐の浅部の砂層と深部の凝灰岩層に見られた。浅部の砂岩は圧密がほとんど進行していないにも関わらず、円坑を維持する特色をもつ。また、深部の凝灰岩は圧密が著しく進行した硬質の性状をもつ。大円型の坑壁破壊は、本試錐の浅部の圧密が進行していない砂層で見られた。この大円型の坑壁破壊は、深度方向に約600mにも亘って連続する極めて規模の大きなものである。定方向拡大型の坑壁破壊は、孔隙率が比較的大きい泥層および凝灰岩層、また、孔隙率が比較的小さい礫岩層などで発達している。本試錐では孔隙率が大きい軟弱な地層でも、坑壁破壊の規模が比較的小さい特色をもつ。両方向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したようなものが多い。また、極めて高い孔隙率をもつ凝灰岩および火山岩からなる地層では、坑壁周り全体が大きく崩壊し、深度方向へも長く連続する破壊が見られた。

#### 2.2.2.4 基礎試錐「馬追」

本試錐（坑底5510m）では深度310～5510m間の5200mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、大円型、洋梨型、猫の目型、定方向拡大型、両方向拡大型の6種類の坑壁破壊が認められた（表2-4および添付資料4）。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度310～3580m間は17.5インチ径（約44.5cm）のビットを用いて掘進され、深度3580～4940m間は12.25インチ径（約31.1cm）のビットを用いて掘進され、さらに深度4940～5510m間は8.5インチ径（約21.6cm）のビットを用いて掘進された。図2-15には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

##### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の深部の1ヶ所で見られた。この坑壁は調査深度全長の10.2%に当たり、深度方向へは530mに亘って連続する。この円型の坑壁を維持する深度4910～5440m間は、基盤岩をなす斑れい岩からなり、その孔隙率は約1.1～1.3%（深度5022～5023m間および深度5175～5180m間で測定）で極めて硬質な性状を示す。本深度区間では時おり小規模の定方向拡大型の坑壁破壊が見られるが、ほぼ円坑が維持されている。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

表2-4：基礎試錐「馬追」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：310～5510m間（坑底深度：5510m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。  
 坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
				310～360		砂質シルト岩，礫
			400～450		360～400	砂質シルト岩，礫
			500～640		450～500	礫
	640～990					礫，凝灰岩
	1110～1270		990～1110			凝灰岩，シルト岩～泥質シルト岩
						凝灰岩，シルト質泥岩
						凝灰岩，シルト質泥岩
				1270～1320		凝灰岩，シルト質泥岩
				1320～1460		凝灰質砂岩
	1460～1540					凝灰質砂岩
				1540～1680		凝灰質砂岩
					1680～1820	凝灰質砂岩，凝灰質シルト岩，石炭
	1820～1880					火山角礫岩，凝灰岩，凝灰質シルト岩
				1880～2010（注1）		凝灰質シルト岩，シルト質泥岩
					2010～2110	シルト質泥岩
				2110～2310		泥岩，シルト質泥岩
					2310～2600（注2）	シルト質泥岩，泥岩，凝灰岩
				2600～2770		凝灰質砂岩，泥岩，凝灰岩
	2770～2830					凝灰質砂岩，シルト質泥岩
				2830～2960		凝灰質砂岩，凝灰質シルト岩，シルト質泥岩
					2960～3040	シルト質泥岩
				3040～3130		シルト質泥岩，泥岩

表2-4 (2)

					3130~3330	泥岩
	3330~3490					凝灰質シルト質泥岩, シルト質泥岩
					3490~3600	シルト岩, 泥岩
			3600~3680			シルト質泥岩, 凝灰岩
	3780~3900				3680~3780	シルト質泥岩, 凝灰岩~凝灰質シルト岩
						シルト質泥岩, 泥岩
			3900~4260 (注3)			シルト質泥岩
					4260~4610 (注4)	シルト質泥岩~泥岩, 礫岩, 砂岩, 炭質泥岩
				4610~4700		礫岩
					4700~4780	礫岩, 塩基性火山変成岩
	4780~4910					塩基性火山変成岩
4910~5440 (注5)						斑れい岩~閃緑岩, 塩基性火山変成岩
				5440~5510		斑れい岩~閃緑岩

(注1) 一部, 両方向拡大型の破壊形状を示す。

(注2) スパイク状に断続する。

(注3) 一部, 円型 (無破壊) の形状を含む。

(注4) 大円型の破壊形状を含む。深度4340~4610m間には大規模な断層および破碎帯の発達が発達を示唆される。

(注5) 時おり, スパイク状の両方向拡大型の破壊形状を示す。

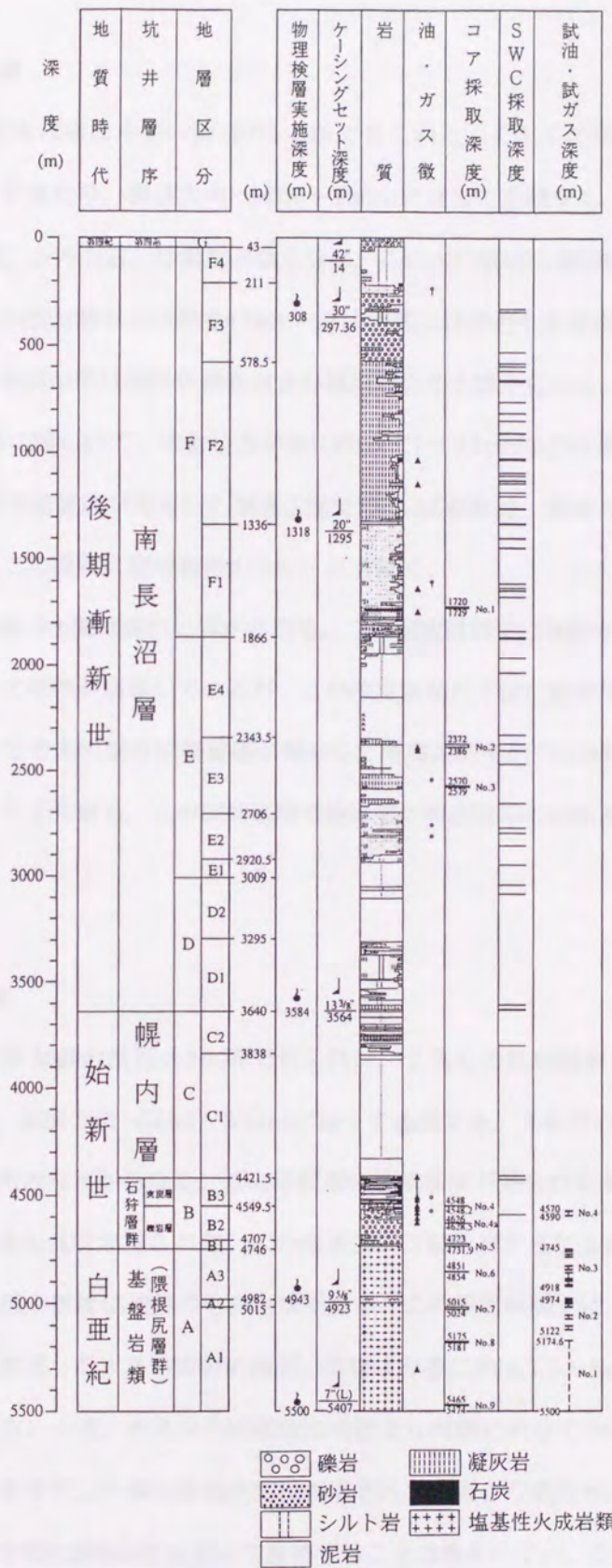


図2-15：基礎試錐「馬追」の地層区分および岩相（石油公団，1998）

## (2) 大円型の坑壁

大円型の坑壁は本試錐の中部～深部の5ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の10.2% (530m) に当たり、深度方向へは60～160mに亘って連続する。大円型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩などからなる。この大円型の坑壁破壊が見られる深度区間のうち、深度1820～1880m間および深度4780～4910m間には特色ある性状が見られた。

①深度1820～1880m間は凝灰角礫岩および凝灰質シルト岩からなる。この深度区間では凝灰角礫岩からなる地層に限られて、坑壁全体が奥に向って7～12cmほどの奥行きをもって崩落している。この大円型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で波形のトレースを描く。

②深度4780～4910m間は斑れい岩からなる。この深度区間では坑壁から奥に向って5～10cmほどの奥行きをもって坑壁が崩壊しているが、この深度区間の下位に位置する斑れい岩中には坑壁破壊が見られない。この大円型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

## (3) 洋梨型の坑壁

洋梨型の坑壁は本試錐の浅部の3ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の11.3% (590m) に当たり、深度方向へは80～350mに亘って連続する。洋梨型の坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩、凝灰岩などからなる。この洋梨型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度640～990m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は凝灰岩からなるが、4-arm Caliper検層で記録された坑壁破壊の形状は通常のものとは異なる。この深度区間では、4-arm Caliper検層機の直交するアームが測定した大きい方の坑径が、坑壁より奥に向って5～8cm程度の奥行きをもって坑壁を破壊している。一方、小さい方の坑径は坑壁より内側に向って5～10cm程度、坑壁を狭めているような形状を示す。一般に石油井では掘進された坑径より坑壁が5～10cmにも亘って狭くなり、それが深度方向に350mにも亘って連続することは考えにくい。このような坑壁破壊は、掘削障害によって発生した可能性が高い。この洋梨型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度700～920m間では深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線

状のトレースを描く。また、深度640～700m間および深度920～990m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で斜線状のトレースを描く。

#### (4) 猫の目型の坑壁

猫の目型の坑壁は本試錐の浅部の3ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の6.0% (310m) に当り、深度方向へは50～140mに亘って連続する。猫の目型の坑壁破壊が発生した地層は、礫岩および凝灰岩などからなる。この猫の目型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度500～640m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は礫岩および凝灰岩からなるが、記録された坑壁破壊の形状は洋梨型の坑壁破壊と同様に、一般に見られる石油井の坑壁破壊とは異なる。この深度区間では、4-arm Caliper検層機の直交するアームが測定した大きい方の坑径は、ビット径にほぼ等しく、小さい方の坑径は坑壁から内側に向って約7cm程度、坑壁を狭めているような形状を示す。一般に石油井では掘進された坑径より坑壁が7cmにも亘って狭くなり、深度方向に140mにも亘ってその形状が連続することは考えにくい。この深度区間におけるキャリパー検層による坑径変化測定は、検層機の測定ミスの可能性が高い。この猫の目型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間でやや斜線状のトレースを描く。

#### (5) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の12ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の31.7% (1650m) に当り、深度方向へは50～360mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、砂岩、シルト岩、凝灰岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2110～2310m間、2600～2770m間、3900～4260m間および4610～4700m間には特色ある性状が見られた。

①深度2110～2310m間は泥岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約73cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.62程度の坑壁破壊が見られる。この深度区間で見られる楕円形の坑壁破壊は極めて明瞭で、深度方向に約200mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

②深度2600～2770m間の内、深度2660～2730m間は泥岩および凝灰岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約65cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.4程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約70mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

③深度3900～4260m間の内、深度4110～4260m間はシルト質泥岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約55cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.7程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約150mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。

④深度4610～4700m間は礫岩からなり、その孔隙率は約4.2%（深度4626～4628m間で測定）である。この深度区間には楕円形の長軸が約63cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が2.0程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約90mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

#### (6) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の12ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の30.6%（1590m）に当り、深度方向へは40～350mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、凝灰岩および砂岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1680～1820m間、2310～2600m間、3130～3330m間、4260～4610m間および4700～4780m間には特色ある性状が見られた。

①深度1680～1820m間は凝灰質砂岩からなり、その孔隙率は約21%（深度1721～1729mで測定）と高い値を示す。この深度区間には楕円形を拡大したような坑壁破壊が見られ、楕円形の長軸が約79cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.8程度であり、深度方向に約140mに亘って連続する。この深度区間では掘進中に異常高圧層の発達を確認された。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間でやや斜線状のトレースを描く。

②深度2310～2600m間は泥岩および凝灰岩からなり、その孔隙率は約13～17%（深度2377～



2386m間および深度2571~2579m間で測定)である。この深度区間では、坑壁周り全体が一様に奥に向って5~10cmほどの奥行きをもって崩壊する断続的なスパイク状の坑壁破壊が見られる。

この深度区間においても掘進中に異常高圧層の発達を確認された。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続するが、やや波形のトレースを描く。

③深度3130~3330m間は泥岩からなる。この深度区間には楕円形を拡大したような坑壁破壊が見られ、楕円形の長軸が約73cm、短軸が約36cm、長軸と短軸の比が2.0程度であり、深度方向に約200mに亘って連続する。この深度区間においても掘進中に異常高圧層の発達を確認された。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

④深度4260~4610m間は泥岩、礫岩、砂岩、石炭などからなる。この深度区間の坑壁破壊の形状は大円型に類似しており、坑壁周り全体が大きく崩壊している。崩壊は坑壁から奥に向って10~50cm以上の奥行きをもち、深度方向に150m以上にも亘って連続する。この深度区間には断層の発達が推定されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で緩やかな波形のトレースを描く。

⑤深度4700~4780m間は礫岩および斑れい岩からなり、その孔隙率は2.7% (深度4724~4730m間で測定)で極めて低い値を示す。この深度区間には楕円形の長軸が約80cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.8程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約80mに亘って連続する。この深度区間にも異常高圧層の発達を確認されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で波形のトレースを描く。

このように本試錐には円形の坑壁のほか、大円型、洋梨型、猫の目型、定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円形の坑壁は極めて硬質な基盤岩をなす斑れい岩で見られた。大円形の坑壁破壊は凝灰角礫岩および基盤をなす斑れい岩に見られた。洋梨型および猫の目型の坑壁破壊は、本試錐の比較的浅部に限られて連続して見られた。これらの坑壁は、いずれも掘進された坑径よりも狭い坑径をもつような形状を示した。定方向拡大型の坑壁破壊は本試錐で頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、砂岩、シルト岩、凝灰岩からなる。楕円形の坑

壁破壊の大きさは、長軸が約55～75cm、長軸と短軸の比が1.42～2.0程度であり、深度方向には100～200mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊も本試錐では頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩および礫岩からなり、その孔隙率は12～20%程度であるが、孔隙率が3%程度の斑れい岩にも見られた。両方向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような楕円形の平面形状をもつものが多い。この楕円形に類似する坑壁破壊の大きさは、長軸が約73～79cm、長軸と短軸の比が1.63～1.78であり、深度方向には約140～200mに亘って連続する。また、本試錐では調査深度のほぼ全域に亘って異常高圧層が発達しており、この異常高圧層内で両方向拡大型の坑壁破壊が多く見られた。さらに本試錐が断層を通過するときにも、大規模な坑壁破壊が見られた。

#### 2.2.2.5 基礎試錐「夕張」

本試錐（坑底4465m）では深度20～4290m間の4270mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の4種類の坑壁破壊が認められた（表2-5および添付資料5）。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度20～2385m間は17.5インチ径（約44.5cm）のビットを用いて掘進され、深度2385～3650m間は12.25インチ径（約31.1cm）のビットを用いて掘進され、さらに深度3650～4290m間は8.5インチ径（約21.6cm）のビットを用いて掘進された。図2-16には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

##### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部～深部の4ヶ所で見られた。これらの坑壁は調査深度全長の13.8%（590m）に当たり、深度方向へは110～240mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、シルト岩、砂岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間の内、深度20～260m間および深度3530～3640m間には特色ある性状が見られた。

①深度20～260m間はシルト質泥岩からなる。この深度区間は本試錐の浅部に位置するにも関わらず、ほとんど坑壁破壊が見られず、ほぼ完全な円坑を維持している。この円型の坑壁は深度方向に約240mほど連続する。円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

表2-5：基礎試錐「夕張」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：20～4290m間（坑底深度：4465m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
20～260						シルト質泥岩
1260～1390				1130～1260	260～1130	シルト質泥岩、砂岩、凝灰質シルト岩～シルト岩、石炭砂岩～凝灰質砂岩、砂質シルト岩
1600～1710（注1）				1390～1600		砂岩～凝灰質砂岩、シルト岩～凝灰質シルト岩
						シルト岩～凝灰質シルト岩、泥岩、凝灰岩
	2220～2400				1710～2220	凝灰質シルト岩～シルト岩、砂岩
						凝灰質シルト岩～シルト岩、凝灰質砂岩
				2400～2740		凝灰質シルト岩～シルト岩、砂岩～凝灰質砂岩
						凝灰質シルト岩～シルト岩、砂岩～凝灰質砂岩
				2960～3090	2740～2960（注2）	凝灰質シルト岩～シルト岩、凝灰質砂岩、石炭
						凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩～シルト岩、石炭
				3290～3530	3090～3290	シルト岩～凝灰質シルト岩、石炭、凝灰質砂岩
3530～3640						シルト岩～凝灰質シルト岩、凝灰質砂岩～砂岩、石炭
						シルト岩、砂岩
					3640～3820（注3）	砂岩、シルト質泥岩～シルト岩
				3820～3910		シルト質泥岩～シルト岩、砂岩、石炭
				3980～4180	3910～3980	砂岩、シルト岩～シルト質泥岩
						シルト岩～シルト質泥岩、砂岩～凝灰質砂岩、石炭
					4180～4290（注4）	シルト岩、砂岩～凝灰質砂岩

（注1） 時おり、定方向拡大型の破壊形状を含む。

（注2） 深度2770～2870m間には断層および破碎帯の発達が示唆される。

（注3） 深度3690～3820m間には断層および破碎帯の発達が示唆される。

（注4） 深度4190～4290m間には断層および破碎帯の発達が示唆される。

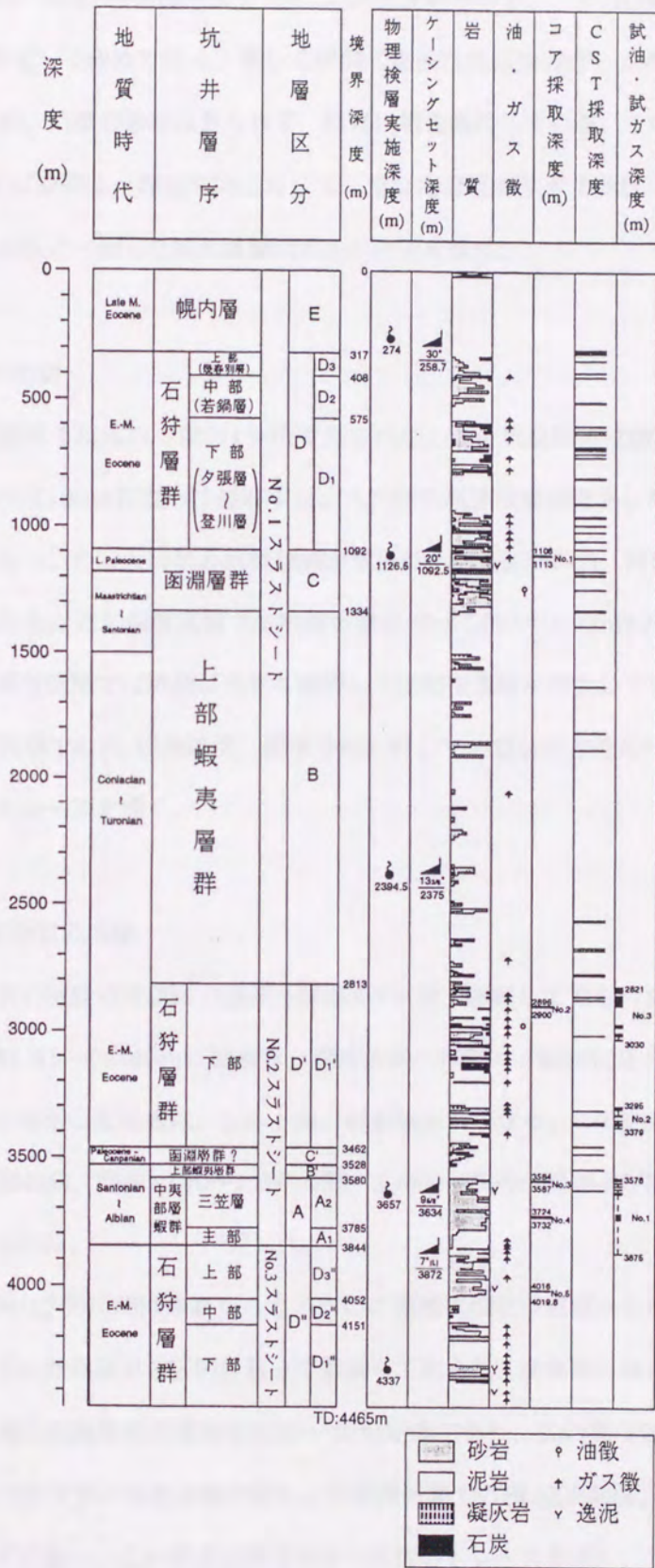


図2-16：基礎試錐「夕張」の地層区分および岩相（石油公団，1999）

②深度3530～3640m間はシルト岩および砂岩からなり、その孔隙率は0.9%（深度3584～3586m間で測定）で極めて低く、著しく硬質で堅固な性状を示す。この深度区間には逸泥が多く発生しているが、坑壁の破壊は見られず、ほぼ円坑を維持している。この円型の坑壁を維持する深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

## (2) 大円型の坑壁

大円型の坑壁は本試錐の中部の1ヶ所で見られた。この坑壁破壊は調査深度全長の4.2%に当たり、深度方向へは180mに亘って連続する。大円型の坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩および砂岩などからなる。この大円型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2220～2250m間はシルト質泥岩からなる。この深度区間では坑壁が奥に向って約5～13cmほどの奥行きをもって崩壊している。この深度区間では坑壁が大きく崩壊した区間で逸泥が発生している。大円型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で斜線状のトレースを描く。

## (3) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の7ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の31.4%（1340m）に当たり、深度方向へは90～340mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩、砂岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1130～1260m間、2960～3090m間および3980～4180m間には特色ある性状が見られた。

①深度1130～1260m間は砂岩からなる。この深度区間には坑壁から奥に向って約10～15cmほどの奥行きをもった崩壊が3区間に亘って断続して見られ、全体的にはボンボリ状の坑壁破壊を示す。この各区間の坑壁破壊の連続性は20～40m程度であり、この深度区間には逸泥が発生している。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で大きな波形のトレースを描く。

②深度2960～3090m間は砂岩およびシルト岩からなり石炭層を挟む。この深度区間には楕円形の長軸が約58cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.8程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約

130mに亘って連続する。このうち、石炭層での坑壁破壊が目立つ。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

③深度3980～4180m間は砂岩およびシルト岩からなり、その孔隙率は約1%（深度4016～4017m間で測定）で極めて低く、硬質で堅固な性状を示す。この深度区間には楕円形の長軸が約34cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が1.5程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約200mに亘って連続する。この硬質の砂岩に見られる坑壁破壊は比較的規模が小さい特色をもつ。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

#### (4) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の7ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の50.6%（2160m）に当り、深度方向へは70～870mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩、砂岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度260～1130m間、1710～2220m間、2740～2960m間および3640～3820m間には特色ある性状が見られた。

①深度260～1130m間の内、上位260～550m間は砂岩、シルト岩、泥岩からなり、石炭層を挟む。この深度区間では坑壁から奥に向かって約5～8cmほどの奥行きをもって、ボンボリ状あるいは波形の特色ある坑壁破壊が見られる。この坑壁破壊は深度方向に約290mに亘って連続する。この波形の坑壁破壊の深度方向に対する波長は約20～30mで、振幅は5～8cm程度である。この深度区間には逸泥が発生している。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して細かい波形のトレースを描き、やや一定した方位を示して連続する。下位550～1000m間は砂岩、泥岩からなり、石炭層を挟む。この深度区間では、楕円形の平面形状をもつ定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。この上位の砂層においては、楕円形の長軸が約54cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.2程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約280mに亘って連続する。この砂岩の孔隙率は約2%（深度1106～1112m間で測定）程度で極めて低い値を示す。下位の泥層では楕円形の長軸が約62cm、短軸が約45cm、長軸と短軸の比が1.4程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約130mに亘って連続する。この泥層

の坑壁破壊の大きさは、砂層の坑壁破壊に比べて多少大きい。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

②深度1710～2220m間はシルト岩からなる。この深度区間においても、ボンボリ状あるいは波形の特色ある坑壁破壊が深度方向に連続して見られる。坑壁は奥に向って5～10cm程度の奥行きをもって崩壊し、深度方向に対して約10～20m程度の間隔をもって、約510mに亘って断続的に連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で大きな波形のトレースを描く。

③深度2740～2960m間はシルト岩、砂岩からなり、石炭層を挟む。砂岩の孔隙率は約5%（深度2896～2898m間で測定）である。この深度区間では大円型に類似する両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。坑壁は奥に向って5～20cm程度の奥行きをもって崩壊し、深度方向に約120mに亘って連続する。この深度区間には断層の存在が推定されている。また、石炭層ではさらに坑壁破壊を拡大させている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で波形のトレースを描く。

④深度3640～3820m間の内、深度3690～3820m間は砂岩および泥岩からなる。砂岩の孔隙率は約1.5%（深度3725～3730m間で測定）であり、極めて硬質な性状をもつ。この深度区間では、大円型に類似した両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。坑壁には奥に向って5～8cm程度の奥行きをもつ破壊が見られ、深度方向に120mほど連続する。この深度区間には断層の存在が推定されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度3750～3820m間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。

このように本試錐には円型の坑壁のほか、大円型、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円型の坑壁は本試錐の浅部と深部に見られた。深部においては、著しく硬質で堅固な砂層で円坑が維持されている。大円型の坑壁破壊は逸泥した深度区間と良く一致する。定方向拡大型の坑壁破壊は本試錐で頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩および砂岩からなる。本試錐は全深度に亘り砂岩の孔隙率が約1～5%程度で、著しく硬質で堅固な性状を示す。このため、定方向拡大型の坑壁破壊の規模が小さい。楕円形の坑壁破壊の大きさは、長軸が約34～59cm、長軸と短軸の比が1.3～1.6程度であり、深度方向には50～200mに亘って連続する。

また、ボンボリ状あるいは波形の特色ある坑壁破壊は、逸泥層と一致する。石炭層では坑壁破壊の規模が大きい。両方向拡大型の坑壁破壊も本試錐では頻繁に見られた。これらの坑壁破壊が発生した地層は、シルト岩、砂岩、泥岩および石炭層からなる。シルト岩や砂岩の孔隙率は2~5%であり、著しく低い。両方向拡大型の坑壁破壊は定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したようなもの、大円形の坑壁破壊に類似するもの、ボンボリ状の坑壁破壊が深度方向に連続するものなどが見られた。定方向拡大型の坑壁破壊を拡大したような楕円形の坑壁破壊は、長軸が約52~62cm、長軸と短軸の比が1.2~1.7程度であり、深度方向に約130~280mに亘って連続する。大円形に類似する坑壁破壊が発生した深度区間には、断層の存在が推定されている。ボンボリ状の坑壁破壊は深度方向に300~500mほど連続する。この深度区間には逸泥が見られた。また、石炭層では坑壁が大きく破壊されている。

#### 2.2.2.6 基礎試錐「豊頃」

本試錐（坑底3305m）では深度1620~3300m間の1680mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、定方向拡大型、両方向拡大型の3種類の坑壁破壊が認められた（表2-6および添付資料6）。この坑壁破壊の性状調査深度の1620~3300m間は8.5インチ径（約21.6cm）のビットを用いて掘進された。図2-17には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

##### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の深部の1ヶ所で見られた。この坑壁は調査深度全長の4.2%に当たり、深度方向へは70mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、砂岩、泥岩からなる。この円型の坑壁を維持する深度2260~2330m間は砂岩からなり、その孔隙率は約17%（深度2201~2204m間で測定）である。この深度区間では坑壁が奥に向かって1~2cmほどの奥行きをもって崩壊している。この円型の坑壁を維持する深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で検層機の時計回りの回転と一致した斜め直線状のトレースを描く。

##### (2) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の中部~深部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の23.8%（400m）に当り、深度方向へは320mおよび80mに亘って連続する。定方向拡大型の

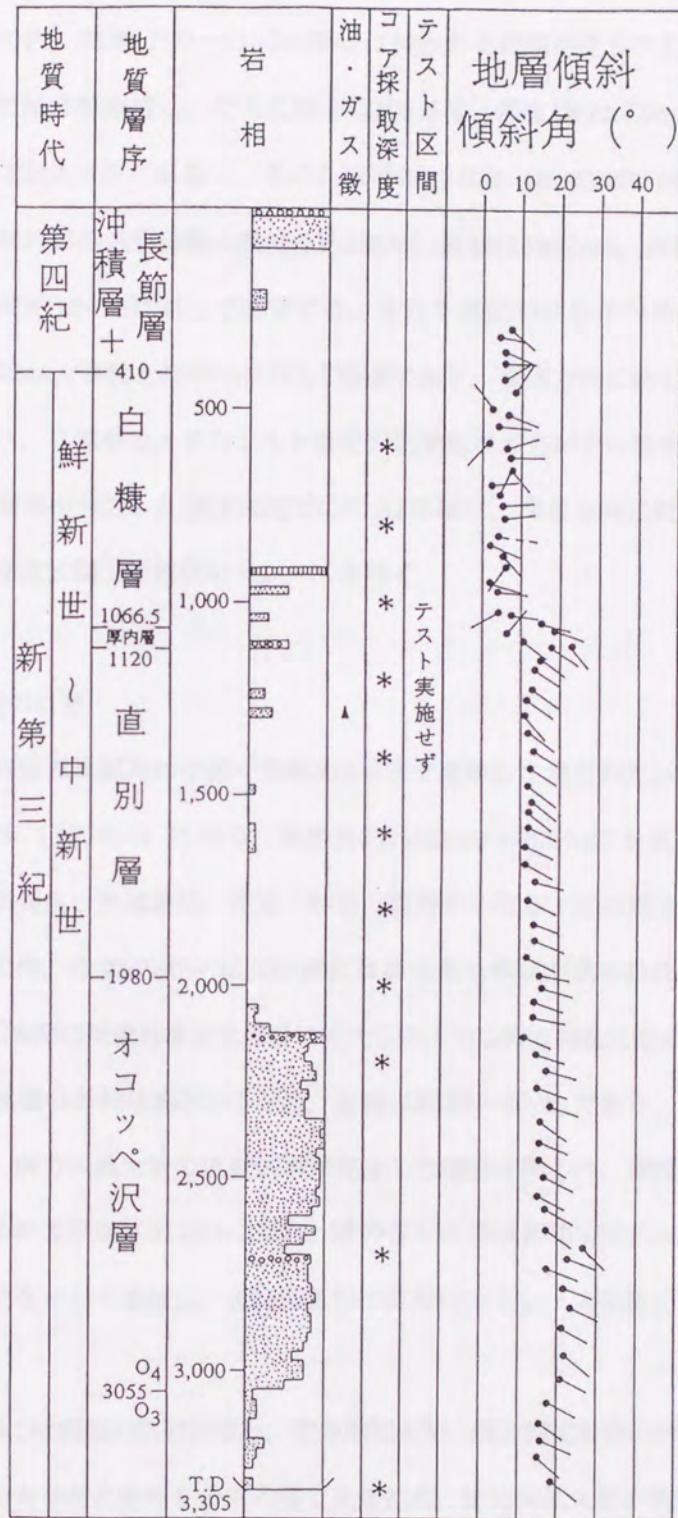


表2-6：基礎試錐「豊頃」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：1620～3300m間（坑底深度：3305m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
					1620～1790	シルト質泥岩、泥岩、泥灰岩
				1790～2110		泥岩～シルト質泥岩、シルト岩～砂質シルト岩、泥灰岩
2260～2330					2110～2260	砂岩、礫岩、シルト質泥岩
						砂岩、シルト質泥岩
					2330～3220（注1）	砂岩、シルト質泥岩
				3220～3300		シルト質泥岩、凝灰岩、砂岩

（注1）大規模な破壊が連続する。







 礫岩     泥岩  
 砂岩     凝灰岩

図2-17：基礎試錐「豊頃」の地層区分および岩相（石油技術協会，1993）

坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1790～2110m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は深度1790～1920m間で泥岩が卓越し、その孔隙率は約9.6%（深度1800.73mで測定）である。深度1920～2110m間はシルト岩が卓越し、その孔隙率は23.2%（深度2005mで測定）と高い値を示す。泥層における楕円形の坑壁破壊の長軸は約29cm、短軸は約22cm、長軸と短軸の比は1.3程度であり、深度方向に約130mに亘って連続する。シルト層における楕円形の坑壁破壊の長軸は約37cm、短軸は約22cm、長軸と短軸の比は1.7程度であり、深度方向に約130mほど連続する。泥層の坑壁破壊に比べ、孔隙率の大きなシルト層での坑壁破壊の方がその規模が大きい。これらの定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

### (3) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の中部～深部の3ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の72.0%（1210m）に当り、深度方向へは150～890mにも亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、砂岩、礫岩からなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度2330～3220m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は砂岩が卓越し、定方向拡大型の坑壁破壊を大規模に拡大したような両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。楕円形を示す坑壁破壊の長軸は約35～52cm、短軸は約30～40cmであり、深度方向に約890mにも亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間の内、深度2330～2750m間、深度2750～3110m間および深度3110～3220m間の各々の深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、各深度区間で直線状のトレースを描く。

このように本試錐には円形の坑壁のほか、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円形の坑壁は比較的大きな孔隙率を示す砂層で見られた。定方向拡大型の坑壁破壊は、孔隙率が比較的小さい泥層のものに比べ、孔隙率の大きいシルト層のものの方が坑壁破壊の規模が大きい。本試錐における大きな特色は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に大きく拡大したような大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が卓越することである。この両方向拡大型の坑壁破壊は深度方向に約890mにも亘って連続する。

### 2.2.2.7 基礎試錐「十勝沖」

本試錐（坑底4457m）では深度610～2000m間および深度3100～4110m間の2400mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、定方向拡大型、両方向拡大型の3種類の坑壁破壊が認められた（表2-7および添付資料7）。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度610～2000m間は12.25インチ径（約31.1cm）のビットを用いて掘進され、深度3100～4110m間は8.5インチ径（約21.6cm）のビットを用いて掘進された。図2-18には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

#### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部～深部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁は調査深度全長の47.9%（1150m）に当たり、深度方向へは1110mおよび40mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は、シルト岩、砂岩、礫岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間の内、深度890～2000m間には特色ある性状が見られた。この深度区間は泥岩からなる。深度1183mで測定された泥岩の孔隙率は約42%、深度1600mで測定された泥岩の孔隙率は約37%と著しく高い値を示すが、ほぼ円坑を維持する坑壁が約1110mにも亘って連続する。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず様々に変動し、この深度区間で波形、やや直線状、斜線状などのトレースを描く。

#### (2) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の3ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の23.3%（560m）に当たり、深度方向へは90～270mに亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、礫岩、砂岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度3100～3370m間および深度3870～4070m間には特色ある性状が見られた。

①深度3100～3370m間は礫岩、砂岩、シルト岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約32cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が1.5程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約270mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間の内、深度3100～3220m間および

表2-7：基礎試錐「十勝沖」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：610～2000m間および3100～4110m間（坑底深度：4457m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
				610～700（注1）		凝灰岩，泥岩，礫岩，凝灰質シルト岩
890～2000					700～890（注1）	泥岩，凝灰岩，シルト岩，礫岩
				3100～3370		泥岩，砂岩～シルト岩，礫岩
					3370～3870（注2）	シルト岩～泥岩，砂岩，礫岩
4070～4110				3870～4070		礫岩，砂岩，シルト岩～泥岩，凝灰岩
						シルト岩～泥岩，砂岩，礫岩
						シルト岩，砂岩，礫岩

（注1）破壊の規模は小さい。

（注2）深度3630～3770m間では大きな破壊が発生している。



深度3290～3370m間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

②深度3870～4070m間はシルト岩、砂岩、礫岩からなり、その孔隙率は約9.8%（深度3890～3980m間で測定）である。この深度区間にも楕円形の長軸が約32cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が1.5程度の坑壁破壊が見られ、深度方向に約90mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度3890～3980m間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

### (3) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部および深部の2ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の28.8%（690m）に当り、深度方向へは190mおよび500mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、礫岩、凝灰岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度3370～3870m間の内、深度3590～3710m間はシルト岩、砂岩、礫岩からなり、その孔隙率は約14.1%（深度3486.3mで測定）である。この深度区間には定方向拡大型の坑壁破壊を拡大したような両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。この楕円形の坑壁破壊の長軸は約45cm、短軸は約28cm、長軸と短軸の比は1.6程度であり、深度方向に約120mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。また、深度3750～3860m間にも、定方向拡大型の坑壁破壊を拡大したような両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。この楕円形の坑壁破壊の長軸は約40cm、短軸は約27cm、長軸と短軸の比は1.5程度であり、深度方向には約110mに亘って連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間でほぼ直線状のトレースを描く。

このように本試錐には円型の坑壁のほか、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円型の坑壁は孔隙率が極めて大きい泥層で見られ、深度方向に約1110mにも亘って連続した。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、礫岩、砂岩からなる。この楕円形の坑壁破壊の長軸は約32cm、長軸と短軸の比は1.5程度であり、深度方向に約90～270mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、礫岩、凝灰岩などからなる。

この両方向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような形状をもつものが多い。この楕円形に類似する坑壁破壊の長軸は約40～45cm、長軸と短軸の比は1.5～1.6程度であり、深度方向には約110～120mに亘って連続する。

#### 2.2.2.8 基礎試錐「北見大和堆」

本試錐（坑底3800m）では深度250～3800m間の3550mに亘って坑壁破壊の性状を調査した。その結果、円型、定方向拡大型、両方向拡大型の3種類の坑壁破壊が認められた（表2-8および添付資料8）。この坑壁破壊の性状調査の深度区間の内、深度250～3010m間は12.25インチ径（約31.1cm）のビットを用いて掘進され、深度3010～3800m間は8.5インチ径（約21.6cm）のビットを用いて掘進された。図2-19には本試錐から得られた岩相柱状図を示す。

##### (1) 円型の坑壁

円型の坑壁は本試錐の浅部～中部の5ヶ所で見られた。これらの坑壁は調査深度全長の11.8%（420m）に当たり、深度方向へは50～140mに亘って連続する。円型の坑壁を維持する地層は泥岩などからなる。この円型の坑壁を維持する深度区間の内、深度1240～1340m間および深度1430～1570m間には特色ある性状が見られた。

①深度1240～1340m間は泥岩が卓越し、凝灰岩を挟む。この深度区間の孔隙率は約23%（深度1318mで測定）で高い値を示すが、深度方向に約100mに亘って円坑を維持している。この円型の坑壁を維持する深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、波形のトレースを描く。

②深度1430～1570m間は凝灰岩と泥岩からなる。この深度区間の孔隙率も約23%（深度1521～1544m間で測定）で高い値を示すが、深度方向に約140mに亘って円坑を維持する。この円型の坑壁を維持する深度区間での深度1430～1510m間および深度1510～1570m間の各々のP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、各深度区間で直線状のトレースを描く。

##### (2) 定方向拡大型の坑壁

定方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の4ヶ所で連続して見られた。これらの坑壁破壊は調



表2-8：基礎試錐「北見大和堆」における坑壁破壊の形状とその深度区分  
 坑壁破壊の調査深度：250～3800m間（坑底深度：3800m）  
 表中の数値は深度区間（m）を示す。

坑壁破壊の形状

円型（無破壊）	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	岩相
340～390					250～340	泥岩
420～480					390～420	泥岩
580～650					480～580	泥岩
1240～1340				650～1240		泥岩
1430～1570					1340～1430	泥岩、凝灰岩、凝灰質砂岩
						泥岩、凝灰岩
						凝灰岩、泥岩
				1570～2750		泥岩、凝灰岩
						凝灰岩、泥岩、安山岩、砂岩
					2750～3010	凝灰岩、安山岩、泥岩
				3010～3260（注1）		泥岩、凝灰岩
					3260～3410（注2）	泥岩
				3410～3800		泥岩

（注1）時おり、両方向拡大型の破壊形状を示す。

（注2）一部、定方向拡大型の破壊形状を示す。

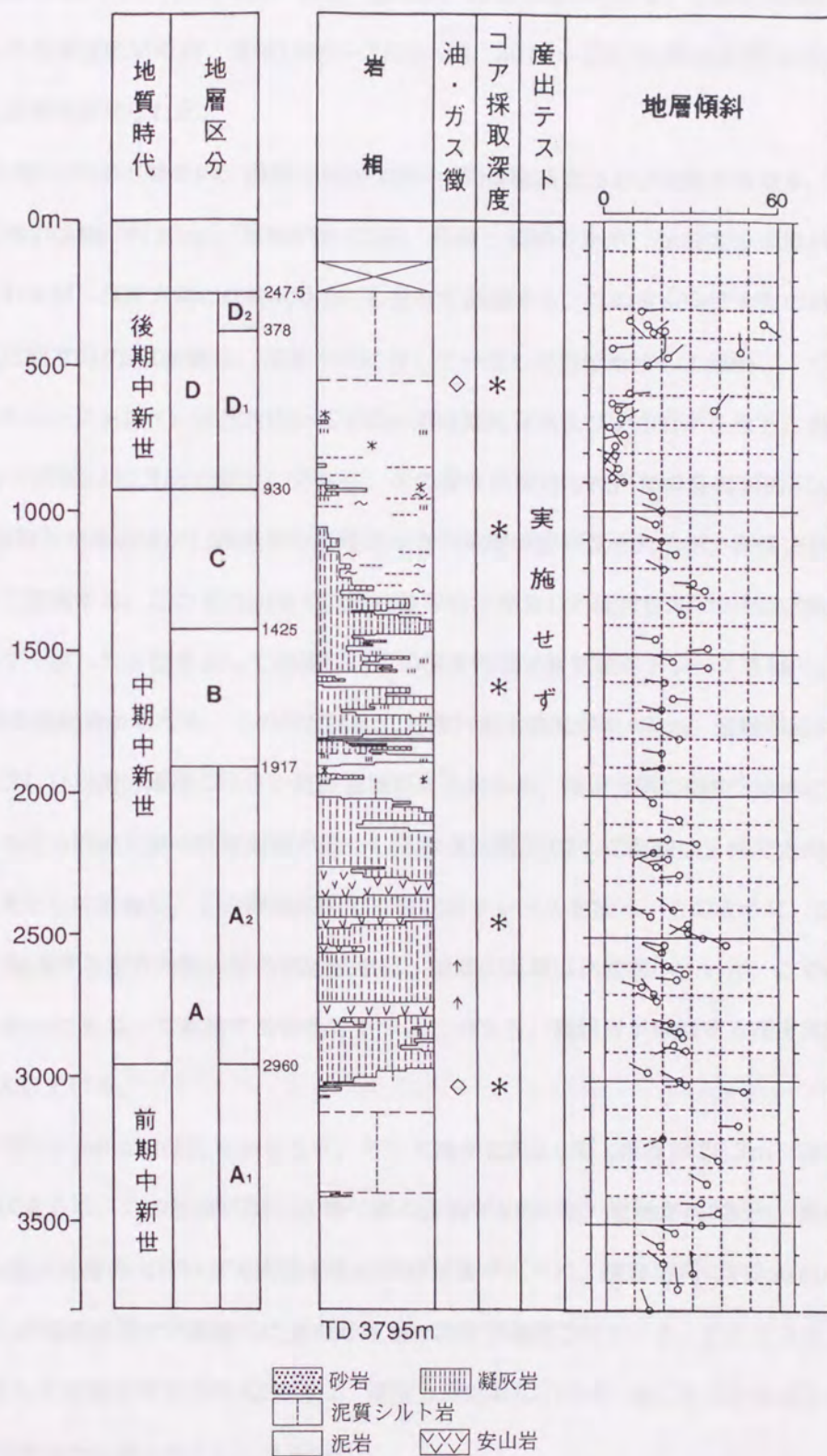


図2-19：基礎試錐「北見大和堆」の地層区分および岩相（石油技術協会，1993）

査深度全長の67.9% (2410m) に当り、深度方向へは250~1180mにも亘って連続する。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩、砂岩などからなる。この定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度1570~2750m間、3010~3260m間および3410~3800m間には特色ある性状が見られた。

①深度1570~2750m間の内、深度1590~1990m間は凝灰岩および泥岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約39cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.22程度の規模が小さい坑壁破壊が見られるが、深度方向には約400mにも亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。深度2010~2430m間は凝灰岩および安山岩からなる。凝灰岩の孔隙率は約12% (深度2247.3mで測定) である。この深度区間にも楕円形の長軸が約41cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.28程度の規模の小さい坑壁破壊が見られるが、深度方向には約420mにも亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。深度2480~2740m間は凝灰岩からなる。この深度区間にも楕円形の長軸が約42cm、短軸が約32cm、長軸と短軸の比が1.31程度の規模の小さい坑壁破壊が見られるが、深度方向には約260mにも亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。このように、深度1570~2750m間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊は、破壊の規模は比較的小さいが、この破壊は深度方向に約1180mにも亘って連続する特色をもつ。このうち、凝灰岩が卓越する深度区間ほど破壊の規模が拡大している。

②深度3010~3260m間は泥岩からなり、その孔隙率は約2.0% (深度3025.3mで測定) で極めて硬質な性状をもつ。この深度区間には楕円形の長軸が約55cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が2.5にも及ぶ規模の大きい定方向拡大型の坑壁破壊が見られ、深度方向に約250mにも亘って連続する。この深度区間では掘進中に異常高圧層の存在が確認されている。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのP1AZ曲線は、深度方向に対してほぼ一定した方位を示して連続し、この深度区間で細かい波形のトレースを描く。

③深度3410~3800m間は泥岩からなる。この深度区間には楕円形の長軸が約31cm、短軸が約22cm、長軸と短軸の比が1.4程度の規模の小さい坑壁破壊が見られるが、深度方向には約390mに

も亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示して連続し、この深度区間で直線状のトレースを描く。

### (3) 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁は本試錐の浅部～深部の6ヶ所で見られた。これらの坑壁破壊は調査深度全長の20.3% (720m) に当り、深度方向へは30～260mに亘って連続する。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩および凝灰岩などからなる。この両方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間の内、深度480～580m間および3260～3410m間には特色ある性状が見られた。

①深度480～580m間は泥岩からなり、その孔隙率は約42% (深度554.39mで測定) で極めて軟弱な性状を示す。この深度区間では坑壁から奥に向かって約10～20cm程度の奥行きをもつ坑壁崩壊が見られ、深度方向に約40mほど連続する。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で大きな波形のトレースを描く。

②深度3260～3410m間は泥岩からなる。深度3270～3310m間および深度3360～3410m間には坑壁周りが約25～30cmほどの奥行きをもって崩壊した両方向拡大型の坑壁破壊が見られ、深度方向に約40～50mに亘って連続する。この深度区間では異常高圧層が確認されている。この両方向拡大型の坑壁破壊が発生した深度区間でのPIAZ曲線は、深度方向に対して一定した方位を示さず変動し、この深度区間で斜線状のトレースを描く。

このように本試錐には円形の坑壁のほか、定方向拡大型、両方向拡大型の坑壁破壊が認められた。円形の坑壁は孔隙率が比較的大きな泥層や凝灰岩層で見られた。定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、凝灰岩、砂岩からなる。この定方向拡大型の坑壁破壊は本試錐の浅部から深部にかけて深度方向に長く連続した。この楕円形の坑壁破壊の大きさは、長軸が約38～47cm、長軸と短軸の比が1.2～1.5程度のものが多い。この定方向拡大型の坑壁破壊は、坑壁周りの崩壊の規模は小さいが、深度方向に長く連続する特徴をもつ。両方向拡大型の坑壁破壊は、孔隙率が著しく大きい泥層および異常高圧が発達する泥層で見られた。

## 2.3 坑壁破壊の性状と地質および岩石物性の関係

### 2.3.1 坑壁破壊の性状と岩相および地質構造

北海道各地の基礎試錐の岩質調査の結果から、各基礎試錐で頻繁に見られた岩相は、泥岩、シルト岩、砂岩、礫岩、凝灰岩などの堆積岩と火山岩、石炭、未固結礫などであった（図2-12～図2-19）。このうち、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩は全ての基礎試錐で頻繁に見られ、シルト岩や砂岩は凝灰質のものが多い。

坑壁破壊を起さず明瞭な円型の坑壁を維持するものは、基礎試錐全体の坑壁形状の約13%を占める。円坑を維持する岩相は、基礎試錐「馬追」の深度4910～5440m間で見られた基盤岩をなす硬質な斑れい岩、基礎試錐「夕張」の深度3530～3640m間および基礎試錐「豊頃」の深度2260～2330m間で見られた硬質のシルト岩や細粒砂岩、基礎試錐「十勝沖」の深度890～2000m間および基礎試錐「北見大和堆」の深度1240～1570m間で見られた硬質の泥岩などがある。大円型の坑壁破壊は基礎試錐全体の坑壁破壊の約5%を占める。基礎試錐「石狩湾」の深度390～990m間では、大円型の坑壁破壊が卓越した。この大円型の坑壁破壊が発生した地層は、第四系の未固結な砂岩および細～中礫からなる。基礎試錐「馬追」の深度4340～4610m間、基礎試錐「夕張」の深度2780～2870m間および基礎試錐「天北」の深度2690～2760m間では、坑壁が大きく大円型に破壊されている。これらの深度区間には断層の通過が認められる。洋梨型の坑壁破壊は基礎試錐全体の坑壁破壊の約3%、また猫の目型の坑壁破壊は基礎試錐全体の1%を占める。これらの坑壁破壊は基礎試錐「馬追」の深度640～1540m間および深度400～1100m間だけに限られて見られた。この坑壁破壊が発生した地層は、砂岩、シルト岩、泥岩、凝灰岩、未固結礫などからなるが、岩相の特定はできない。定方向拡大型の坑壁破壊は、その平面形状が規則的な楕円形を示し、その形状が深度方向にも長く連続している。坑壁破壊の規模は様々であるが、全ての基礎試錐で頻繁に見られた。この定方向拡大型の坑壁破壊は、基礎試錐全体の坑壁破壊の約45%を占める。基礎試錐「留萌」の深度1780～1980m間、基礎試錐「馬追」の深度2110～2310m間および基礎試錐「北見大和堆」の深度3010～3260m間にはその典型例が見られた。この坑壁破壊が発生した地層は、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩からなる。両方向拡大型の坑壁破壊も様々な規模を示すが、全ての基礎試錐で頻繁に見られた。この両方向拡大型の坑壁破壊は基礎試錐全体の坑壁破壊の約33%を占める。この坑壁破壊が発生した地層は、定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層と同じ泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩からなる。また、この両方向拡大型の坑壁破壊は、様々な地質構造に伴って

発生するものが多い。基礎試錐「石狩湾」の深度1410～1750m間に見られた不規則で大規模な両方向拡大型の坑壁破壊は、浅部の軟弱な地層の崩壊に伴う。基礎試錐「夕張」の深度1710～2220m間に見られた不規則で断続的な両方向拡大型の坑壁破壊は、逸泥に伴う。基礎試錐「天北」の深度3340～3600m間および基礎試錐「馬追」の深度4350～4610m間に見られた大規模で、深度方向に長く連続する両方向拡大型の坑壁破壊は、断層および破碎帯に伴う。基礎試錐「馬追」の深度2400～3700m間および深度4500～4900m間、基礎試錐「北見大和堆」の深度3130～3795m間で見られた大規模な両方向拡大型の坑壁破壊は、異常高圧層に伴う。また、基礎試錐「豊頃」の深度2450～3080m間、基礎試錐「十勝沖」の深度3630～3770m間などで見られた両方向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような形状をもつ。

基礎試錐全体の各坑壁破壊の形状とその深度長をまとめると、定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊が、全体の坑壁破壊の約77%を占めて卓越し、この深度長の総計は約20,000mに達する(表2-9および図2-20)。

### 2.3.2 坑壁破壊の性状と岩石の孔隙率

堆積岩は圧密による孔隙率の変化が著しい。堆積岩の物理的性質の多くは、この圧密に強く規制される。ここでは、基礎試錐から採取された岩石コアで測定された孔隙率と、坑壁破壊の大きさについて調査し、岩石の孔隙率の大小が坑壁破壊の大きさとのような関係にあるのかを検討する。

北海道各地の基礎試錐毎に、岩石コアで測定された孔隙率と坑壁破壊の形状およびその大きさについて表2-10にまとめた。岩石コアが採取された深度区間の坑壁には、定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊が見られるが、一部に坑壁破壊が生じていないものもある。また、ここに見られる定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊の平面形状は、一様に規則的な楕円形を示している。この楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の長さを、4-arm Caliper 検層のC1とC2の坑径から求めた。坑壁破壊の大きさは、この楕円形の長軸と短軸の差で示した。岩石の孔隙率と坑壁破壊の大きさの関係は、基礎試錐毎に異なるが、基礎試錐「夕張」、「天北」、「豊頃」および「留萌」では、岩石の孔隙率が大きいものほど、坑壁破壊の規模が大きい。基礎試錐「夕張」では孔隙率が2%程度の堅固な硬質砂岩でも、坑壁破壊が発生している。基礎試錐「天北」では孔隙率が5～9%程度の砂岩で、規模が大きな両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。基礎試錐「北見大和堆」および「豊頃」では、大きな孔隙率を示す砂岩でも坑壁破壊の規模が比較的小さい。孔隙率が2%程度の圧密

表2-9：北海道各地の基礎試錐の坑壁破壊の性状とその発達状況  
 表中の数値は深度長の総計 (m) を示す。

試錐名	坑壁破壊の性状						総深度長 (m)
	円型	大円型	洋梨型	猫の目型	定方向拡大型	両方向拡大型	
天北	90	230			1920	1400	3640
留萌	320	20			1040	450	1830
石狩湾	330	600			1980	500	3410
馬追	530	530	590	310	1650	1590	5200
夕張	590	180			1340	2160	4270
豊頃	70				400	1210	1680
十勝沖	1150				560	690	2400
北見大和堆	420				2410	720	3550
全坑井	3500	1560	590	310	11300	8720	25980
全坑井に対する割合 (%)	13.5	6.0	2.3	1.2	43.5	33.6	100.0%

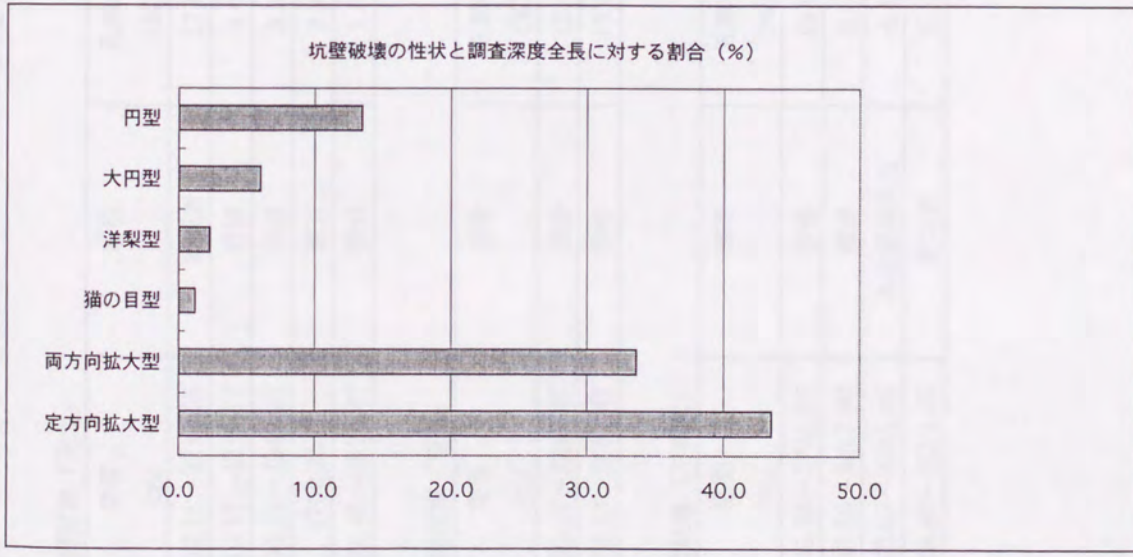
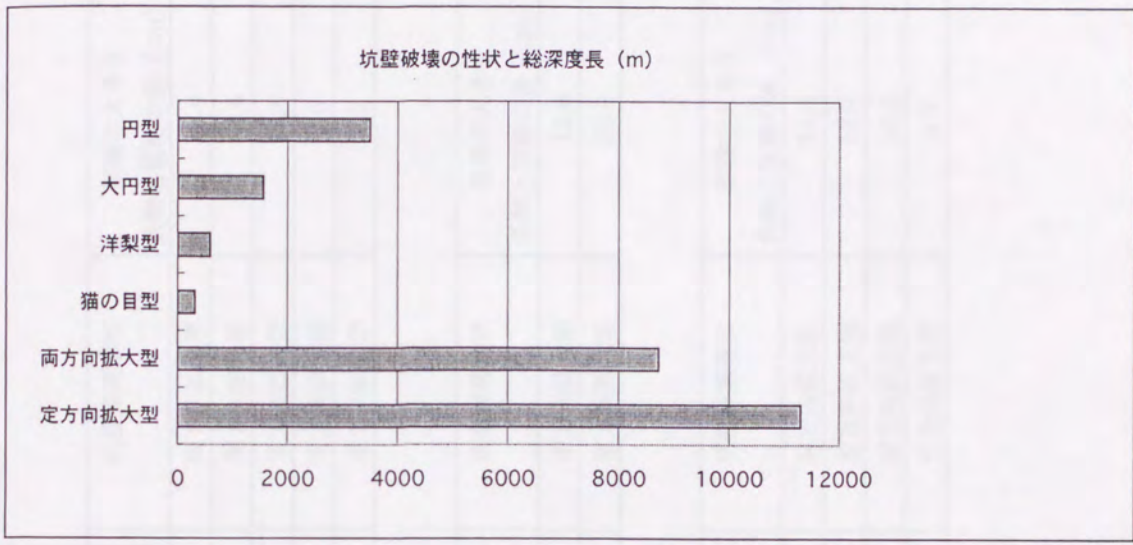


図2-20：北海道各地の基礎試錐で認められた坑壁破壊の性状とその発達状況



表2-10：北海道各地の基礎試錐から求めた孔隙率と坑壁破壊性状の関係

基礎試錐「天北」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
3202.15~3210.95	凝灰岩	17.8	両方向拡大型	38.4
4210.17~4218.77	砂岩	8.6	両方向拡大型	30.4
4360.19~4363.62	砂岩	5.5	定方向拡大型	28.8
4769.25	泥岩	2.2	定方向拡大型	9.6
5021.45~5026.47	砂岩	1.8	定方向拡大型	7.2

基礎試錐「留萌」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
2280.27~2282.97	砂岩	12.6	定方向拡大型	13.6
2678.53~2681.47	砂岩	13.5	定方向拡大型	20.0

基礎試錐「石狩湾」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
2735.56~2741.95	砂岩	10.0	定方向拡大型	14.4
3043.55~3047.90	礫岩	5.6	定方向拡大型	12.0
3260.05~3263.85	火山礫凝灰岩	4.4	定方向拡大型	33.6
3508.60~3514.45	安山岩	5.1	定方向拡大型	6.0

表2-10 (2)

基礎試錐「馬追」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
2377.17~2385.91	シルト質泥岩	12.7	両方向拡大型	27.2
4626.04~4627.74	礫岩	4.2	定方向拡大型	30.4
5175.65~5180.05	斑れい岩	1.1	破壊なし	

基礎試錐「夕張」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
1106.47~1111.89	砂岩	2.0	両方向拡大型	4.8
3584.65~3585.85	砂岩	0.9	破壊なし	

基礎試錐「豊頃」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
1800.73	砂岩	9.6	定方向拡大型	8.8
2005	泥岩	23.2	定方向拡大型	16.0
2117.00~2186.20	砂岩	21.5	両方向拡大型	17.6
2201.50~2202.00	砂岩	17.4	両方向拡大型	13.6

表2-10 (3)

基礎試錐「十勝沖」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
3486.3	泥岩	14.1	定方向拡大型	12.0
3994.40~4001.40	砂岩	9.8	定方向拡大型	6.4

基礎試錐「北見大和堆」

深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	坑壁破壊形状	破壊の大きさ 長軸と短軸の差 (cm)
1610.53	砂岩	29.6	定方向拡大型	6.4
3025.28	凝灰岩	2.0	定方向拡大型	14.4

が著しく進行した砂岩、泥岩、凝灰岩と孔隙率が10~20%程度の砂岩、泥岩、凝灰岩を比べると、同じ岩相でも圧密が進行したものの方が坑壁破壊の規模が小さい。このことは、圧密の進行の違いによって、坑壁破壊の大きさが左右されることを示す。また、岩石の孔隙率と坑壁破壊の大きさの関係が基礎試錐毎（地域毎）に異なるのは、坑壁周りに加わる地殻の圧縮応力の大きさが基礎試錐毎に異なることを反映している。一方、孔隙率が2%程度の硬質な砂岩、泥岩、凝灰岩を選択し、これらの岩石からなる坑壁破壊の大きさを比べると、同じ孔隙率でも砂岩、泥岩、凝灰岩の順に坑壁破壊の規模が大きくなる傾向を示す。図2-21には、各基礎試錐毎に砂層で楕円形の坑壁破壊を示した定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊の孔隙率と、その楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の差の関係を示した。孔隙率の測定は、表2-10に示したように大気圧下において岩石コアを用いて測定された。孔隙率と楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の差の関係は、基礎試錐毎に変化するが、基礎試錐「天北」、 「留萌」 および「豊頃」に見られるように、孔隙率の減少に伴って、楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の差が減少していく傾向が見られる。このことは、孔隙率の減少に伴って、坑壁破壊の規模が減少することを示す。

このように、岩石の孔隙率の大小（圧密状態）は岩石強度に反映され、その岩石強度が坑壁破壊の形状や大きさを左右する大きな要因であることが示唆された。

### 2.3.3 坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度

北海道各地の基礎試錐の坑壁に、どのような破壊が見られるかは、坑壁周りに作用する地殻応力の大きさばかりではなく、個々の地域の岩石の物性が強く反映される。岩石の変形の過程と応力の関係は、応力-歪線図（図2-22）によって示される。通常の岩石の応力-歪線図は、縦軸に差応力、横軸に歪を取る。一般に、岩石は封圧と温度が低く、歪速度が遅く、歪が進行しない段階では、差応力と歪は直線関係になる。すなわち、差応力に比例して歪が進行していく。このとき、差応力を取り去ると、歪は即座に解消される。このような歪を弾性歪、変形を弾性変形と呼ぶ。岩石の歪が増大していくと、ある段階で弾性的な性質が失われ、応力-歪曲線は上に凸のカーブを描くようになる。このように、弾性的性質が失われる点を降伏点、そのときの差応力を降伏強度と呼ぶ。降伏強度を過ぎた段階で応力を取り去ると、歪は元に戻らず、岩石には永久歪が残る。降伏点を通過して上に凸のカーブを描いた応力-歪線図は、やがて水平に達するようになる。このとき、岩石は一定応力下で歪が進行していく。この状態をクリープと呼ぶ。このときに差応力を取り去っても、歪

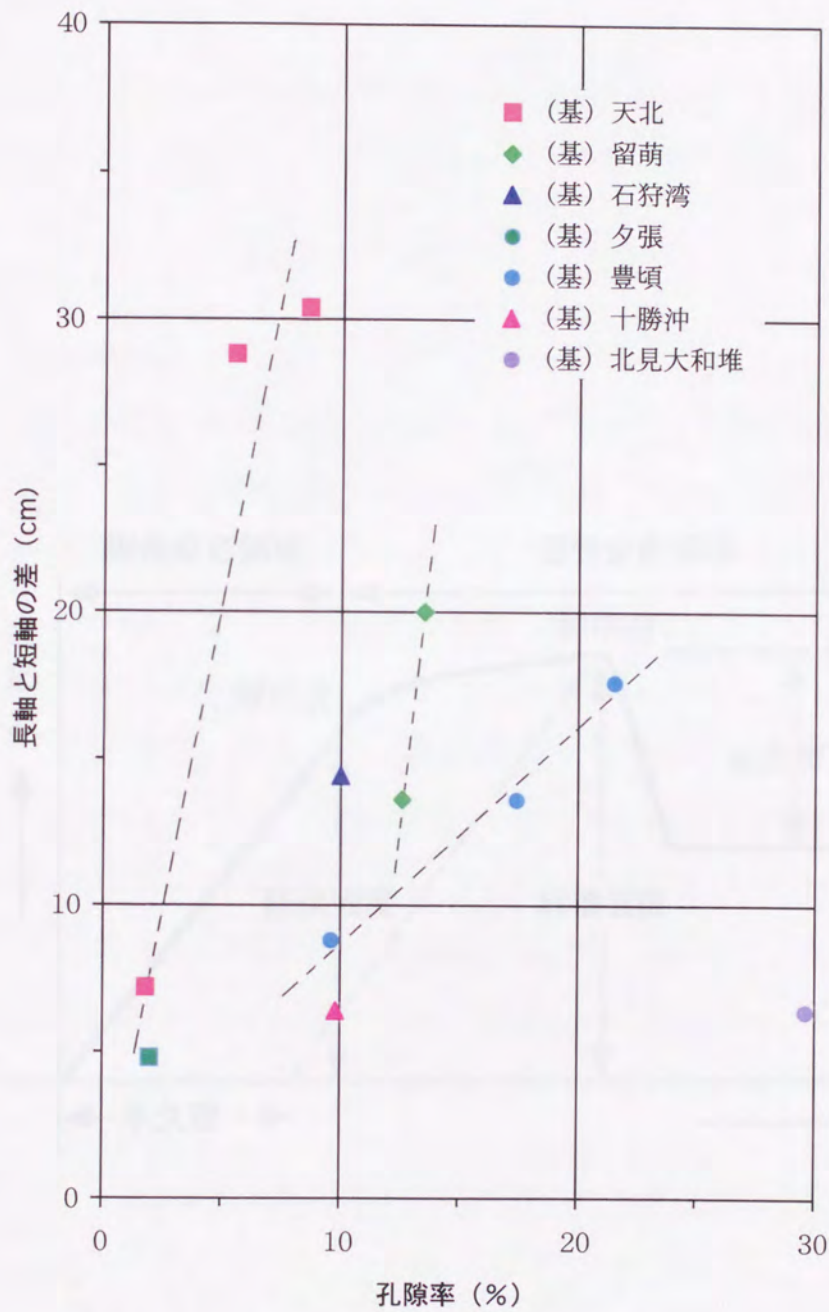


図2-21：砂層の孔隙率と楕円形を示す坑壁破壊の長軸と短軸の差の関係

砂層の孔隙率は大気圧下で、岩石コアを用いて測定された。また、楕円形を示す坑壁破壊には、定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊を含む。

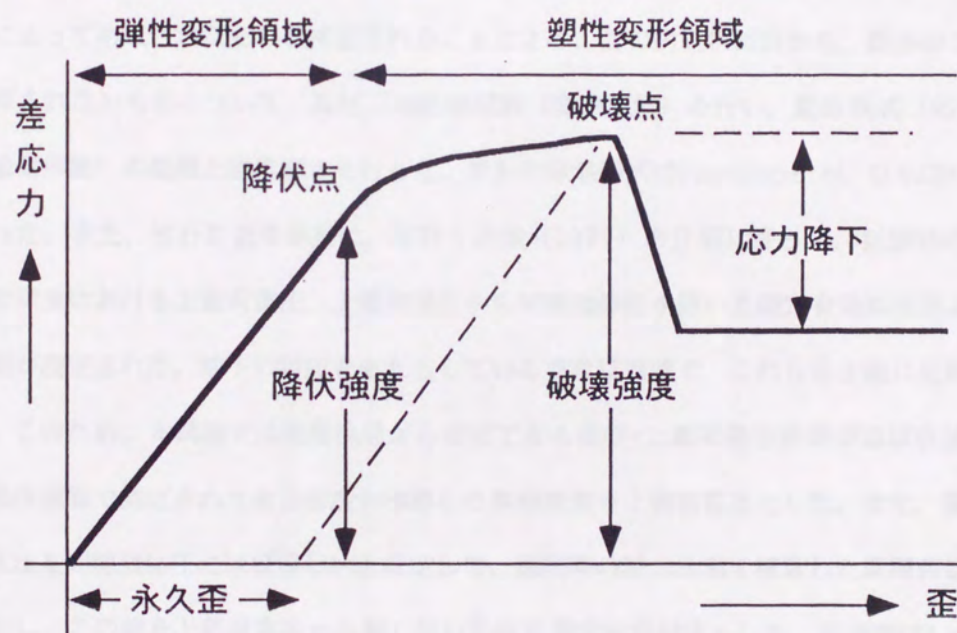


図2-22：模式的な応力-歪曲線（狩野・村田，1998）

は永久歪として残る。このような歪を塑性歪、変形を塑性変形と呼ぶ。応力-歪線図上での破壊とは、急激にかつ著しく応力降下が生じたときの点をいう。このような応力-歪線図の形態は、岩石によって大きく異なり、また、温度、圧力、歪速度などの実験条件によっても異なる（狩野・村田、1998）。

ここでは、岩石コアを用いた岩石圧縮強度試験の結果が報告されている基礎試錐「夕張」、「馬追」および「天北」について、坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度の関係を検討する。

### 基礎試錐「夕張」

#### (1) 圧縮強度測定法

岩石コアから直径19.5mmの試料を層理面と平行に抜き出し、高さ39.0mmに整形した。層理面に対して平行に整形した試料を用いた理由は、本試錐が掘削された地質構造が、主として水平圧縮応力によって形成されたものと推定されることによる。この円筒状試料から、既存のフラクチャーが観察されないものについて、高圧三軸圧縮試験（変形試験）を行い、変形様式（応力-歪関係および破壊形態）の観測と強度測定を行った。岩石の破壊様式はHoshino et al. (1972) による分類に従った。また、岩石の変形挙動は、星野・井波 (1977) の分類に従った。試験時の封圧は、試料採取深度における上載荷重圧、上載荷重圧から間隙流体圧を除いた推定有効封圧および大気圧の3種類が設定された。地下の封圧をもたらしている要素は複雑で、これらを正確に見積ることは難しい。このため、本試錐では密度検層から推定できる深度-上載荷重圧曲線がほぼ直線であったため、密度検層で測定された岩石密度を積算した累積荷重を上載荷重圧とした。また、掘削時における泥柱圧を間隙流体圧にほぼ等しいと仮定して、掘削時の泥水比重を積算した累積荷重の値を間隙水圧とし、この値を上載荷重圧から差し引いた値を推定有効封圧とした。歪速度は $1 \times 10^{-1}/\text{sec}$ とした。

#### (2) 坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度試験結果

本試錐の深度3726.9mで採取された砂岩試料の三軸圧縮試験結果および坑壁破壊の性状を表2-11に示す。また、この圧縮強度試験から得られた応力-歪線図およびモール円図を図2-23に示す。表2-11に示した試料1の砂岩の孔隙率は1.9%であり、その値は極めて低い。この砂岩は、異常な圧密によって孔隙がほとんど失われており、非常に堅固で硬質な性状をもつ。圧縮強度試験結

表2-11：基礎試錐「夕張」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の性状

試料番号	試料採取深度 (m)	地層名	岩相	孔隙率 (%) (大気圧下)	供試封圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	最大圧縮強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	破壊様式	変形挙動	坑壁破壊の形状	坑壁破壊の様子
1	3726.9	中部蝦夷層群	砂岩	1.9	1	1792	W	VB	小規模な 両方向拡大型破壊	深度3690~3820m間には断層・破碎帯 の発達が示唆される。本試料採取深度の 坑壁破壊は、この断層運動に起因する。
					440	4052	W~SS	B		
					970	5778	SS~N	B		

破壊様式

W：くさび型 (Wedge type), SS：単一剪断型 (Single shear type), N：網目状 (Network type), F：破断なし  
変形挙動

VB：極脆性 (Very Brittle), B：脆性 (Brittle), T：遷移性 (Transitional), D：延性 (Ductile)



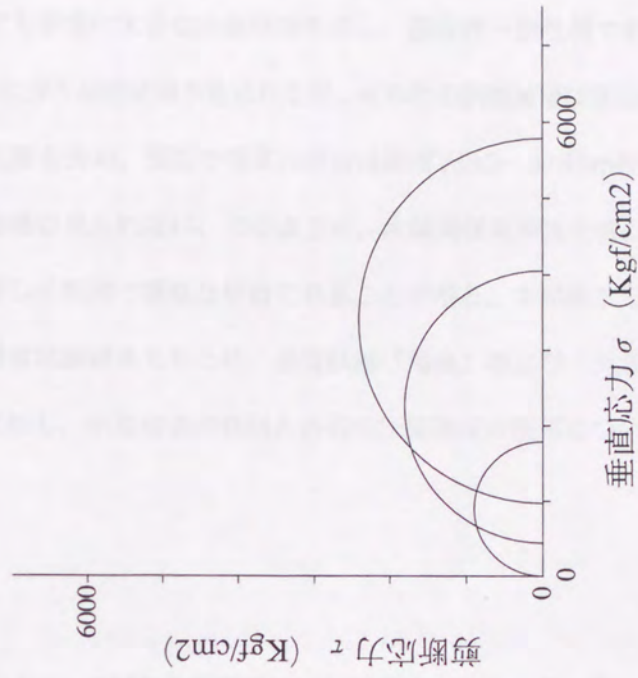
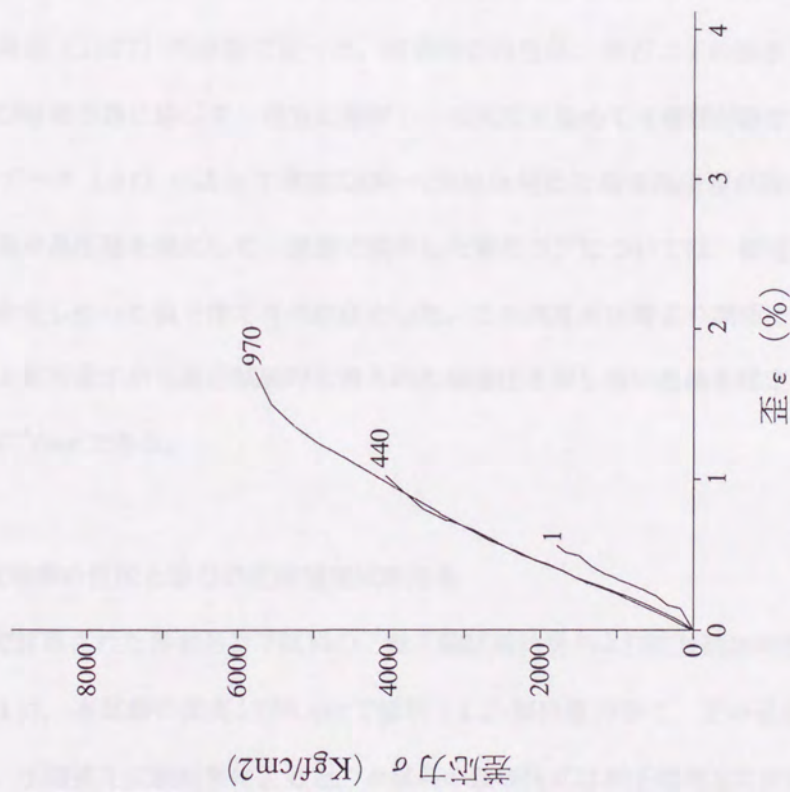


図2-23：基礎試錐「夕張」の岩石コアを用いた三軸圧縮試験結果  
 試料番号1（深度3726.9m，中部蝦夷層群，砂岩，孔隙率1.9%）

果によると、本試料の破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型、単一剪断型、網目状に変化する。変形挙動は大気圧下でも非常に大きな圧縮強度を示し、極脆性～脆性的である。試料採取深度付近の坑壁には、断層運動に伴う坑壁破壊が見られるが、その他の坑壁破壊は見られない（添付資料5）。本試料と同じくほぼ孔隙を失い、堅固で硬質な砂岩は深度3580～3785m間に発達している。この深度区間でも坑壁の破壊は見られない。このように、本試料採取深度を含む深度3580～3785m間に発達する砂岩は、著しく堅固で硬質な砂岩であることが解る。本試錐から得たこの坑壁破壊を起さない砂岩の圧縮強度試験結果をもとに、基礎試錐「馬追」および「天北」で得られた各試料の圧縮強度試験結果を比較し、坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度の関係について調査する。

#### 基礎試錐「馬追」

##### (1) 圧縮強度測定法

岩石コアから直径19.5mmの試料を層理面に対して垂直に抜き出し、高さ39.0mmに整形した。この円筒状試料について、高圧三軸圧縮試験を行い、変形様式（応力-歪関係および破壊形態）の観測と強度測定を行った。岩石の破壊様式はHoshino et al. (1972) の分類、岩石強度の変形挙動は星野・井波 (1977) の分類に従った。試験時の封圧は、岩石コアの採取深度における推定有効封圧および破壊形態に応じて、適宜に選択し、大気圧を含めて4種類が設定された。本試錐では、音波検層データ ( $\Delta t$ ) によって深度2300～2600m付近に異常高圧層が推定されている。このため、この異常高圧層を境にして、浅部で採取した岩石コアについては、前述のように上載荷重圧から静水圧を差し引いた値を推定有効封圧とした。この異常高圧層より深部で採取した岩石コアについては、上載荷重圧から産出試験時に得られた地層圧を差し引いた値を推定有効封圧とした。歪速度は $1 \times 10^{-4}/\text{sec}$ である。

##### (2) 坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度試験結果

本試錐で採取された各岩石コア試料の三軸圧縮試験結果および坑壁破壊の性状を表2-12に示す。

①試料1は、本試錐の深度1726.4mで採取された凝灰質砂岩で、その孔隙率は20.2%と大きな値を示す。圧縮強度試験結果によると、本試料の破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型、単一剪断型、網目状さらに破断なしの様相を示す。変形挙動は脆性的であるが、封圧が増大すると固結度が低いため、延性的な挙動を示すようになる。本深度の坑壁には大規模な両方向拡大型の坑壁破壊

表2-12：基礎試錐「馬追」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の様相

試料番号	試料採取深度 (m)	地層名	岩相	孔隙率 (%) (大気圧下)	供試封圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	最大圧縮強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	破壊様式	変形挙動	坑壁破壊の形状	坑壁破壊の様子
1	1726.4	南長沼層	凝灰質砂岩	20.2	1	335	W	VB	両方向拡大破壊	深度1680~1820m間には定方向拡大型の坑壁破壊を伴う大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が連続する。
					100	904	SS	VB		
					200	938	N~F	B		
					300	1138	F	D		
2	2381.1	南長沼層	シルト質泥岩	13.6	1	703	W	VB	両方向拡大破壊	深度2310~2600m間には両方向拡大型の坑壁破壊が連続する。この深度の上位および下位には大規模な定方向拡大型の坑壁破壊が連続する。
					100	1139	SS	B		
					200	1340	SS	B		
					400	1946	SS	B		
3	2574.8	南長沼層	火山礫凝灰岩	17	1	368	W	VB	小規模な両方向拡大破壊	深度2310~2770m間には両方向拡大型および定方向拡大型の坑壁破壊が連続する。本試料採取深度では小規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。
					200	1274	SS~N	B		
					400	1508	N	B		
					600	1878	SS~N	B		
4	4724.7	石狩層群	中粒砂岩	2.4	1	1273	W	VB	大規模な両方向拡大破壊	深度4610~4700m間には大規模な定方向拡大型の坑壁破壊が連続する。深度4700~4780m間には大規模な定方向拡大型の坑壁破壊が見られる。
					400	3682	SS	B		
					800	3884	SS	B		
					1200	5060	SS~N	B		
5	5175.8	隈根尻層群	斑れい岩	0.9	1	3339	W	VB	坑壁破壊なし	深度4910~5440m間は極めて岩石強度が強い基盤岩を掘進した。このため、坑壁の破壊はほとんど見られない。
					500	5886	SS	VB		
					800	9401	SS	B		
					1200	8900	SS	B		

破壊様式

W：くさび型 (Wedge type), SS：単一剪断型 (Single shear type), N：網目状 (Network type), F：破断なし

変形挙動

VB：極脆性 (Very Brittle), B：脆性 (Brittle), T：遷移性 (Transitional), D：延性 (Ductile)

が見られる（添付資料4）。

②試料2は、深度2381.1mで採取された比較的圧密が進行したシルト質泥岩で、その孔隙率は13.6%を示す。破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型から単一剪断型に変化する。変形挙動は脆性的である。本深度の坑壁には大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。

③試料3は、深度2574.8mで採取された火山礫凝灰岩で、その孔隙率は17%を示す。破壊様式は封圧の増加に伴い多少変動し、くさび型、単一剪断型、網目状を示す。変形挙動は脆性的である。封圧の増加に伴う変化が一義的な傾向を示さないが、比較的延性的な挙動を示す。本深度では局所的に小規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。また、本深度の上位では両方向拡大型の坑壁破壊が発生し、下位では定方向拡大型の坑壁破壊が発生している。

④試料4は、深度4724.7mで採取された中粒砂岩で、その孔隙率は2.4%である。この砂岩は圧密によって孔隙が著しく減少しており、堅固で硬質な性状をもつ。破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型、単一剪断型、網目状に変わる。変形挙動は脆性的である。本深度の坑壁には、大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。

⑤試料5は、深度5175.8mで採取された斑れい岩で、その孔隙率は0.9%であり、著しく低い値を示す。破壊様式は単一剪断型を示す。変形挙動は大気圧下でも非常に大きな圧縮強度を示し、封圧下でも極脆性～脆性的である。本深度には坑壁の破壊は見られない。

### (3) 岩相および岩石の圧密状態と圧縮強度の関係

図2-24には岩相および孔隙率（大気圧下で測定）がそれぞれ異なる試料から得た、封圧に対する岩石の最大圧縮強度の変化の様子を示す。この図に示した本試錐の各試料の圧縮強度試験結果と、基礎試錐「夕張」で坑壁破壊が見られなかった硬質砂岩の圧縮強度試験結果を合わせて、岩相および圧密状態と岩石の圧縮強度の関係を検討する。本試錐で坑壁に破壊が見られなかった地下深部の斑れい岩および基礎試錐「夕張」の孔隙を失った硬質砂岩は、共に封圧に対して著しく大きな圧縮強度を示している。一方、本試錐の試料1～3に見られるように、比較的浅部に位置して初生孔隙を残存する凝灰質砂岩（試料1）、孔隙率の大きな火山礫凝灰岩（試料3）およびシルト質泥岩（試料2）では、岩石の圧縮強度が弱い。これらの試料採取深度では、定方向拡大型の坑壁破壊が発生している。本試錐で定方向拡大型の坑壁破壊が発生した堅固な砂岩（試料4）の孔隙率は2.4%である。また、初生孔隙を残す凝灰質砂岩（試料1）の孔隙率は20.2%であり、この砂層では

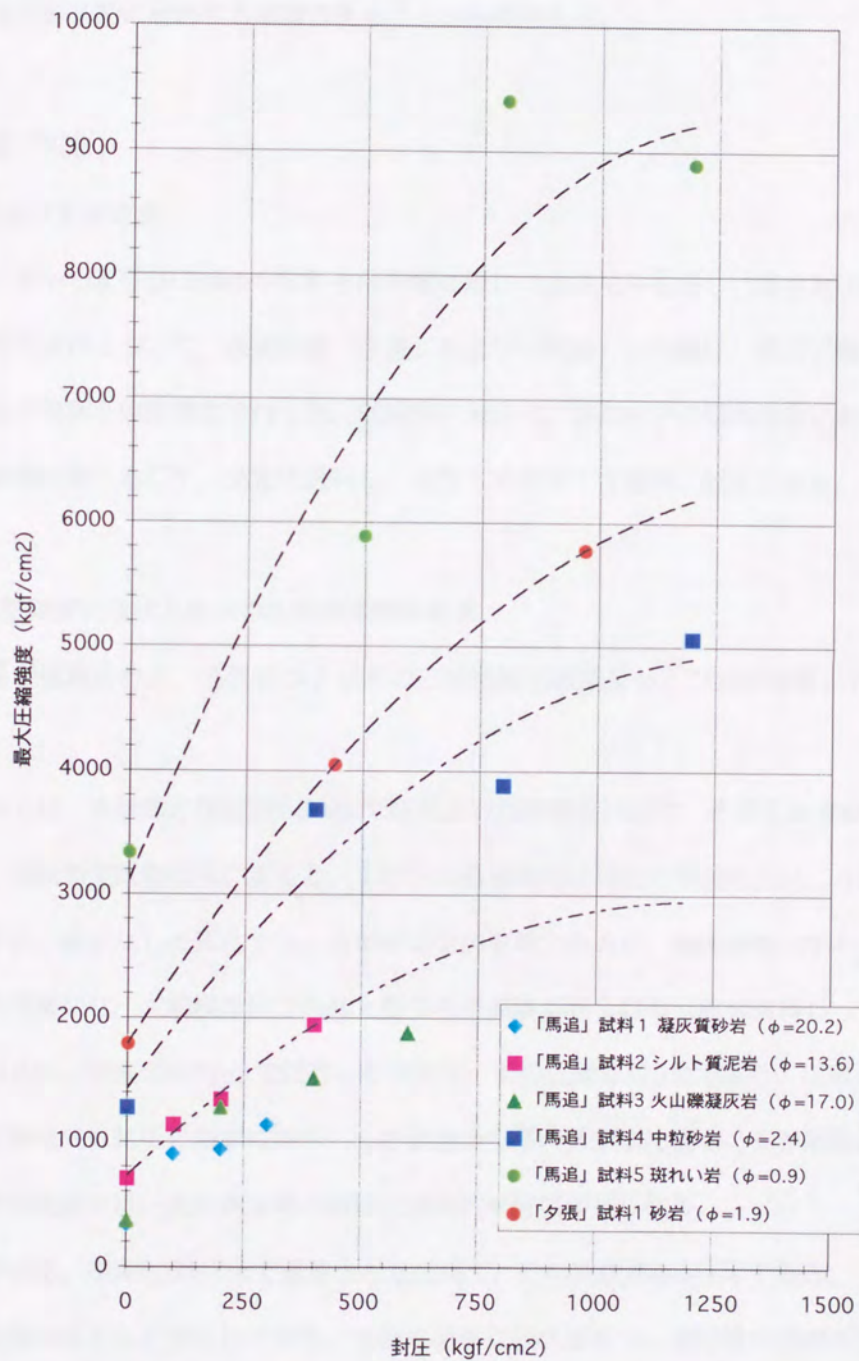


図2-24 : 基礎試錐「馬追」および「夕張」の岩石コアを用いた岩石圧縮強度試験結果

大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が発生している。このことは、同じ岩相においても孔隙率の大小が、岩石の圧縮強度に強く反映され、坑壁破壊の性状を決める大きな要因になっていることを示唆する。各試料の圧縮強度試験から得られた破壊様式と変形挙動は、岩相によって変化するが、地下状態においても同様な挙動を示すものと考えれば、両方向拡大型および定方向拡大型の坑壁破壊は、脆性的な変形挙動に起因する破壊であることが示唆される。

#### 基礎試錐「天北」

##### (1) 圧縮強度測定法

岩石コアから直径19.5mmの試料を層理面に対して垂直に抜き出し、高さ39.0mmに整形した。この円筒状試料について、基礎試錐「夕張」および「馬追」と同様に、高圧三軸圧縮試験を行い、破壊形態の観測と強度測定を行った。試験時の封圧は、岩石コアの採取深度における推定有効封圧および破壊形態に応じて、適宜に選択し、大気圧を含めて4種類が設定された。

##### (2) 坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度試験結果

本試錐で採取された、各岩石コア試料の三軸圧縮試験結果および坑壁破壊の性状を表2-13に示す。

①試料1は、本試錐の深度3206.4mで採取された砂質凝灰岩で、その孔隙率は16.8%と高い値を示す。圧縮強度試験結果によると、本試料の破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型、単一剪断型、網目状、破断なしと変化する。変形挙動は脆性的であるが、封圧が増大すると延性を示す。本深度での坑壁には、大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる（添付資料1）。

②試料2は、深度4360.6mで採取した砂岩で、その孔隙率は5%であり、圧密がかなり進行している。破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型から単一剪断型に変わる。変形挙動は脆性的である。本深度での坑壁には、大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。

③試料3は、深度5025.3mで採取された泥岩で、その孔隙率は約1%である。この泥岩は圧密によって孔隙がほとんど消滅しており、堅固で硬質な性状をもつ。破壊様式は封圧の増加に伴い、くさび型、単一剪断型、網目状に変わる。変形挙動は脆性的である。本深度での坑壁には、両方向拡大型の坑壁破壊が見られるが、本深度直下の5030～5060m間の泥層には坑壁の破壊は見られない。

表2-13：基礎試錐「天北」における岩石の圧縮強度試験結果と坑壁破壊の様相

試料番号	試料採取深度 (m)	地層名	岩相	孔隙率 (%) (大気圧下)	供試封圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	最大圧縮強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	破壊様式	変形挙動	坑壁破壊の形状	坑壁破壊の様子
1	3206.4	羽幌層	砂質凝灰岩	16.8	1	552	W	VB	大規模な 両方向拡大型破壊	深度3140~3340m間には両方向拡大型 を含む大規模な定方向拡大型の坑壁破壊 が連続する。
					100	970	SS	VB		
					200	1220	N	B		
					400	1622	F	D		
2	4360.6	函淵層群	砂岩	5	1	920	W	VB	大規模な 定方向拡大型破壊	深度4200~4360m間には大規模な両方 向拡大型の坑壁破壊が連続する。 深度4360~4450m間には大規模な定方 向拡大型の坑壁破壊が連続する。
					500	3445	SS	B		
					1000	5017	SS	B		
					1500	5920	SS	B		
3	5025.3	上部蝦夷層群	泥岩	1	1	702	W	VB	定方向拡大型破壊	深度4680~4930m間には定方向拡大型の 坑壁破壊が連続する。本試料採取深度付近 ではその規模が小さくなり、深度5030~ 5060m間では坑壁の破壊が見られない。
					500	3076	SS	B		
					1000	4548	SS~N	B		
					1500	5652	N	B		

破壊様式

W：<さび型 (Wedge type)，SS：単一剪断型 (Single shear type)，N：網目状 (Network type)，F：破断なし

変形挙動

VB：極脆性 (Very Brittle)，B：脆性 (Brittle)，T：遷移性 (Transitional)，D：延性 (Ductile)

### (3) 岩相および岩石の圧密状態と圧縮強度の関係

本試錐の各試料の圧縮強度試験結果と、基礎試錐「夕張」の坑壁破壊が見られなかった硬質砂岩の圧縮強度試験結果を合わせて、岩相および圧密状態と岩石の圧縮強度の関係を検討する。図2-25には基礎試錐「馬追」と同様に、岩相および圧密の違いによる封圧に対する岩石の最大圧縮強度の変化の様子を示した。坑壁の破壊が見られなかった基礎試錐「夕張」の硬質砂岩（試料1）と同様に、本試錐で採取された圧密がかなり進行した砂岩（試料2）および圧密が著しく進行した硬質の泥岩（試料3）は、岩石の圧縮強度が極めて高い。初生孔隙を残存する砂質凝灰岩（試料1）では、岩石の圧縮強度が弱く、定方向拡大型の坑壁破壊が見られた。図2-25に示されたように、封圧に対する岩石の圧縮強度は、①孔隙を消失した砂岩（基礎試錐「夕張」の試料1）、②圧密がかなり進行した砂岩（試料2）、③圧密が著しく進行した硬質の泥岩（試料3）、④初生孔隙が残存する砂質凝灰岩（試料1）の順に低下する。本試錐で採取した砂質凝灰岩（試料1）と、基礎試錐「馬追」で採取した火山礫凝灰岩（試料3）の封圧に対する圧縮強度の変化は一致する。このような凝灰岩は、岩石の圧縮強度が極めて弱い。これらの結果から、坑壁周りにどのような性状の坑壁破壊が発生するかは、地殻の水平圧縮応力に対する岩石の相対的な圧縮強度の大きさに左右されることが示唆された。

以上のように、基礎試錐「夕張」、「馬追」および「天北」の坑壁破壊の性状と岩石の圧縮強度試験の結果から、岩相および圧密の違いによる岩石の圧縮強度と坑壁破壊の性状との関係が明らかになった。基礎試錐「夕張」で坑壁破壊が見られなかった硬質砂岩、基礎試錐「馬追」や「天北」の圧密が著しく進行した砂岩や泥岩は、岩石の圧縮強度が極めて高い。このため、坑壁周りに破壊が発達しない。一方、初生孔隙を残存する岩石は圧縮強度が弱く、両方向拡大型のような坑壁破壊が発生しやすい。表2-14は、北海道各地の基礎試錐で良く見られる各種岩石の室内実験から得られた力学的性質についてまとめた。表2-14を参照すると、堆積岩の大気圧下での圧縮強度の強さは、石灰岩、礫岩、砂岩、シルト岩、頁岩、凝灰岩、石炭、泥岩、軽石の順に低下する。火山岩の圧縮強度の強さは、斑れい岩、花こう岩、安山岩の順である。北海道各地の基礎試錐で、定方向拡大型や両方向拡大型の坑壁破壊を頻繁に発生させる泥岩（頁岩）、シルト岩、砂岩などの堆積岩の大気圧下での岩石の圧縮強度は、おおよそ90~150MPaの範囲にある。また、常温常圧下では岩石の脆さの指標として脆性度（圧縮強度と引張強度の比）が使われる。頁岩などのように、脆性度が



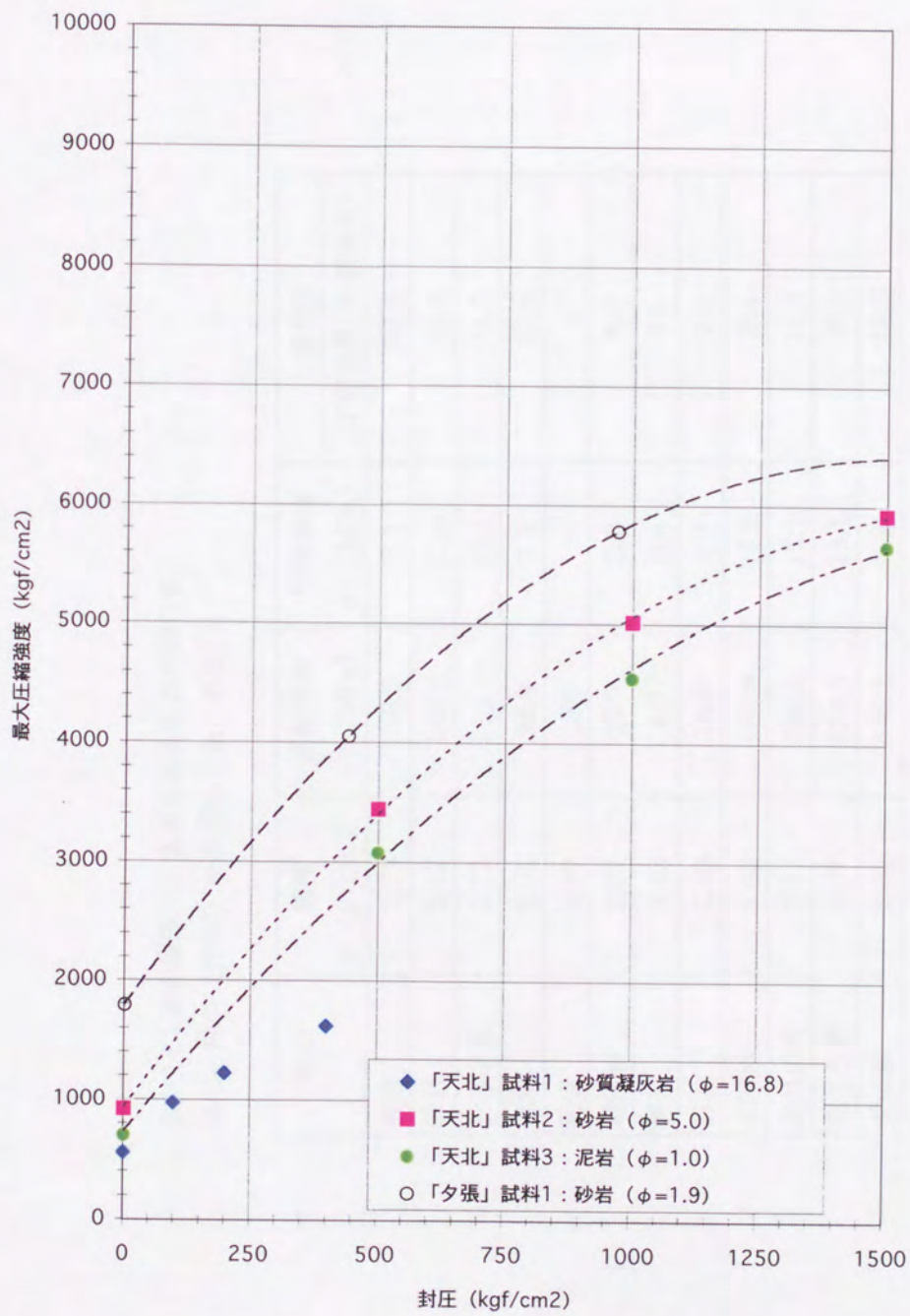


図2-25：基礎試錐「天北」および「夕張」の岩石コアを用いた岩石圧縮強度試験結果

表2-14：室内実験から求めた岩石の力学的性質  
増田・田中（1992）を参照してまとめた。

岩石	密度 $\rho$ (g/cm <sup>3</sup> )	圧縮強度 $\sigma_c$ (MPa)	引張強度 $\sigma_t$ (MPa)	脆性度	
				(圧縮強度/引張強度)	
礫岩	2.73	158.5	7.5	21.1	
砂岩	2.62	142.2	13.6	10.5	
シルト岩	2.72	124.1	11.1	11.2	
頁岩	2.63	93.4	1.3	71.8	
泥岩	2.30	15.7	-	-	
凝灰岩	2.02	27.7	3.0	9.2	
軽石	0.43	4.2	0.6	7.0	
石炭	1.30	16.9	2.3	7.3	
石灰岩	2.68	165.8	17.6	9.4	
斑れい岩	3.07	259.4	15.1	17.2	
花こう岩	2.67	224.3	13.1	17.1	
安山岩	2.62	145.1	7.8	18.6	

極めて大きい岩石は、常温常圧のもとで脆性破壊を起しやすいことが知られている。

#### 2.3.4 岩石の孔隙率と圧縮強度

岩石の孔隙率と鉱物組成は、岩石強度を左右する基本的な性質である（山口・西松，1975）。砂岩、シルト岩、泥岩などの堆積岩では、孔隙率の減少に伴って、岩石の圧縮強度が増加する。孔隙率と岩石の圧縮強度の間には、圧密式に類似する指数関係が成り立つことが実験的に確かめられている（星野，1978）。ここでは、北海道各地の基礎試錐で採取された岩石コアを用いて測定された孔隙率と、同じ岩石コアを用いて、大気圧下での三軸圧縮試験から得られた岩石の最大圧縮強度を比較して、岩石の孔隙率と圧縮強度の関係について調査する。北海道各地の基礎試錐から得られた岩石コアの大気圧下での孔隙率および最大圧縮強度、岩石コアが採取された深度における坑壁破壊の性状について、表2-15にまとめた。また、表2-15において、岩相を砂岩と泥岩に区別し、それぞれの岩石の孔隙率と最大圧縮強度の関係を図2-26に示した。砂岩と泥岩の孔隙率と最大圧縮強度の関係を比較すると、砂岩および泥岩とも、孔隙率が2～3%程度の著しく堅固で硬質な性状をもつ岩石は、その岩石の圧縮強度も著しく強い。また、このとき、砂岩の圧縮強度は泥岩の圧縮強度に勝る。孔隙率がほぼ3%以上になると、砂岩および泥岩の圧縮強度は、指数関数的に急速に減少していく。このときは、泥岩の圧縮強度は砂岩の圧縮強度に勝る。これらの結果は、露頭で見られる圧密が進行した古い地層と、圧密が余り進行していない新しい地層の砂泥互層における観察結果と良く一致する。すなわち、基礎試錐「豊頃」周辺地域などで見られるように、圧密が余り進行していない第四系～新第三系の軟弱な砂泥互層の露頭では、泥層が突出し、砂層がへこんだ地層が良く観察される。また、基礎試錐「夕張」周辺地域などで見られるように、古第三系～白亜系の圧密が著しく進行した硬質の砂泥互層の露頭では、砂層が突出し、泥層がへこんだ地層が良く観察される。このことは、圧密が著しく進行すると、砂岩の圧縮強度は泥岩に勝り、圧密が余り進行していない地層では、泥岩の圧縮強度は砂岩に勝ることを示唆する。砂岩の孔隙率と坑壁破壊の性状を調査すると、孔隙率が2～3%以下の範囲では、試料採取深度の砂層には円型や定方向拡大型の坑壁破壊が目立つ。このときの砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約1300～1800Kgf/cm<sup>2</sup>（約130～180MPa）である。孔隙率が3～20%程度になると、試料採取深度の砂層には、定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊が発達する傾向にある。このときの砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約300～1000Kgf/cm<sup>2</sup>（約30～100MPa）である。孔隙率が40%を超えるような極めて軟質

表2-15：北海道各地の基礎試錐における大気圧下での岩石コアの孔隙率と最大圧縮強度の関係

試錐名	試料採取深度 (m)	岩相	孔隙率 (%)	最大圧縮強度 (Kgf/cm <sup>2</sup> )	試料採取深度における 坑壁破壊の性状
天北	1392.9	泥岩	18.3	585	定方向拡大型
	3973.3	砂岩	7.7	502	定方向拡大型
	4214.2	砂岩	8.9	1271	両方向拡大型
	4217.1	泥岩	4.5	1003	両方向拡大型
	4360.6	砂岩	5.0	920	定方向拡大型
	4768.3	泥岩	1.2	1288	定方向拡大型
留萌	2281.7	砂岩	13.5	442	定方向拡大型
	2679.2	砂岩	8.1	996	定方向拡大型
	3123.7	砂岩	5.1	889	円型
	3457.5	砂岩	7.8	978	測定データなし
	3748.5	砂岩	4.6	1485	測定データなし
	3912.5	砂岩	7.5	914	測定データなし
馬追	1726.4	凝灰質砂岩	20.2	335	両～定方向拡大型
	2381.1	シルト質泥岩	13.6	703	両～定方向拡大型
	4724.7	中粒砂岩	2.4	1273	両方向拡大型
夕張	1107.7	砂岩	2.9	664	円～定方向拡大型
	1110.7	砂岩	1.5	1346	円～定方向拡大型
	3586.2	砂岩	1.0	1213	円型
	3726.9	砂岩	1.9	1792	両方向拡大型
	3730.8	砂岩	1.8	1469	両方向拡大型
	4016.1	砂岩	1.1	1624	定方向拡大型
豊頃	600.0	細粒砂岩	44.8	40	測定データなし
	800.0	細粒砂岩	50.3	94	測定データなし
	1001.0	細粒砂岩	43.6	81	測定データなし
	1400.0	泥岩	27.2	565	測定データなし
	2004.0	泥岩	12.5	929	定方向拡大型
	3301.0	泥岩	3.8	1655	円型

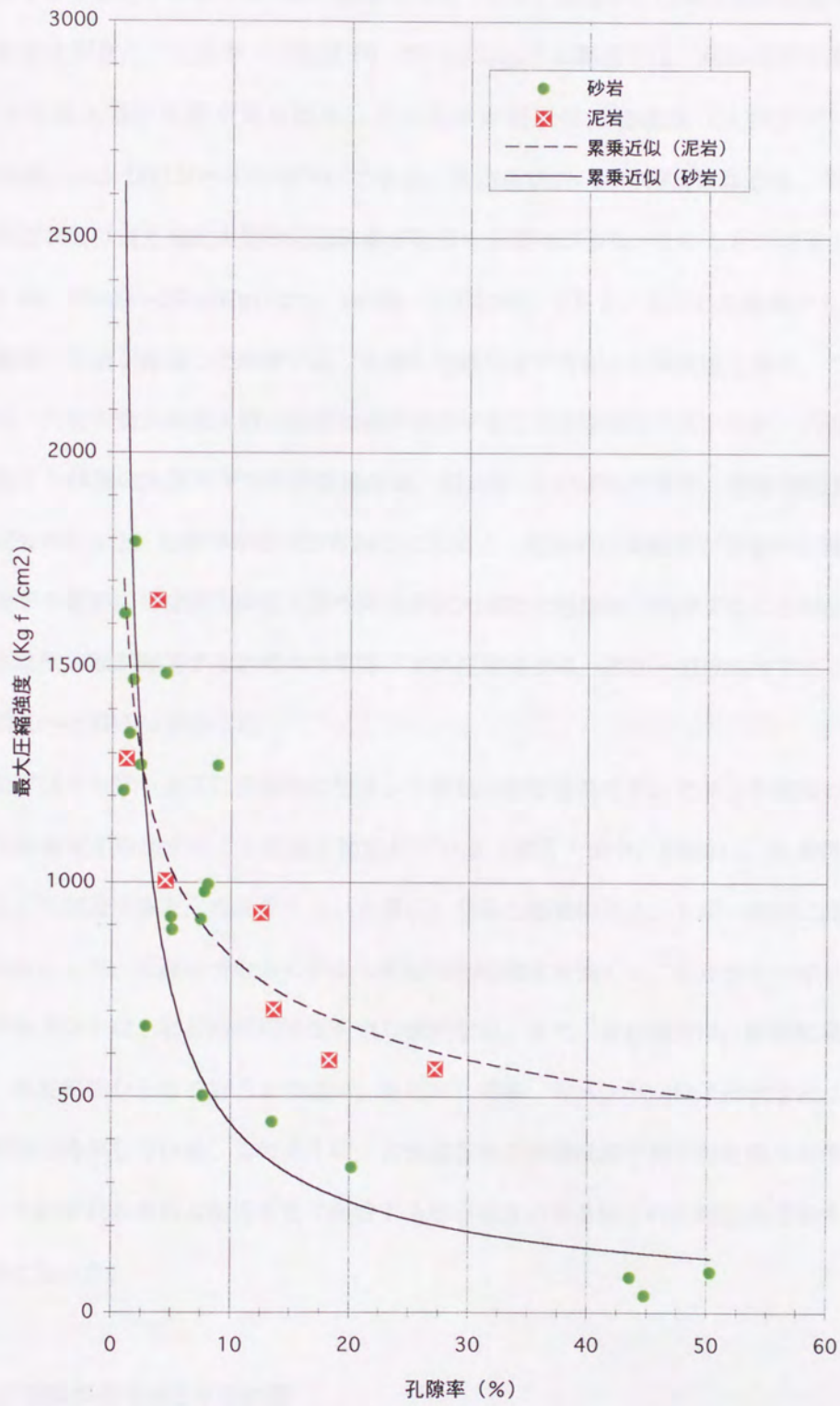


図2-26：北海道各地の基礎試錐から得られた岩石の孔隙率と圧縮強度の関係

な砂岩では、圧縮強度が著しく低下する。このときの砂岩の圧縮強度（大気圧下）は、約100Kgf/cm<sup>2</sup>（約10MPa）以下である。このため、このような未固結の状態にある砂層では、坑壁周り全体が崩落するような坑壁の破壊が示唆される。泥岩の孔隙率と坑壁破壊の性状を調査すると、砂岩と同様に、孔隙率（大気圧下）が2～3%以下の範囲では、試料採取深度の泥層には円型や定方向拡大型の坑壁が見られる。このときの泥岩の圧縮強度（大気圧下）は、約1300～1600Kgf/cm<sup>2</sup>（約130～160MPa）である。孔隙率が3～20%程度になると、その泥層には定方向拡大型および両方向拡大型の坑壁破壊が発達する傾向がある。このときの泥岩の圧縮強度（大気圧下）は、約600～1000Kgf/cm<sup>2</sup>（約60～100MPa）である。これらの結果から、孔隙率が2～3%の極めて圧密が発達した地層では、砂岩の圧縮強度が泥岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では、円型や定方向拡大型の坑壁破壊が発達することが示唆された。また、このような坑壁破壊が発達する砂層の大気圧下での圧縮強度は、約130～180MPaであり、泥層の圧縮強度は約130～160MPaであった。孔隙率が3～20%程度になると、泥岩の圧縮強度が砂岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では定方向拡大型や両方向拡大型の坑壁破壊が発達することが示唆された。このような坑壁破壊が発達する砂層の大気圧下での圧縮強度は、約30～100MPaであり、泥層の圧縮強度は約60～100MPaであった。

砂岩ではマトリックスは実質的にセメント物質の役割を果たす。セメント物質の増加に伴い、岩石の圧縮強度が増加することは良く知られている（増田・田中，1992）。基礎試錐で採取された岩石コアを調査すると、カルサイト（方解石）や粘土鉱物のセメントが一般的に認められる。セメント物質として、石英を含むものが最も岩石の圧縮強度を強くし、カルサイトがこれに続く。粘土鉱物のセメントは、岩石の圧縮強度を余り強めない。また、岩石強度は、細粒鉱物からなる岩石の方が、粗粒鉱物からなる岩石より強い。岩石の孔隙率、セメント、粒子形状などは、岩石の圧縮強度と密接に関係している。このように、北海道各地の基礎試錐で見られた様々な性状をもつ坑壁破壊は、それぞれの岩石の物性を強く反映する岩石強度のある限られた範囲内で発生していることが明らかになった。

## 2.4 坑壁破壊の性状とその成因

### 2.4.1 円型の坑壁

坑壁破壊を伴わない円型の坑壁は、基礎試錐「十勝沖」の深度890～2000m間、基礎試錐「夕張」の深度3530～3640m間、基礎試錐「豊頃」の深度2260～2330m間などでその典型例が見られた。これらの深度区間で見られる岩相は、著しく堅固で硬質の泥岩、シルト岩および砂岩である。また、基礎試錐「馬追」では、深度4910～5440m間の基盤岩をなす斑れい岩に円型の坑壁が維持されている。このような岩石は圧縮強度が著しく強く、堅固な性状をもつ。これらの基礎試錐で見られた坑壁破壊を起さない円型の坑壁は、地殻応力の大きさに比べて、岩石の圧縮強度が著しく強いことに起因する。

#### 2.4.2 大円型の坑壁

坑壁が大きく崩落したような形状を示す大円型の坑壁破壊は、基礎試錐「石狩湾」の深度390～990m間でその典型例が見られた。この深度区間は第四系の未固結な砂岩や細～中礫からなり、この浅部の軟弱な地層が崩落したものである。また、基礎試錐「馬追」の深度4340～4610m間、基礎試錐「夕張」の深度2780～2870m間、基礎試錐「天北」の深度2690～2760m間には、両方向拡大型の坑壁破壊を伴う大円型の坑壁破壊が見られた。この深度区間にはいずれも断層が通過している。これらの基礎試錐で見られた大円型の坑壁破壊は、浅部の未固結堆積物の崩落および試錐を横切る断層に起因する。

#### 2.4.3 洋梨型の坑壁

洋梨型の坑壁破壊は基礎試錐「馬追」の深度640～1540m間だけに散在して見られた。この洋梨型の坑壁破壊は、作井作業で通常キーシート (Key Seat) と呼ばれる坑壁破壊である。坑井が傾斜して掘進されると、掘り管 (Drilling pipe) の偏心による振れによって坑芯傾斜が大きな部分でその坑壁を欠落させる。本試錐で見られたこの洋梨型の坑壁破壊は、キーシートと呼ばれる掘削障害に起因する。

#### 2.4.4 猫の目型の坑壁

猫の目型の坑壁は基礎試錐「馬追」の深度400～1110m間だけに限られて、散在して見られた。この深度区間ではパイロット坑を掘削するため、大坑径のビットを用いて拡掘作業が行われた。坑口から深度301mまでは36インチ径 (約91cm) のビットを用いて拡掘され、その後、深度1298m

までは26インチ径（約66cm）のピットを用いて掘削された。坑径測定に用いた4-arm Caliper 検層機の坑径測定範囲は最大28インチ（約71cm）である。このため、26～31インチ径のピットを用いて掘削されたパイロット坑内での4-arm Caliper検層の記録は、この検層機の坑径測定範囲を超えている。また、本深度区間から得られた坑芯方位データにも著しいバラツキが見られ、正常なデータが得られていないことを示している。このため、この深度区間で得られた4-arm Caliper 検層の坑径変化データは、極めて信頼性が乏しい。本試錐に限って見られた猫の目型の坑壁は、4-arm Caliper 検層機の測定ミスに起因する。

#### 2.4.5 定方向拡大型の坑壁

北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られた定方向拡大型の坑壁破壊は、その平面形状が規則的な楕円形を示し、深度方向にも長く連続した。定方向拡大型の坑壁破壊が発達する地層は、泥岩、シルト岩、砂岩および凝灰岩からなるものが多い。この定方向拡大型の坑壁破壊の幾何学的な性状を、岩相毎に区分して表2-16にまとめた。表2-16を参照すると、泥層での坑壁破壊の楕円の長軸・短軸比は、1.20～2.52（平均値は1.60）であり、深度方向へ約50～370m（平均値は140m）に亘って連続する。シルト層での楕円の長軸・短軸比は、1.31～2.45（平均値は1.68）であり、深度方向へ約50～360m（平均値は118m）に亘って連続する。砂層での楕円の長軸・短軸比は、1.21～2.41（平均値は1.79）であり、深度方向へ約50～310m（平均値は155m）に亘って連続する。また、凝灰層での楕円の長軸・短軸比は、1.25～2.16（平均値は1.59）であり、深度方向へ約90～420m（平均値は223m）に亘って連続する。このように、定方向拡大型の坑壁破壊の規模は様々であるが、全ての基礎試錐で頻繁に見られた。定方向拡大型の坑壁破壊が占める割合は、全基礎試錐の坑壁破壊の調査深度の約45%に当り、その深度長の総計は11,700mにも及ぶ。

基礎試錐「留萌」の深度1780～1980m間、基礎試錐「馬追」の深度2110～2310m間および基礎試錐「北見大和堆」の深度3010～3260m間には、この定方向拡大型の坑壁破壊の典型例が見られた。一方、FMI検層の比抵抗画像を用いると、坑壁周りの地殻のSHmax方向に発達する縦型の引張亀裂が鮮明に観察できる。ここでは、4-arm Caliper検層から得られた坑壁破壊の性状と、FMI検層から得られた引張亀裂の発達方向を比較して、北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られる定方向拡大型の坑壁破壊が、地殻の圧縮応力に起因して発生した坑壁破壊なのか否かを検討する。



表2-16：北海道各地の基礎試錐で見られた定方向拡大型坑壁破壊の岩相毎の幾何学的性状

岩相	長軸短軸比 (平均値)	連続性 (m) (平均値)
泥層	1.20~2.52 (1.60)	50~370 (140)
シルト層	1.31~2.45 (1.68)	50~360 (118)
砂層	1.21~2.41 (1.79)	50~310 (155)
凝灰層	1.25~2.16 (1.59)	90~420 (223)

#### 定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向と縦型引張亀裂の発達方向の比較

基礎試錐「夕張」では深度1094～1345m間、1695～1835m間、1965～2080m間、2195～3655m間および3643～4281m間でFMI検層が実施された。この深度区間で水圧破碎による引張亀裂を調査した結果、深度1094～1345m間および深度2195～3655m間に、地殻のSHmax方位を指示する坑壁に沿って直線状に発達した縦型の引張亀裂が6区間で認められた（表2-17および図2-27～図2-29）。本試錐で見られた泥柱圧力によって水圧破碎された縦型の引張亀裂は、砂岩、凝灰質砂岩、シルト岩、凝灰質シルト岩に多く発達している。縦型の引張亀裂の深度方向への連続性は4～23mで、その平均長は約12mである。亀裂の幅は1～5cm程度である。また、深度3643～4281m間では坑芯傾斜が25°近くに達した。このため、縦型の引張亀裂が見られなくなり、斜交した亀裂が重なり合うようなギザギザした形状の亀裂が発達する（図2-30）。

ここでは、定方向拡大型の坑壁破壊が、地殻応力に起因する坑壁破壊なのか否かを検証するために、基礎試錐「夕張」で測定された4-arm Caliper 検層の坑径変化データから、規則的な楕円形を示す定方向拡大型の坑壁破壊が見られる深度区間を選択し、その楕円形の短軸の方位をPIAZの記録から読み取った。また、FMI検層の比抵抗画像から観察できる掘進中に水圧破碎された鮮明な縦型亀裂を選択し、その縦型亀裂の発達方向をFMI画像から読み取った。表2-18には4-arm Caliper 検層から求めた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸の方向と、FMI検層から求めた縦型の引張亀裂の発達方向をまとめた。

①深度550～1600m間には定方向拡大型の坑壁破壊が4ヶ所で見られ、縦型亀裂が2ヶ所で見られた（添付資料5および図2-27）。定方向拡大型の坑壁破壊が見られたこの深度区間の内、深度550～830m間は細～粗粒砂岩、シルト岩および塊状シルト質泥岩からなる。砂岩は中硬質～硬質で、その孔隙率は約7%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は54cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.21で、深度方向に280mに亘って連続する。深度870～1000m間は塊状シルト質泥岩および中～粗粒砂岩を主体とする。砂岩は中硬質～硬質であり、その孔隙率は約5%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は62cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.39で、深度方向に130mに亘って連続する。深度1400～1510m間は中硬質～硬質の泥岩～シルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする。凝灰質シルト岩の孔隙率は約6%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は58cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.31で、深度方向に110mに亘って連続する。また、深度1530～1600m間は中硬質～硬質のシ

表2-17：基礎試錐「夕張」のFMI検層から求めた水圧破碎による縦型の引張亀裂の性状

(注1) 亀裂の長さ (m) および幅 (cm) は、FMI画像を用いて測定した。

(注2) 亀裂の鮮明さ及び割れ目の様子は、FMI画像から判断した。

(注3) 亀裂の発達方向は、真北から時計回りの角度で示した。

(1) 1094~1345m間

深度 (m)	岩相	長さ (m)	幅 (cm)	鮮明さ	亀裂の発達方向	16方位区分	割れ目の様子	坑芯傾斜角
1101~1121	砂岩, 砂質シルト岩, 石炭	11	2~5.5	極めて鮮明	107	ESE-WNW	ほぼ直線状	10~11
1212~1227	砂岩, 凝灰質砂岩, シルト岩	15	1.5~4	鮮明	121	ESE-WNW	直線状	10~11

(2) 2195~3655m間

深度 (m)	岩相	長さ (m)	幅 (cm)	鮮明さ	亀裂の発達方向	16方位区分	割れ目の様子	坑芯傾斜角
2535~2558	シルト岩, 凝灰質シルト岩	23	1.5~3	鮮明	123	ESE-WNW	ほぼ直線状	6~8
2641~2658	シルト岩, 凝灰質シルト岩	17	1~4	やや不鮮明	121	ESE-WNW	直線状	11
2958~2962	凝灰質シルト岩	4	1~2.5	やや不鮮明	146	SE-NW	直線上	18
3493~3502	凝灰質砂岩, 砂岩, シルト岩	9	1.5~4.5	鮮明	152	NNW-SSE	ほぼ直線状	8

(3) 3643~4281m間

深度 (m)	岩相	長さ (m)	幅 (cm)	鮮明さ	亀裂の発達方向	16方位区分	割れ目の様子	坑芯傾斜角
4030~4033	砂岩, 凝灰質砂岩, 泥岩	9	1~2	鮮明	特定不能	測定不能	ギザギザ	25~26
4103~4109	シルト岩	6	1~2.5	鮮明	特定不能	測定不能	ギザギザ	24~25

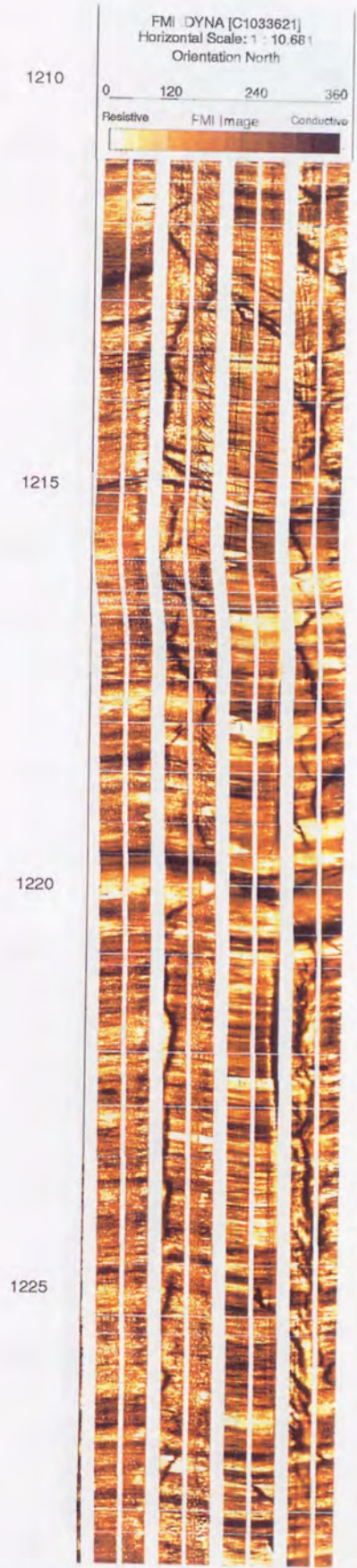
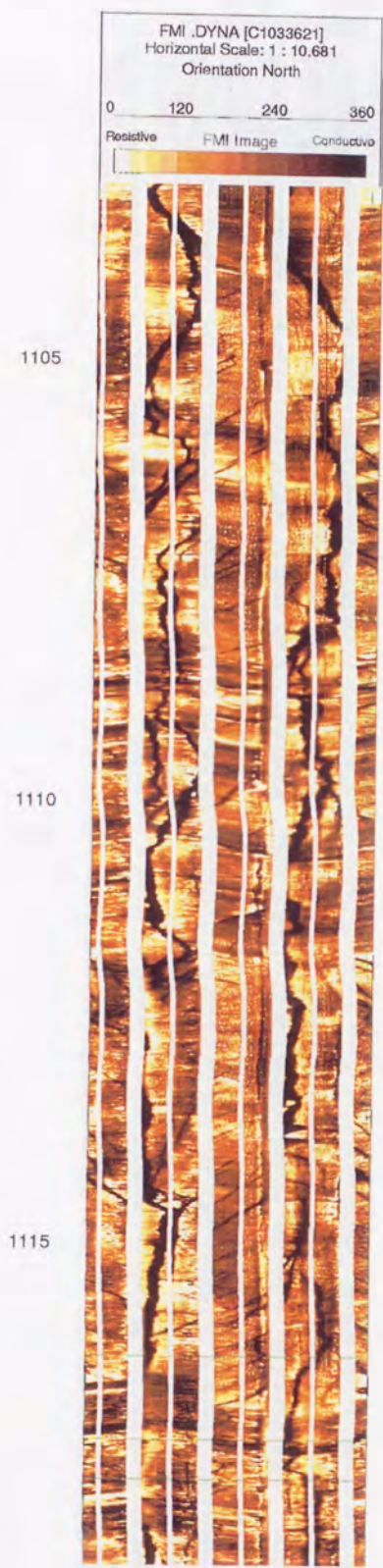


図2-27：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
深度1101～1227m間の一部，数値は深度（m）を示す。

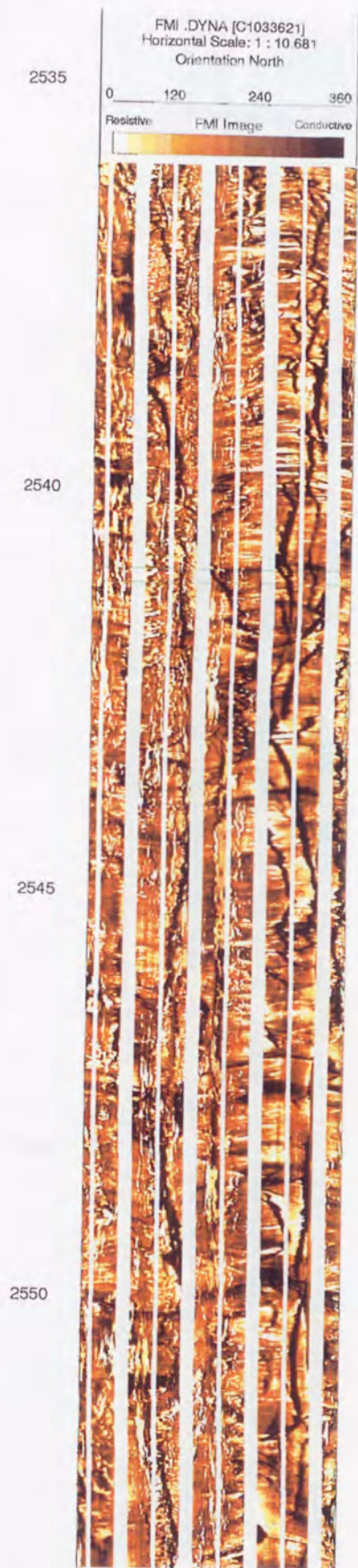


図2-28 : 基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
深度2535~2658m間の一部, 数値は深度 (m) を示す。

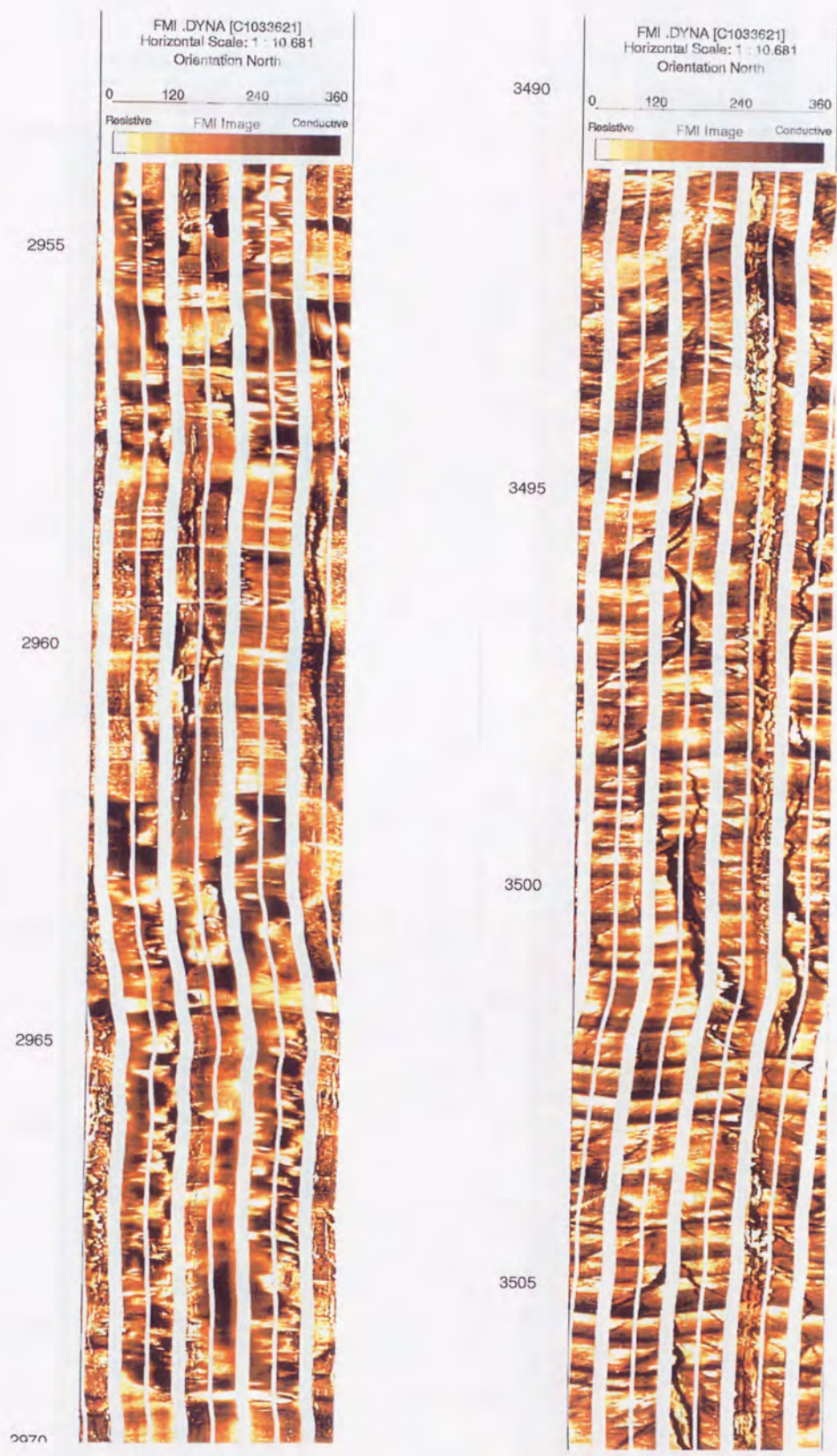


図2-29：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による縦型の引張亀裂  
 深度2958～3502m間の一部，数値は深度（m）を示す。

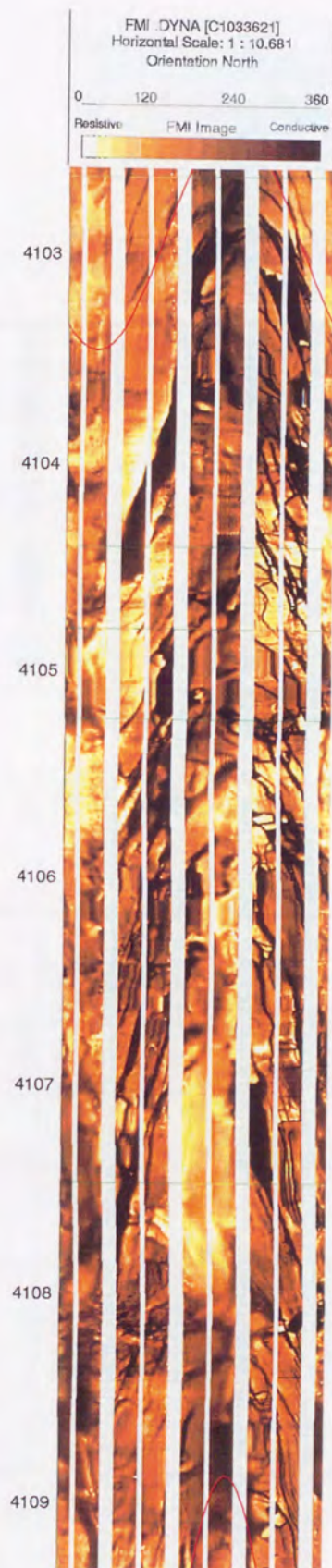
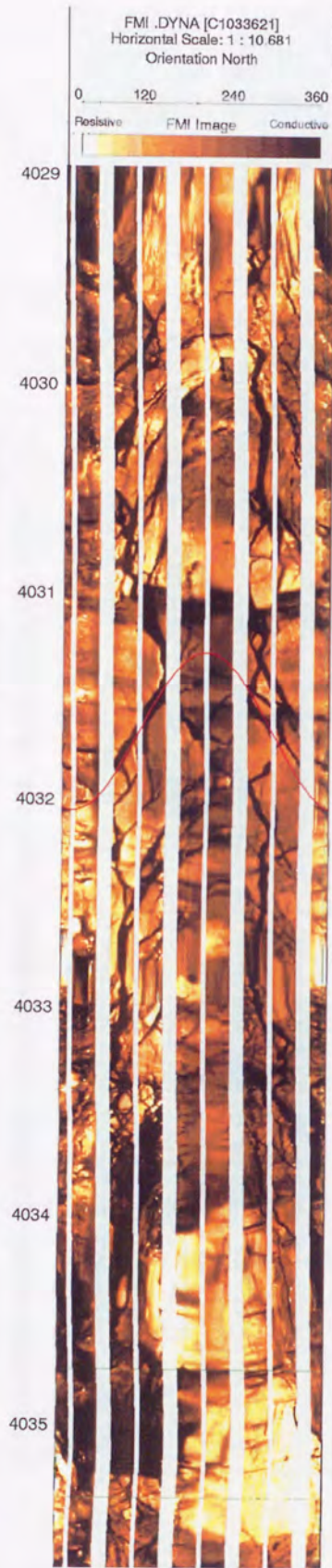


図2-30：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた水圧破碎による不規則な引張亀裂  
深度4030～4109m間の一部，数値は深度（m）を示す。

表2-18：基礎試錐「夕張」における定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向と縦型引張亀裂の発達方向の比較  
 定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向あるいは縦型引張亀裂の発達方向は、真北から時計回りの角度で示す。

(1) 550～1600m間

坑壁破壊の形状	深度区間 (m)	深度長 (m)	定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向 あるいは縦型引張亀裂の発達方向
定方向拡大型	550～830	280	137°
定方向拡大型	870～1000	130	114°
縦型引張亀裂	1101～1121	20	107°
縦型引張亀裂	1212～1227	15	121°
定方向拡大型	1400～1510	110	138°
定方向拡大型	1530～1600	70	114°

(2) 2430～2740m間

坑壁破壊の形状	深度区間 (m)	深度長 (m)	定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向 あるいは縦型引張亀裂の発達方向
定方向拡大型	2430～2500	70	126°
縦型引張亀裂	2535～2558	23	123°
縦型引張亀裂	2641～2658	17	121°
定方向拡大型	2680～2740	60	131°

(3) 2970～3523m間

坑壁破壊の形状	深度区間 (m)	深度長 (m)	定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向 あるいは縦型引張亀裂の発達方向
縦型引張亀裂	2958～2962	4	146°
定方向拡大型	2970～3090	120	157°
定方向拡大型	3130～3250	120	159°
定方向拡大型	3300～3450	150	163°
縦型引張亀裂	3493～3502	9	152°



ルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする。凝灰質シルト岩の孔隙率は約4%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は58cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.31で、深度方向に70mに亘って連続する。

一方、深度1101~1121m間および深度1212~1227m間には縦型の引張亀裂が見られた。深度1101~1121m間の縦型の引張亀裂は、硬質の細~中粒砂岩、砂質シルト岩および石炭層で発達している。この亀裂はFMI検層の画像から極めて鮮明に観察できる。亀裂の形状はほぼ直線状で、約2~5.5cmの幅をもち、深度方向に約11mに亘って連続する。この深度区間の岩石の孔隙率は約2%程度であり、著しく硬質であるため、この深度区間には坑壁の崩壊が見られず、円坑が維持されている。深度1212~1227m間の縦型の引張亀裂は、細粒砂岩を主体とし、凝灰質砂岩およびシルト岩を挟む地層で発達している。この深度区間の岩石の孔隙率は約6~7%であり、本試錐で縦型の引張亀裂が見られる深度区間のうちでは、最も高い孔隙率を示す。この深度区間に見られる引張亀裂は、FMI検層の画像で鮮明に観察できる。亀裂の形状は直線状で、約1.5~4cmの幅をもち、深度方向に15mに亘って連続する。また、この深度区間には縦型の引張亀裂と共に、定方向拡大型の坑壁破壊が同時に認められた(図2-31)。この定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は約57cm、短軸は約44.5cm、長軸と短軸の比は1.28で、深度方向に約30mに亘って連続する。この定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向は、北から時計回りに125°の方向を示す。この方向は本深度区間で見られた縦型の引張亀裂が発達する方向(北から時計回りに121°)とほぼ一致する。表2-18に示した深度550~1600m間の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向を図2-32に示した。図2-32から、この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向は多少の変動を示すが、全体的にはほぼ整合していることが解る。また、前述のように深度1212~1227m間では、縦型の引張亀裂と定方向拡大型の坑壁破壊が共に認められ、縦型の引張亀裂の発達方向と定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向が、ほぼ一致した(図2-31)。

②深度2430~2740m間では定方向拡大型の坑壁破壊が2ヶ所で見られ、縦型亀裂も2ヶ所で見られた(添付資料5および図2-28)。定方向拡大型の坑壁破壊が見られたこの深度区間の内、深度2430~2500m間は中硬質~硬質のシルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする。シルト岩の孔隙率は約4%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は50cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.61で、深度方向に70mに亘って連続する。深度2680~2740m間は凝灰質シルト岩および中硬質~硬質のシルト岩を主体とする。シルト岩の孔隙率は約4%である。この深度

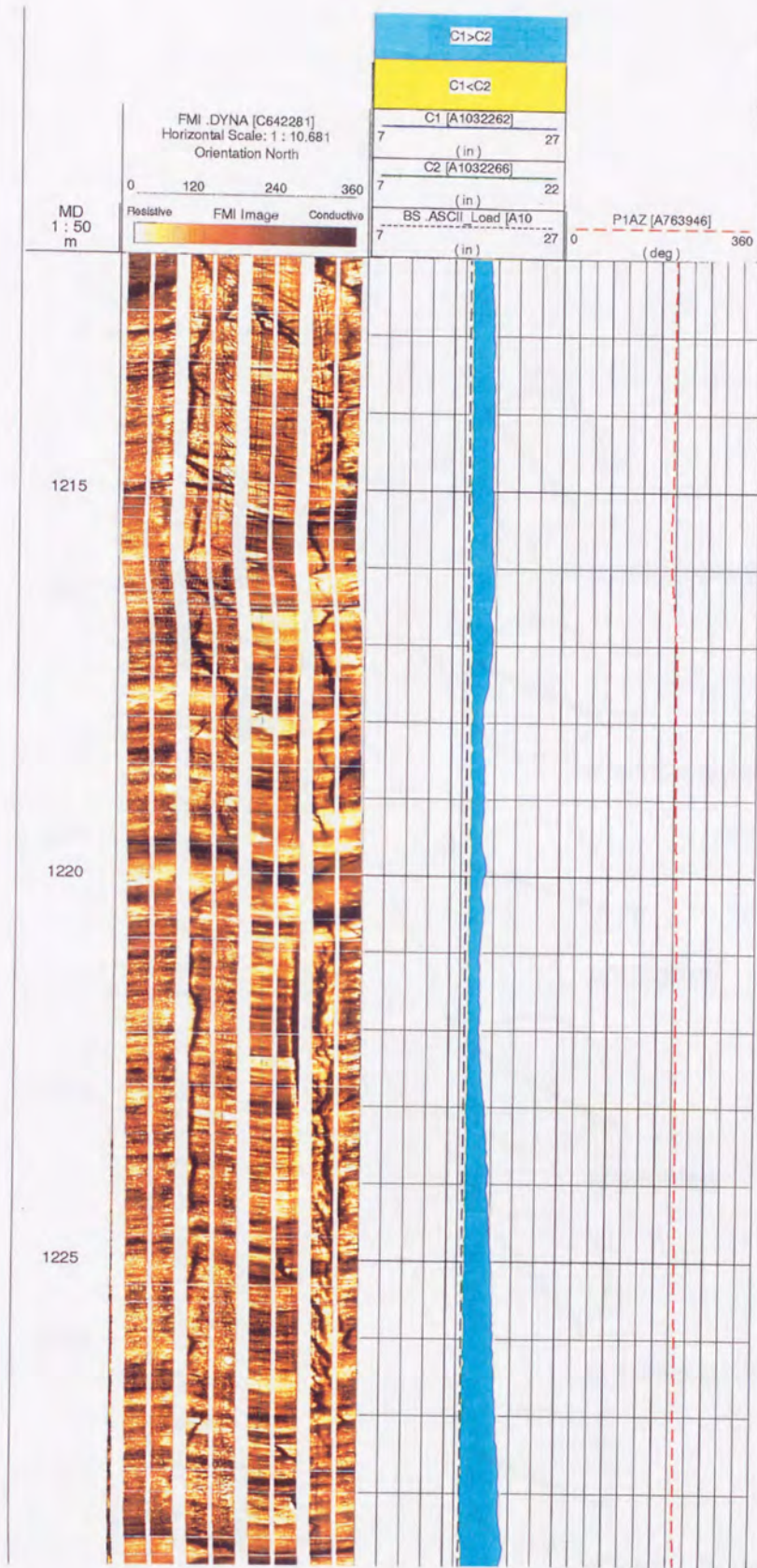


図2-31：基礎試錐「夕張」のFMI検層で認められた縦型の引張亀裂と4-arm Caliper検層で認められた定方向拡大型の坑壁破壊（数値は深度mを示す）  
 （左図）縦型の引張亀裂が発達する方向は、北から時計回りに121°の方向を示す。  
 （右図）定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向は、北から時計回りに125°の方向を示す。

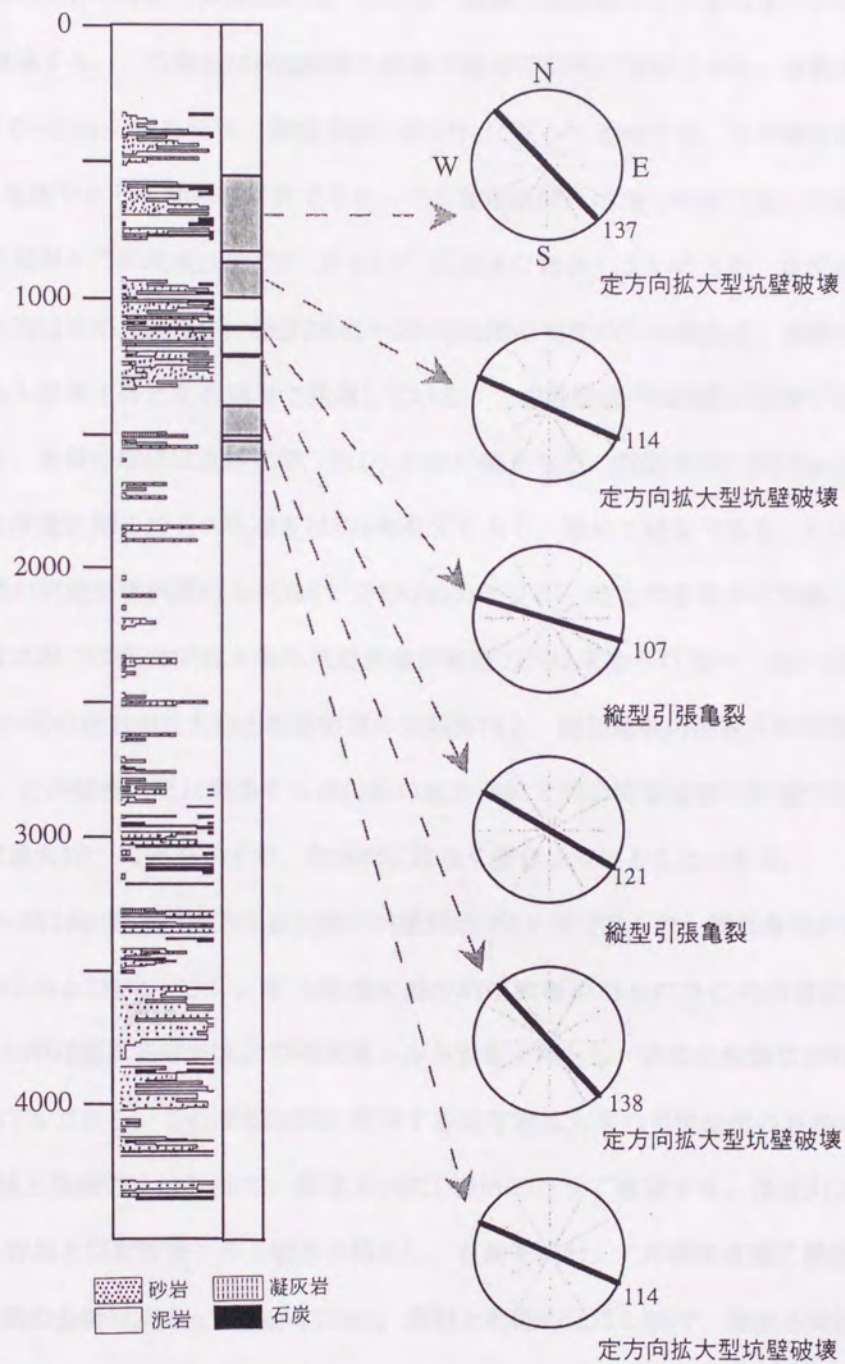


図2-32：基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布（深度550～1600m間）

区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は59cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.90で、深度方向に60mに亘って連続する。

一方、深度2535～2558m間および深度2641～2658m間には、縦型の引張亀裂が見られた。深度2535～2558m間の縦型の引張亀裂は、中硬質～硬質の凝灰質シルト岩およびシルト岩を主体とする地層で発達する。この亀裂はFMI検層の画像で極めて鮮明に観察できる。亀裂の形状はほぼ直線状で、約1.5～3cmの幅をもち、深度方向に約23mに亘って連続する。この深度区間の岩石の孔隙率は約4%程度であり、極めて硬質である。この深度区間には定方向拡大型の坑壁破壊が認められるが、坑芯傾斜がこの深度区間で5°から15°に急激に増角しているため、本深度区間から坑壁破壊の短軸方向は求められない。深度2641～2658m間の縦型の引張亀裂は、硬質のシルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする地層で発達している。この亀裂はFMI検層の画像では、やや不鮮明に観察される。亀裂の形状は直線状で、約1～4cmの幅をもち、深度方向に約17mに亘って連続している。この深度区間の岩石の孔隙率は約4%程度であり、極めて硬質である。この深度区間には定方向拡大型の坑壁破壊が認められるが、P1AZのカーブが一定方向を示さず変動している。このため、本深度区間では定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向は求められない。表2-18に示した深度2430～2740m間の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向を図2-33に示す。図2-33から、この深度区間に発達する楕円形の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向は最大10°の差を示すが、全体的には良く整合していることが解る。

③深度2970～3523m間では定方向拡大型の坑壁破壊が3ヶ所で見られ、縦型亀裂が2ヶ所で見られた（添付資料5および図2-29）。定方向拡大型の坑壁破壊が見られたこの深度区間の内、深度2970～3090m間は凝灰質砂岩および凝灰質シルト岩を主体とし、石炭を頻繁に挟む。凝灰質砂岩の孔隙率は約7%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は58cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.85で、深度方向に120mに亘って連続する。深度3130～3250m間は塊状シルト岩および凝灰質シルト岩を主体とし、石炭を挟む。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は52cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.66で、深度方向に120mに亘って連続する。また、深度3300～3450m間は凝灰質砂岩とシルト岩の互層を主体とし、凝灰岩、細粒砂岩および石炭を挟在する。凝灰質砂岩の孔隙率は約4%である。この深度区間に発達する定方向拡大型の坑壁破壊の長軸は42cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.36で、深度方向に150mに亘って連続する。

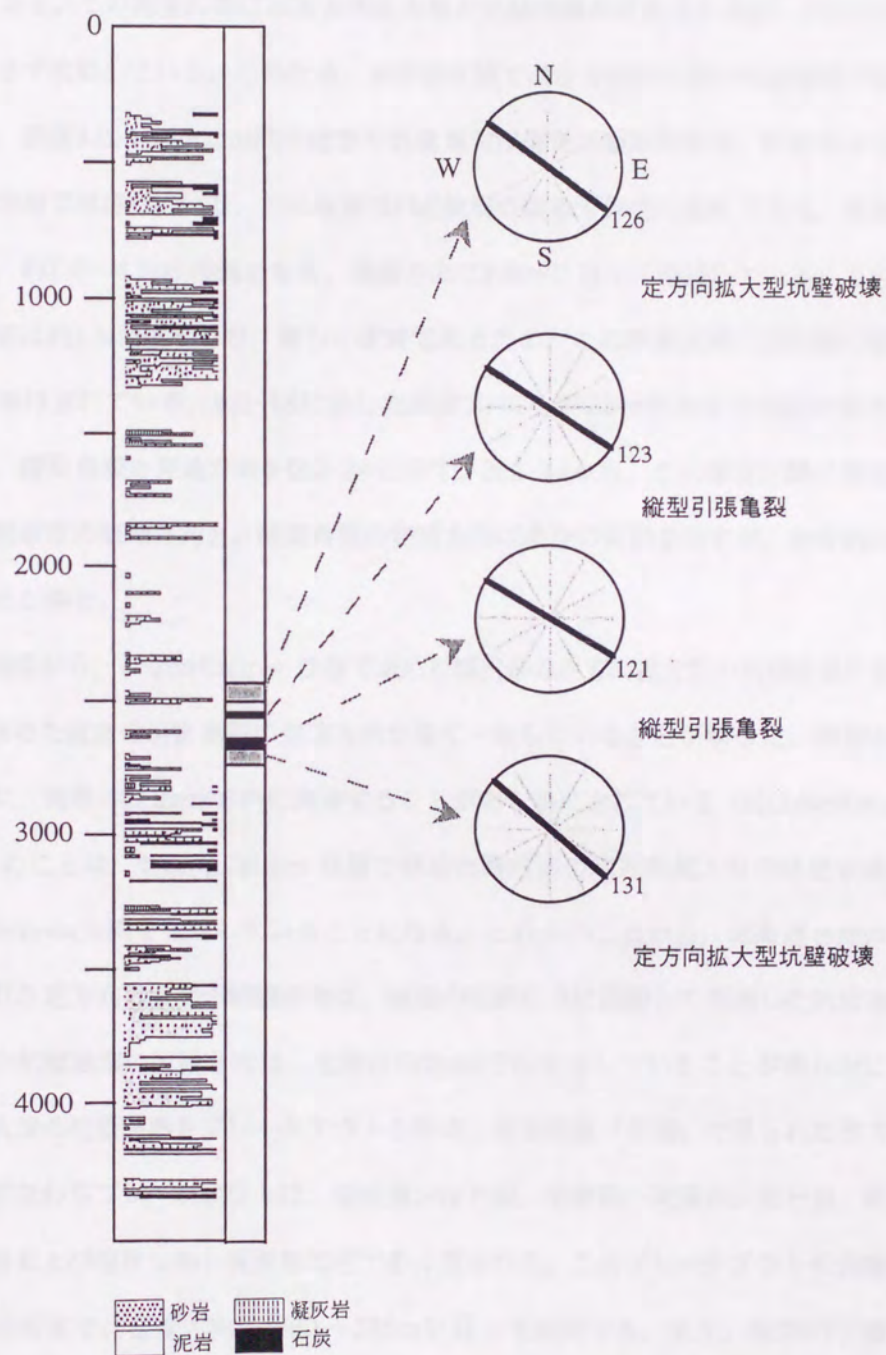
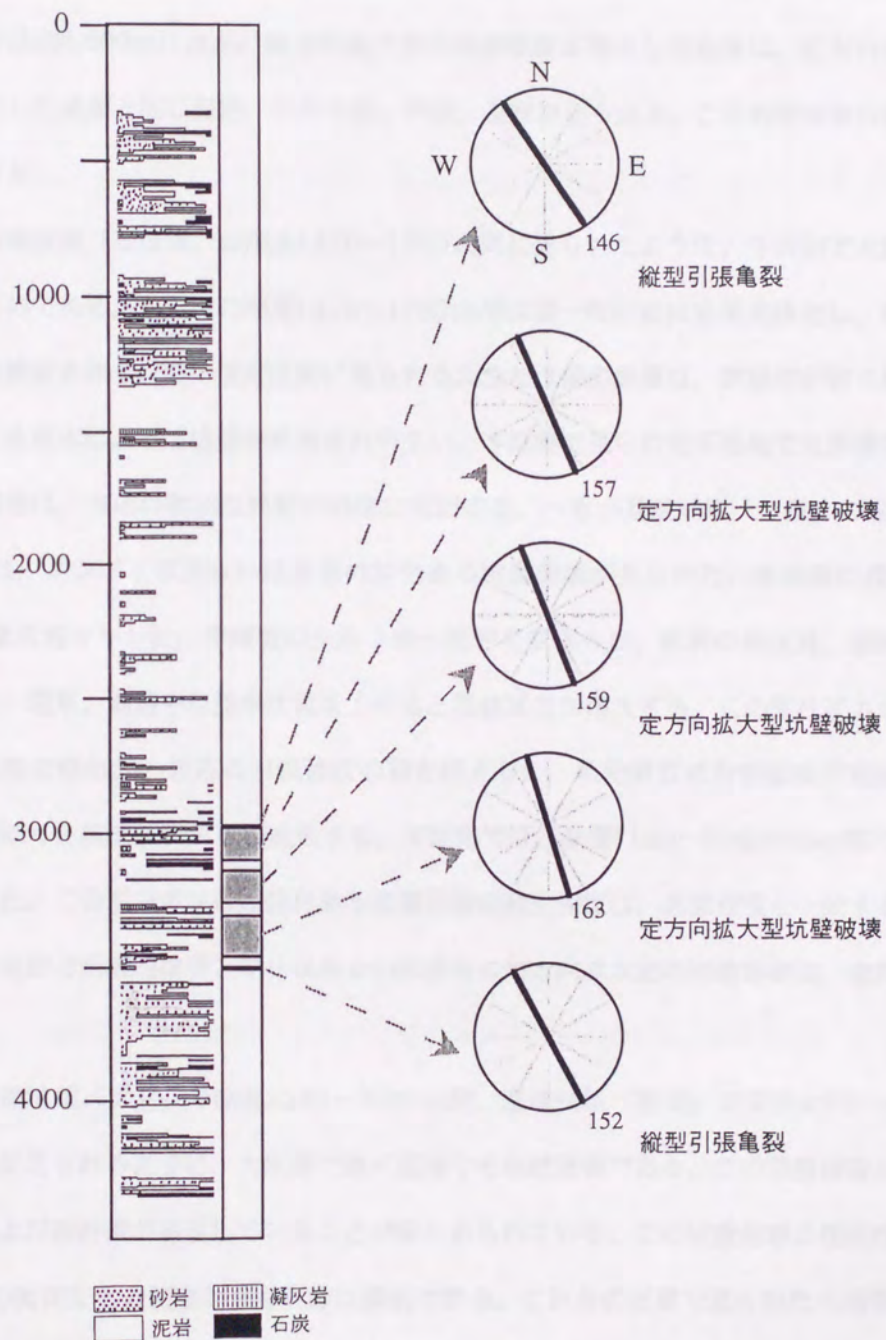


図2-33：基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布（深度2430～2740m間）

一方、深度2958～2962m間および深度3493～3502m間には縦型の引張亀裂が見られた。深度2958～2962m間の縦型の引張亀裂は、硬質の凝灰質シルト岩を主体とする地層で発達している。この亀裂はFMI検層の画像では、やや不鮮明に観察される。亀裂の形状は直線状で、約1～2.5cmの幅をもち、深度方向に約4mに亘って連続する。この深度区間の岩石の孔隙率は約5%程度であり、硬質である。この深度区間には定方向拡大の坑壁破壊が認められるが、PIAZのカーブが一定方向を示さず変動している。このため、本深度区間では定方向拡大の坑壁破壊の短軸方向は求められない。深度3493～3502m間の縦型の引張亀裂は硬質の凝灰質砂岩、砂岩およびシルト岩の互層をなす地層で発達している。この亀裂はFMI検層の画像で鮮明に観察できる。亀裂の形状はほぼ直線状で、約1.5～4.5cmの幅をもち、深度方向に約9mに亘って連続している。この深度区間の岩石の孔隙率は約1%程度であり、著しく硬質であるため、この深度区間には坑壁の破壊が見られず、円坑が維持されている。表2-18に示した深度2970～3523m間の定方向拡大の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向を図2-34に示す。図2-34から、この深度区間に発達する定方向拡大の坑壁破壊の短軸方向と、縦型亀裂の発達方向は多少の変動を示すが、全体的にはほぼ整合していることが解る。

これらの結果から、4-arm Caliper 検層で求めた楕円形の定方向拡大の坑壁破壊の短軸方向と、FMI検層で求めた縦型の引張亀裂の発達方向が良く一致していることが解った。縦型の引張亀裂は前述のように、地殻のSHmax方向に発達することが明らかにされている (Hubbert and Willis, 1957)。このことは、4-arm Caliper 検層で求めた楕円形の定方向拡大の坑壁破壊の短軸方向も、地殻のSHmax方向を指示していることになる。これらのことから、北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られた定方向拡大の坑壁破壊は、地殻の圧縮応力に起因して発達した坑壁破壊であり、その楕円形の坑壁破壊の短軸方向は、地殻のSHmax方位を示していることが明らかになった。この定方向拡大の坑壁破壊をブレイクアウトと呼ぶ。基礎試錐「夕張」で見られた定方向拡大の坑壁破壊、すなわちブレイクアウトは、凝灰質シルト岩、中硬質～硬質のシルト岩、凝灰質砂岩、細～粗粒砂岩および塊状シルト質泥岩などで多く見られた。このブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.21～1.90程度で、深度方向に約60～280mに亘って連続する。また、縦型の引張亀裂は硬質の砂岩やシルト岩の地層で発達しており、これらの孔隙率は約1～5%で極めて低い値を示す。亀裂の形状は直線状～ほぼ直線状で、約1～5cm程度の幅をもち、深度方向に約4～23mに亘って連続した。



2-34 : 基礎試錐「夕張」で認められた定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と縦型の引張亀裂の発達方向の分布 (深度2970~3523m間)

#### 2.4.6 両方向拡大型の坑壁

両方向拡大型の坑壁破壊は様々な大きさを持つが、北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られた。全ての基礎試錐の坑壁破壊の調査深度において、この坑壁破壊が占める割合は約33%であり、その深度長の総計は約8,600mに及ぶ。両方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層は、定方向拡大型の坑壁破壊が発生した地層と同じ泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩からなる。この坑壁破壊の成因は3種類に区分できる。

第1は、基礎試錐「石狩湾」の深度1410~1750m間に見られたような、不規則で大規模な坑壁破壊を示すものである。本試錐の深度1410~1750m間は細~粗粒凝灰岩を主体とし、凝灰角礫岩および火山角礫岩を伴う。この深度区間に見られるような浅部の地層は、固結度が弱く軟弱で、掘進中に循環する泥水によって坑壁が破壊されやすい。本試錐で見られた不規則で大規模な両方向拡大型の坑壁破壊は、浅部の軟弱な地層の崩壊に起因する。一方、基礎試錐「夕張」の深度1710~2220m間には、ボンボリ状あるいは波形の特色ある坑壁破壊が見られた。本試錐の深度1710~2220m間は凝灰質シルト岩、中硬質のシルト岩~泥岩を主体とし、軟質の凝灰岩、凝灰質砂岩などを挟在する。通常、掘進中に泥水比重を上げると泥柱圧力が増大する。この泥柱圧力が坑壁周りに作用する地殻のSHminと岩石の引張強度の和を超えると、坑壁周りに引張破壊が発生し、逸泥する。逸泥が続くと坑壁破壊が更に拡大する。本試錐では、深度1100~坑底4465m間で逸泥が断続的に発生した。このボンボリ状の特色ある坑壁破壊の発生深度は、逸泥深度と一致する。本試錐で見られた不規則で断続的なボンボリ状あるいは波形の両方向拡大型の坑壁破壊は、逸泥に起因する。

第2は、基礎試錐「天北」の深度3340~3600m間、基礎試錐「馬追」の深度4350~4610m間でその典型例が見られるように、大規模で長く連続する坑壁破壊である。この坑壁破壊の深度区間には、断層および破碎帯が通過していることが確かめられている。この坑壁破壊の性状は、4-arm Caliper 検層の坑径変化の測定からも明瞭に識別できる。これらの試錐で見られた大規模で長く連続する両方向拡大型の坑壁破壊は、断層および破碎帯に起因する。また、基礎試錐「馬追」の深度2400~3700m間および深度4500~4900m間、基礎試錐「北見大和堆」の深度3130~3795m間でも大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が発達している。これらの深度区間では掘進中に異常高圧層が検知された。異常高圧層は、圧密の進行が著しく遅れた泥層などでしばしば見られる。異常高圧



層内では圧密が進行しないため、岩石の固結度が低く、孔隙率が極めて高い。このため、岩石強度が著しく低下する。この岩石強度の弱さに起因して、掘進中に大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が発生する。この坑壁破壊は坑壁周り全体に及ぶ。本試錐で見られたこの大規模な両方向拡大型の坑壁破壊は、異常高圧層に起因する。

第3は、基礎試錐「天北」の深度3520～3940m間、基礎試錐「豊頃」の深度2580～3070m間にその典型例が見られるように、定方向拡大型の坑壁破壊を全体に拡大したような形状をもつ坑壁破壊である。この両方向拡大型の坑壁破壊は、ある一定した方向の坑壁が大きく破壊されており、全体的には坑壁破壊の形状が楕円形に近い。図2-11には、この両方向拡大型の坑壁破壊形状（PIAZ一定タイプ）の認定法を示した。坑壁の平面形状は、楕円の長軸および短軸の長さが深度毎にそれぞれ変化するが、各深度点においては定方向拡大型と同じように、楕円形の平面形状を維持し、この楕円の長軸あるいは短軸の方向が、深度方向に対して一定した方位を示して連続している。すなわち、この坑壁の平面形状は、地殻応力に起因して坑壁破壊が発達した定方向拡大型に見られる坑壁形状（ブレイクアウト）を、その形を変えずに全体的にそのまま拡大したような形状を示す。また、この楕円の長軸あるいは短軸の方向が、定方向拡大型の坑壁破壊と同様に、深度方向に対して変動することなく、一定した方位を示して連続している。

この両方向拡大型の坑壁破壊は、基礎試錐「天北」の深度3140～3340m間および深度3520～3940m間、基礎試錐「留萌」の深度1850～1980m間、基礎試錐「石狩湾」の深度1610～1660m間および深度2380～2480m間、基礎試錐「馬追」の深度4590～4770m間、基礎試錐「夕張」の深度680～1010m間および深度3020～3250m間、基礎試錐「豊頃」の深度2110～2250m間および深度2580～3070m間、基礎試錐「十勝沖」の深度3600～3710m間、基礎試錐「北見大和堆」の深度3120～3180m間および深度3270～3310m間など、全ての基礎試錐で認められる。この坑壁破壊は、地殻応力に起因するブレイクアウトが発達する深度区間の一部に含まれて、あるいは、ブレイクアウトが発達する深度区間を挟んで、その上下の深度でブレイクアウトに連続して発達していることが多い。これらの基礎試錐で見られたPIAZ一定タイプの両方向拡大型の坑壁破壊は、①泥層、シルト層、砂層および凝灰層の中で発達していること、②その発達深度が、ほぼ1000～5000m付近であること、③この坑壁破壊が深度方向に約100～400m（平均値は200m）に亘って連続していること、④楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の比が、ほぼ1.5～2.0程度であることなど、定方向拡大型の坑壁破壊とその性状がほぼ一致する。このことから、このPIAZ一定タイプの両方

向拡大型の坑壁破壊は、定方向拡大型の坑壁破壊と同様に、地殻の水平圧縮応力に起因して発達したブレイクアウトと考えられる。

このように、両方向拡大型の坑壁破壊は、地質や地質構造に関連して発生するものと、地殻応力に起因して発生するものに大別できる。

#### 5.1.3 ブレークアウトの発生メカニズム

以上の調査結果から、北海道各地の基礎試錐で認められた坑壁破壊は、①掘削障害に起因したものの、②坑井が未固結な地層、断層・破碎帯、異常高压層などを通過したときに発生したものの、③地殻の水平圧縮応力に起因したものの、などに区分できる。

### 第3章 日本の油田地域におけるブレイクアウト法適用の条件

#### 3.1 ブレイクアウトの発生深度と岩石強度

##### 3.1.1 ブレイクアウトの発生深度

ブレイクアウト法によって地殻のSHmax方位が測定できるか否かは、第1に坑壁の平面形状が楕円形に破壊されているかどうかを認定すること、第2にその楕円形の短軸の方向が求められるかどうかを判断することである。坑壁の平面形状は、4-arm Caliper検層機の2組のアームで測定される坑径(C1, C2)およびビット径(BS)を用いて認定する。坑壁の平面形状の深度方向(鉛直方向)への連続性は、基準パッド1が示す方位(P1AZ)が深度方向に対してある一定の方向を示して、直線状のトレースを描いているか、あるいは深度毎にその方位が変動して、直線状のトレースを描かないかによって認定できる。

ここでは、この認定条件を用いて、北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの発生深度を調査した。その結果を表3-1および図3-1にまとめた。ブレイクアウトが発生する上限深度は、基礎試錐「夕張」では深度550m、基礎試錐「北見大和堆」では深度660mであり、比較的浅部からブレイクアウトが発生している。基礎試錐「十勝沖」ではブレイクアウトが比較的深部の深度3100mから発生している。基礎試錐「天北」、「留萌」、「石狩湾」、「馬追」および「豊頃」では、ブレイクアウト発生の上限深度は1440~1990m間であり、その平均深度は約1700mである。一方、ブレイクアウト発生の下限深度は、各基礎試錐の掘止め深度近くに当たる。これらの下限深度は、基礎試錐「馬追」では深度4700m、基礎試錐「天北」では深度4390mと深く、基礎試錐「留萌」が深度2860mで最も浅い。基礎試錐「石狩湾」、「夕張」、「豊頃」、「十勝沖」および「北見大和堆」では、ブレイクアウト発生の下限深度はほぼ一様で、その平均深度は約3800mである。

これらの結果から、北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトが発生する深度区間は、バラツキを示すものの、ほぼ深度1000~5000m程度の区間に分布した。通常、浅部の地層は圧密が進行していないため、未固結で岩石強度が弱い。このため、坑壁周り全体が崩壊するような大円型や両方向拡大型の坑壁破壊が多く見られる。深部の地層は圧密が著しく進行しており、硬質で岩石強度が極めて強い堆積岩や基盤岩などが多く見られる。このため、地殻応力に起因する坑壁破壊は

表3-1：北海道各地の基礎試錐におけるブレークアウトの発生深度区間

試錐名	坑壁破壊の調査深度区間 (m)	ブレークアウトの発生深度	
		上限深度 (m)	下限深度 (m)
天北	1330~5060	1440	4390
留萌	1490~3320	1790	2860
石狩湾	390~3800	1990	3700
馬追	310~5500	1540	4700
夕張	20~4290	550	4180
豊頃	1620~3300	1960	3220
十勝沖	610~4110	3100	3980
北見大和堆	250~3800	660	3780

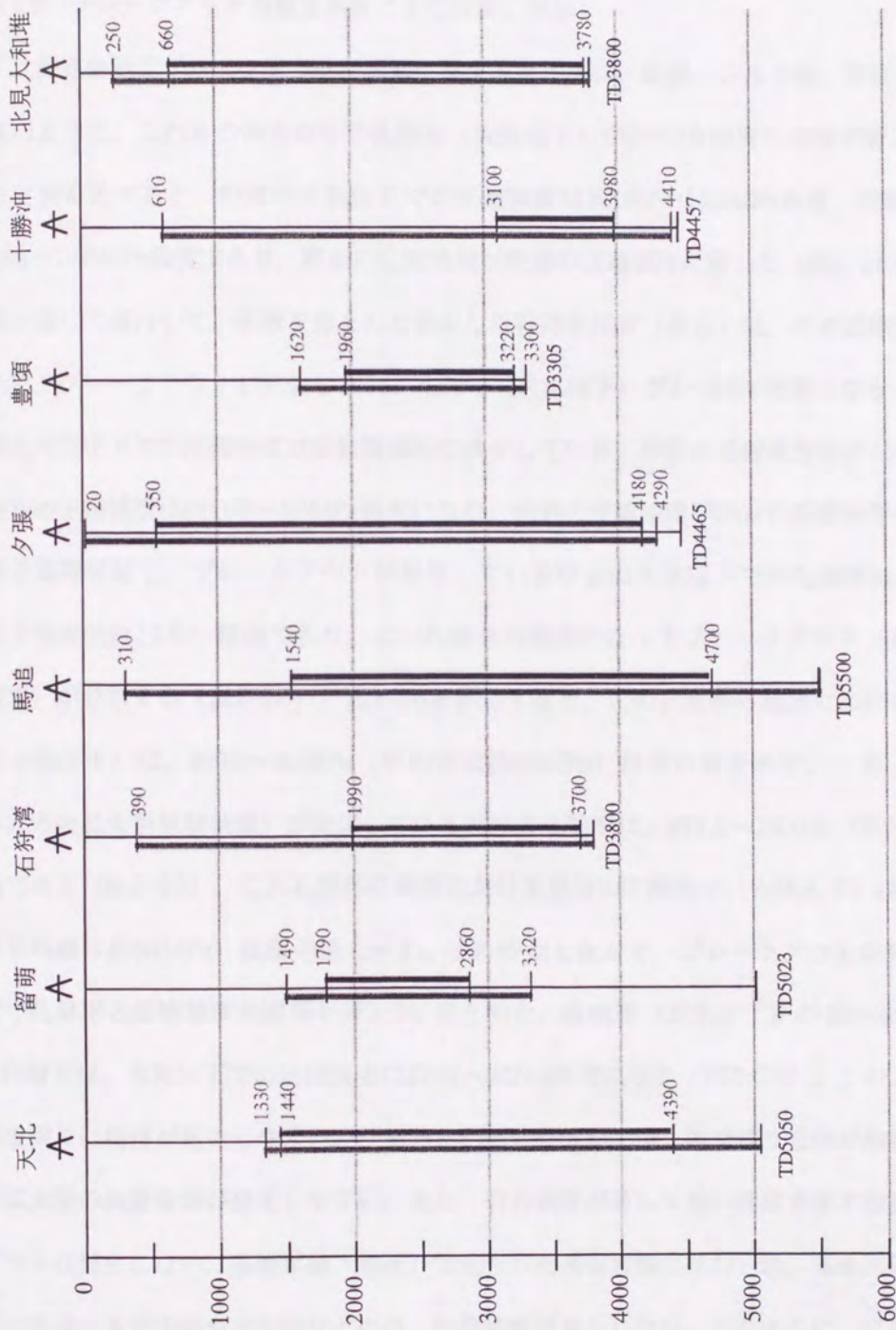


図3-1 : 北海道各地の基礎試験で見られたブレイクアウトの発生深度区間  
 各試験錐名の左側の棒グラフは坑壁破壊の調査深度区間 (m) を示し、右側の棒グラフはブレイクアウトの発生深度区間 (m) を示す。

発生しにくい。このように、ブレイクアウトの発生は、圧密の進行に伴う岩石強度の大きさに強く依存する深度範囲をもつ。

### 3.1.2 ブレイクアウトの発生深度と岩石強度の関係

北海道各地でブレイクアウトが頻繁に発生する地層は、泥岩、シルト岩、砂岩などからなる。前述のように、これらの岩石の中で孔隙率（大気圧下）が2～3%程度の圧密が著しく進行した砂岩と泥岩を比べると、砂岩の大気圧下での圧縮強度は約180～130MPa程度、泥岩の圧縮強度は約160～130MPa程度であり、砂岩の圧縮強度が泥岩の圧縮強度に勝った（図2-26）。このように圧密が著しく進行して、孔隙をほとんど消失した砂岩や泥岩（頁岩）は、その圧縮強度が著しく強いいため、ブレイクアウトが発生しない。孔隙率（大気圧下）が3～20%程度になると、砂岩および泥岩の大気圧下での圧縮強度は指数関数的に減少していき、砂岩の圧縮強度は約100～30MPa程度、泥岩の圧縮強度は約100～60MPa程度になり、泥岩の圧縮強度が砂岩の圧縮強度に勝る。北海道各地の基礎試錐で、ブレイクアウトが発達している砂岩の大気圧下での孔隙率は、約6.5～30.0%（平均値は約13%）程度であり、広い孔隙率の範囲に亘ってブレイクアウト（定方向拡大型坑壁破壊）が分布する（表2-10）。図2-26を参照すると、この孔隙率の範囲における砂岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90～30MPa（平均値は約40MPa）程度の値を示す。一方、ブレイクアウト（定方向拡大型坑壁破壊）が発達している泥岩の孔隙率は、約9.5～16.0%（平均値は12.5%）程度である（表2-10）。この孔隙率の範囲における泥岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90～70MPa（平均値は約80MPa）程度の値を示す。この砂岩と泥岩で、ブレイクアウトが発達する大気圧下での孔隙率と圧縮強度の関係を表3-2にまとめた。孔隙率（大気圧下）が40～50%程度の未固結の砂層では、大気圧下での圧縮強度は約10～4MPa程度になる（図2-26）。このような砂層では、坑壁周りに崩落が発生しやすい。圧縮強度が弱い凝灰岩では、坑壁周り全体が崩壊するような両方向拡大型の坑壁破壊が発生しやすい。また、岩石強度が著しく強い性状を示す岩石では、ブレイクアウトは発生しない。基礎試錐「馬追」で見られた基盤岩類の斑れい岩、基礎試錐「石狩湾」の深部に発達する安山岩や玄武岩などには、坑壁破壊が見られない。このように、ブレイクアウトは岩石強度のある限られた範囲内で発生していることが解った。

図2-22に示したように、岩石の変形の過程と応力の関係は、応力-歪線図によって示される。岩石の歪が増大していくと、ある段階で弾性的な性質が失われ、応力-歪曲線は上に凸のカーブを描

表3-2：ブレークアウトが発達する砂岩と泥岩における大気圧下での孔隙率と最大圧縮強度の関係

岩相	孔隙率 (%) (平均値)	大気圧下における最大圧縮強度 (MPa) (平均値)
砂岩	6.5~30.0 (13.0)	90~30 (40)
泥岩	9.5~16.0 (12.5)	90~70 (80)

くようになる。この弾性的性質が失われる点を降伏点、そのときの差応力を降伏強度と呼んだ。降伏点を通過して上に凸のカーブを描いた応力-歪線図は、やがて水平に達するようになる。このとき、岩石は一定応力下で歪が進行していき、この歪を塑性歪、変形を塑性変形と呼んだ。応力-歪線図上での破壊とは、急激にかつ著しく応力降下を生じたときの点を言い、このときの差応力を破壊強度と呼んだ。ブレイクアウトは坑壁が剪断破壊されて発生するものであるため、ブレイクアウトは深度毎の封圧に対して、その場の岩石の降伏強度と破壊強度の間の強度範囲内で起こる。すなわち、ブレイクアウトは図2-22に示したように、弾性変形領域から塑性変形領域に移行する降伏点（降伏強度）を境に、その発生が開始され、岩石が完全に破断される破壊点（破壊強度）の直前で、その発達が終了するものと考えられる。したがって、ブレイクアウトが発達するのは、それぞれの岩石の降伏強度から破壊強度までの範囲内に相当する。

ここでは、基礎試錐「夕張」の岩石圧縮強度試験の結果を基にして、本試錐でブレイクアウトが発達する深度区間における岩石の降伏強度と破壊強度を求め、ブレイクアウトが発達する岩石の圧縮強度の分布範囲について検討する。また、北海道各地の基礎試錐から得られた4-arm Caliper 検層の坑径変化データを用いて、岩石強度の違いによって、ブレイクアウトの形状がどのように変化するかを調査する。

#### 基礎試錐「夕張」におけるブレイクアウトの発生とその深度における岩石の圧縮強度分布の推定

##### (1) ブレイクアウトが発生する岩石の圧縮強度分布の推定法とその手順

①本試錐は後述（5章5.5項）のように、深度2800m付近および深度3800m付近に発達する2条の衝上断層を挟んで、3度累重する地質構造が確認されている（図5-11）。この2条の衝上断層によって隔てられた地質体は、いずれもスラストシートである。ブレイクアウトが発達する岩石の降伏強度と破壊強度を求めるために用いた試料は、下部のスラストシート内の深度4016.10mで採取された石狩層群の砂岩である。石狩層群は、本試錐の上部スラストシート内の深度317～1092m間、中部スラストシート内の深度2813～3462m間および下部スラストシート内の深度3844m以深に発達している（図2-16）。三軸圧縮試験が実施された石狩層群の砂岩は、下部スラストシート内の深度4016.10mで採取されたものであり、圧密が著しく進行した堅固で硬質な砂岩である。また、この砂岩は、上部および中部のスラストシート内の石狩層群中の砂岩と岩質および圧密状態（孔隙率）がほぼ等しい。このため、上・中・下部のスラストシート内に発達する石狩層群中の砂岩は、



それぞれ同じような岩石性状をもつものと判断できる。

②本試錐で確認した上・中・下部のスラストシート内における石狩層群中のブレイクアウトは、後述する表3-9にまとめたように、深度550～830m間、深度870～1000m間、深度2970～3090m間、深度3130～3250m間、深度3300～3450m間および深度4020～4180m間の6区間で認められた。

③深度4016.10mで採取された砂岩試料の三軸圧縮試験の封圧-最大圧縮強度の測定結果（表3-3）から、この砂岩の破壊点における破壊強度（最大圧縮強度）のモール円を描いた（図3-2）。また、このモール円上に破壊強度の破壊線を作成した。

④次に、歪-差応力曲線（図3-3）を用いて、各封圧に対して弾性変形領域から塑性変形領域へ移行する降伏点における降伏強度を読み取り、この砂岩の降伏強度のモール円を描いた（図3-4）。また、このモール円上に降伏強度の降伏線を作成した。

⑤図3-5に示した推定有効封圧曲線を用いて、前述の②に示した上・中・下部のスラストシート内における石狩層群で、ブレイクアウトが発生した各深度区間における推定有効封圧を求めた。

⑥このとき、推定有効封圧は2章（2.3.3項）に示したように、掘削時における泥柱圧力を間隙水圧にほぼ等しいと仮定し、掘削時の泥水比重を積算した累積荷重の値を、密度検層から推定した上載荷重圧から差し引いた値を用いた。

⑦次に、各ブレイクアウトの発生深度区間の封圧を用いて、破壊強度のモール円上に描いた破壊線との接点から、その深度区間における砂岩の破壊強度を求めた。また、同じ封圧（深度）に対する降伏強度のモール円上の降伏線の接点から、その深度区間における砂岩の降伏強度を求めた。

⑧上記の方法で、ブレイクアウトが発生した各深度区間における石狩層群の砂層の破壊強度と降伏強度を求め、表3-4にまとめた。

⑨また、ブレイクアウトの発生深度毎に、その平均深度における砂層の破壊強度と降伏強度の分布範囲および上載荷重圧（垂直応力 $S_v$ ）と推定有効封圧（ $SH_{min}$ ）を図3-6にまとめた。

## (2) ブレイクアウトの発生とその深度における岩石の圧縮強度の分布

図3-6にまとめた、ブレイクアウトの発生とその深度における圧縮強度の分布範囲の結果から、以下のことが考察できる。

①本試錐では、深度の増加に伴う封圧の増加と共に、ブレイクアウトを発生させる深度区間に

表3-3：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の圧縮強度試験結果

試料採取深度 (m)	地層名	岩相	孔隙率 (%) (大気圧下)	供試封圧 (kgf/cm <sup>2</sup> )	差応力 (kgf/cm <sup>2</sup> )	最大圧縮強度 (kgf/cm <sup>2</sup> )	破壊様式	変形挙動	坑壁破壊の形状
4016.10	石狩層群	砂岩	1.1	1	1624	1625	W	VB	ブレークアウト (定方向拡大型)
				440	3599	4039	SS	VB	
				1050	5425	6475	SS~N	B	

破壊様式

W：くさび型 (Wedge type), SS：単一剪断型 (Single shear type), N：網目状 (Network type), F：破断なし  
変形挙動

VB：極脆性 (Very Brittle), B：脆性 (Brittle), T：遷移性 (Transitional), D：延性 (Ductile)

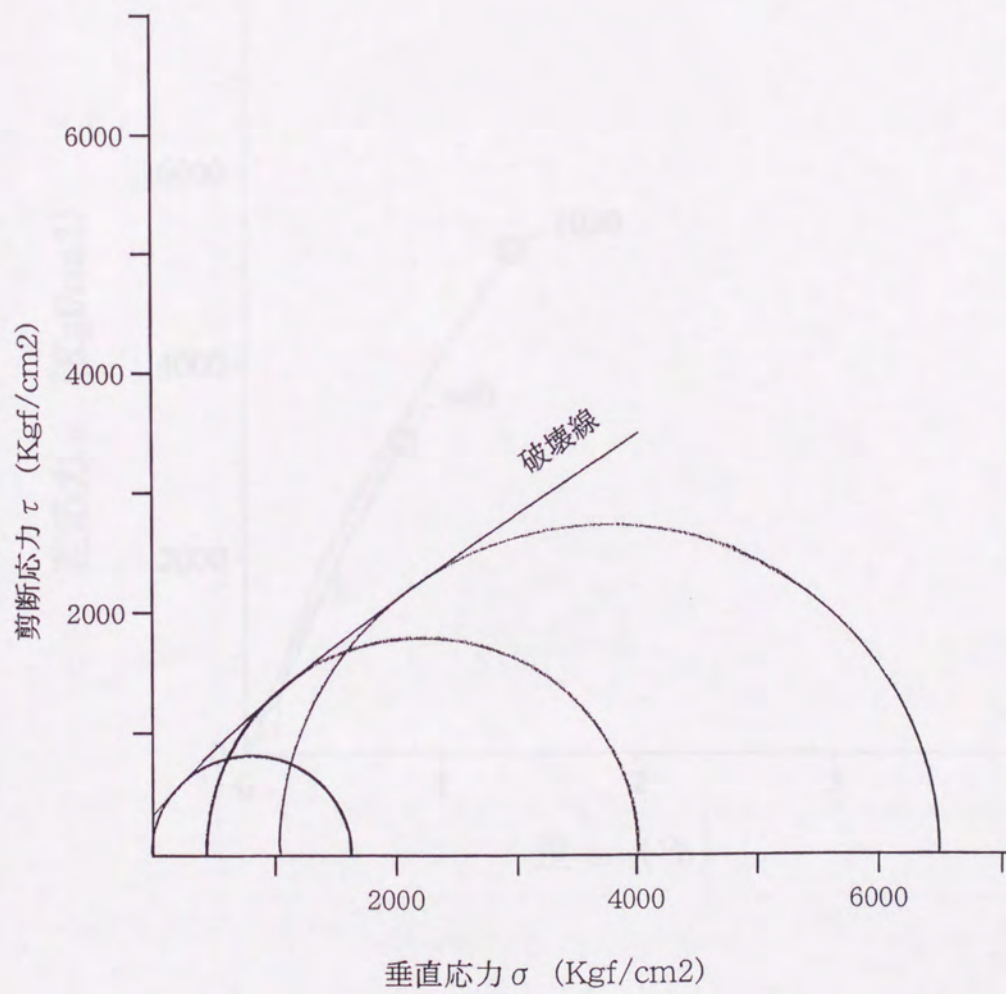


図3-2：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の破壊強度のモール円図と破壊線  
試料採取深度は4016.10m

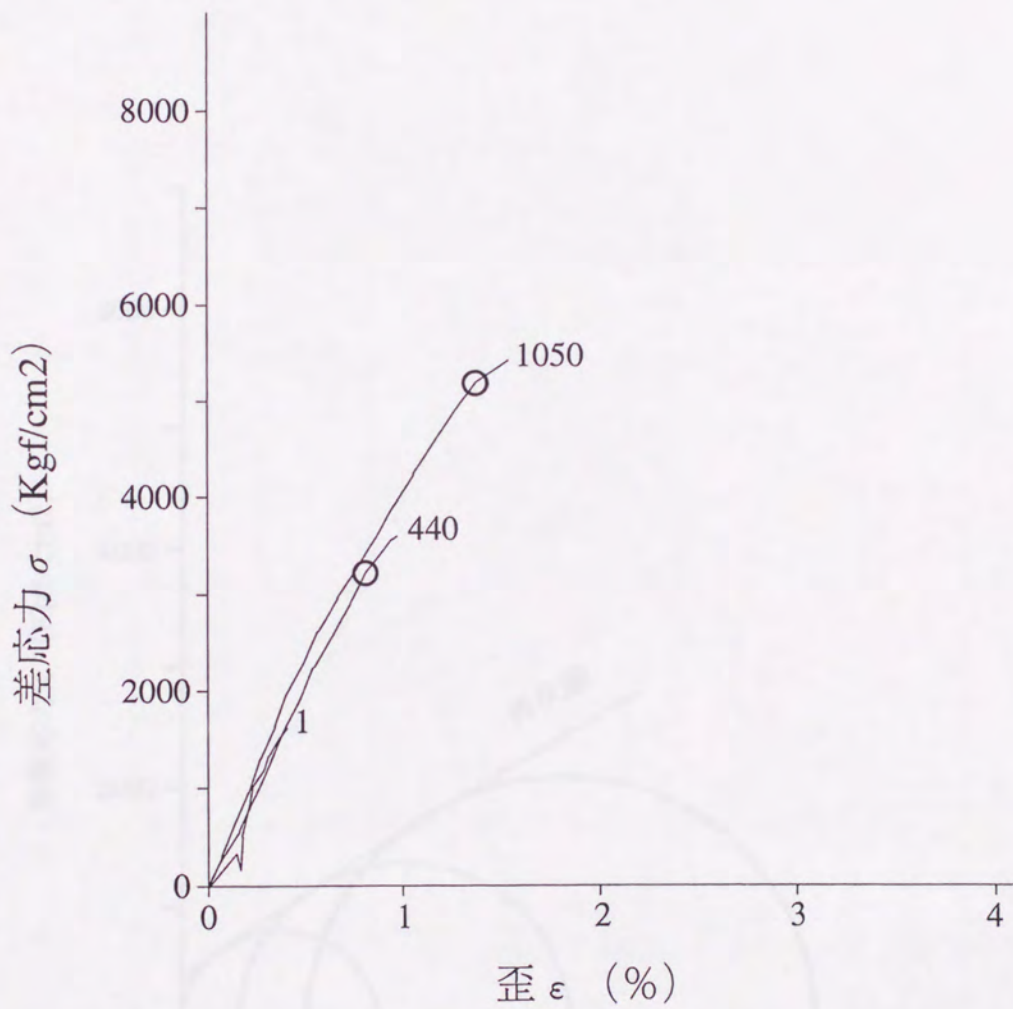


図3-3：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の歪-差応力曲線

試料採取深度は4016.10m

曲線上に付した数値は、三軸圧縮試験時の封圧を示す。また、○印を付けた部分を降伏点とした。

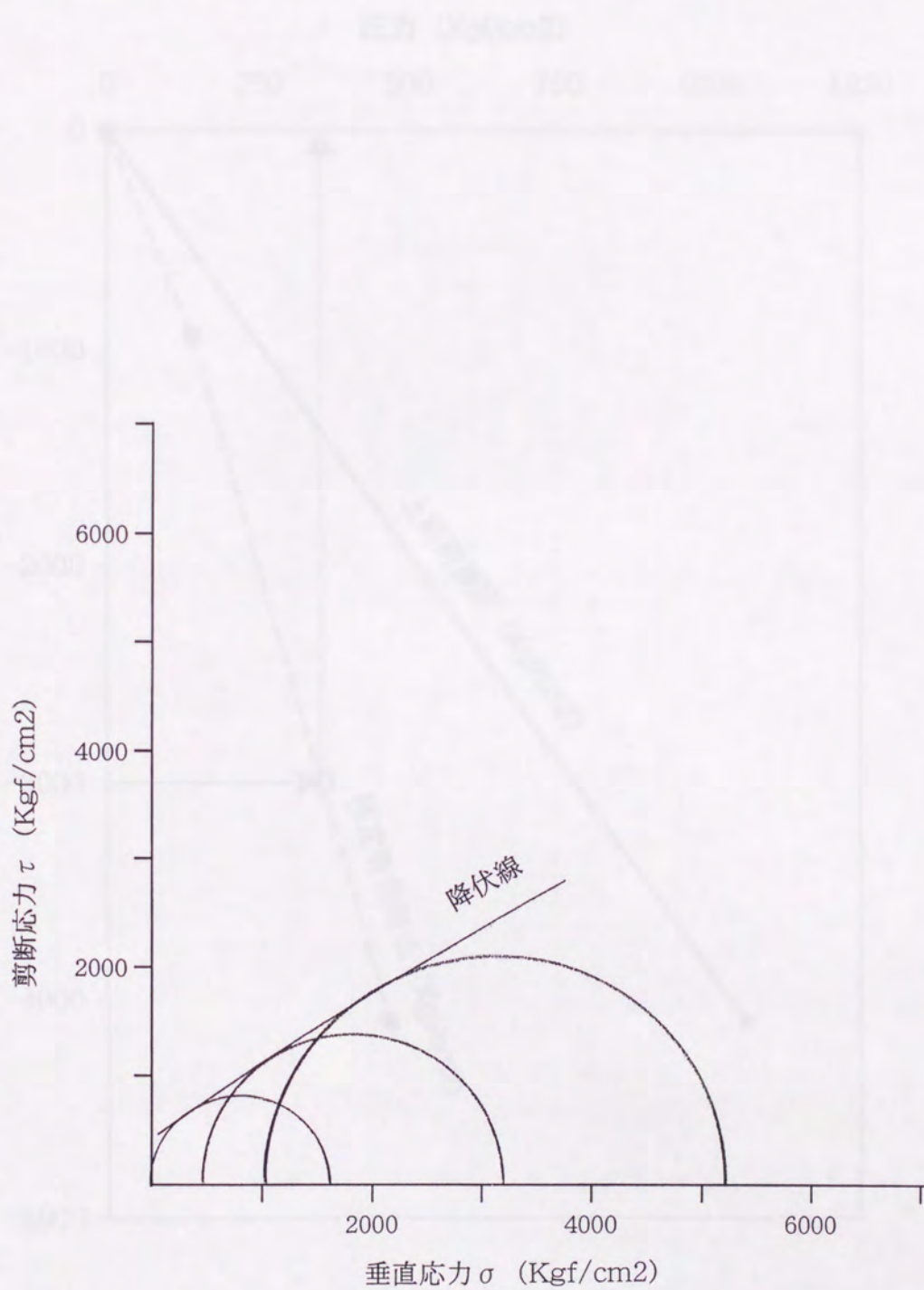


図3-4：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂岩試料の降伏強度のモール円図と降伏線  
試料採取深度は4016.10m

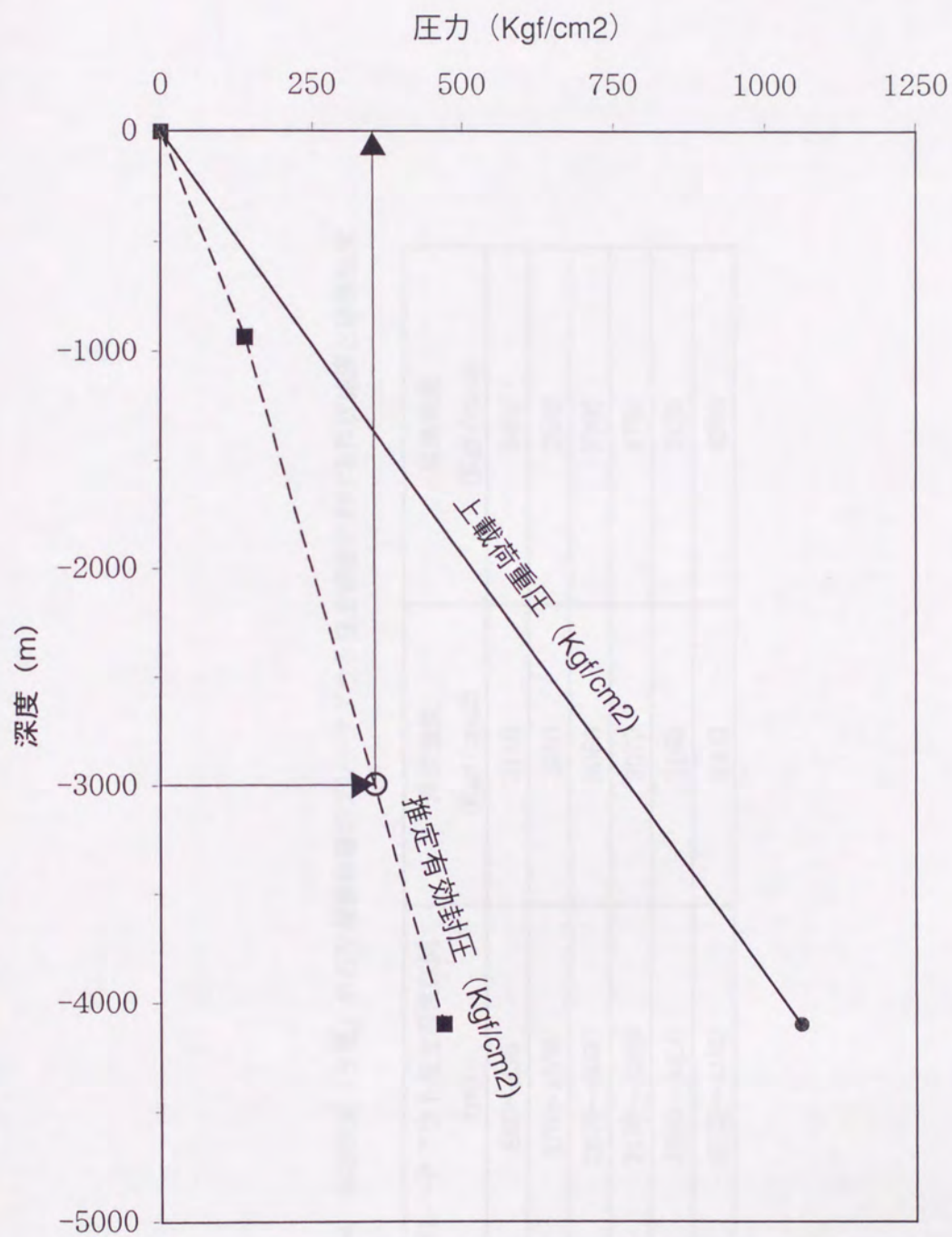


図3-5：基礎試錐「夕張」における推定有効封圧と上載荷重圧曲線  
 ブレークアウトの発生深度における推定有効封圧は、矢印の手順で求める。

表3-4：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂層のブレードアウト発生深度における降伏強度と破壊強度

ブレードアウト発生深度区間 (m)	降伏強度 (Kgf/cm <sup>2</sup> )	破壊強度 (Kgf/cm <sup>2</sup> )
550～830	2150	2400
870～1000	2250	2550
2970～3090	3050	3700
3130～3250	3070	3730
3300～3450	3150	3825
4020～4180	3400	4200

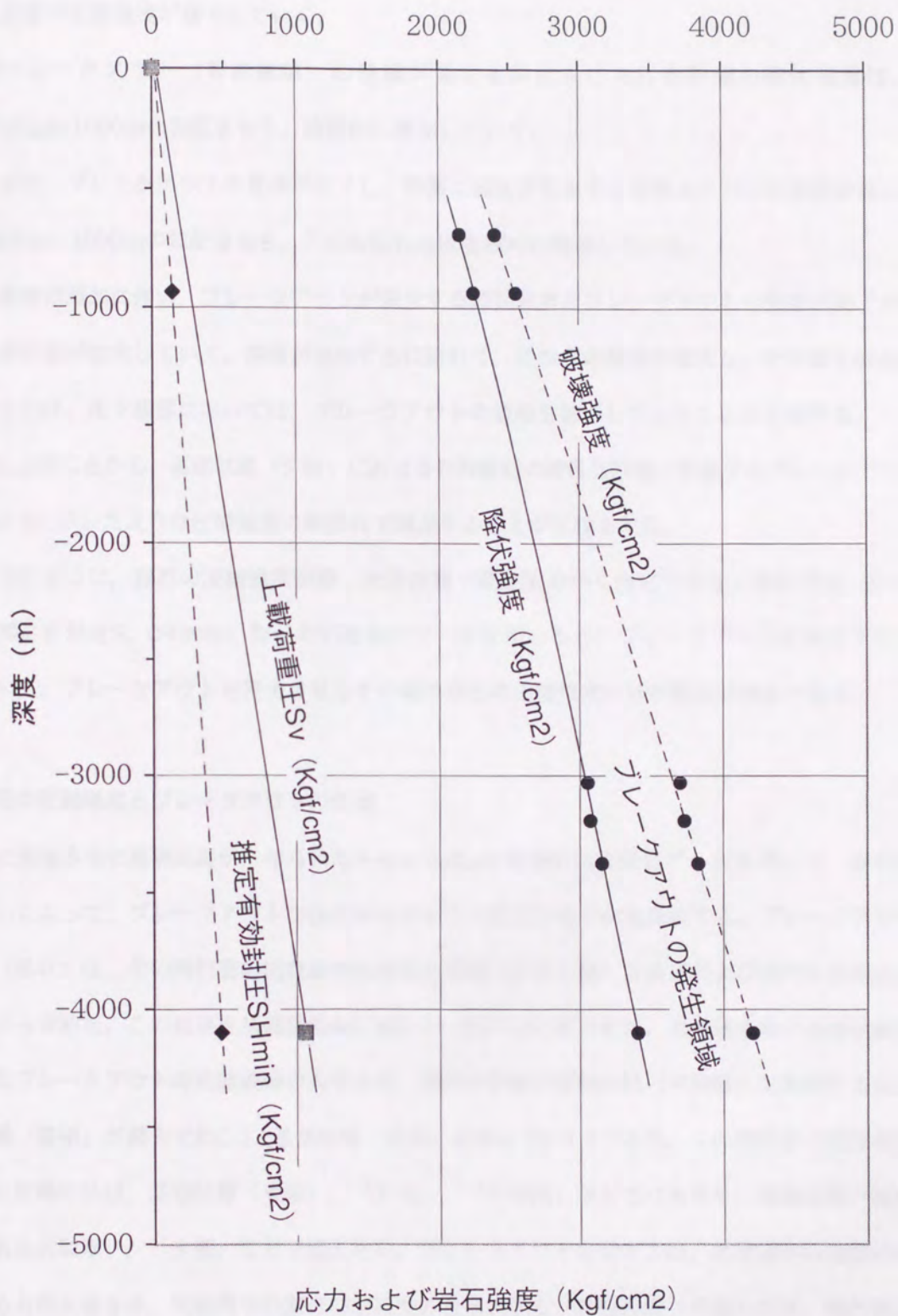


図3-6：基礎試錐「夕張」の石狩層群砂層のブレークアウト発生深度とその深度における砂層の降伏強度と破壊強度の分布  
 ブレークアウトの発生深度は、その発生深度区間の中間深度で図示した。また、本試錐で得られた推定有効封圧 (SHmin) と上載荷重圧 (Sv) の曲線も併せて示した。



る砂層の圧縮強度が増大していく。

②ブレイクアウト（剪断破壊）の発達が始まる降伏点における砂層の降伏強度は、ほぼ370Kgf/1000mの勾配をもち、直線的に増加していく。

③また、ブレイクアウトの発達が終了し、砂層に破断が発生する破壊点における破壊強度は、ほぼ530Kgf/1000mの勾配をもち、この勾配もほぼ直線的に増加していく。

④深度の増加に伴い、ブレイクアウトが発生する降伏強度とブレイクアウトの発達が終了する破壊強度の差が拡大していく。深度が増加するに連れて、これらの強度が増大し、その差も拡大していくことは、地下深部においては、ブレイクアウトの規模も拡大していくことを示唆する。

⑤以上のことから、基礎試錐「夕張」における石狩層群の硬質な砂層で発達するブレイクアウトは、図3-6に示したような圧縮強度の範囲内で発達することが見積もれた。

このように、岩石の圧縮強度試験、密度検層や泥柱圧力から推定できる上載荷重圧（ $S_v$ ）および推定有効封圧（ $SH_{min}$ ）などの石油井のデータを用いると、ブレイクアウトが発生する深度において、ブレイクアウトを発生させるその場の岩石の圧縮強度の分布範囲が推定できる。

#### 岩石の圧縮強度とブレイクアウトの性状

北海道各地の基礎試錐から得られた4-arm Caliper 検層の坑径変化データを用いて、岩石強度の違いによって、ブレイクアウトの性状がどのように変化するかを調査する。ブレイクアウトの性状（形状）は、その楕円型の坑壁破壊の長軸と短軸（ビット径）の長さおよび楕円の長軸と短軸の比から求めた。この結果を基礎試錐毎に表3-5～表3-12にまとめた。北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの坑壁破壊の大きさを、楕円の長軸と短軸の比（平均値）と比較すると、基礎試錐「豊頃」が最大で約2.0、基礎試錐「留萌」が最小で約1.5である。この楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の比は、基礎試錐「豊頃」，「天北」，「石狩湾」などでは大きく、基礎試錐「留萌」，「北見大和堆」，「夕張」などでは小さい。ブレイクアウトの大きさは、坑壁周りの地殻の水平圧縮応力の大きさや、坑壁周りの岩石の圧縮強度を反映する。基礎試錐「夕張」では、楕円形の坑壁破壊の長軸と短軸の比が比較的小さいが、本試錐で見られた岩石は圧密が著しく進行しており、岩石強度が極めて高い。このことから、地殻の圧縮応力が大きく作用しても、ブレイクアウトの規模が余り大きくならないことが示唆される。ブレイクアウトの発生深度と、ブレイクアウトの長軸と短軸の比を基礎試錐別に見ると、深度の増加に伴いそれぞれのブレイクアウトの長軸と短軸の比が

表3-5：基礎試錐「天北」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
1440~1540	泥岩 (逸泥層)		100	44.5 (ビット径)	57.0	1.28
3140~3230	凝灰岩	17.8@3206.6m	90	31.1 (ビット径)	67.1	2.16
3250~3340	凝灰岩		90		57.7	1.85
3650~4010	シルト岩, 砂岩, 凝灰岩		360		70.4	2.26
4360~4450	砂岩	5.5@4361.9m	90		57.7	1.85
4680~4870	泥岩, シルト岩	2.2@4769.3m	190	21.6 (ビット径)	35.6	1.65
4870~4930	シルト岩		60		52.8	2.45
平均値						
					56.9	1.93

表3-6：基礎試錐「留萌」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
1790~1980	泥岩		190	31.1 (ビット径)	56.9	1.83
2050~2190	泥岩		140		46.0	1.48
2250~2320	泥岩, 砂岩	12.6@2281.6m	70		46.7	1.50
2480~2630	泥岩, 砂岩		150		41.4	1.33
2650~2700	泥岩, 砂岩	13.5@2680.0m	50		46.7	1.50
2710~2860	泥岩, 砂岩		150		41.4	1.33
平均値					46.5	1.50

表3-7：基礎試錐「石狩湾」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
1990~2330	凝灰岩		340	31.1 (ビット径)	45.2	1.45
2380~2480	凝灰岩, 砂岩		100		55.9	1.80
2640~2720	凝灰岩, 泥岩		80		47.5	1.53
2790~2880	泥岩		90	21.6 (ビット径)	39.1	1.81
2930~3260	礫岩	5.6@3045.7m	330		33.3	1.54
3320~3470	凝灰角礫岩		150		66.3	3.07
3480~3700	凝灰角礫岩	5.1@3511.5m	220		32.3	1.49
平均値						
					45.7	1.81

表3-8：基礎試錐「馬追」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
1540~1630	砂岩		90	44.5 (ビット径)	63.2	1.42
1760~1810	砂岩		50		79.0	1.78
2110~2310	泥岩		200		72.6	1.63
2660~2730	泥岩, 砂岩		70		64.8	1.46
2890~2960	シルト岩		70		67.8	1.53
3140~3330	泥岩		190		72.6	1.63
3500~3590	シルト岩, 泥岩		90		72.6	1.63
4110~4260	泥岩		150	31.1 (ビット径)	54.6	1.76
4610~4700	礫岩	4.2@4626.9m	90		62.5	2.01
平均値					67.7	1.65

表3-9：基礎試錐「夕張」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
			楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
550~830	砂岩, 石炭	280	44.5 (ビット径)	53.8	1.21
870~1000	泥岩, 砂岩	130		61.7	1.39
1400~1510	泥岩	110		58.4	1.31
1530~1600	シルト岩	70		58.4	1.31
2430~2500	シルト岩	70	31.1 (ビット径)	50.0	1.61
2680~2740	シルト岩	60		59.2	1.90
2970~3090	砂岩, シルト岩	120		57.7	1.85
3130~3250	シルト岩	120		51.6	1.66
3300~3450	シルト岩, 砂岩	150		42.2	1.36
4020~4180	シルト岩	160	21.6 (ビット径)	34.0	1.58
平均値				52.7	1.52

表3-10：基礎試錐「豊頃」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
1960~2100	泥岩	23.2@2005.0m	140	21.6 (ビット径)	37.3	1.73
2530~2750	砂岩		220		52.1	2.41
2760~3070	砂岩		310		50.0	2.32
3140~3220	泥岩		80		35.6	1.65
平均値					43.8	2.03

表3-11：基礎試錐「十勝沖」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
			楕円短軸 (cm) 21.6 (ビット径)	楕円長軸 (cm)	
3100~3150	シルト岩, 礫岩	50		32.5	1.51
3290~3370	砂岩, 礫岩	80		31.8	1.47
3590~3710	泥岩, 砂岩	120		43.4	2.01
3750~3860	泥岩, 砂岩	110		37.3	1.73
3890~3980	泥岩, 砂岩	90		31.8	1.47
平均値				35.4	1.64



表3-12：基礎試錐「北見大和堆」におけるブレークアウトの性状

深度 (m)	岩相	平均孔隙率 (%)	層厚 (m)	ブレークアウトの坑壁形状		楕円の長軸/短軸比
				楕円短軸 (cm)	楕円長軸 (cm)	
660~750	泥岩		90	31.1 (ビット径)	46.7	1.50
880~1050	泥岩		170		37.3	1.20
1590~1990	凝灰岩, 泥岩	29.6@1610.5m	400		38.9	1.25
2010~2430	凝灰岩, 安山岩		420		40.6	1.31
2480~2740	凝灰岩		260		42.2	1.36
3020~3240	泥岩 (異常高圧層)	2.0@3025.3m	220	21.6 (ビット径)	54.4	2.52
3410~3780	泥岩		370		31.0	1.44
平均値					41.6	1.51

減少する傾向を示す。図3-7は、泥層でブレイクアウトが発生している基礎試錐毎に、ブレイクアウトの発生深度区間（中間点）とブレイクアウトの長軸と短軸の比を比べた。このとき、各基礎試錐においては、同じ坑径で掘削された深度区間におけるブレイクアウトを選択した。各基礎試錐毎に、ブレイクアウトの発生深度とその長軸と短軸の比を比べると、深度の増加に伴いブレイクアウトの長軸と短軸の比が減少していく傾向を示す。通常、深度の増加に伴い圧密が進行し、孔隙率が減少する。孔隙率が減少すると岩石の圧縮強度が増加する。このことから、深度の増加に伴い、ブレイクアウトの規模が小さくなる傾向が読み取れる。

このように、北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの楕円形の坑壁破壊の形状を、長軸と短軸の比で見ると、その比は約1.5~2.0の範囲にある。この長軸と短軸の比は、坑壁周りの破壊の大きさを示すが、この長軸と短軸の比は基礎試錐周辺地域の地殻の水平圧縮応力の大きさと、その地域における岩石の物性を反映している。岩石の圧縮強度は、岩相や圧密状態と密接に関係しており、圧密が著しく進行すると、堅固で硬質な性状をもつ岩石に変る。このような岩石には坑壁破壊が見られない。また、固結度が弱く軟弱な岩石では、両方向拡大型の坑壁破壊が発生し、ブレイクアウトは見られない。このように、北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトは、岩石の圧縮強度を左右する孔隙率のある限られた範囲内で発生していることが明らかになった。

### 3.2 地層温度

近代の石油掘削法は、それまでの綱掘り方式に代ってロータリー式掘削法が主流になった。ロータリー式掘削法の大きな特徴は、循環泥水を用いてビットを回転させて、地層を掘削することにある。このロータリー方式が開発されてから、石油井の掘削深度が飛躍的に向上した。通常、深度4500m（20,000ft）を超える石油井は大深度井と呼ばれる。世界中で過去10年間に掘削された大深度井は年々増加しており、1900年代末には約250坑井/年に達した。現在、石油井の最深記録は、1974年に米国オクラホマ州で掘削された深度9583mである。日本国内においては、1965年から深度4500m以上の大深度井が掘削された。1988~1989年に掘削された基礎試錐「新潟平野」および基礎試錐「東頸城」は、深度6000mに達した。1992年には基礎試錐「三島」が掘削され、深度6300mで掘止められた。

一般に掘削深度が深くなるに連れて、掘削作業の上で厳しさが加わる。これらには、①高温、②低掘進率、③高地層圧、④坑壁不安定性、などの問題を含む。これらの問題は単独に作用すること

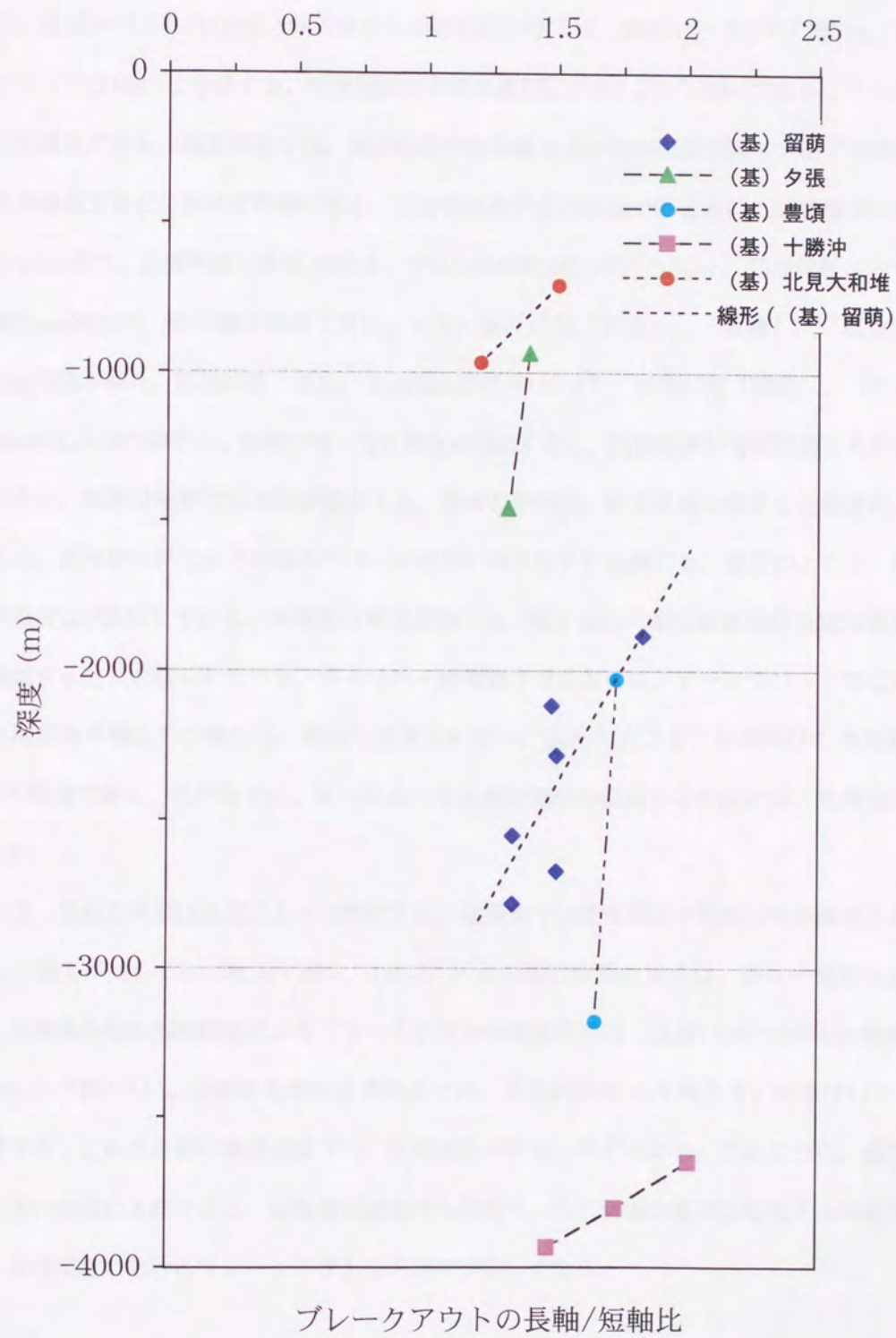


図3-7：泥層に見られるブレイクアウトの発生深度とブレイクアウトの長軸と短軸の比の関係

はなく、相互に関連し合って、大深度掘削の困難性を増大させている。日本において、石油井の大深度掘削で問題になるのは、地層温度が極めて高いことである。新潟県の石油井で得られた地温勾配は、ほぼ3~4.5°C/100m、秋田県から山形県にかけては、ほぼ3.5~6.5°C/100m、北海道では2.2~3.7°C/100mにも達する。北米陸域の平均地温勾配が約2.2°C/100mであることに比べると、極めて高温である。高温環境では、掘削装置や検層機などの坑内機器の遮水や電子機器の保護、泥水の機能低下などが重要な問題になる。北海道各地の基礎試錐で測定された地層温度の調査結果を表3-13に示す。基礎試錐「北見大和堆」では地温勾配が3.75°C/100m、基礎試錐「石狩湾」では3.60°C/100mで、その値が極めて高い。また、基礎試錐「天北」、**「留萌」**、**「馬追」**においても地温勾配が高い。基礎試錐「馬追」では坑底温度が155.7°C、基礎試錐「留萌」、**「北見大和堆」**では140°C以上に達する。深度が深くなり地温が増加すると、比重が高い泥水は著しくゲル化する。このため、軟質な地層では逸泥が発生する。泥水の粘性は、ある温度に達すると急激に上昇する。これは、泥水中の粘土粒子の凝集作用と分散剤の機能低下に起因する。現在のところ、泥水の使用限界温度は約240°Cである。検層機の高温対策には、電子機器の測定装置部分を魔法瓶容器に入れて保護する方式が取られている。キャリパー検層機などのように、アームやパッドなどのメカニカルな機構を外部にもつ部分は、高温に耐えられない。現在のところ、検層機器の使用限界温度は180°C程度である。このように、日本における大深度掘削の困難さの要因には、地層温度の影響が大きい。

一方、岩石の強度は温度によって変化する。堆積岩では埋没深度が増加して地温が上昇すると、岩石の強度が減少する（増田・田中，1992）。この岩石強度の減少は、岩石の種類によって異なる。北海道各地の基礎試錐によるブレイクアウトの発生深度は、ほぼ1000~5000m程度の区間に分布した（図3-1）。北海道地方の基礎試錐では、深度が5000mを超えると地温は110~190°Cにも達する。このため岩石強度が低下し、坑壁破壊が発生しやすくなる。このように、掘削深度の増加に伴い地温が上昇すると、検層機の耐熱性の問題や、岩石強度の低下に起因する坑壁崩壊が起こり、高温環境におけるブレイクアウト法の適用が難しくなる。

### 3.3 断層および地層傾斜

#### 3.3.1 断層

表3-13：北海道各地の基礎試錐から求めた地層温度

試錐名	地温勾配 (°C/100m)	坑底深度 (m)	坑底温度 (°C)
天北	2.70	5050	136.4
留萌	2.88	5023	144.7
石狩湾	3.6	3800	136.8
馬追	2.83	5500	155.7
夕張	2.21	4465	98.7
豊頃	2.27	3305	75.0
十勝沖	2.18	4457	97.2
北見大和堆	3.75	3795	142.3

基礎試錐「天北」では、深度2680～2760m間、3140～3820m間、4650～4680m間に大規模な両方向拡大型および大円型の坑壁破壊が見られた。基礎試錐「留萌」では、深度1490～1510m間に大規模な大円型の坑壁破壊が見られた。基礎試錐「馬追」では、深度4340～4610m間に大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。また、基礎試錐「夕張」では、深度2770～2870m間、3690～3820m間、4190～4290m間に大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。これらの坑壁破壊は、地質データや地震探鉱データの解析から、断層および破碎帯に起因するものと判断される。北海道各地の基礎試錐周辺地域は、構造運動が極めて活発で、多くの断層・破碎帯、活構造が発達する。断層や破碎帯が坑井を通過すると、坑壁に大規模な両方向拡大型や大円型の坑壁破壊が発生する。この坑壁破壊は坑壁周り全体に及び、深度方向にも長く連続する。このため、断層や破碎帯が発達する深度区間の周辺では、4-arm Caliper 検層の坑径変化データからブレイクアウトの坑壁破壊は認定しにくい。

### 3.3.2 地層傾斜

石油井は堆積盆の背斜構造に掘削されることが多い。北海道地方は構造運動が活発で、様々な形態の背斜構造が形成されている。北海道各地の基礎試錐から得られた地層傾斜のデータを用いて、地層傾斜の大きさとブレイクアウトの発生状況について調査した。

基礎試錐「馬追」ではSHDT (Stratigraphic High resolution Dipmeter Tool) 検層およびFMI 検層が実施され、深度298～5512m間の地層の方位および傾斜が連続して測定された。この結果を表3-14および図3-8に示す。表3-14にはブレイクアウトの発生深度も併せて示した。本試錐では深度1720～1729m間、2377～2386m間、2570～2579m間で岩石コアが採取された。岩石コアで測定された地層傾斜は、検層から求めた地層傾斜と良く一致した。検層データから求めた本試錐の大局的な地層傾斜は、深度4478m付近を境にして、それ以浅では西から南に傾斜し、それ以深では東に傾斜する。検層データから得られた地層傾斜のバラツキは、小規模な断層などに伴う地層の擾乱を反映する。本試錐では、深度310～4700m間にブレイクアウトがほぼ連続して発生している。これらのブレイクアウトは、地層傾斜が1～10°の低角から50～60°の高角まで区別なく発生している。したがって、本試錐では地層傾斜の大きさとブレイクアウトの発生の有無には関連性は見られない。

基礎試錐「夕張」では、SHDT検層およびFMI検層が深度20～4282m間で実施され、地層の方

表3-14：基礎試錐「馬追」における地層傾斜とブレークアウトの発達状況

深度 (m)	層準	傾斜方位	傾斜角度	コア調査による傾斜角度	ブレークアウトの発生深度 (m)
300～1500	南長沼層	西	50～65°		310～360
1500～2900	南長沼層	西	30～45°	30～45° (1720～1729m)	1540～1630
				30～35° (2377～2386m)	1760～1810
				50° (2570～2579m)	2110～2310
					2660～2730
					2890～2900
2900～3009	南長沼層	北西	15～35°		2900～2960
3009～3300	南長沼層	北東	1～10°		3140～3300
3300～4478	南長沼層～ 石狩層群	南～西	5～35°		3300～3330
					3500～3590
					4110～4260
4478～4490	石狩層群	南東	9～29°		
4490～4550	石狩層群	ばらつき大	5～20°		
4550～4600	石狩層群	北東	30～45°		
4600～4690	石狩層群	東北東	10～25°		4610～4690
4690～5500	石狩層群～ 基盤岩類	ばらつき大	5～30°		4690～4700

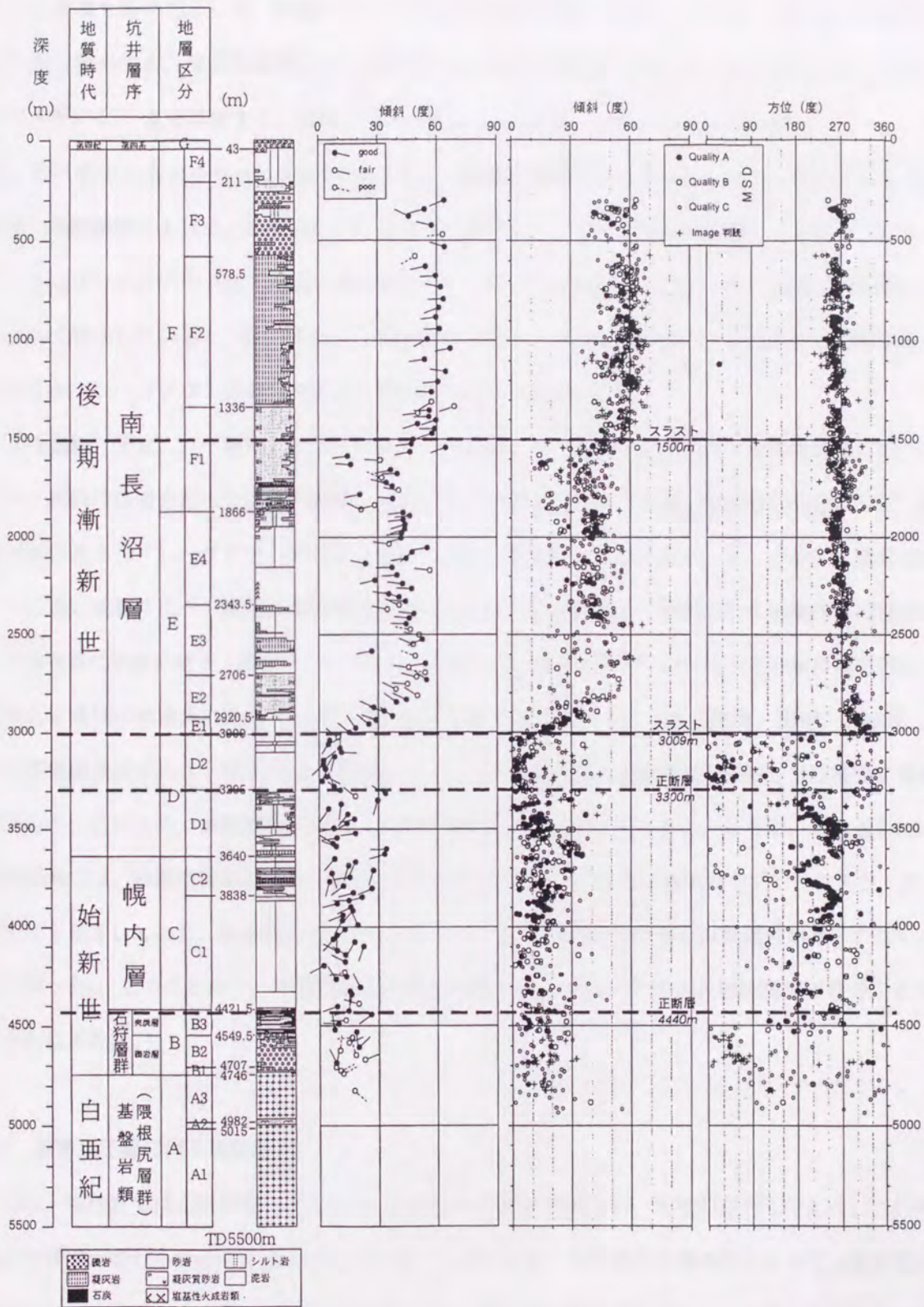


図3-8：基礎試錐「馬追」における地層の方位・傾斜の記録



位および傾斜が測定された。この結果を表3-15および図3-9に示す。表3-15にはブレイクアウトの発生深度も併せて示した。検層データから得られた本試錐の地層は、坑口から1750m付近までは南西に傾斜する。傾斜角は坑口から深度800m付近までは $30^{\circ}$  から $20^{\circ}$  まで減角する。それ以後では更に $45^{\circ}$  まで増角する。深度1750m付近からは急速に傾斜方向および傾斜角が変化し、南東に $70^{\circ}$  前後の高角をもって約1000mに亘って地層が傾斜する。4-arm Caliper 検層による坑壁破壊の測定結果によれば、深度550~4180m間にはブレイクアウトがほぼ連続して発生している。これらのブレイクアウトは、地層の傾斜角が $10\sim 15^{\circ}$  程度の低角から $60\sim 75^{\circ}$  程度の高角まで、区別なく発生している。したがって、基礎試錐「馬追」の結果と同様に、本試錐でも地層傾斜の大きさとブレイクアウトの発生の有無には関連性は見られない。

基礎試錐「天北」, 「留萌」, 「石狩湾」, 「豊頃」, 「十勝沖」および「北見大和堆」についても、同様の調査を行った。その結果、基礎試錐「馬追」および「夕張」で認められたように、地層傾斜の大小とブレイクアウトの発生の有無には何の関連性も見られなかった。一般に、層理面が水平に近い地層に比べ、高角の背斜構造を形成するような地層では、背斜部から地層内部の特定の層が層理面に平行に滑る (Slip) ことがある。圧縮力を層理面に平行に加えたときの岩石の変形は、圧縮力を層理面に直角に加えたときの岩石の変形より著しく大きくなる (増田・田中, 1992)。坑井が地層傾斜の大きい深度区間に掘削されると、層理面を境に地層内部が崩壊しつつ滑動する場合がある。このため、地層傾斜が大きいと坑壁破壊が拡大しやすくなることもある。北海道各地の基礎試錐では、地層傾斜が $1\sim 10^{\circ}$  程度の低角から $60\sim 75^{\circ}$  にも及ぶ高角までブレイクアウトが区別なく発生しており、地層傾斜の大小とブレイクアウトの発生の有無には関連性が見られないことが解った。このことから、地層傾斜の大きな構造でも、ブレイクアウト法が適用できることが明らかにされた。

#### 3.4 異常高圧層に伴う坑壁破壊

通常、堆積岩では上載荷重の増加に伴い間隙水が外部に排出され、圧密が進行していく。この間隙水の排出が妨げられると圧密の進行が止まる。このとき、その後の堆積作用によって上載荷重が増加すれば、堆積岩中の間隙水圧も増大していき、間隙水の排出が妨げられた地層には異常高圧層が形成される。地層圧力が地層水の静水圧に等しいとき、この地層を正常圧層という。地層圧力が地層水の静水圧より高い地層を異常高圧層とよぶ。異常高圧層は泥層にしばしば見られる。また、

表3-15：基礎試錐「夕張」における地層傾斜とブレークアウトの発達状況

深度 (m)	層準	傾斜方位	傾斜角度	ブレークアウトの発生深度 (m)
0~317	幌内層	南西	30~50	
317~1092	石狩層群	南西	15~40	550~830
				870~1000
1092~1334	函淵層群	南西	45~60	
1334~1750	上部蝦夷層群	南西	35~50	1400~1510
				1530~1600
1750~2813	上部蝦夷層群	東~南東	45~75	2430~2500
				2680~2740
2813~3844	石狩層群	東	25~45	2970~3090
	~中部蝦夷層群			3130~3250
				3300~3450
3844~4465	石狩層群	東	10~50	4020~4180

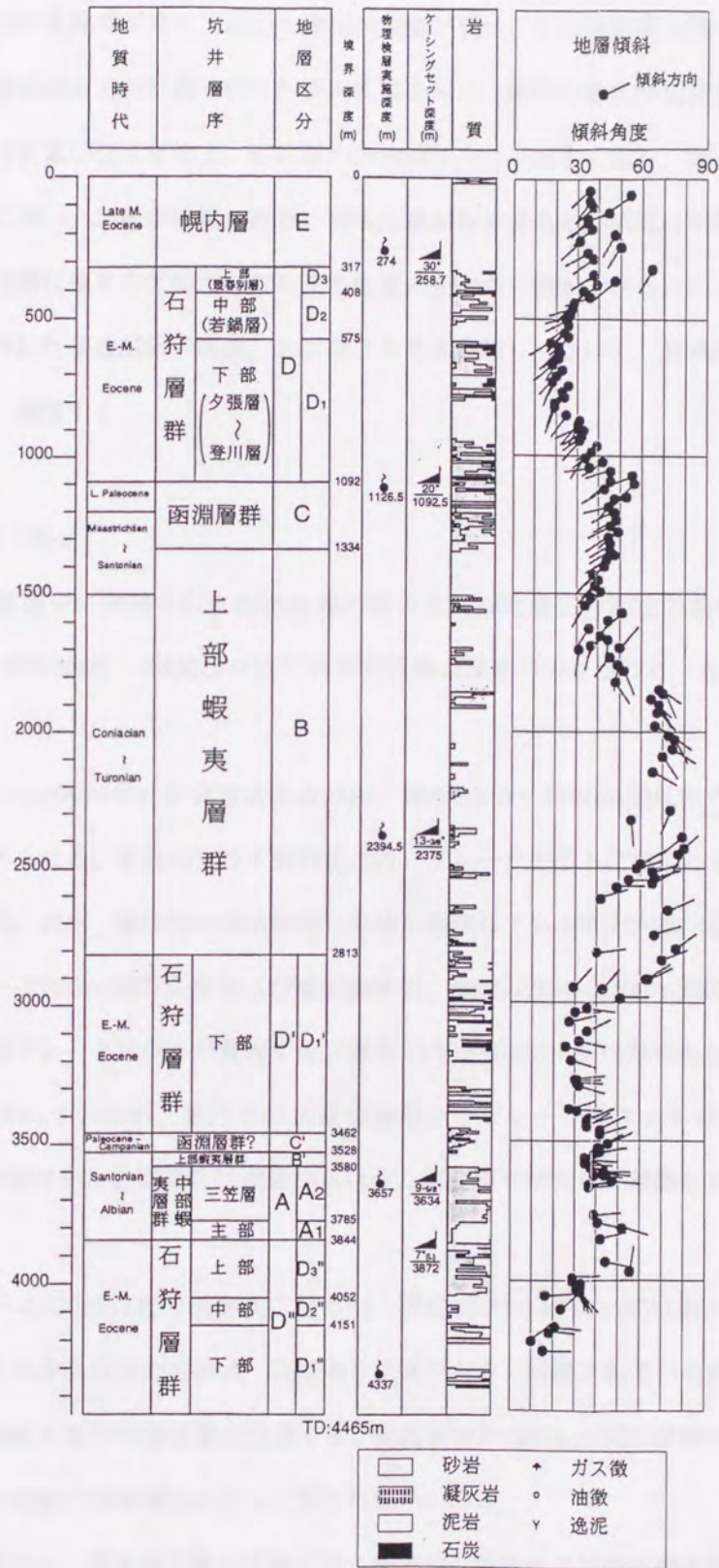


図3-9：基礎試錐「夕張」における地層の方位・傾斜の記録

異常高圧層は構造運動による圧縮作用などによっても形成される。異常高圧層内では圧密が進行しないため、岩石の孔隙率が高く、岩石の機械的強度が弱い。この異常高圧層は掘削作業の障害ともなる。掘削作業は地層圧力に釣り合った泥水比重を用い、坑内の逸泥や溢泥を防ぎながら掘進を続けていく。泥水比重が低すぎると、泥柱圧力が地層圧力より小さくなり、地層流体が坑内へ流入する。この流入に伴い、坑壁が破壊される。泥水比重が高すぎると、坑壁に引張破壊が発生し、逸泥する。異常高圧層は掘進中に調整される泥水比重の変化から検知できる。ここでは、掘進中に異常高圧層が検知された基礎試錐「馬追」および「北見大和堆」について、異常高圧層内での坑壁破壊の性状について調査する。

#### (1) 基礎試錐「馬追」

本試錐では掘進中に調整された泥水比重の変化および地層圧力測定の結果から、深度2400～3700m付近、深度4600～4900m付近で異常高圧層の発達を示唆された（表3-16および添付資料4）。

①深度2400～3700m付近の異常高圧層の内、深度2400～2590m間はやや軟質のシルト質泥岩および凝灰岩からなる。軟質のシルト質泥岩には、ブレイクアウトに類似した定方向拡大型の坑壁破壊が見られる。また、凝灰岩には坑壁周り全体が崩壊している両方向拡大型の坑壁破壊が見られる。深度2660～2730m間の泥岩および凝灰質砂岩、深度2890～2960m間の凝灰質砂岩およびシルト質泥岩にはブレイクアウトが発達する。深度3140～3330m間は泥岩からなり、坑壁周り全体が一様に破壊されているが、楕円形の坑壁破壊を示すブレイクアウトも発達する。また、深度3500～3590m間はシルト岩および泥岩からなり、坑壁周りが大きく破壊されたブレイクアウトが発達する。

②深度4600～4900m付近の異常高圧層の内、深度4600～4740m間は細～中礫岩からなり、凝灰岩を挟む。この深度区間の坑壁は、坑壁周り全体が大きく破壊されているが、ブレイクアウトに類似する両方向拡大型の坑壁破壊が発達する。深度4740～4900m間は硬質の斑れい岩からなる。この深度区間の坑壁には破壊はほとんど見られない。

これらの結果から、異常高圧層の坑壁には、規則的な楕円形の坑壁破壊を示すブレイクアウト、坑壁周り全体が破壊される両方向拡大型の坑壁破壊、破壊を起こさず円坑を維持する坑壁などが共存することが解った。異常高圧層内でブレイクアウトが発達する深度区間は、圧密がかなり進行し

表3-16：基礎試錐「馬追」および「北見大和堆」における異常高圧層での坑壁破壊の性状

基礎試錐「馬追」

異常高圧層の発生深度 (m)	泥水比重 (g/cc)	坑壁破壊の性状	
		深度 (m)	坑壁破壊の形状 岩相
2400～3700	1.78～1.80	2400～2590	両方向拡大型 軟質シルト質泥岩, 凝灰岩
		2660～2730	ブレークアウト 泥岩, 凝灰質砂岩
		2890～2960	ブレークアウト 凝灰質砂岩, シルト質泥岩
		3140～3330	ブレークアウト 泥岩
		3500～3590	ブレークアウト シルト岩, 泥岩
4600～4900	1.78～1.80	4600～4740	両方向拡大型 礫岩
		4740～4900	坑壁破壊なし 斑れい岩

基礎試錐「北見大和堆」

異常高圧層の発生深度 (m)	泥水比重 (g/cc)	坑壁破壊の性状	
		深度 (m)	坑壁破壊の形状 岩相
3000～3795	1.60	3020～3240	ブレークアウト シルト質泥岩
		3260～3410	両方向拡大型 凝灰質泥岩
		3410～3795	ブレークアウト 硬質泥岩

た堅固で硬質な砂岩や泥岩が多い。異常高圧層内で両方向拡大型の坑壁破壊が発達する深度区間には、凝灰岩などのように岩石強度が比較的弱いものや、圧密の進行が遅れた泥岩およびシルト岩などが見られる。また、岩石強度が著しく強い斑れい岩では、円坑が維持されている。

## (2) 基礎試錐「北見大和堆」

本試錐では掘進中に調整された泥水比重の変化から、深度3000～坑底3795m間に異常高圧層が発達するものと判断された(表3-16および添付資料8)。この異常高圧層の上位3020～3410m間は、シルト質泥岩および凝灰質泥岩からなる。この深度区間のシルト質泥岩には大規模なブレイクアウトが発達している。また、凝灰質泥岩には両方向拡大型の坑壁破壊が発達し、坑壁周りに大きな破壊が生じている。下位3410～坑底3795m間は硬質の泥岩からなる。この深度区間には、規模は小さいが深度方向に沿って長大なブレイクアウトが連続して発達している。このように、異常高圧層に伴う坑壁破壊は、基礎試錐「馬追」で見られたように、規則的な楕円形の坑壁破壊を示すブレイクアウトおよび坑壁周り全体が大きく不規則に破壊された両方向拡大型の坑壁破壊が共存する。

これらの結果から、異常高圧層に伴う坑壁破壊には、規則的な楕円形を示すブレイクアウトと坑壁周り全体を破壊する両方向拡大型の坑壁破壊が共存することが解った。また、異常高圧層内であっても、圧密が大きく進行し、岩石強度が著しく高い硬質の泥層には、ブレイクアウトが見られ、岩石強度が比較的弱い凝灰質泥岩には大規模な両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。砂岩のように浸透性の高い岩石では、周圧と間隙水圧との差が有効応力として岩石内に作用する。石灰岩、砂岩、頁岩のコアを用いて、間隙水圧に対する岩石の変形挙動を調査した結果から、間隙水圧が減少するに従って、降伏強度が増加することが明らかにされた(増田・田中, 1992)。周圧と間隙水圧がほとんど等しいときには、間隙水圧がわずかに減少すると、降伏応力が著しく増加する。この結果は、浸透性の高い岩石の強度は、有効応力(周圧と間隙水圧の差)の関数となることを示す。このことは、坑壁周りの圧縮応力は、地層圧力が増加するに連れて減少することを意味する。同じ岩石強度をもつ地層では、地層圧力が増加して坑壁周りの有効応力が減少すると、ブレイクアウトの発生が抑制されるようになる。また、同じ岩石強度をもち、同じ地殻の水平圧縮力を受ける地層を考えると、地層圧力が静水圧に近いほどブレイクアウトが発生しやすいことになる。一方、泥層などに見られる異常高圧層では、圧密の進行が遅れるため、岩石強度が著しく低下する。このため、地

殻応力が作用すると、坑壁周り全体が破壊されるような両方向拡大型の坑壁破壊が発生しやすい。基礎試錐「馬追」および基礎試錐「北見大和堆」では、異常高圧層内の坑壁には、規則的な楕円形を示すブレイクアウトおよび坑壁周り全体が破壊される両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。この異常高圧層内でブレイクアウトが発達する深度区間は、比較的硬質で堅固な砂岩や泥岩からなる。また、異常高圧層内で両方向拡大型の坑壁破壊が発達する深度区間は、岩石強度が弱い凝灰岩、圧密の進行が遅れた泥岩およびシルト岩などからなる。基礎試錐「馬追」や「北見大和堆」の異常高圧層内でブレイクアウトが発生するのは、異常高圧層がもつ間隙水圧の大きさに比べ、より大きな地殻の水平圧縮応力が異常高圧層内に作用していることを示唆した。これらの結果から、異常高圧層内においてもブレイクアウト法が適用できることが解った。

### 3.5 逸泥に伴う坑壁破壊

掘削泥水が、地層中の割れ目や高い浸透性をもつ地層へ流出する現象を逸泥という。逸泥が続くと、坑壁破壊や地層流体の噴出などの重大な坑内障害を誘発する。逸泥の原因には、地層固有の性質によるものと掘削障害によるものがある。孔隙率が高くて浸透性の良い地層、割れ目が発達する地層では、泥柱圧力が地層圧力より大きいと逸泥が起こる。また、泥柱圧力が坑壁周りの $SH_{min}$ と岩石の引張強度の和を上回ったときには、坑壁に引張破壊が生じて逸泥する。掘進中の泥水比重の調整が不適當で、泥柱圧力が地層圧力を大きく上回った場合などには、坑内の地質に関わりなく逸泥が発生する。ここでは、掘進中に逸泥が検知された基礎試錐「夕張」および「天北」について、逸泥層内での坑壁破壊の性状について調査する。

#### (1) 基礎試錐「夕張」

本試錐では深度1100m～坑底4465mまで、断続的に逸泥が発生した（表3-17および添付資料5）。この逸泥層内での坑壁破壊の性状を、4-arm Caliper検層およびFMI検層のデータを用いて調査した。

①深度1100～1250m間の逸泥層は細～中粒砂岩からなり、石炭層を挟む。この深度区間の坑壁には、ブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊が発達する（図3-10）。また、FMI検層の観察から、縦型およびエシェロン状の引張亀裂が見られた（図3-11）。

②深度1600～2400m間の逸泥層は、凝灰質シルト岩および中硬質～硬質のシルト岩を主体に、

表3-17：基礎試錐「夕張」における逸泥層での坑壁破壊の性状

逸泥深度区間 (m)	平均逸泥量 (kl/hr)	泥水比重 (g/cc)	岩相	坑壁破壊の形状	
				破壊の形状	引張亀裂の性状
1100~1250	10~25	1.22~1.26	砂岩	ブレードアウト (中規模)	縦型, エシエロン状
1600~2400	5~40	1.22	凝灰質シルト岩, シルト岩	ブレードアウト (小規模)	エシエロン状
3300~3700	5~20	1.5	シルト岩, 砂岩	ブレードアウト (中規模), 円型 大円型	エシエロン状 (卓越)
3900~4000	3	1.52	砂岩, シルト岩	大円型	(小断層)
4200~4300	3	1.62	シルト岩	大円型, 両方向拡大型	(断層)



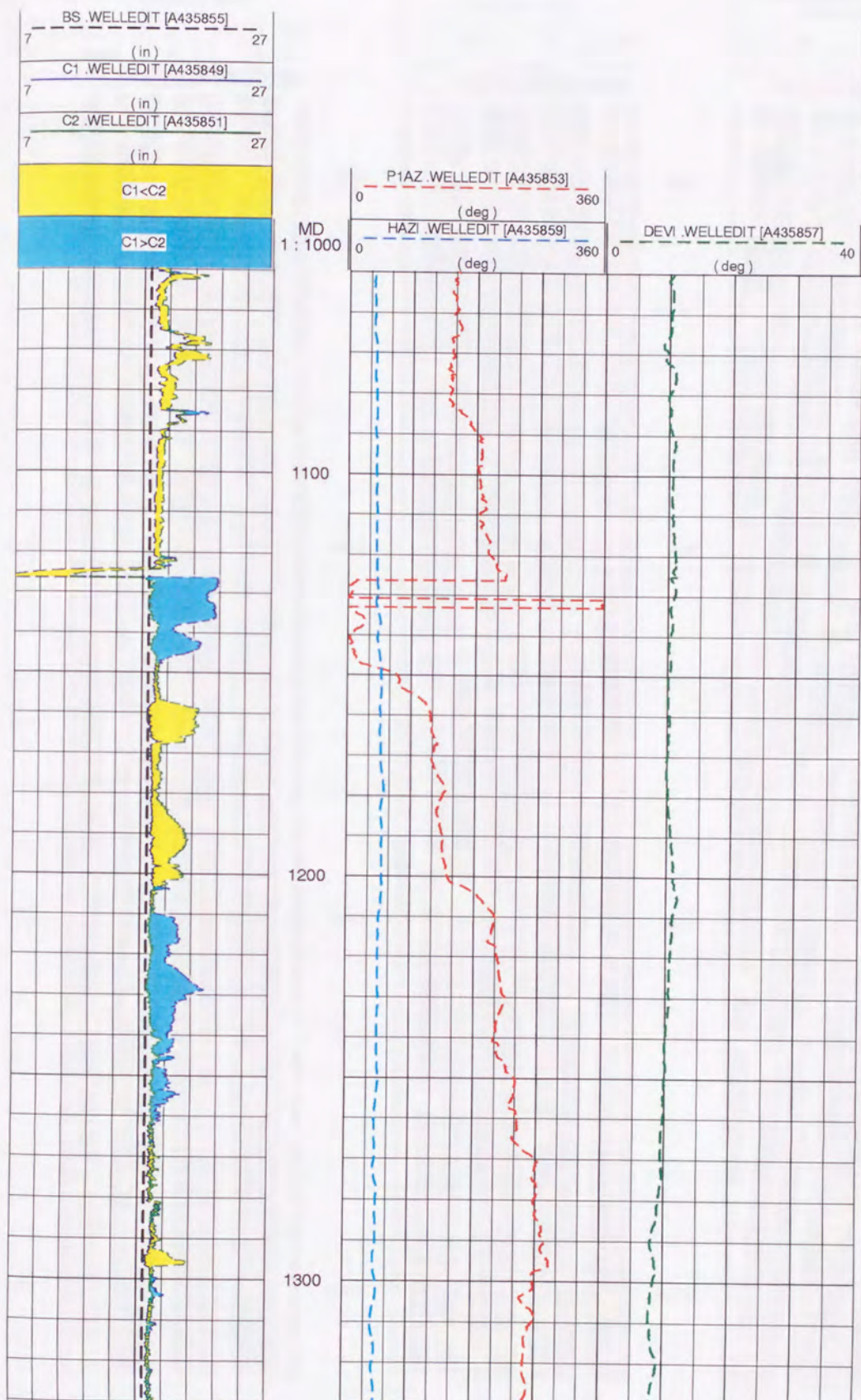


図3-10：基礎試錐「夕張」における逸泥層での坑壁破壊  
 深度1100～1250m間（ブレークアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊）

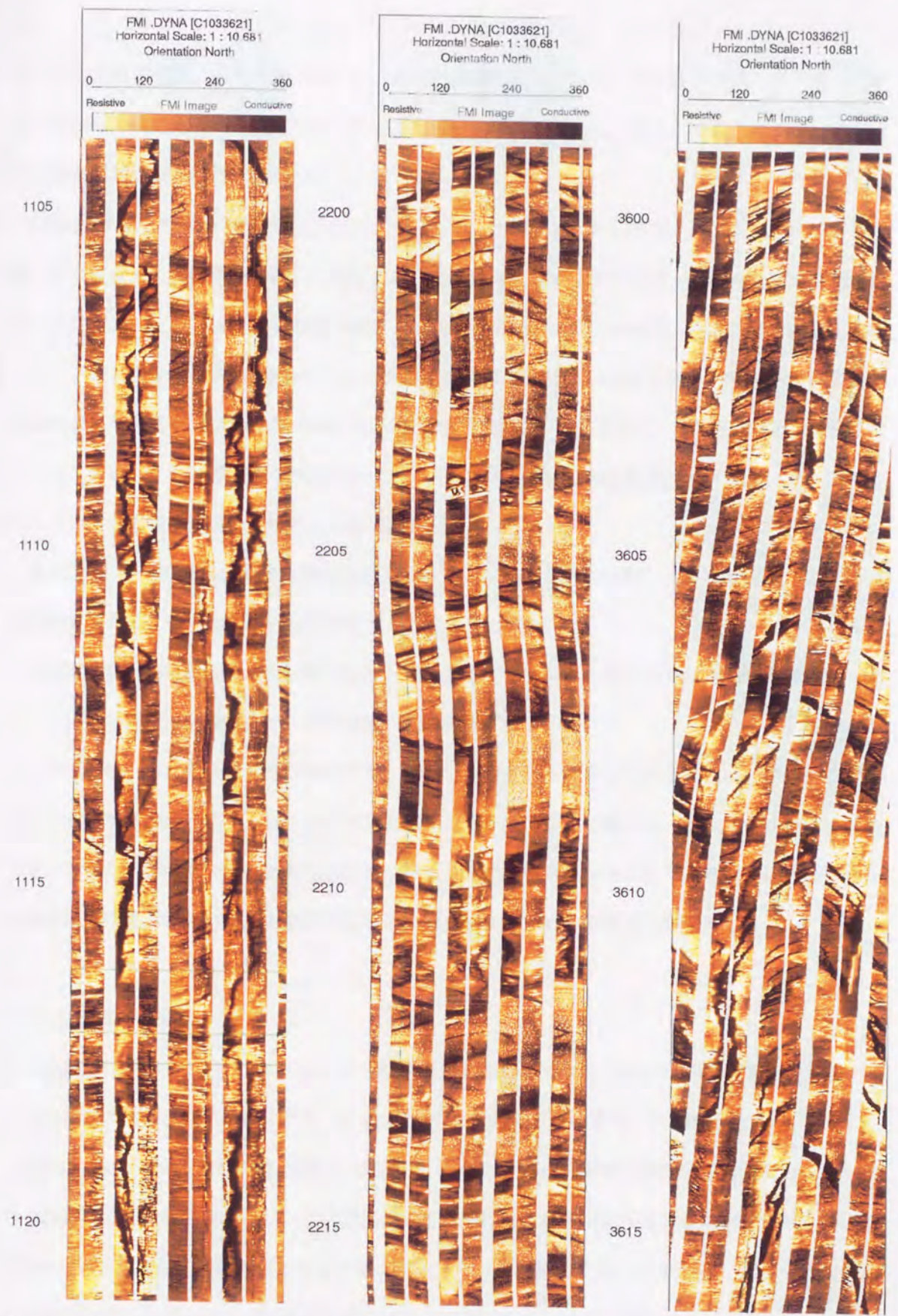


図3-11：基礎試錐「夕張」における逸泥層に見られた縦型およびエシェロン状の引張亀裂  
 数値は深度 (m) を示す。(左図) 深度1100~1250m間の一部,  
 (中図) 深度1600~2400m間の一部, (右図) 深度3550~3700m間の一部

散点的に砂岩を挟む。この深度区間でも、逸泥が断続的に発生した。逸泥層内では、ボンボリ状あるいは波形の特色ある小規模な定方向拡大型の坑壁破壊が連続する。また、坑壁にはエシェロン状の引張亀裂が観察された（図3-11）。

③深度3300～3700m間の逸泥層の上位3300～3550m間は、凝灰質砂岩とシルト岩の互層を主体とし、凝灰岩、細粒砂岩、石炭を挟在する。この深度区間では定方向拡大型の坑壁破壊が見られた。また、エシェロン状の引張亀裂が観察された。下位3550～3700m間は硬質の細粒砂岩を主体とし、シルト岩を挟在する。深度3584～3587m間では岩石コアが採取され、孔隙率および浸透率が測定された。岩石コアから得られた大気圧下での孔隙率は0.8～1.0%，空気浸透率は0.01md以下であり、著しく堅固で硬質な砂岩であった。この深度区間には坑壁破壊は見られないが、エシェロン状の引張亀裂が連続して観察された（図3-11）。

④深度3900～4000m間の逸泥層は砂岩を主体とし、シルト岩を挟む。この深度区間には小断層が通過するため、坑壁には大円型に類似する破壊が見られた。

⑤深度4200～4300m間の逸泥層はシルト岩を主体とする。この深度区間には断層が通過しており、大円型および両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。

このように、本試錐の逸泥層の坑壁には、砂層ではブレイクアウトに類似した小～中規模の定方向拡大型の坑壁破壊とエシェロン状の引張亀裂が見られた。シルト層では、ボンボリ状あるいは波形の小規模な定方向拡大型の坑壁破壊とエシェロン状の引張亀裂が見られた。また、硬質の砂岩では坑壁破壊は見られないが、坑壁には縦型およびエシェロン状の引張亀裂が卓越した。

## (2) 基礎試錐「天北」

本試錐では坑口～坑底（5050m）までの各層で逸泥が発生した（表3-18および添付資料1）。この逸泥層内での坑壁破壊の性状を、4-arm Caliper検層のデータを用いて調査した。

①深度2200～2600m間の逸泥層の上位2200～2420m間は、軟質～堅固な泥岩およびシルト岩を主体に、砂岩、凝灰岩を挟む。この深度区間の坑壁には、両方向拡大型の破壊が見られた。下位2420～2600m間は、軟質～堅固の泥岩を主体とする。この深度区間の坑壁には、ボンボリ状あるいは波形の定方向拡大型の特色をもつ典型的な坑壁破壊が見られた（図3-12）。

②深度2800～3100m間の逸泥層は、軟質～堅固な泥岩を主体とし、下部では凝灰岩、砂岩、石炭を挟む。この深度区間の坑壁には、泥層でブレイクアウトに類似した定方向拡大型の破壊が見ら

表3-18：基礎試錐「天北」における逸泥層での坑壁破壊の性状

逸泥深度区間 (m)	平均逸泥量 (kl/hr)	泥水比重 (g/cc)	岩相	坑壁破壊の形状
2200～2600	10～40	1.45～1.62	泥岩, 砂岩	両方向拡大型, ブレークアウト
2800～3100	17	1.70～1.78	泥岩, 凝灰岩	ブレークアウト (小規模), 大円型
3600～3700	6～8	1.8	シルト岩, 砂岩	両方向拡大型 (大規模)
4050～4350	3～40	1.80～1.84	凝灰岩, 砂岩, 泥岩	両方向拡大型 (中～大規模)

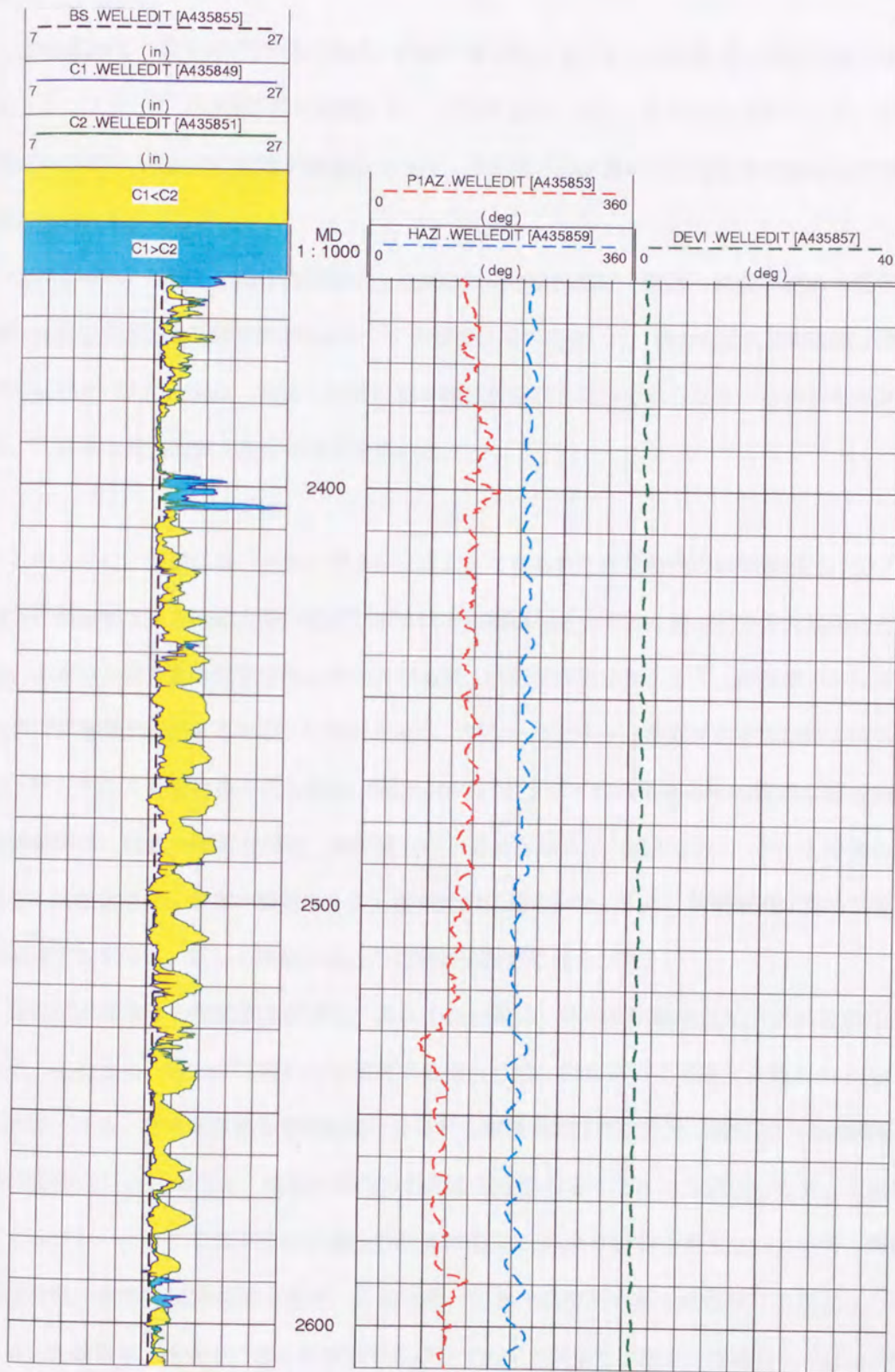


図3-12：基礎試錐「天北」における逸泥層での坑壁破壊  
 深度2420～2600m間（ボンボリ状の特色ある坑壁破壊）

れた。また、下部の泥岩に凝灰岩、砂岩、石炭を挟む区間では、大円型に類似する坑壁破壊が見られた。

③深度3600～3700m間の逸泥層は、軟質～堅固なシルト岩および堅固～硬質の粗～極細粒砂岩を主体とする。この深度区間の坑壁には、大規模な両方向拡大型の破壊が見られた。また、深度3350～3600m付近には断層が通過しており、逸泥はこの断層に伴う破碎帯に起因して発生したものである。

④深度4050～4350m間の逸泥層の上位4050～4200m間は、堅固～硬質の泥岩、堅固～硬質の粗～極細粒砂岩および凝灰岩からなる。この深度区間の坑壁には、両方向拡大型の破壊が見られた。下位4200～4300m間は、堅固～硬質の粗～極細粒砂岩と凝灰岩からなる。この深度区間の坑壁には、大規模な両方向拡大型の破壊が見られた。

このように、基礎試錐「夕張」および「天北」で見られた逸泥層内の坑壁破壊は、①ブレイクアウトに類似する定方向拡大型、②ボンボリ状の小規模な定方向拡大型、③中～大規模の定方向拡大型、④定方向拡大型の坑壁破壊に伴う引張亀裂、⑤坑壁破壊は発生せず、縦型あるいはエシェロン状の引張亀裂が卓越するもの、に区分できる。ブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊は、砂岩やシルト岩に多く見られた(図3-10)。ボンボリ状の特色ある小規模な定方向拡大型の坑壁破壊は、軟質～堅固な泥岩、凝灰質シルト岩に見られた(図3-12)。中～大規模の定方向拡大型の坑壁破壊は、軟質～堅固のシルト岩や砂岩に見られた。また、坑壁破壊が見られず引張亀裂が卓越するものは、著しく圧密が進行した硬質の砂岩に見られた。

岩石は圧縮強度と引張強度が著しく異なる。一般に、岩石の圧縮強度は引張強度の10倍前後である。このため、岩石が圧縮応力で破壊する場合には、引張応力で破壊する場合の10倍程度の力が必要になる。北海道各地の基礎試錐に見られる堆積岩の圧縮強度は、通常50～150MPa程度である(表2-14)。このため、地殻の圧縮応力がある程度大きくなったり変化しても、坑壁周りに発生するブレイクアウトのような圧縮性の破壊の性状には、余り影響を与えない。一方、堆積岩の引張強度は、通常10MPa前後である。このため、泥水比重が高すぎて坑壁周りの泥柱圧力が急激に上昇した場合や、掘進中に泥水を循環するポンプの圧力が異常に増大した場合などには、坑壁周りの引張応力が岩石の引張強度を容易く上回る。このとき、泥柱圧力が坑壁周りの地殻の $SH_{min}$ と岩石の引張強度の和を上回れば、坑壁に引張亀裂が生じる。この引張亀裂は、地殻の $SH_{max}$ 方

向の坑壁を深度方向に沿って連続して破壊する。北海道各地の基礎試錐で逸泥が発生する岩相は、砂岩、シルト岩、泥岩、凝灰岩などの堆積岩が多く、これらの岩石の脆性度（圧縮強度/引張強度）はほぼ10前後である（表2-14）。一方、剥離が発達した頁岩の引張強度は、圧縮強度に比べて著しく小さい。このため、脆性度は著しく大きな値をもつ。このことは、坑壁周りに引張応力が発生すると、頁岩層の坑壁は容易く破壊されることを物語る。北海道各地の基礎試錐の逸泥層に見られる砂岩やシルト岩の引張強度は、10~15MPa程度であり、泥岩や凝灰岩の引張強度は1.5~3MPa程度で極めて低い。このため、泥層や凝灰岩層では泥柱圧力が増大すると、坑壁に引張破壊が生じ、逸泥が容易く発生する。

基礎試錐「夕張」および「天北」では、逸泥層の坑壁にブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊が見られた。この定方向拡大型の坑壁には、FMI検層によって縦型やエシェロン状の亀裂が卓越することが観察された。逸泥による定方向拡大型の坑壁破壊は、楕円形に近い坑壁形状を示し、ブレイクアウトによる坑壁破壊に類似する。逸泥によるブレイクアウトに類似するこの坑壁破壊は、掘進中の過剰な泥柱圧力による水圧破碎によって発生したもので、地殻応力に起因したブレイクアウトとは成因が異なる。地殻応力に起因するブレイクアウトの楕円形の坑壁破壊の長軸の方向は、地殻のSHminの方向を示す。一方、逸泥による楕円形の坑壁破壊は、水圧破碎によって発生するため、楕円形の坑壁破壊の長軸の方向は、地殻のSHmaxの方向を示す（図1-1）。ブレイクアウトと逸泥によって発生した、この2種類の楕円形の坑壁破壊を区別せず、同一視してその長軸方向を求めると、その方位が直交（90°異なる）してしまい、地殻応力方位の解析に大きな誤りを生じる。

掘削作業では、掘進中の逸泥の発生は正確に検知されており、すぐに逸泥の発生を防止する対策が講じられる。このため、逸泥は坑井の全深度に亘って連続して発生するようなことはなく、ある限られた深度区間で断続的に起こる場合が多い。坑内のある深度区間で、ブレイクアウトに類似した定方向拡大型の坑壁破壊が見られ、それから求めたSHmax方位が、坑井全体に亘って認められるようなSHmax方位と90°異なる方位を示して急変するような深度区間は、逸泥による引張破壊によって生じた坑壁破壊の可能性が高い。一般に、4-arm Caliper 検層の坑径変化データだけを用いて、逸泥層に見られるブレイクアウトに類似した、この種の定方向拡大型の引張破壊を、地殻応力に起因するブレイクアウトと区別するのは難しい。図3-12にその典型例を示したように、逸泥層における坑壁には、ボンボリ状の特色ある坑壁破壊が多く見られる。この破壊の形状に連動して、

逸泥層における基準パッドが描く方位 (P1AZ) も、深度方向に対して波形の方位トレースを描くことが多い。また、逸泥層には縦型やエシェロン状の引張亀裂が多く発達する。この亀裂の性状はFMI検層によって観察できる。逸泥の状況は掘削報告書などに詳述されており、掘進中の逸泥の状況が正確に把握できる。逸泥層における引張破壊をブレイクアウトと区別するためには、①掘進中の逸泥記録を調査すること、②FMI画像を用いて坑壁周りの引張亀裂の性状を観察すること、③坑壁破壊の形状に連動するP1AZの方位トレースを注視すること、などが必要になる。

このように、逸泥層ではブレイクアウト法によって地殻のSHmax方位を求めることは難しいが、逸泥による坑壁破壊は、水圧破碎と同じ作用で発生するため、逸泥に起因した楕円形の坑壁破壊をブレイクアウトと区別できれば、ブレイクアウト法と同じ手法を用いて、地殻のSHmax方位を直接求めることもできる。

### 3.6 傾斜井におけるブレイクアウト方位の変動

傾斜井とは故意に掘進方向を曲げ、掘進の傾斜と方位を制御しながら任意の位置に向けて掘削された坑井をいう。地質条件によっては垂直に坑井を掘進することができず、自然に傾斜してしまう場合もある。基礎試錐は当該地域の地質層序、地質構造を詳細に調査する目的をもつため、垂直井を基本とするが、一般の石油井の掘削では傾斜掘りも多い。

地殻の応力場は、直交する3つの主応力の方位とその大きさによって表わすことができる。地表付近で広域に長期間に亘って存在し得る応力場は、主応力の1つが垂直、他の2つが水平に近いものだと考えられる(笠原・杉村, 1991)。ブレイクアウト法では地殻の主応力軸の1つが垂直、他の2つが水平に近いものと仮定して、地殻のSHmax方位を求める。傾斜井に見られるように坑芯の傾斜が増大すると、坑芯と垂直主応力軸の方向に差がでる。このため、坑芯傾斜が大きい深度区間ではブレイクアウト法によって地殻のSHmax方位を求めると、そのSHmax方位は真の方位を示さなくなる。掘進中に泥柱圧力によって引張破壊が生じるときには、坑壁の深度方向に沿って縦型やエシェロン状の引張亀裂が発生する。これらの引張亀裂の性状は、その応力場における坑芯の方位と傾斜および鉛直方向の主応力軸の相対的な方位を反映する(Barton et al., 1997)。北海道各地の基礎試錐の坑芯傾斜(DEVI)を調査すると、多くの基礎試錐は坑芯傾斜が2~5°程度であり、ほぼ垂直井に近い(添付資料1~8)。ところが、基礎試錐「夕張」では地層が堅固で地質構造が複雑であったため、掘削障害が多発した。このため、垂直井を掘進することが出来ず、複雑な坑跡



を描く傾斜井に仕上がった。この傾斜井は、坑芯傾斜が最大で25~26°にも及んだ。

傾斜井で発生するブレイクアウトは、坑井の坑跡とその応力場の性状が重なり合う。このため、坑壁周りに複雑な破壊を起す (Peska and Zoback, 1995)。ブレイクアウト法を傾斜井に適用するためには、坑芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位が、どの程度の変動を生じるのかを把握しておく必要がある。ここでは、基礎試錐「夕張」の4-arm Caliper 検層およびFMI検層のデータを用いて、掘進中に発生したブレイクアウトおよび水圧破碎された縦型の引張亀裂とエシェロン状の亀裂から個々に求めたSHmax方位が、坑芯傾斜の大きさに対してどのように変化するのかを調査する。この結果から、傾斜井においてブレイクアウト法を適用するときの坑芯傾斜の大きさの適用限界を明らかにする。

#### (1) 坑芯傾斜に対するブレイクアウトと縦型亀裂のSHmax方位の比較

基礎試錐「夕張」の坑芯傾斜は深度2600m以浅が最大で10°，深度2600~3800m間が10~15°，深度3800m以深では20~25°に及んだ (添付資料5)。本試錐では深度14~4287m間で4-arm Caliper 検層が実施された。また、深度1094~1354m間，1695~1835m間，1965~2080m間および2195~4281m間でFMI検層が実施された。表3-19には、4-arm Caliper 検層から求めたブレイクアウトとFMI検層から求めた縦型の引張亀裂の深度区間，岩相，SHmax方位，坑芯方位・傾斜をまとめた。ブレイクアウトは凝灰質のシルト岩や砂岩，泥岩，石炭などに見られた。このブレイクアウトは坑芯傾斜が2~3°の低角から26~30°の高角まで分布した。縦型亀裂は凝灰質のシルト岩や砂岩に見られた。この縦型亀裂は坑芯傾斜が6~13°程度の深度区間に分布するが、坑芯傾斜が18°の高角に及ぶ深度区間にも見られた。坑芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウトから求めたSHmax方位と、縦型亀裂から求めたSHmax方位の差を比較した (表3-20)。表3-20は表3-19を参照して、ブレイクアウトと縦型亀裂が共に発生していて、その深度区間が接近し、さらに坑芯傾斜が同じ程度の深度区間を選択してまとめた。この結果、同じ程度の坑芯傾斜をもつブレイクアウトから求めたSHmax方位と、縦型亀裂から求めたSHmax方位の差は、坑芯傾斜が2~8°でSHmax方位の差が3°，坑芯傾斜が9~10°でSHmax方位の差が7°，坑芯傾斜が11~13°でSHmax方位の差が10°，坑芯傾斜が15~18°でSHmax方位の差が11°程度であった。これらの結果から、坑芯傾斜が20°以内であれば、ブレイクアウトと縦型亀裂から求めたSHmax方位の差は約10°程度であることが解った。Barton et al. (1997) は同じ応力場 (場所) で掘削

表3-19：基礎試錐「夕張」における坑芯傾斜に対するブレークアウトと縦型引張亀裂から求めたSHmax方位の比較

深度 (m)	岩相	坑壁破壊の性状	SHmax方位 (0~360°)	坑芯方位 (0~360°)	坑芯傾斜 (0~90°)
550~830	砂岩, シルト岩, シルト質泥岩, 砂岩, 石炭	ブレークアウト	137	39	7~8
870~1000	シルト質泥岩, 砂岩	ブレークアウト	114	34	9~10
1101~1121	砂岩, 砂質シルト岩, 石炭	縦型引張亀裂	107	39	10~11
1212~1227	砂岩, 凝灰質砂岩, シルト岩	縦型引張亀裂	121	44	10~11
1400~1510	泥岩, シルト岩, 凝灰岩	ブレークアウト	138	45	10~8
1530~1600	シルト岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	114	39	8
2430~2500	シルト岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	126	346~270	2~3
2535~2558	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	123	270	6~8
2641~2658	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	121	265	11
2680~2740	シルト岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	131	262	11~13
2958~2962	凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	146	252	18
2970~3090	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, 石炭	ブレークアウト	157	253	18~15
3130~3250	シルト岩, 凝灰質シルト岩, 石炭	ブレークアウト	159	251	15~13
3300~3450	凝灰質砂岩, 砂岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	163	248	13~9
3493~3502	凝灰質砂岩, 砂岩, シルト岩	縦型引張亀裂	152	242	8
4020~4180	シルト岩, 砂岩, 凝灰質砂岩, 石炭	ブレークアウト	186	273	26~30

表3-20：基礎試錐「夕張」におけるブレークアウトと縦型引張亀裂から求めたSHmax方位の比較に基づく坑芯傾斜の許容範囲

深度 (m)	岩相	坑壁破壊の性状	SHmax方位 (0~360°)	坑芯方位 (0~360°)	坑芯傾斜 (0~90°)	ブレークアウトと縦型引張亀裂 から求めたSHmax方位の差(°)
870~1000	シルト質泥岩, 砂岩	ブレークアウト	114	34	9~10	7
1101~1121	砂岩, 砂質シルト岩, 石炭	縦型引張亀裂	107	39	10~11	
2430~2500	シルト岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	126	346~270	2~3	3
2535~2558	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	123	270	6~8	
2641~2658	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	121	265	11	10
2680~2740	シルト岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	131	262	11~13	
2958~2962	凝灰質シルト岩	縦型引張亀裂	146	252	18	11
2970~3090	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, 石炭	ブレークアウト	157	253	18~15	
3300~3450	凝灰質砂岩, 砂岩, 凝灰質シルト岩	ブレークアウト	163	248	13~9	11
3493~3502	凝灰質砂岩, 砂岩, シルト岩	縦型引張亀裂	152	242	8	

された垂直井と傾斜井を用いて、ブレークアウト法から求めた垂直井と傾斜井のSHmax方位にどの程度の差がでるのかを調査した。この調査で用いられた傾斜井は、坑芯傾斜が70°にも及び、ほぼ水平井に近い。この結果、垂直井とこの傾斜井から求めたブレークアウト法によるSHmax方位に35°の差が生じることを示した。

## (2) 坑芯傾斜に対する縦型亀裂とエシェロン状亀裂のSHmax方位の比較

主応力軸の1つが垂直で、他の2つの主応力軸が水平と仮定すると、垂直井では水圧破碎によって発生する引張破壊は、縦型（直線状）の亀裂だけになる。傾斜井では、坑芯方位（HAZI）が地殻のSHmax方位と一致する場合に限り、坑芯傾斜の大きさに関わらず縦型の亀裂だけが発生する。傾斜井で坑芯方位が地殻のSHmax方位と異なるときには、エシェロン状の亀裂が発生する。このとき、坑芯傾斜が小さいうちは、縦型に近い配列をもつエシェロン状の亀裂が発達するが、坑芯傾斜が増大するに従って、エシェロン状の亀裂は水平に近い配列を示す。ここでは、基礎試錐「夕張」で測定されたFMI検層の画像を用いて、坑芯傾斜の大きさに対して、水圧破碎された縦型の亀裂とエシェロン状の亀裂から求めたSHmax方位に、どの程度の差が生じるのかを調査する。表3-21には、FMI画像を用いて求めたこれらの水圧破碎の深度区間、岩相、亀裂の性状、SHmax方位および坑芯の方位・傾斜をまとめた。基礎試錐「夕張」では、坑芯方位と水圧破碎された縦型亀裂の発達方向が全て異なる。このことは、本試錐の坑芯方位は地殻のSHmax方位とは異なる方向を示しており、坑芯傾斜が増大すれば、エシェロン状の亀裂が発達するような応力場にあることを意味する。本試錐では縦型の亀裂はシルト岩や砂岩に多く見られた。この縦型亀裂は坑芯傾斜が6~11°付近に集中した。エシェロン状の亀裂は、シルト岩、凝灰質シルト岩、砂岩に多く見られた。このエシェロン状の亀裂は坑芯傾斜が7~15°付近に集中した。深度3988m以深では坑芯傾斜が23~26°の高角になり、シルト岩や砂岩中に網目状の亀裂が発達した（図2-30）。また、坑芯傾斜が23~26°の高角になると縦型亀裂が見られなくなり、エシェロン状亀裂も減少する傾向を示した。この縦型亀裂、エシェロン状亀裂および網目状亀裂など、掘進中に発生した引張亀裂は硬質で堅固なシルト岩や砂岩に集中して見られ、泥層には余り発達しない。坑芯傾斜の大きさに対して、縦型亀裂から求めたSHmax方位とエシェロン状亀裂から求めたSHmax方位の差を比較した（表3-22）。表3-22は表3-21を参照して、縦型亀裂とエシェロン状亀裂が共に発生していて、その深度区間が接近し、さらに坑芯傾斜が同じ程度の深度区間を選択してまとめた。同じ程度の坑芯傾斜をもつ縦型

表3-21：基礎試錐「夕張」における坑芯傾斜に対する縦型引張亀裂とエシェロン状亀裂から求めたSHmax方位の比較

深度 (m)	岩相	亀裂の性状	SHmax方位 (0~360°)	坑芯方位 (0~360°)	坑芯傾斜 (0~90°)
1101~1121	砂岩, 砂質シルト岩, 石炭	縦型 (鮮明, 直線状)	107	39	10~11
1143~1148	砂岩	エシェロン状	118	45	10
1212~1227	砂岩, 凝灰質砂岩, シルト岩	縦型 (鮮明, 直線状)	121	44	10~11
1322~1333	石英安山岩, シルト岩	エシェロン状	125	42	8
2394~2415	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	150	341	3
2445~2455	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	130	324	2
2535~2558	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型 (鮮明, ほぼ直線状)	123	270	6~8
2555~2600	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	125	270	7~9
2620~2635	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	115	265	11
2641~2658	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型 (やや不鮮明, 直線上)	121	265	11
2655~2670	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	135	265	11
2958~2962	凝灰質シルト岩	縦型 (不鮮明, ほぼ直線状)	146	252	18
3010~3025	凝灰質砂岩, シルト岩	エシェロン状	115	251	17
3035~3060	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	110	252	15
3070~3085	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	120	253	14
3395~3405	凝灰質シルト岩, シルト岩	エシェロン状	130	248	10
3458~3465	シルト岩, 凝灰質砂岩	エシェロン状	140	242	9
3493~3502	凝灰質砂岩, 砂岩, シルト岩	縦型 (鮮明, ほぼ直線上)	152	242	8
3565~3581	シルト岩, 砂岩	エシェロン状	135	245	8
3583~3595	砂岩, シルト岩	エシェロン状	130	248	7
3598~3607	砂岩, シルト岩	エシェロン状	130	242	7

表3-21 (2)

3646~3668	砂岩		エシエロン状	150	251	7
3670~3687	砂岩		エシエロン状	135	253	7
3988~4002	砂岩		網目状	測定不能	270	26
4029~4040	砂岩, シルト質泥岩, シルト岩		網目状	測定不能	273	25~26
4050~4061	シルト岩		エシエロン状	125	275	24~25
4061~4067	シルト岩		網目状	測定不能	273	24
4103~4110	シルト岩		網目状	測定不能	273	23

表3-22：基礎試錐「夕張」における縦型引張亀裂とエシェロン状亀裂から求めたSHmax方位の比較に基づく坑芯傾斜の許容範囲

深度 (m)	岩相	亀裂の性状	SHmax角度 (0~360°)	坑芯方位 (0~360°)	坑芯傾斜 (0~90°)	縦型引張亀裂とエシェロン状亀裂 から求めたSHmax方位の差(°)
1101~1121	砂岩, 砂質シルト岩, 石炭	縦型(鮮明, 直線状)	107	39	10~11	11
1143~1148	砂岩	エシェロン状	118	45	10	
2535~2558	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型(鮮明, ほぼ直線状)	123	270	6~8	2
2555~2600	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	125	270	7~9	
2620~2635	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	115	265	11	
2641~2658	シルト岩, 凝灰質シルト岩	縦型(やや不鮮明, 直線状)	121	265	11	6~14
2655~2670	シルト岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	135	265	11	
2958~2962	凝灰質シルト岩	縦型(不鮮明, ほぼ直線状)	146	252	18	
3010~3025	凝灰質砂岩, シルト岩	エシェロン状	115	251	17	31~36
3035~3060	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩	エシェロン状	110	252	15	
3458~3465	シルト岩, 凝灰質砂岩	エシェロン状	140	242	9	
3493~3502	凝灰質砂岩, 砂岩, シルト岩	縦型(鮮明, ほぼ直線状)	152	242	8	12~17
3565~3581	シルト岩, 砂岩	エシェロン状	135	245	8	
3988~4002	砂岩	網目状	測定不能	270	26	
4029~4040	砂岩, シルト質泥岩, シルト岩	網目状	測定不能	273	25~26	
4061~4067	シルト岩	網目状	測定不能	273	24	
4103~4110	シルト岩	網目状	測定不能	273	23	

亀裂から求めたSHmax方位と、エシェロン状亀裂から求めたSHmax方位の差は、坑芯傾斜が6～11°でSHmax方位の差が2～17°、坑芯傾斜が15～18°でSHmax方位の差が31～36°であった。この結果から、坑芯傾斜が15°以上になると縦型亀裂とエシェロン状亀裂から求めたSHmax方位に30°以上の差が生じることが解った。

このように、坑芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウトと縦型亀裂のSHmax方位の差は、坑芯傾斜が15～18°で、そのSHmax方位の差が11°であった。一方、縦型亀裂とエシェロン状亀裂のSHmax方位の差は、坑芯傾斜が同じ15～18°で、そのSHmax方位の差が31～36°であった。本試錐ではブレイクアウトが10ヶ所で発生している。個々のブレイクアウトは深度方向へ60～280mに亘って連続し、その平均値は127mである。ブレイクアウトから求めたSHmax方位は、この深度区間の平均方位を示しており、その場における広域的な地殻の応力方位を反映しやすい。一方、エシェロン状亀裂は18ヶ所で発生している。個々のエシェロン状亀裂が分布する深度範囲は5～25m程度であり、その平均深度範囲は13mである。エシェロン状亀裂から求めたSHmax方位は、この深度範囲の平均方位であり、その場における局所的な地殻応力の方位を反映しやすい。ここで見られた、縦型亀裂に対するブレイクアウトとエシェロン状亀裂のSHmax方位の差は、それぞれのSHmax方位の測定環境の違いを反映したものである。

以上のように、坑芯傾斜が小さいうちは、縦型亀裂が地殻のSHmax方向に進展していくものと仮定して、これらの結果を解釈すると、傾斜井において、ブレイクアウト法を用いて比較的信頼性が高いSHmax方位を得るには、坑芯傾斜がおおよそ20°以内であることが解った。



## 第4章 ブレークアウト法による地殻応力方位の測定

### 4.1 地殻応力方位の測定手順

#### 4.1.1 地殻の応力状態と石油井の坑壁破壊

地殻応力に起因する坑壁破壊には、ブレークアウトや掘進中の泥柱圧力によって水圧破碎される引張破壊がある (Dart and Zoback, 1989)。これらの坑壁破壊の性状から、地殻のSHmax方位を読み取ることができる。地殻応力に起因しない坑壁の破壊には、掘削障害による坑壁の破損、地下浅部の未固結で軟弱な地層の崩落、断層や異常高圧層に伴う大規模な地層の破壊などがある。地殻応力に起因する坑壁破壊の性状は、地殻応力の大きさや向き、岩相、岩石の圧縮・引張強度、地層の固結度、地層圧力、地層温度などの地質条件ばかりでなく、掘進中の泥水比重、坑芯方位・傾斜などの掘削条件にも左右される。キャリパー検層やFMI検層のデータを注意深く観察すると、これらの坑壁破壊の性状やその成因が識別できる (Dart and Zoback, 1989)。

地殻の応力場で石油井が掘削されると、その坑壁周りに不均一な応力集中が起こる。この応力集中の結果、坑壁が破壊される (図1-1)。地殻応力に起因する坑壁周りの応力状態を考えると、主応力軸の1つが鉛直方向にある場合 (垂直井) には、坑壁周りの応力場はSHmaxの方向と直交するSHminの方向で最も圧縮される (Zoback et al., 1985 ; Barton et al., 1997)。この地殻の圧縮力が坑壁周りの岩石の圧縮強度を超えると、その部分に剪断破壊が起こる。このため、坑壁が崩れ落ちる。この坑壁破壊は坑井の掘削直後から始まり、その後も継続する。この坑壁破壊の平面形状は通常、規則的な楕円形を示し、深度方向 (鉛直方向) にも連続する。この坑壁破壊をブレークアウトと呼んだ (図1-1)。北海道各地における基礎試錐の坑壁破壊の調査の結果、全ての基礎試錐においてブレークアウトが頻繁に認められた。ブレークアウトは地殻の広域的な応力場に起因して発生する坑壁破壊であり、坑壁周りの局所的な応力状態には余り左右されない (Shamir and Zoback, 1992 ; Barton et al., 1997)。また、岩相や岩石強度はブレークアウトの大きさを左右する要因ではあるが、ブレークアウトの発達方向には影響を与えない (Barton et al., 1997)。坑芯が鉛直方向の主応力軸と一致しないような坑井 (傾斜井) では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位に変動が見られる。また、坑井が活動中の断層や異常高圧層を横切るときにも、ブレークアウト法から求めたSHmax方位に変動が見られる。

#### 4.1.2 ブレークアウト法による地殻応力方位の解析手順

北海道各地の基礎試錐から得られた4-arm Caliper 検層データを用いて、地殻のSHmax方位解析の実際の手順について以下に示す。検層はシュルンベルジェ社が実施したもので、検層データの編集・処理は当社が提供している検層解析システム (GeoFrame) を使用した。

##### (1) 検層データのロード

地殻のSHmax方位の解析に必要な以下の検層データをGeoFrameにロードする。このとき、( ) 内の記号は検層種目のコード名を示す。また、各検層データのサンプリング間隔は、深度方向に対して0.5ft (約15cm) 毎である。

①ビット径 (BS)

②4-arm Caliper 検層で測定される平面2成分 (x方向およびy方向) の坑径 (C1, C2) ,

③C1の坑径を測定するアームに取り付けられた基準パッド1の方位 (PIAZ)

④坑芯方位 (HAZI)

⑤坑芯傾斜 (DEVI)

##### (2) Composite Log の作成

上記の各検層データをまとめたComposite Log (検層総合柱状図) を作成する (添付資料1~8)。Composite Log は左カラムに、①ビットサイズ (BS) と②坑径 (C1, C2) , 中央カラムに、③基準パッド1の方位 (PIAZ) と④坑芯方位 (HAZI) , 右カラムに、⑤坑芯傾斜 (DEVI) をそれぞれ表示する。また、深度方向に対する縮尺を1/1000程度にしてこれらの記録を図示すると、ブレークアウトが認定しやすい。

##### (3) ブレークアウト深度区間の認定法

第2章 (2.1.1項) で述べたように、ブレークアウト法によって地殻のSHmax方位が測定できるか否かは、第1に坑壁の平面形状が楕円形に破壊されているかどうかを認定すること、第2にその楕円形の短軸の方向が求められるかどうかを判断することである。

第1の坑壁が楕円形の破壊を生じていると認定できる条件は、①坑径C1 およびC2のカーブがはっ

きりと分離していること、②大きい方の坑径がピット径 (BS) より大きく、小さい方の坑径がピット径とほぼ等しいこと、③坑径C1とC2の明らかな差が深度方向に長く連続していること、④P1AZの方向がHAZIの方向と一致していないこと、などによる (図2-2)。第3章 (3.1.2項) で述べたように、北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトが明瞭に認定できる楕円形の坑壁破壊は、この楕円の長軸と短軸の比が1.5~2.0の範囲にあった。また、ブレイクアウトの深度方向への連続性は50~420m程度であり、各基礎試錐毎の平均的な連続性は約100~300m程度である。この楕円の長軸と短軸の比および深度方向への平均的な連続性は、北海道地方で明瞭なブレイクアウトを認定するときの一つの基準になる。

第2にSHmax方位が求められると判断できる条件は、①P1AZのカーブに時計周りの回転や不規則な変動が見られないこと、②P1AZのカーブが一定の方位を示し、深度方向に沿って長く連続した直線状のトレースを描いていることである。4-arm Caliper 検層機の一組のアームが、坑壁が楕円形に拡大したブレイクアウトの深度区間に入り込めば、P1AZを描くカーブは地下深部から浅部に向って一定の方位を示し、長く連続した直線状のトレースを描く (図2-2)。このとき、楕円形の坑壁破壊の短軸方向から地殻のSHmax方位が求められる。

#### (4) SHmax方位の読み方

坑壁の平面形状が楕円形に破壊されたブレイクアウトの深度区間に、4-arm Caliper 検層機の一組のアームが入り込んだ場合、P1AZを測定する基準パッド1が、楕円形のブレイクアウトの長軸方向に入り込んだのか、短軸方向に位置するののかの2通りの場合がある。地殻のSHmax方位は楕円形の短軸方向と一致するため、ブレイクアウトが発生した深度区間を以下のように黄色と青色に色分けし、基準パッド1が指示する方向が、楕円の長軸方向なのか、短軸方向なのかを区別する。この色分けされた深度区間から、ブレイクアウトのSHmax方位を個々に求める。

##### ①黄色に塗色した部分でのSHmax方位の読み方

黄色に塗色した部分は、C2がC1よりも大きな坑径を示す深度区間である (添付資料1~8)。ブレイクアウトはSHmax方位と直交するSHminの方向の坑壁を破壊し、この破壊に起因して楕円形の坑壁を形成する。黄色に塗色した区間は、この楕円形の長軸がC2の坑径に当たり、短軸がC1の坑径に当たる。地殻の応力方位を求めるための方位計は、C1の坑径を測定する基準パッド1に装

備されている。このため、ブレイクアウトが発生した深度区間のSHmax方位は、この楕円形の短軸C1の方向と一致する。したがって、黄色に塗色したブレイクアウトの深度区間では、P1AZの読み値がそのまま地殻のSHmax方位を示す。

#### ②青色に塗色した部分でのSHmax方位の読み方

青色に塗色した部分は、C1がC2よりも大きな坑径を示す区間である（添付資料1～8）。黄色に塗色した部分とは反対に、この深度区間では楕円形の長軸がC1に当たり、短軸がC2に当たる。方位計はC1の坑径を測定する基準パッド1に装備されているため、青色に塗色した部分からブレイクアウトのSHmax方位、すなわち楕円形の短軸C2の方向を読み取るためには、このP1AZの読み値に $\pm 90^\circ$ を加えた方位を求める。

#### (5) SHmax方位データの統計処理と表示法

ブレイクアウトを認定した深度区間毎に、P1AZが示す方位を読み取る。P1AZのサンプリング間隔は0.5ft（約15cm）毎であるため、この深度区間から求めたP1AZデータを統計処理し、そのSHmax方位のローズダイアグラムを作成する（図4-1）。ローズダイアグラムにはSHmax方位の分布、標準偏差、平均方位などを記録する。測定結果は、坑壁破壊形状の深度区分表、ブレイクアウトのSHmax方位表などにしてまとめる。坑壁破壊形状の深度区分表には、各坑井毎に坑壁破壊の形状を、①円型、②大円型、③洋梨型、④猫の目型、⑤定方向拡大型（ブレイクアウト）、⑥両方向拡大型、に区分して、その深度区間と岩相を示す（例えば表2-1）。また、基礎試錐の調査報告書を参照して、断層および異常高圧層が認められた深度区間、逸泥の発生深度などの情報を併せて示す。ブレイクアウトのSHmax方位表には、①ブレイクアウトの深度区間、②岩相、③統計処理して求めたSHmax平均方位、④坑芯傾斜などを示す（例えば表5-1）。

## 4.2 ブレイクアウト認定のための留意点

### 4.2.1 ブレイクアウトの形と大きさ

ブレイクアウトは北海道各地の全ての基礎試錐で頻繁に見られた。これらのブレイクアウトは基礎試錐全体の坑壁破壊の約45%を占めた。ブレイクアウトの発生は、泥岩、シルト岩、砂岩、凝

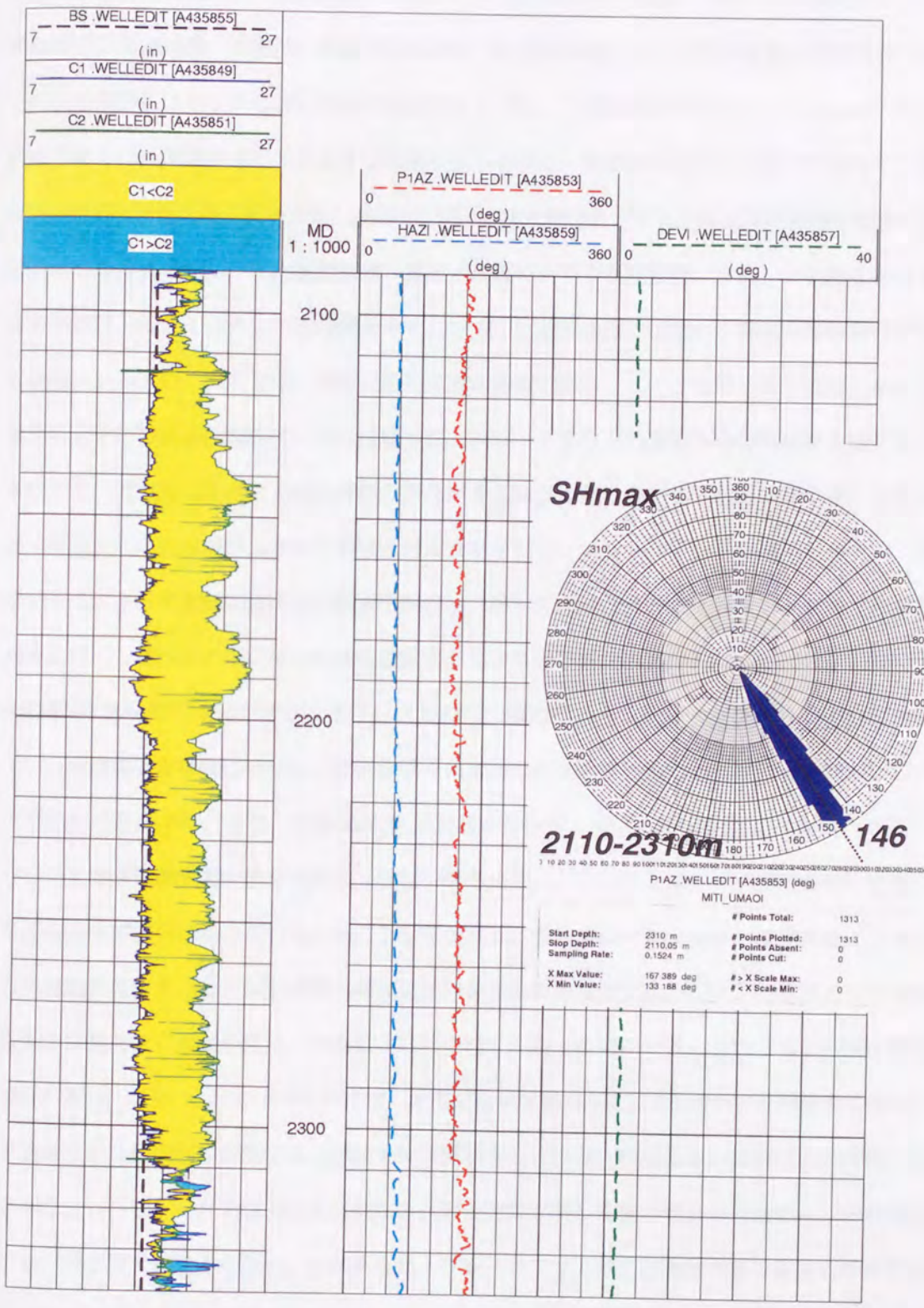


図4-1：基礎試錐「馬追」のブレイクアウトから求めたSHmax方位のローズダイアグラム  
 深度2110~2310m間のSHmax方位は、真北から時計回りに146°の方向を示す。

灰岩などに集中した。坑壁破壊を起さず円型の坑壁を維持する岩石は、基礎試錐「馬追」で見られた基盤岩をなす斑れい岩、基礎試錐「夕張」および基礎試錐「豊頃」で見られた硬質のシルト岩や細粒砂岩、基礎試錐「十勝沖」および基礎試錐「北見大和堆」で見られた硬質の泥岩などがある。このような岩石はいずれも岩石の圧縮強度が著しく強く、堅固な性状をもつ。このため、坑壁破壊は起きにくい。坑壁周りにどのような破壊が生じるかは、地殻応力の大きさだけでなく、個々の地域の岩石の物性を強く反映する。岩相およびその圧密状態と岩石の圧縮強度の関係を比較すると、坑壁の破壊が見られなかった基礎試錐「馬追」の斑れい岩や基礎試錐「夕張」の孔隙を消失した硬質の砂岩は、著しく大きな圧縮強度を示す。一方、比較的浅部に位置して初生孔隙を残存するような砂岩、シルト岩、泥岩では、岩石の圧縮強度が比較的弱い。このことは、同じ岩相においても孔隙率の大小が岩石の圧縮強度に強く反映され、ブレイクアウトの発生やその規模を左右することを示唆する。堆積岩は圧密による孔隙率の変化が著しい。堆積岩の物理的性質の多くは、この圧密に強く規制され、孔隙率が大きいものほど岩石強度が弱く、ブレイクアウトが発生しやすい。埋没深度が深く、圧密が十分に進行した砂岩や泥岩は、著しく大きな岩石強度をもつ。この大きな岩石強度のために、地殻応力が作用しても坑壁破壊を起さない砂岩や泥岩が見られる。泥岩の場合でも、孔隙率が1%程度の圧密が著しく進行したものは、極めて大きな圧縮強度をもち、坑壁破壊を起さない。埋没深度の増加に伴って、圧密が徐々に進行したような状態にある堆積岩では、ブレイクアウトが良く発達する。また、孔隙率が2~3%程度の砂岩、泥岩、凝灰岩を比べると、ブレイクアウトの大きさは凝灰岩が最も大きく、砂岩が最も小さい。このことは、同じ圧密を受けても、岩石の圧縮強度が岩相に左右されていることを示唆する。砂岩ではマトリックスは実質的にセメント物質の役割を果たす。セメント物質の増加に伴い岩石強度が増大する。セメント物質として石英を含むものが最も岩石強度が強く、方解石がこれに続く。粘土鉱物のセメントからなる砂岩は最も岩石強度が弱い。ブレイクアウトの大きさは、地殻の水平圧縮応力に対する岩石の圧縮強度に依存する。岩石強度が比較的弱い地層では、坑壁全体が崩壊するような大円型あるいは両方向拡大型の坑壁破壊が発生し、ブレイクアウトは見られない。岩石強度が著しく強い硬質の岩石からなる地層では、ブレイクアウトは発生しない。このように、ブレイクアウトは岩石強度のある限られた範囲内の地層で発生する。ブレイクアウトの坑壁破壊の大きさを、この坑壁破壊が示す楕円の長軸と短軸の比で比較すると、深度の増加に伴いブレイクアウトの楕円の長軸が減少する傾向を示す。通常、深度の増加に伴い圧密が進行し、孔隙率が減少する。孔隙率が減少すると、岩石の圧縮強度が増加する。

このことから、深度の増加に伴いブレイクアウトの規模が小さくなる傾向を示す。また、坑壁周りの圧縮応力は地層圧力が増大するほど減少する。同じ岩石強度をもつ地層では、地層圧力が増加して坑壁周りの圧縮応力が減少するほど、ブレイクアウトの発生が制御されるようになる。異常高圧層では圧密が進行しないため、岩石の孔隙率が高い。このため、岩石の強度が弱く、大規模なブレイクアウトが発生しやすい。

このように、ブレイクアウトの形状と大きさは、岩相、岩石の圧密状態、岩石強度、地層圧力などの様々な要因に左右されている。

#### 4.2.2 ブレイクアウトの坑壁破壊と逸泥の坑壁破壊の区別

掘削泥水が、地層中の割れ目や浸透性の高い地層へ流出する現象を逸泥という。逸泥が続くと坑井の崩壊、掘り管の抑留、地層流体の噴出など、重大な坑内障害を誘発する。逸泥には地層固有の性質に起因するものと、掘削障害に起因するものがある。割れ目が発達する地層、孔隙率が高く浸透性の良い地層では、泥柱圧力が地層圧力を上回ると逸泥が発生する。また、掘進中に泥水比重の調整不良で、泥柱圧力が坑壁周りの $SH_{min}$ と岩石の引張強度の和を超えたときには、坑壁に引張破壊が生じて逸泥する。この引張破壊は、地殻の $SH_{max}$ の方向に沿って坑壁を破壊する。

岩石は圧縮強度と引張強度が著しく異なる。岩石の引張強度は圧縮強度の1/10程度である。北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトや逸泥を起す岩相は、砂岩、シルト岩、泥岩、火山砕屑岩などが多い。砂岩やシルト岩の引張強度は10~15MPa程度であり、泥岩や火山砕屑岩の引張強度は1.5~3MPa程度である(表2-14)。このため、これらの地層においては、泥柱圧力によって坑壁が水圧破碎され、逸泥することが多い。基礎試錐「夕張」および「天北」の逸泥層での坑壁破壊の調査で明らかになったように、逸泥層の坑壁にはブレイクアウトに類似した破壊が見られた。また、著しく圧密が進行した硬質の砂岩には、水圧破碎による引張亀裂が卓越した。ブレイクアウトに類似した逸泥による坑壁破壊は、泥柱圧力に伴う水圧破碎によって発生したもので、地殻応力に起因したブレイクアウトとは成因が異なる。前述のように、ブレイクアウトと逸泥による坑壁破壊を区別せず、同一視して地殻の $SH_{max}$ 方位を求めると、その $SH_{max}$ 方位が直交し、地殻応力方位の解析に重大な誤りを起す。一般にキャリパー検層の坑径変化データだけを用いて、逸泥層に見られるブレイクアウトに類似する坑壁破壊を真のブレイクアウトと区別するのは難しい。逸泥による坑壁破壊をブレイクアウトと区別するためには、FMI画像を用いて坑壁の引張亀裂の性状を調査するこ





## 第5章 ブレークアウト法による北海道地方基礎試錐の地殻応力方位の測定

### 5.1 基礎試錐「天北」

#### 5.1.1 試掘の目的と成果

本試錐は、天北地域で白亜系函淵層群の良好な砂岩貯留岩が期待される豊富構造において、上部蝦夷層群までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は天塩郡幌延町北進に位置し、平成5年10月1日に開坑し、上部蝦夷層群を確認して、翌年6月27日に深度5050mで掘止めた(図5-1)。

本試錐では、声問層、稚内層、増幌層、鬼志別層、曲淵層、羽幌層、函淵層群を掘り抜き、上部蝦夷層群を497mまで探鉱した(図5-2)。声問層から上部蝦夷層群までの各層で逸泥が発生し、このうち、声問層、函淵層群のものは、その規模が大きい。探鉱対象である白亜系については、逆断層である大曲断層の下盤に潜在する豊富背斜構造の東翼部を探鉱した。この背斜構造は、同じような構造形態をもつ幌延背斜などから類推すれば、更新世初期に逆断層の活動を伴いながら形成されたものと推定されている(石油公団, 1995a)。

#### 5.1.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では、深度1330~4570m間および深度4650~5050m間の3640mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度1440~1540m間、3140~3230m間、3250~3340m間、3650~4010m間、4360~4450m間、4680~4870m間および4870~4930m間の7区間でブレークアウトが認められた(表5-1, 図5-3および添付資料1)。また、深度2680~2760m間、3340~3650m間および3930~4010m間に断層および破碎帯が推定できた。

①深度1440~1540m間(増幌層)は堅固~硬質の泥岩からなり、泥灰岩および凝灰岩を挟む。ブレークアウトの長軸は57cm, 短軸は45cm, 長軸と短軸の比は1.28で、深度方向に100mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに36°の方向(NE-SW)を示す。坑芯傾斜は1~2°であり、第3章(3.6項)で述べた坑芯傾斜に対するSHmax方位測定の信頼性から判断すると、このSHmax方位の信頼性は高い。

②深度3140~3230m間(羽幌層)は粗~細粒凝灰岩(一部、安山岩質)を主体とし、堅固~硬質

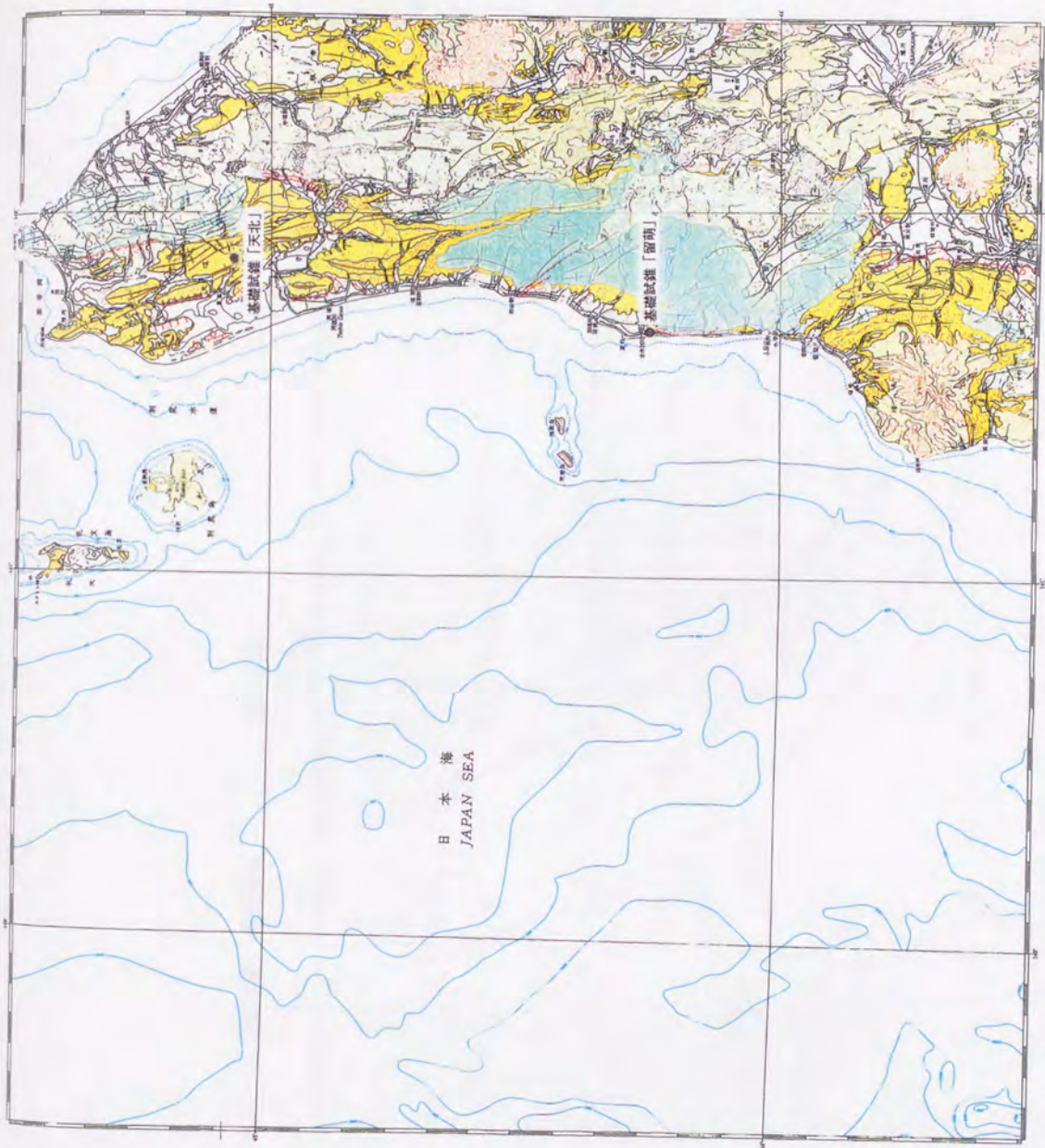


図5-1：基礎試錐「天北」および「留萌」の位置図  
50万分の1活構造図（地質調査所編，1987）に表示した。

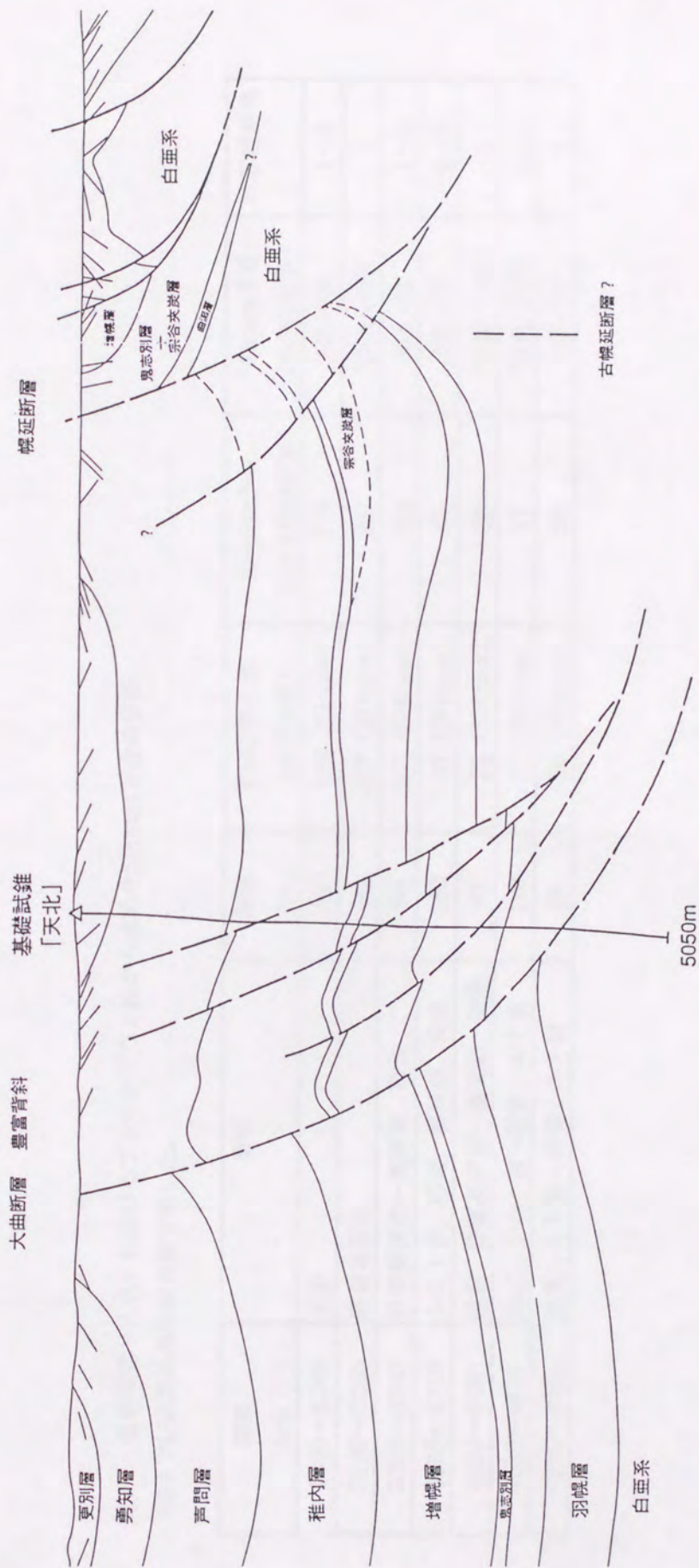


図5-2：基礎試錐「天北」の地質断面図（石油公団，1995a）

表5-1：基礎試錐「天北」におけるブレークアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) P1AZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	P1AZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
1440~1540	泥岩	100	126 (SHmin)	216	NE-SW	1~2
3140~3230	砂質凝灰岩	90	207 (SHmax)	207	NNE-SSW	1
3250~3340	砂質凝灰岩~凝灰岩, 砂岩	90	233 (SHmax)	233	NE-SW	1~2
3650~4010	シルト岩, 砂岩, 凝灰岩, 泥岩	360	47 (SHmax)	47	NE-SW	0~3
4360~4450	砂岩, 砂質凝灰岩~凝灰岩, 泥岩	90	23 (SHmax)	23	NNE-SSW	1
4680~4870	泥岩, シルト岩~砂質シルト岩	190	27 (SHmax)	27	NNE-SSW	4~8
4870~4930	泥質シルト岩~砂質シルト岩	60	56 (SHmax)	56	NE-SW	8

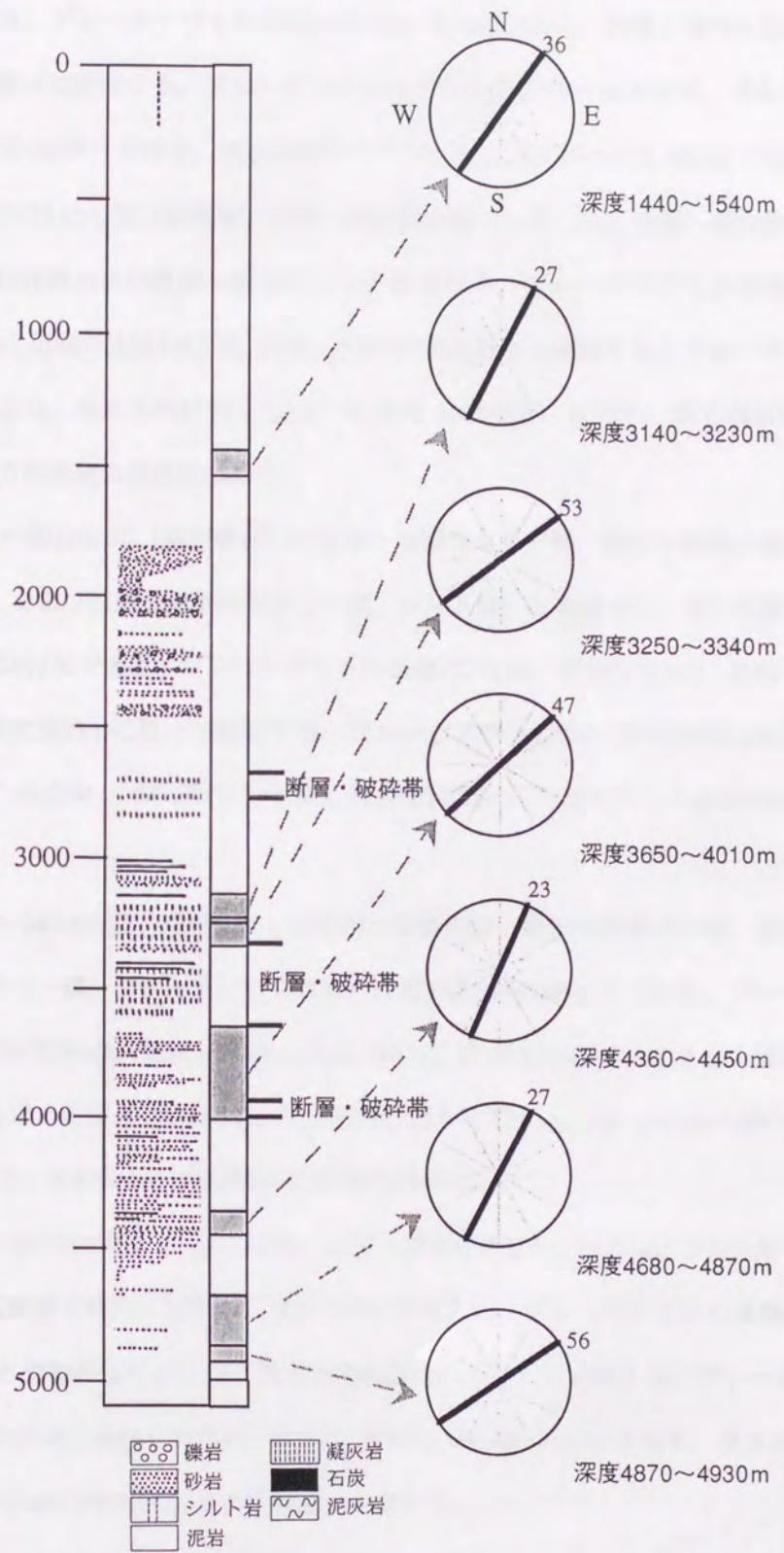


図5-3 : ブレークアウト法から求めた基礎試錐「天北」のSHmax方位の分布

の細～中粒凝灰質砂岩、泥岩（一部、炭質あるいは凝灰質）および石炭を伴う。凝灰岩の孔隙率は約18%である。ブレークアウトの長軸は67cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は2.16で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに27°の方向（NNE-SSW）を示す。坑芯傾斜は1°であり、このSHmax方位測定の高信頼性は高い。

③深度3250～3340m間（羽幌層）は粗～細粒凝灰岩（一部、安山岩質）を主体とし、堅固～硬質の細～極細粒砂岩および軟質～堅固のシルト岩を伴う。ブレークアウトの長軸は58cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.85で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに53°の方向（NE-SW）を示す。坑芯傾斜は1～2°であり、このSHmax方位測定の高信頼性は高い。

④深度3650～4010m間（函淵層群）は軟質～堅固なシルト岩、堅固～硬質の粗～極細粒砂岩（一部、凝灰岩）および堅固～硬質の泥岩（一部、シルト質）を主体とし、稀に石炭の薄層を挟む。砂岩の孔隙率は約7%である。ブレークアウトの長軸は70cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は2.26で、深度方向に360mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに47°の方向（NW-SW）を示す。坑芯傾斜は0～3°であり、このSHmax方位測定の高信頼性は高い。

⑤深度4360～4450m間（函淵層群）は堅固～硬質の粗～極細粒砂岩（一部、凝灰岩）および堅固～硬質の泥岩（一部、シルト質）からなる。砂岩の孔隙率は約6%である。ブレークアウトの長軸は58cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.85で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに23°の方向（NNE-SSW）を示す。坑芯傾斜は1°であり、このSHmax方位測定の高信頼性は高い。

⑥深度4680～4870m間（上部蝦夷層群）は軟～硬質の泥岩を主体とし、シルト岩（一部、凝灰岩）および細粒凝灰岩を挟む。泥岩の孔隙率は約2%である。ブレークアウトの長軸は36cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.65で、深度方向に190mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに27°の方向（NNE-SSW）を示す。坑芯傾斜は4～8°であるが、このSHmax方位測定の高信頼性は高いと言える。

⑦深度4870～4930m間（上部蝦夷層群）はシルト質泥岩～シルト岩を主体とする。シルト岩の孔隙率は約2%である。ブレークアウトの長軸は53cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は2.45で、深度方向に60mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに

56° の方向 (NE-SW) を示す。坑芯傾斜は8° であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

このように、本試錐のブレイクアウトは堅固～硬質の泥岩、堅固～硬質の粗～細粒砂岩、軟質～堅固のシルト岩および粗～細粒凝灰岩に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.28～2.45で、深度方向に60～360mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、深度2680～2760m間および深度3340～3650m間の断層および破碎帯を挟んで、上位および下位の地層のSHmax方位が多少変動するが、ほぼNNE-SSW～NE-SWの方向に集中する現象が見られた (図5-3)。

## 5.2 基礎試錐「留萌」

### 5.2.1 試掘の目的と成果

本試錐は羽幌地方苫前町南部に位置する力屋背斜構造において、古第三系から白亜系までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は苫前郡苫前町上平に位置し、昭和60年7月24日に開坑し、基盤岩の隈根尻層群を確認して、翌年6月2日に深度5023mで掘止めた (図5-1)。

本試錐では、古丹別層、築別層、三毛別層、羽幌層、中部蝦夷層群を掘り抜き、隈根尻層群を348mまで探鉱した (図5-4)。白亜系は函淵層群、上部蝦夷層群を欠いて、中部蝦夷層群が古第三系の下部に発達していた。(石油公団, 1986)。

### 5.2.2 ブレイクアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度1490～3320m間の1830mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度1790～1980m間、2050～2190m間、2250～2320m間、2480～2630m間、2650～2700m間および2710～2860m間の6区間でブレイクアウトが認められた (表5-2, 図5-5および添付資料2)。ブレイクアウトが発生した深度区間の上位1490～1510m間および深度1600m付近に断層および破碎帯が推定でき、深度1490～1590m間には異常高圧層が推定できた。また、ブレイクアウトが発生した深度区間の下位3150～3300m間にも異常高圧層が推定できた。

①深度1790～1980m間 (古丹別層) は泥岩および細～粗粒砂岩を主体とし、シルト質凝灰岩を挟む。ブレイクアウトの長軸は57cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.83で、深度方向に190m

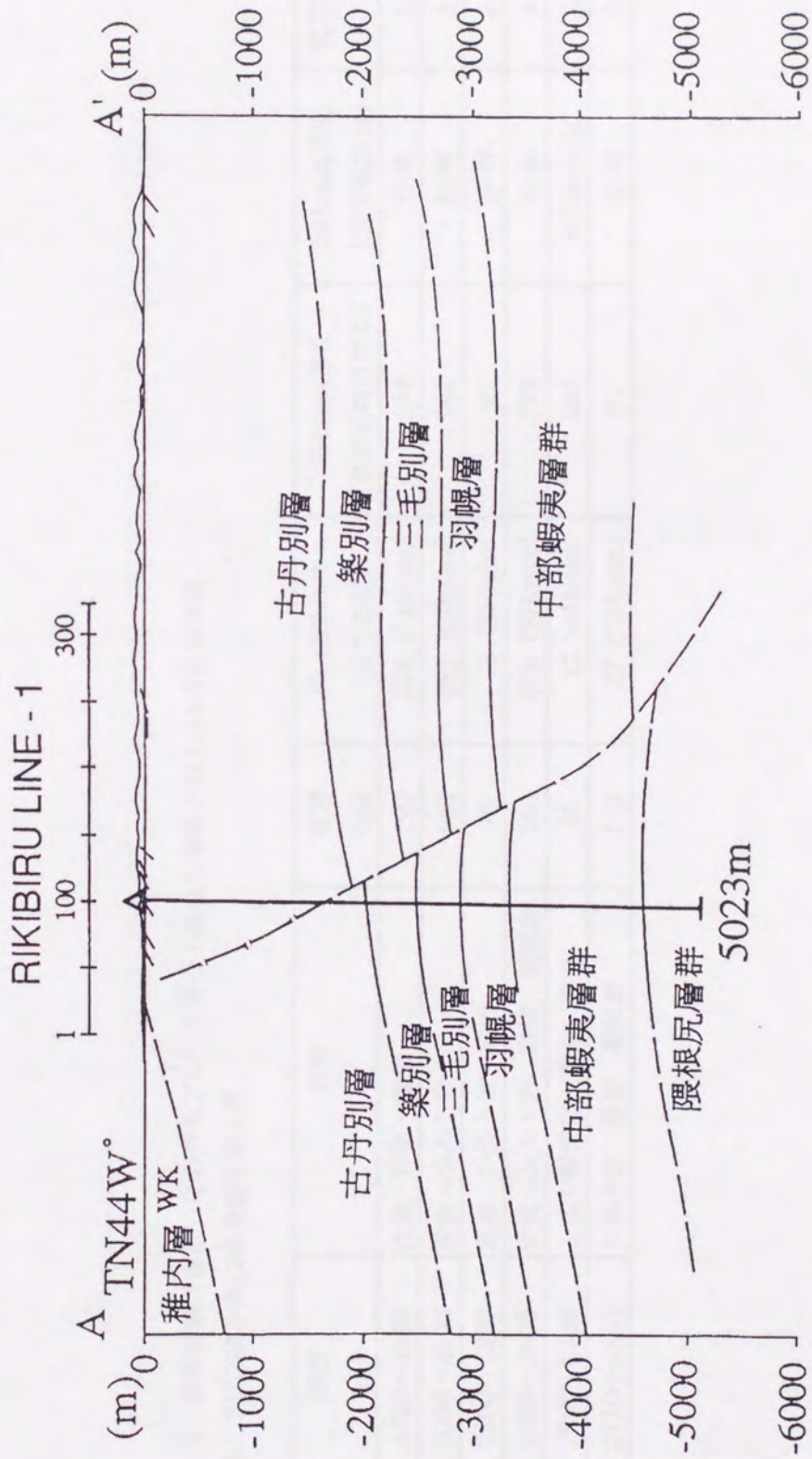


図5-4：基礎試錐「留萌」の地質断面図（石油技術協会，1993）



表5-2：基礎試錐「留萌」におけるブレークアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) P1AZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	P1AZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
1790~1980	泥岩, 砂岩~礫岩	190	274 (SHmax)	274	E-W	1~2
2050~2190	泥岩~シルト岩	140	281 (SHmax)	281	E-W	1~2
2250~2320	泥岩, シルト岩~砂岩	70	6 (SHmin)	96	E-W	2~3
2480~2630	泥岩~シルト岩, 砂岩, 凝灰岩	150	278 (SHmax)	278	E-W	2~3
2650~2700	シルト質泥岩~泥岩, 砂岩	50	12 (SHmin)	102	WNW-ESE	2.5
2710~2860	シルト岩, 砂岩, 凝灰岩	150	87 (SHmax)	87	E-W	3~2

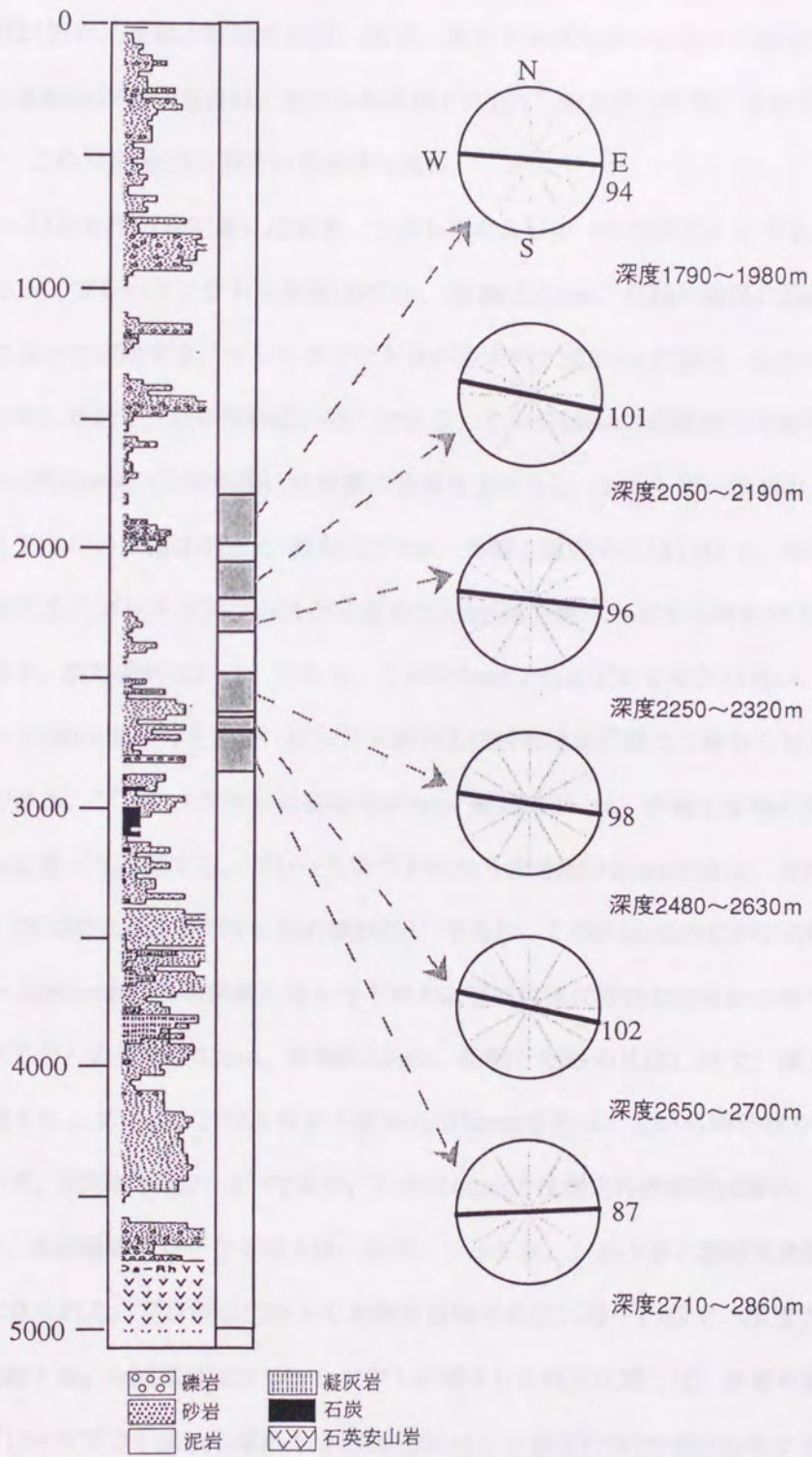


図5-5 : プレークアウト法から求めた基礎試錐「留萌」のSHmax方位の分布

に亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $94^{\circ}$ の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は $1\sim 2^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

②深度2050~2190m間(築別層)は泥岩およびシルト岩からなる。ブレイクアウトの長軸は46cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.48で、深度方向に140mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $101^{\circ}$ の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は $1\sim 2^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度2250~2320m間(築別層)は泥岩、シルト岩および細~中粒砂岩からなる。砂岩の孔隙率は約13%である。ブレイクアウトの長軸は47cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.50で、深度方向に70mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $96^{\circ}$ の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は $2\sim 3^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度2480~2630m間(三毛別層)は硬質の泥岩を主体とし、シルト岩~砂岩および凝灰岩を挟む。ブレイクアウトの長軸は41cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.33で、深度方向に150mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $98^{\circ}$ の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は $2\sim 3^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑤深度2650~2700m間(三毛別層)はシルト岩および細粒塊状砂岩の互層からなる。砂岩の孔隙率は約14%である。ブレイクアウトの長軸は47cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.50で、深度方向に50mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $102^{\circ}$ の方向(WNW-ESE)を示す。坑芯傾斜は $3^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑥深度2710~2860m間(三毛別層)はシルト岩および細粒塊状砂岩の互層からなり、凝灰岩を挟む。ブレイクアウトの長軸は41cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.33で、深度方向に150mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに $87^{\circ}$ の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は $2\sim 3^{\circ}$ であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

このように、本試錐のブレイクアウトは、泥岩、シルト岩、シルト岩と細粒塊状砂岩の互層、細~粗粒砂岩に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.33~1.83で、深度方向に50~190mに亘って連続する。本試錐ではブレイクアウトが発生した深度区間には、断層や異常高圧層は認められず、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、一様にE-W方向に集中する現象が見られた(図5-5)。

### 5.3 基礎試錐「石狩湾」

#### 5.3.1 試掘の目的と成果

本試錐は石狩北部堆積盆に位置する石狩湾構造において、地下深部に発達するグリーンタフまでの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は石狩郡石狩町の日本海沖合に位置し、平成6年6月7日に開坑してグリーンタフを確認し、同年9月5日に深度3800mで掘止めた（図5-6）。

本試錐では、第四系、当別層、望来層、盤の沢層、厚田層、奔須部都層を掘り抜き、定山溪層群のグリーンタフを576mまで探鉱した（図5-7）。掘進中に第四系、当別層、望来層で逸泥が発生した。石狩北部堆積盆は南北に伸びる基盤の高まりの西方に位置し、前期～中期中新世のグリーンタフの上位に厚い新第三系が発達する。海域では、グリーンタフのドーム状の高まりや鼻状構造が幾つか認められるが、顕著な褶曲が発達していない点では陸域と対照をなす。本試錐周辺の海域には盤の沢～厚田層準の厚い火砕岩類が分布するため、構造変形を受けにくかったものと推定されている（石油公団，1995b）。

#### 5.3.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度390～3800m間の3410mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度1990～2330m間、2380～2480m間、2640～2720m間、2790～2880m間、2930～3260m間、3320～3470m間および3480～3700m間の7区間でブレークアウトが認められた（表5-3、図5-8および添付資料3）。

①深度1990～2330m間（盤の沢層～厚田層）は細粒凝灰岩を主体とし、凝灰角礫岩、泥岩および極細～細粒砂岩を伴う。砂岩の孔隙率は約22%である。ブレークアウトの長軸は45cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.45で、深度方向に340mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに67°の方向（ENE-WSW）を示す。坑芯傾斜は0～1°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

②深度2380～2480m間（盤の沢層～厚田層）は細粒凝灰岩および極細～細粒砂岩からなる。ブレークアウトの長軸は56cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.8で、深度方向に100mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに64°の方向（ENE-WSW）

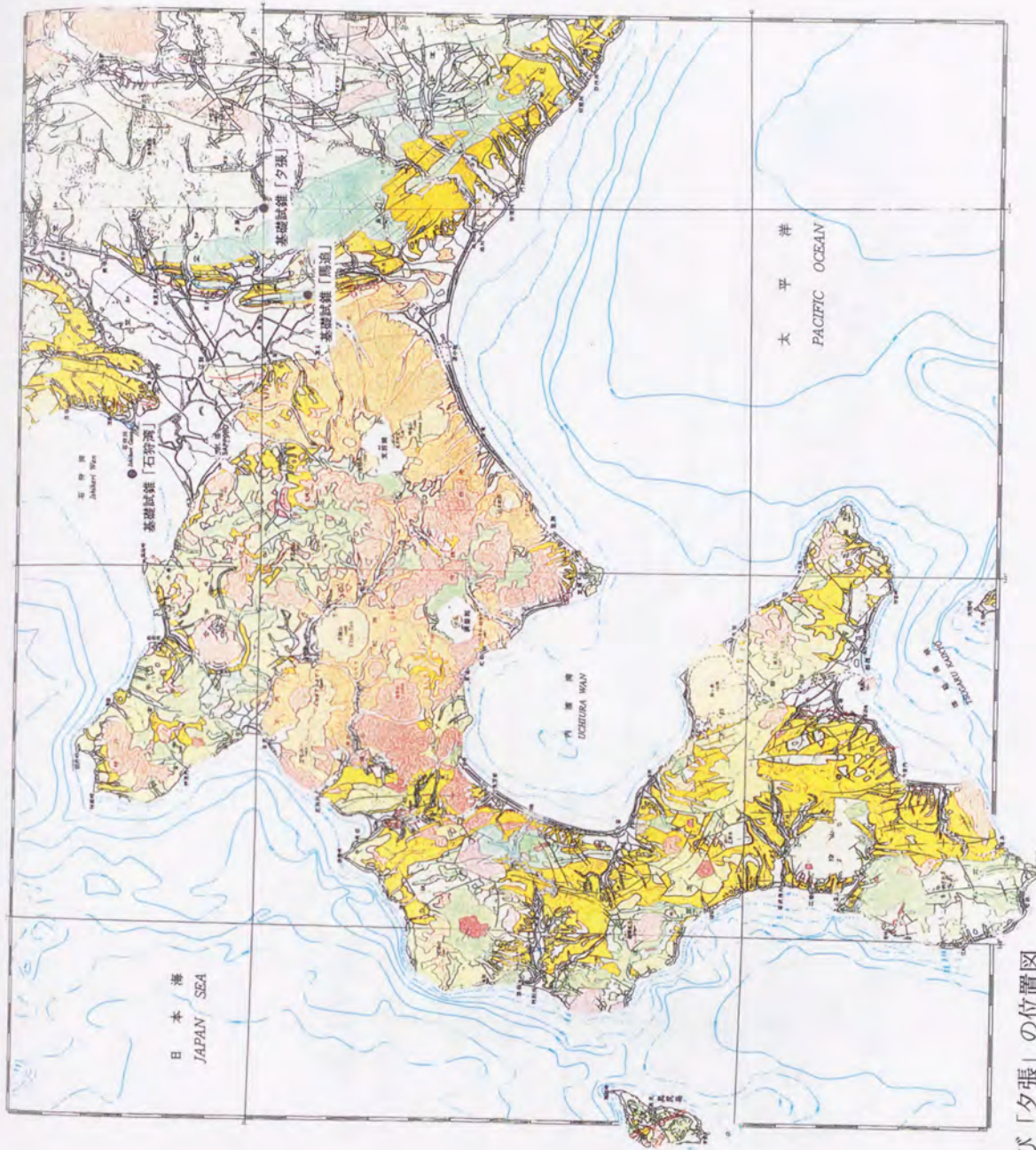


図5-6：基礎試錐「石狩湾」，「馬追」および「夕張」の位置図  
 50万分の1活構造図（地質調査所編，1984）に表示した。

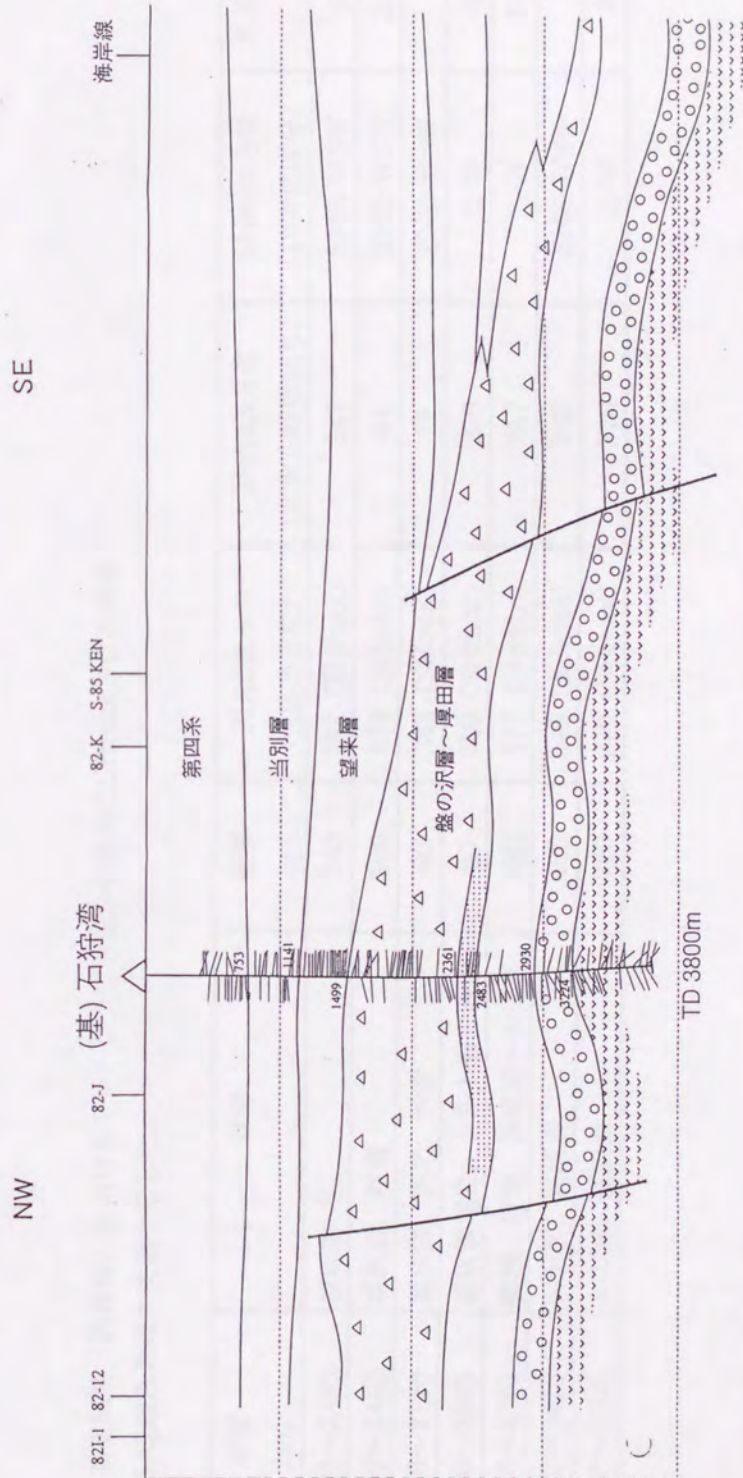


図5-7：基礎試錐「石狩湾」の地質断面図（石油公団，1995b）

表5-3：基礎試錐「石狩湾」におけるブレークアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) PIAZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	PIAZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
1990～2330	凝灰岩	340	247 (SHmax)	247	ENE-WSW	0～1
2380～2480	凝灰岩, 砂岩	100	334 (SHmin)	64	ENE-WSW	2.5～5
2640～2720	凝灰岩, 泥岩, 砂岩	80	343 (SHmin)	73	ENE-WSW	5
2790～2880	凝灰質泥岩, シルト岩～砂岩	90	259 (SHmax)	259	E-W	6～7
2930～3260	礫岩, 砂岩, 凝灰岩～火山岩	330	177 (SHmin)	267	E-W	7～7.5
3320～3470	火山岩, 凝灰岩	150	246 (SHmax)	246	ENE-WSW	5
3480～3700	火山岩, 凝灰岩	220	270 (SHmax)	270	E-W	9～7

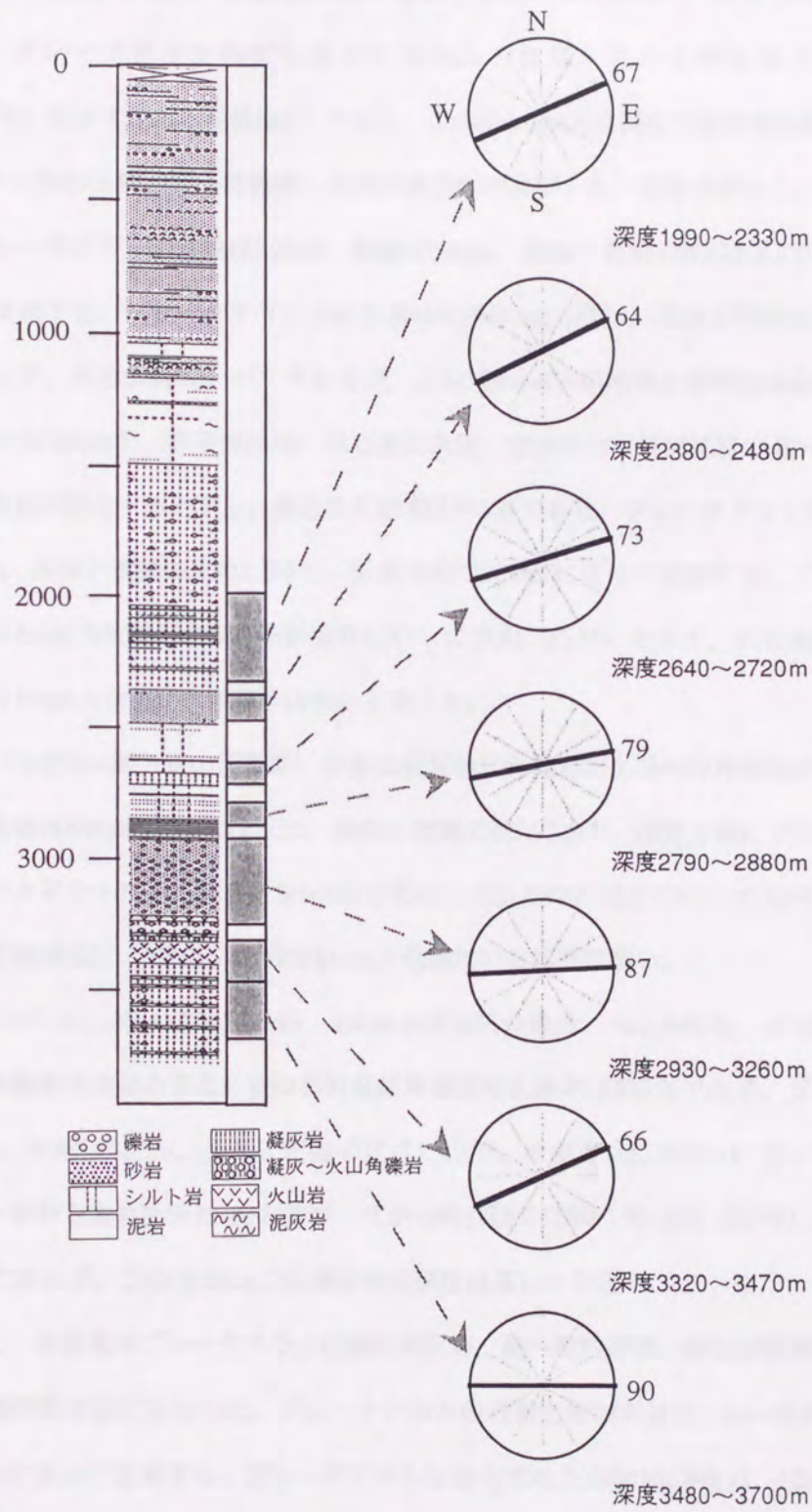


図5-8 : プレークアウト法から求めた基礎試錐「石狩湾」のSHmax方位の分布



を示す。坑芯傾斜は3~5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度2640~2720m間（奔須部都層）は凝灰岩を主体とし、泥岩および細~中粒砂岩を伴う。ブレイクアウトの長軸は48cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.53で、深度方向に80mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに73°の方向（ENE-WSW）を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度2790~2880m間（奔須部都層）は凝灰質泥岩およびシルト岩を主体とし、極細~中粒砂岩を挟む。ブレイクアウトの長軸は39cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.81で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに79°の方向（E-W）を示す。坑芯傾斜は6~7°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

⑤深度2930~3260m間（奔須部都層）は石英安山岩、安山岩および流紋岩の細~大礫からなる礫岩と極細~粗粒砂岩を主体とする。礫岩の孔隙率は約5%である。ブレイクアウトの長軸は33cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.54で、深度方向に330mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに87°の方向（E-W）を示す。坑芯傾斜は7~8°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

⑥深度3320~3470m間（定山溪層群）は安山岩質凝灰角礫岩および火山角礫岩からなる。ブレイクアウトの長軸は66cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は3.0で、深度方向に150mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに66°の方向（ENE-WSW）を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑦深度3480~3700m間（定山溪層群）は安山岩質凝灰角礫岩、火山角礫岩、玄武岩質凝灰角礫岩および火山角礫岩を主体とする。安山岩質凝灰角礫岩の孔隙率は約5%である。ブレイクアウトの長軸は32cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.49で、深度方向に220mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに90°の方向（E-W）を示す。坑芯傾斜は7~9°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

このように、本試錐のブレイクアウトは細粒凝灰岩、細~粗粒砂岩、安山岩質凝灰角礫岩、流紋岩質礫岩、凝灰質泥岩に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.45~3.07で、深度方向に80~340mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、ENE-WSW~E-Wの方向に集中し、余り変動を示さない現象が見られた（図5-8）。

## 5.4 基礎試錐「馬追」

### 5.4.1 試掘の目的と成果

本試錐は馬追丘陵西縁の馬追構造において、基盤岩類までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は千歳市泉郷に位置し、平成8年10月1日に開坑し、白亜系基盤岩類を確認して、翌年6月27日に深度5500mで掘止めた(図5-6)。

本試錐では、南長沼層、幌内層、石狩層群を掘り抜き、白亜系隈根尻層群を755mまで探鉱した(図5-9)。本試錐周辺の地質構造は、浅部と深部では大きく異なることが推定された。浅部では低角逆断層によって2枚のスラストシートが重なり、各々の上盤は背斜構造を伴う。深部では南北走向をもつ正断層が発達する。馬追丘陵の深部には同じような正断層が多数伏在し、正断層ブロック群をなし、全体としては南北に伸張したホルスト構造が推定されている。また、馬追丘陵では活断層の存在も知られており、現在も活構造運動が活発である(石油公団, 1998)。

### 5.4.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度310~5500m間の5190mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度1540~1630m間、1760~1810m間、2110~2310m間、2660~2730m間、2890~2960m間、3140~3330m間、3500~3590m間、4110~4260m間および4610~4700m間の9区間でブレークアウトが認められた(表5-4、図5-10および添付資料4)。また、深度4300~4610m間に断層および破碎帯が推定できた。深度1680~1820m間、2310~2600m間、3130~3330m間および4700~4780m間には異常高圧層が推定できた。

①深度1540~1630m間(南長沼層)は凝灰質砂岩からなり、シルト質泥岩および炭質泥岩を挟む。凝灰質砂岩は軟質~堅固で、極細~中粒砂岩を主体とする。凝灰質砂岩の孔隙率は約21%である。ブレークアウトの長軸は63cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.42で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに82°の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は3°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

②深度1760~1810m間(南長沼層)は凝灰質砂岩およびシルト岩からなる。凝灰質砂岩は軟質~堅固であり、シルト岩は堅固で部分的に凝灰質である。凝灰質砂岩の孔隙率は約21%である。ブレークアウトの長軸は79cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.78で、深度方向に50mに亘って

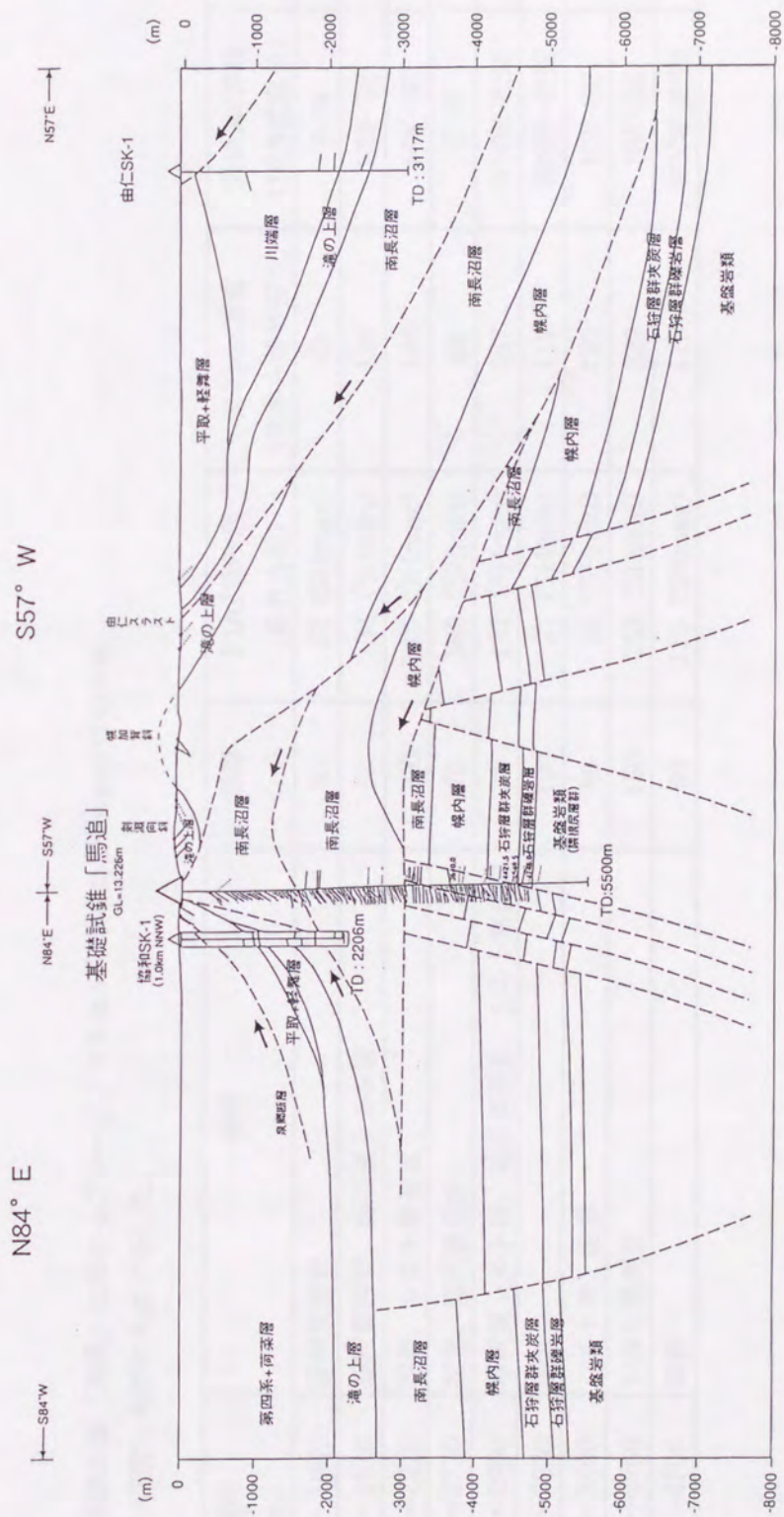


図5-9：基礎試錐「馬追」の地質断面図（石油公団，1998）

表5-4：基礎試錐「馬追」におけるブレードアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) P1AZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	P1AZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
1540~1630	凝灰質砂岩	90	82 (SHmax)	82	E-W	2.5
1760~1810	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩	50	36 (SHmin)	126	NW-SE	3
2110~2310	泥岩, シルト質泥岩	200	146 (SHmax)	146	NW-SE	3~2
2660~2730	泥岩, 凝灰質砂岩	70	353 (SHmin)	83	E-W	2
2890~2960	凝灰質シルト岩, 凝灰質砂岩, シルト質泥岩	70	197 (SHmin)	287	WNW-ESE	2
3140~3330	泥岩	190	27 (SHmin)	117	WNW-ESE	1
3500~3590	シルト岩, 泥岩	90	35 (SHmin)	125	NW-SE	2
4110~4260	シルト質泥岩	150	233 (SHmin)	323	NW-SE	2~1
4610~4700	礫岩	90	115 (SHmax)	115	WNW-ESE	0

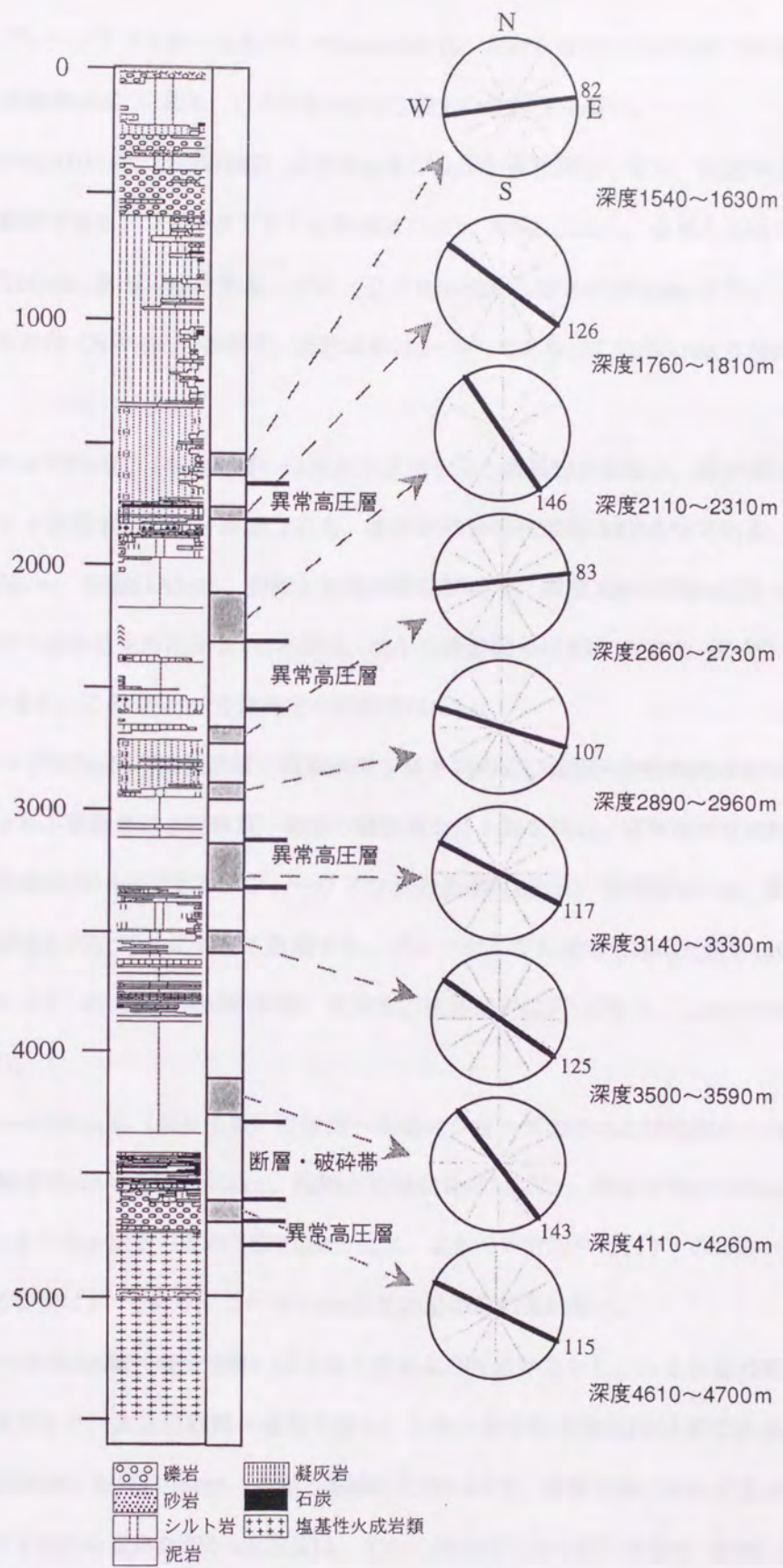


図5-10：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「馬追」のSHmax方位の分布

連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに126°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は3°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度2110~2310m間(南長沼層)は泥岩およびシルト質泥岩からなり、泥岩およびシルト質泥岩は軟質~堅固である。ブレイクアウトの長軸は73cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.63で、深度方向に200mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに146°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は2~3°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度2660~2730m間(南長沼層)は泥岩およびシルト質泥岩からなり、凝灰質砂岩を挟む。泥岩およびシルト質泥岩は軟質~堅固である。凝灰質砂岩の孔隙率は約16%である。ブレイクアウトの長軸は65cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.46で、深度方向に70mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに83°の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は2°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑤深度2890~2960m間(南長沼層)は凝灰質シルト岩および極細~中粒凝灰質砂岩からなり、堅固~軟質のシルト質泥岩および軟質~堅固の凝灰質シルト岩を挟む。凝灰質砂岩は軟質~堅固であり、その孔隙率は約18%である。ブレイクアウトの長軸は68cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.53で、深度方向に70mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに107°の方向(WNW-ESE)を示す。坑芯傾斜は2°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑥深度3140~3330m間(南長沼層)は軟質~堅固のシルト質泥岩および泥岩からなる。ブレイクアウトの長軸は73cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.63で、深度方向に190mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに117°の方向(WNW-ESE)を示す。坑芯傾斜は1°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑦深度3500~3590m間(南長沼層)はシルト岩および泥岩からなり、シルト岩は軟質~堅固で部分的に凝灰質であり、泥岩は軟質~堅固である。シルト岩の孔隙率は約21%である。ブレイクアウトの長軸は73cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.63で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに125°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は2°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑧深度4110~4260m間(幌内層)は軟質~堅固の塊状シルト質泥岩および泥岩からなる。シルト

質泥岩の孔隙率は約15%である。ブレイクアウトの長軸は55cm, 短軸は31cm, 長軸と短軸の比は1.76で, 深度方向に150mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに143°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は1~2°であり, このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑨深度4610~4700m間(石狩層群)は火山礫を主体とする細~中礫岩からなる。礫岩の孔隙率は約4%である。ブレイクアウトの長軸は63cm, 短軸は31cm, 長軸と短軸の比は2.01で, 深度方向に90mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに115°の方向(WNW-ESE)を示す。坑芯傾斜は0°であり, このSHmax方位測定の信頼性は高い。

このように, 本試錐のブレイクアウトは, シルト質泥岩, 泥岩, 凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, シルト岩, 礫岩に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.42~2.01で, 深度方向に50~200mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は変動を示すが, 深度2310~2600m間の異常高圧層および深度4300~4610m間の断層および破碎帯を境に, 3つのグループに区分できる。上位の深度1540~2310m間までは, この区間の浅部から深部に向って, SHmax方位がE-WからSE-NWの方向へと時計回りに徐々に変化している。中位の深度2660~4260m間までのSHmax方位も上位と同様に, 浅部~深部に向ってE-W, ESE-WNW, SE-NWの方向へと時計回りに徐々に変化している。また, 断層下位の深度4610m以深では, 再びESE-WNWの方向を示す。このように, 深度2310~2600m間の異常高圧層と深度4300~4610m間の断層・破碎帯を挟んで, 各地層がそのSHmax方位を浅部から深部に向けて時計回りに回転している現象が見られた(図5-10)。

## 5.5 基礎試錐「夕張」

### 5.5.1 試掘の目的と成果

本試錐は夕張山地に位置する夕張構造において, 古第三系石狩層群から白亜系中部蝦夷層群までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は夕張市清水沢栄町に位置し, 平成9年12月18日に開坑し, 逆断層によって3度累重する地質構造を確認し, 翌年8月19日に深度4465mで掘止めた(図5-6)。

本試錐では, 幌内層, 石狩層群, 函淵層群, 上部蝦夷層群を掘り抜き, 2条の衝上断層によって

繰り返される石狩層群、函淵層群、上部～中部蝦夷層群を再び掘進し、さらに下位の石狩層群を621mまで掘進した(図5-11)。2条の逆断層に隔てられた3つの地質体は、いずれもスラストシートであり、上位が本試錐周辺の地表を含めた大規模なものであるのに対し、中位および下位のものには石狩層群を上限とした限定的な規模をもつことが示された。また、逸泥が1500m以深から掘止めまで断続的に発生した(石油公団, 1999)。

#### 5.5.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度20～4290m間の4270mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度550～830m間、870～1000m間、1400～1510m間、1530～1600m間、2430～2500m間、2680～2740m間、2970～3090m間、3130～3250m間、3300～3450m間および4020～4180m間の10区間でブレークアウトが認められた(表5-5、図5-12および添付資料5)。また、深度2750～2960m間および3690～3980m間に断層および破碎帯が推定できた。

①深度550～830m間(石狩層群)は細～粗粒砂岩、シルト岩、塊状シルト質泥岩からなり、炭質シルト岩および石炭を挟む。砂岩は中硬質～硬質であり、その孔隙率は約7%である。ブレークアウトの長軸は54cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.21で、深度方向に280mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに137°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は7～8°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

②深度870～1000m間(石狩層群)は塊状シルト質泥岩および中～粗粒砂岩を主体とする。砂岩は中硬質～硬質であり、その孔隙率は約5%である。ブレークアウトの長軸は62cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.39で、深度方向に130mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに114°の方向(WNW-ESE)を示す。坑芯傾斜は9～10°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

③深度1400～1510m間(上部蝦夷層群)は中硬質～硬質の泥岩～シルト岩および凝灰質シルト岩を主体とし、軟質の凝灰岩および中硬質の砂質凝灰岩を挟在する。凝灰質シルト岩の孔隙率は約6%である。ブレークアウトの長軸は58cm、短軸は45cm、長軸と短軸の比は1.31で、深度方向に110mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに138°の方向(NW-SE)を示す。坑芯傾斜は8～10°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。



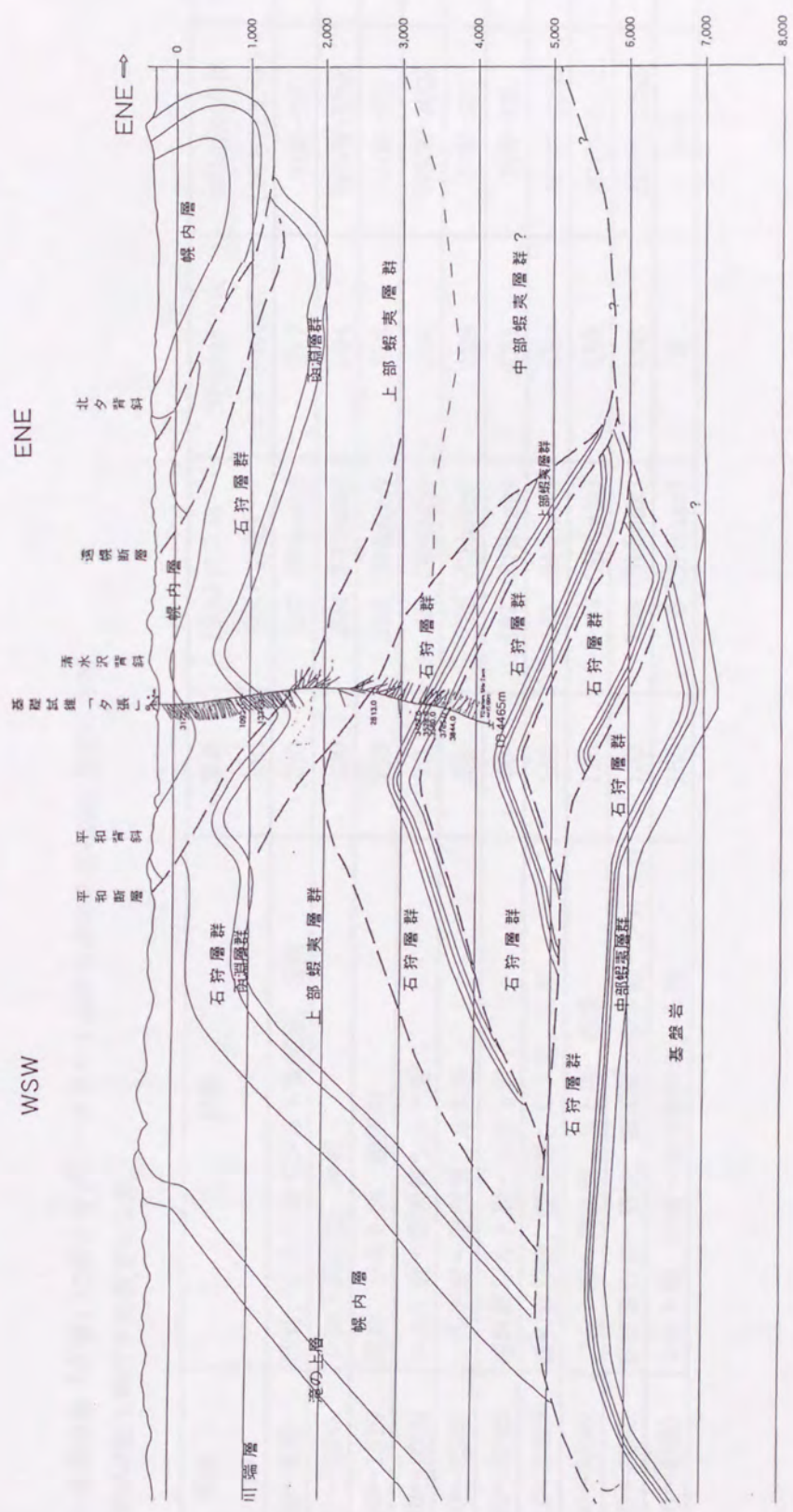


図5-11：基礎試錐「夕張」の地質断面図（石油公団，1999）

表5-5：基礎試錐「夕張」におけるブレードアウト法から求めたSHmax 方位の分布

(注) P1AZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	P1AZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
550~830	砂岩, シルト岩~シルト質泥岩, 石炭	280	227 (SHmin)	317	NW-SE	7~8
870~1000	シルト質泥岩, 砂岩	130	204 (SHmin)	294	WNW-ESE	9~10
1400~1510	泥岩, シルト岩, 凝灰岩	110	318 (SHmax)	318	NW-SE	10~8
1530~1600	シルト岩~凝灰質シルト岩	70	24 (SHmin)	114	WNW-ESE	8~7.5
2430~2500	シルト岩~凝灰質シルト岩	70	36 (SHmin)	126	NW-SE	2~3
2680~2740	凝灰質シルト岩~シルト岩	60	131 (SHmax)	131	NW-SE	11~13
2970~3090	凝灰質砂岩, 凝灰質シルト岩, 石炭	120	157 (SHmax)	157	NNW-SSE	18~15
3130~3250	シルト岩~凝灰質シルト岩, 石炭	120	69 (SHmin)	159	NNW-SSE	15~13
3300~3450	凝灰質砂岩~砂岩, 凝灰質シルト岩~シルト岩	150	163 (SHmax)	163	NNW-SSE	13~9
4020~4180	シルト岩, 砂岩~凝灰質砂岩, 石炭	160	6 (SHmax)	6	N-S	26~20

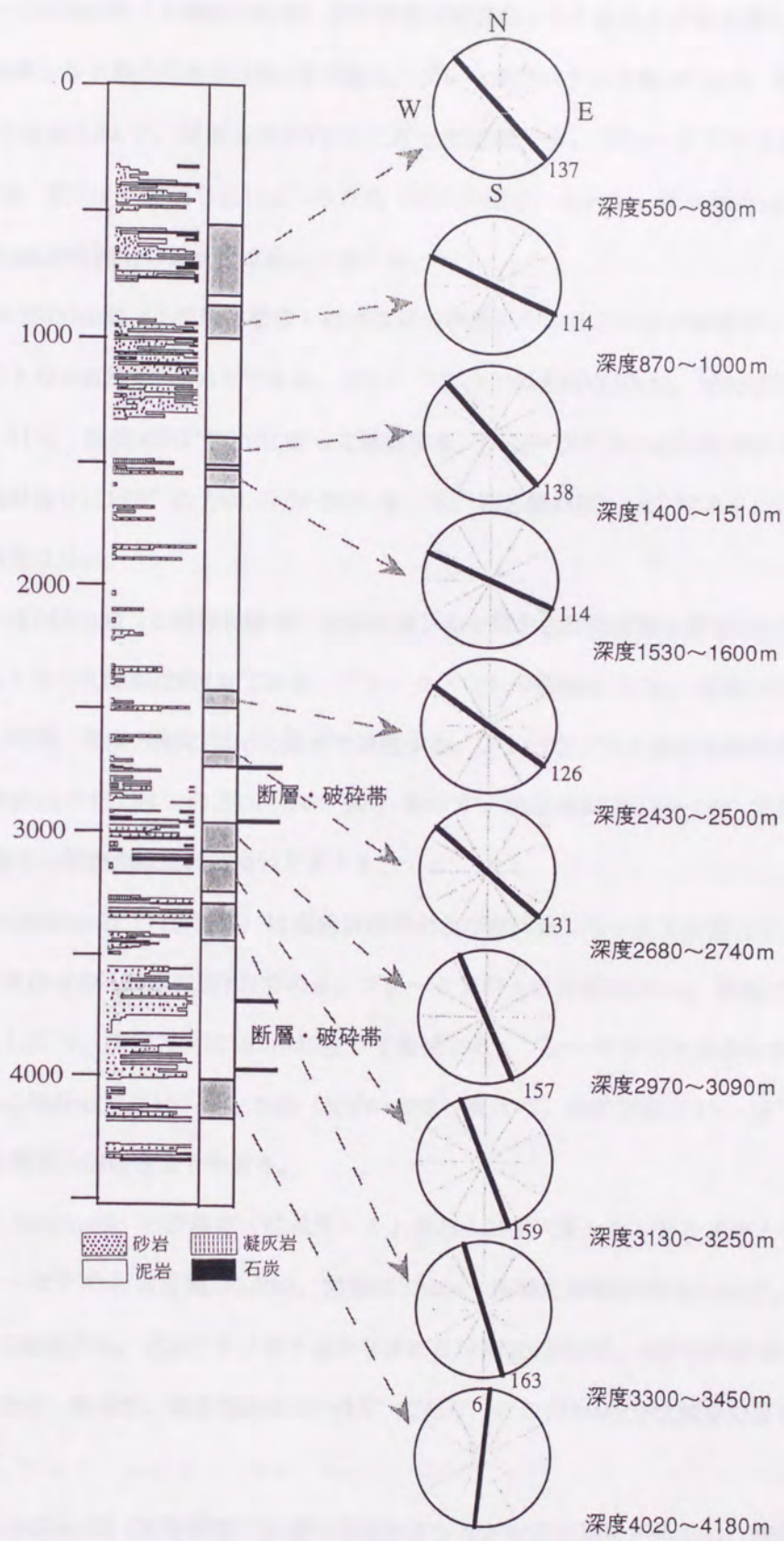


図5-12：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「夕張」のSHmax方位の分布

④深度1530~1600m間（上部蝦夷層群）は中硬質~硬質のシルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする。凝灰質シルト岩の孔隙率は約4%である。ブレイクアウトの長軸は58cm, 短軸は45cm, 長軸と短軸の比は1.31で, 深度方向に70mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに114°の方向（WNW-ESE）を示す。坑芯傾斜は7~8°であるが, このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

⑤深度2430~2500m間（上部蝦夷層群）は中硬質~硬質のシルト岩および凝灰質シルト岩を主体とする。シルト岩の孔隙率は約4%である。ブレイクアウトの長軸は50cm, 短軸は32cm, 長軸と短軸の比は1.61で, 深度方向に70mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに126°の方向（NW-SE）を示す。坑芯傾斜は2~3°であり, このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑥深度2680~2740m間（上部蝦夷層群）は凝灰質シルト岩および中硬質~硬質のシルト岩を主体とする。シルト岩の孔隙率は約4%である。ブレイクアウトの長軸は59cm, 短軸は32cm, 長軸と短軸の比は1.90で, 深度方向に60mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに131°の方向（NW-SE）を示す。坑芯傾斜は11~13°であるが, このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

⑦深度2970~3090m間（石狩層群）は凝灰質砂岩および凝灰質シルト岩を主体とし, 石炭を頻繁に挟む。凝灰質砂岩の孔隙率は約7%である。ブレイクアウトの長軸は58cm, 短軸は32cm, 長軸と短軸の比は1.85で, 深度方向に120mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに157°の方向（NNW-SSE）を示す。坑芯傾斜は15~18°であり, このSHmax方位測定の信頼性はやや劣る。

⑧深度3130~3250m間（石狩層群）は塊状シルト岩および凝灰質シルト岩を主体とし, 石炭を挟在する。ブレイクアウトの長軸は52cm, 短軸は32cm, 長軸と短軸の比は1.66で, 深度方向に120mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は, 北から時計回りに159°の方向（NNW-SSE）を示す。坑芯傾斜は13~15°であり, このSHmax方位測定の信頼性はやや劣る。

⑨深度3300~3450m間（石狩層群）は凝灰質砂岩とシルト岩の互層を主体とし, 凝灰岩, 細粒砂岩および石炭を挟む。凝灰質砂岩の孔隙率は約4%である。ブレイクアウトの長軸は42cm, 短軸は32cm, 長軸と短軸の比は1.36で, 深度方向に150mに亘って連続する。ブレイクアウト法から

求めたSHmax方位は、北から時計回りに163°の方向(NNW-SSE)を示す。坑芯傾斜は9~13°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

⑩深度4020~4180m間(石狩層群)はシルト岩を主体とし、細~中粒砂岩および石炭を挟む。砂岩の孔隙率は約2%である。ブレイクアウトの長軸は34cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.58で、深度方向に160mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに186°の方向(N-S)を示す。坑芯傾斜は20~26°であり、このSHmax方位測定の信頼性は劣る。

このように、本試錐のブレイクアウトは凝灰質シルト岩、中硬質~硬質シルト岩、凝灰質砂岩、細~粗粒砂岩、塊状シルト質泥岩などに見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.21~1.90で、深度方向に60~280mに亘って連続する。ブレイクアウトから求めたSHmax方位は、深度550~4180mの区間に亘って、その方位がNW-SEからN-S方向へ時計回りに約45°ほどスムーズに回転する現象が認められた。本試錐では、大規模な衝上断層が深度2800m付近および深度3750m付近を通過している。この2条の衝上断層を挟んで、上部、中部、下部の3枚のスラストシートが累重する。SHmax方位は上部のスラストシートではほぼNW-SE方向、中部のスラストシートでNNW-SSE方向、下部のスラストシートでN-S方向を取る。本試錐の坑芯傾斜は比較的大きいが、このように2条の衝上断層を挟んで、上・中・下部のスラストシートがSHmax方位が、スムーズに時計回りに回転する現象が見られた(図5-12)。

## 5.6 基礎試錐「豊頃」

### 5.6.1 試掘の目的と成果

本試錐は十勝平野の長節背斜において、白亜系までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は中川郡豊頃町に位置し、昭和58年1月14日に開坑し、道東地域南部の地質状況を確認して、同年3月22日に深度3305mで掘止めた(図5-13)。

本試錐では、沖積層、長節層、白糠層、厚内層、直別層を掘り抜き、オコッペ沢層を1325mまで探鉱した(図5-14)。本試錐は日高山脈東部の道東地域陸域に初めて試掘されたもので、千島外弧の釧路炭田地域と豊頃-北見帯のほぼ境界付近に位置する。試掘では新第三系中新世の地層が予想以上に厚く、古第三系および白亜系に到達できなかった(石油公団, 1983a)。

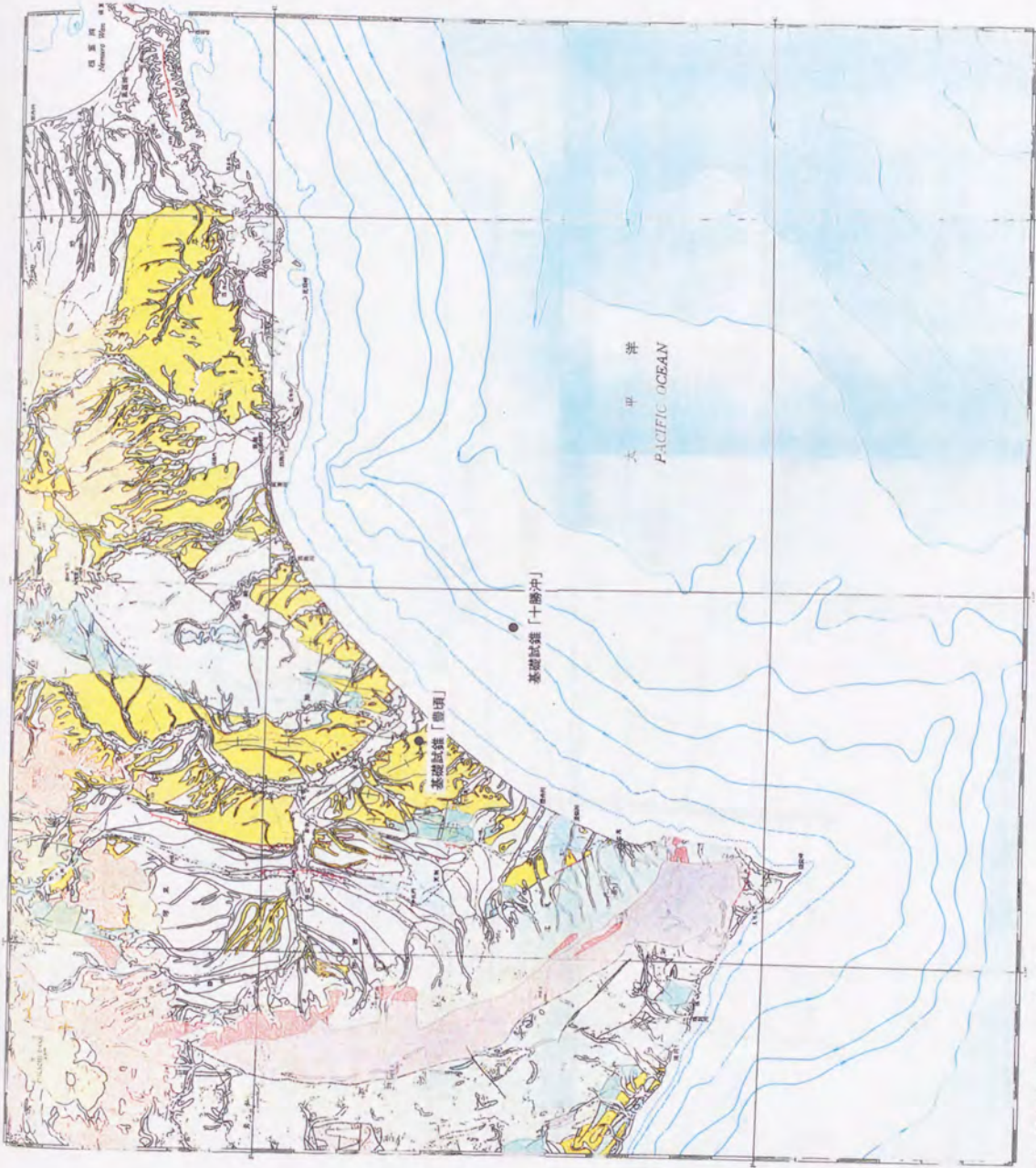


図5-13：基礎試錐「豊頃」および「十勝沖」の位置図  
50万分の1活構造図（地質調査所編，1985）に表示した。

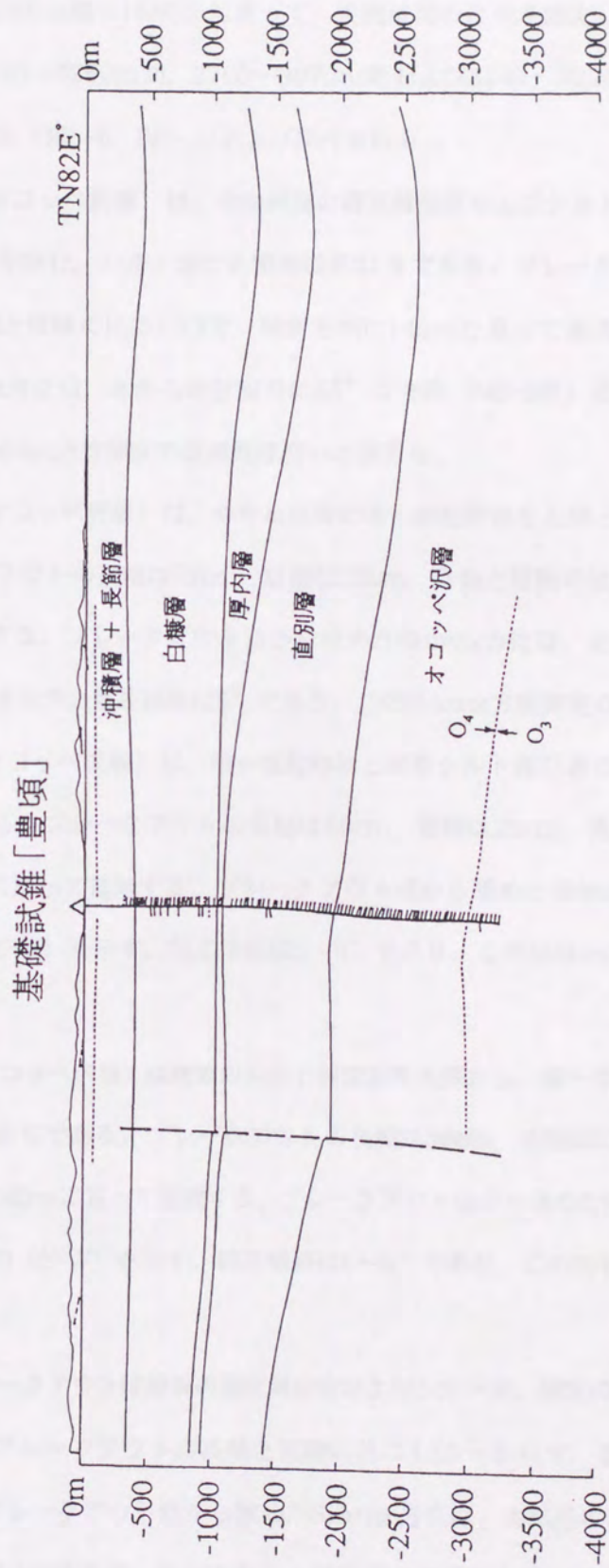


図5-14：基礎試錐「豊頃」の地質断面図（石油技術協会，1993）

### 5.6.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度1620～3300m間の1680mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度1960～2100m間、2530～2750m間、2760～3070m間および3140～3220m間の4区間でブレークアウトが認められた(表5-6, 図5-15および添付資料6)。

①深度1960～2100m間(オコッペ沢層)は、やや硬質の凝灰質泥岩およびシルト岩を主体とし、泥灰岩および細～中粒砂岩を挟む。シルト岩の孔隙率は約21%である。ブレークアウトの長軸は37cm, 短軸は22cm, 長軸と短軸の比は1.73で、深度方向に140mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに55°の方向(NE-SW)を示す。坑芯傾斜は7～8°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

②深度2530～2750m間(オコッペ沢層)は、やや石灰質の中～粗粒砂岩を主体とし、硬質のシルト質泥岩を挟む。ブレークアウトの長軸は52cm, 短軸は22cm, 長軸と短軸の比は2.41で、深度方向に220mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに67°の方向(ENE-WSW)を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度2760～3070m間(オコッペ沢層)は、中～粗粒砂岩と硬質シルト質泥岩の砂勝ち互層をなし、泥岩は全般に薄層である。ブレークアウトの長軸は50cm, 短軸は22cm, 長軸と短軸の比は2.32で、深度方向に310mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに84°の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は5～6°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度3140～3220m間(オコッペ沢層)は硬質のシルト質泥岩を主体とし、細～中粒砂岩を挟む。シルト質泥岩の孔隙率は約10%である。ブレークアウトの長軸は36cm, 短軸は22cm, 長軸と短軸の比は1.65で、深度方向に80mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに91°の方向(E-W)を示す。坑芯傾斜は5～6°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

このように、本試錐のブレークアウトは硬質の凝灰質泥岩およびシルト岩、硬質のシルト質泥岩、中～粗粒砂岩に見られた。ブレークアウトの長軸と短軸の比は1.65～2.41で、深度方向に80～310mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、本試錐の浅部から深部にむかってNE-SW方向, ENE-WSW方向, E-W方向へと時計回りに回転している現象が見られた(図5-15)。



表5-6：基礎試錐「豊頃」におけるブレードアウト法から求めたSHmax 方位の分布  
 (注) P1AZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	P1AZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
1960~2100	シルト質泥岩, シルト岩~砂質シルト岩	140	235 (SHmax)	235	NE-SW	8~7
2530~2750	砂岩, シルト質泥岩	220	337 (SHmin)	67	ENE-WSW	5
2760~3070	砂岩, シルト質泥岩	310	174 (SHmin)	264	E-W	5~6
3140~3220	シルト質泥岩, 砂岩	80	91 (SHmax)	91	E-W	5~6

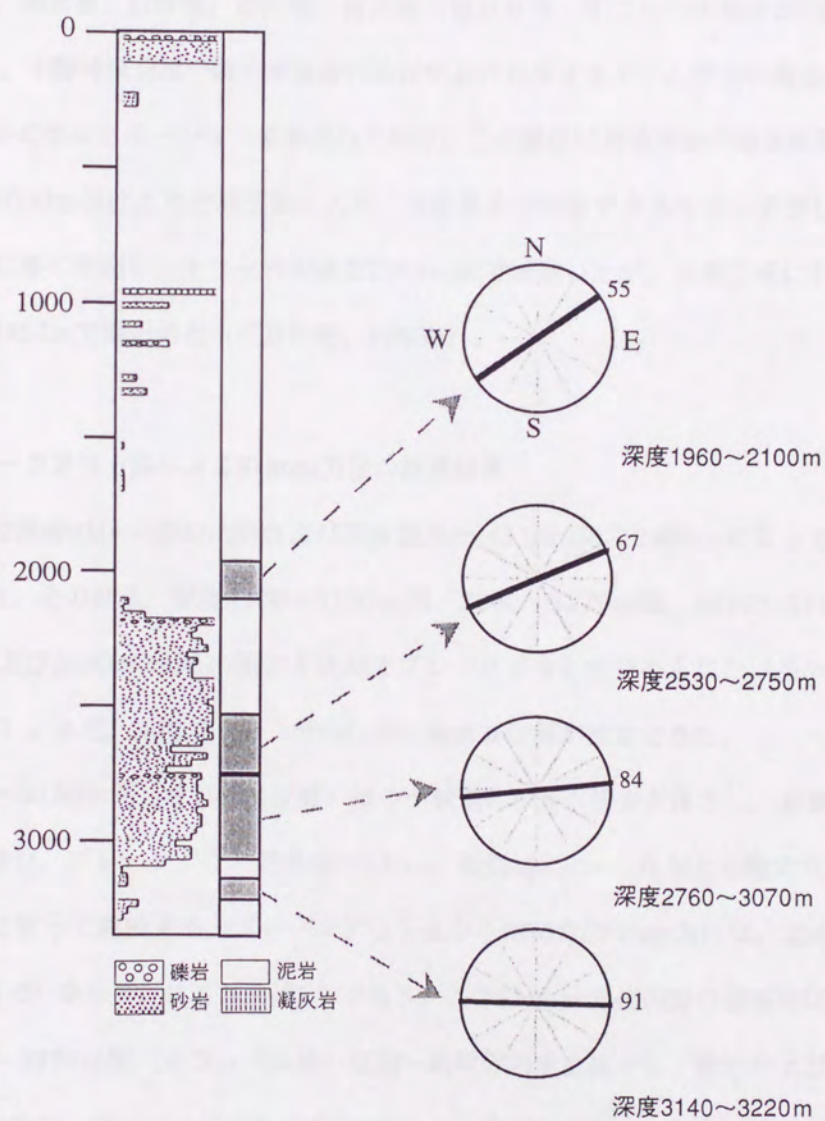


図5-15 : プレークアウト法から求めた基礎試錐「豊頃」のSHmax方位の分布

## 5.7 基礎試錐「十勝沖」

### 5.7.1 試掘の目的と成果

本試錐は、豊頃丘陵の中央部に突出する常呂帯の高まりである十勝沖ドーム構造の層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は中川郡豊頃町の長節沼沖合に位置し、昭和57年12月6日に開坑し、新第三系の地質状況を確認して、翌年3月2日に深度4457mで掘止めた（図5-13）。

本試錐は、長節層、白糖層、厚内層、直別層を掘り抜き、オコッペ沢層を2309mまで探鉱した（図5-16）。十勝沖構造は十勝沖堆積盆のほぼ中心に位置するドーム状背斜構造で、北西-南東の方向に幾つかのカルミネーションを形成しており、この構造は東急西緩の稍非対称な形態を示す。本試錐では2000m付近より古第三系に入り、白亜系まで到達できるものと予想したが、新第三系が予想以上に厚く発達し、オコッペ沢層を2309mまで掘進したが、古第三系に到達することができず、深度4457mで掘止めた（石油公団、1983b）。

### 5.7.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度610～2000m間および深度3100～4110m間の2400mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度3100～3150m間、3290～3370m間、3590～3710m間、3750～3860m間および3890～3980m間の5区間でブレークアウトが認められた（表5-7、図5-17および添付資料7）。また、深度3590～3860m間に異常高圧層が推定できた。

①深度3100～3150m間（オコッペ沢層）は中～軟質のシルト岩を主体とし、軟質の砂岩および礫岩を頻繁に挟む。ブレークアウトの長軸は33cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.51で、深度方向に50mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに7°の方向（N-S）を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

②深度3290～3370m間（オコッペ沢層）は細～粗粒砂岩を主体とし、礫岩および中～軟質のシルト岩を頻繁に挟む。ブレークアウトの長軸は32cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.47で、深度方向に80mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに167°の方向（NNW-SSE）を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度3590～3710m間（オコッペ沢層）は中～軟質のシルト岩、塊状硬質泥岩および細～粗粒砂

基礎試錐「十勝沖」

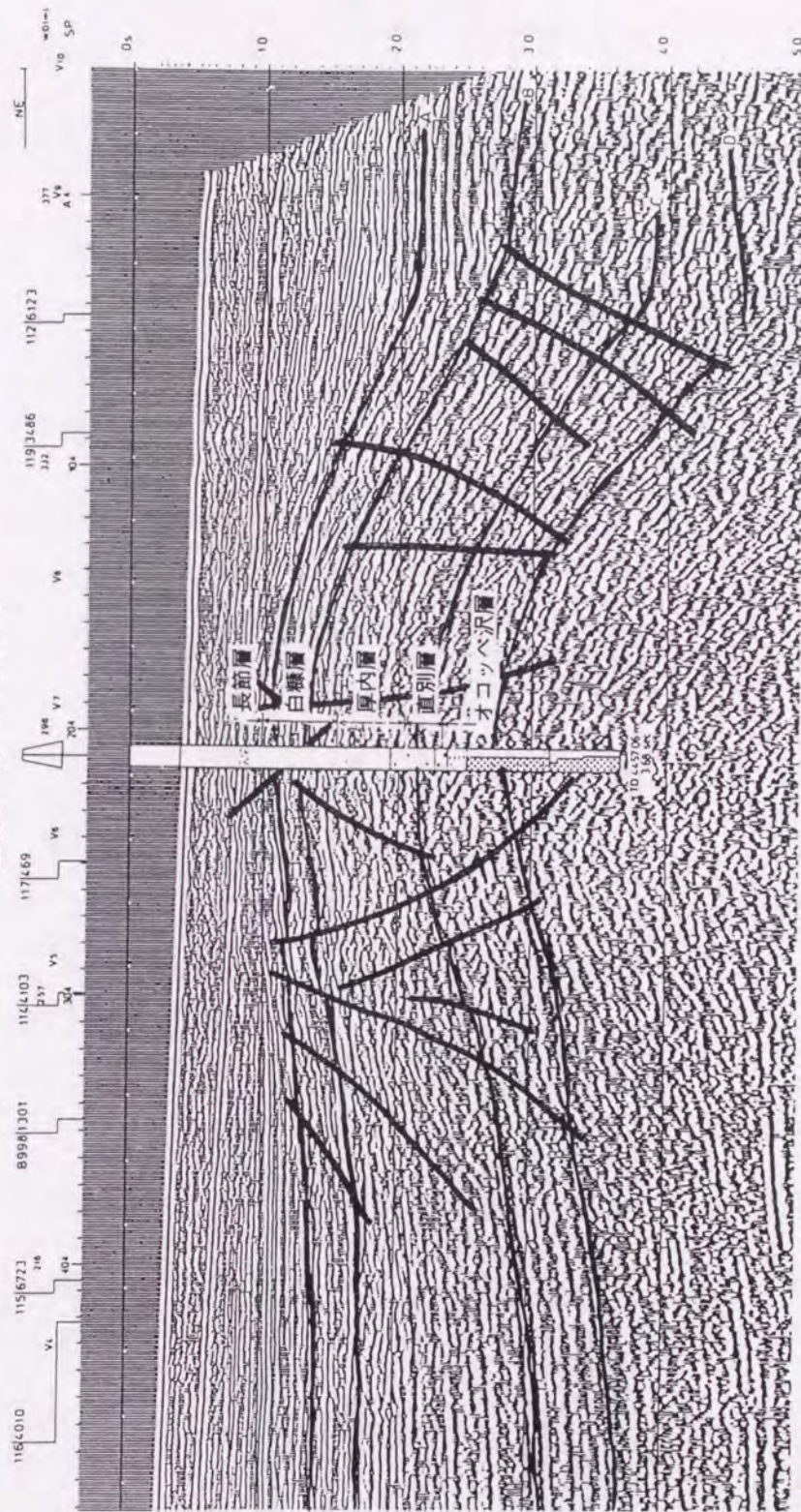


図5-16：基礎試錐「十勝沖」の地質断面図（石油技術協会，1993）

表5-7：基礎試錐「十勝沖」におけるブレードアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) PIAZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	PIAZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
3100~3150	シルト岩, 砂岩, 礫岩	50	97 (SHmin)	187	N-S	5
3290~3370	砂岩, 礫岩, シルト岩	80	257 (SHmin)	347	NNW-SSE	5
3590~3710	シルト岩~泥岩, 砂岩, 礫岩, 凝灰岩	120	188 (SHmax)	188	N-S	5~3
3750~3860	シルト岩~泥岩, 砂岩, 礫岩	110	46 (SHmax)	46	NE-SW	7~5
3890~3980	シルト岩~泥岩, 砂岩, 礫岩	90	318 (SHmin)	48	NE-SW	3

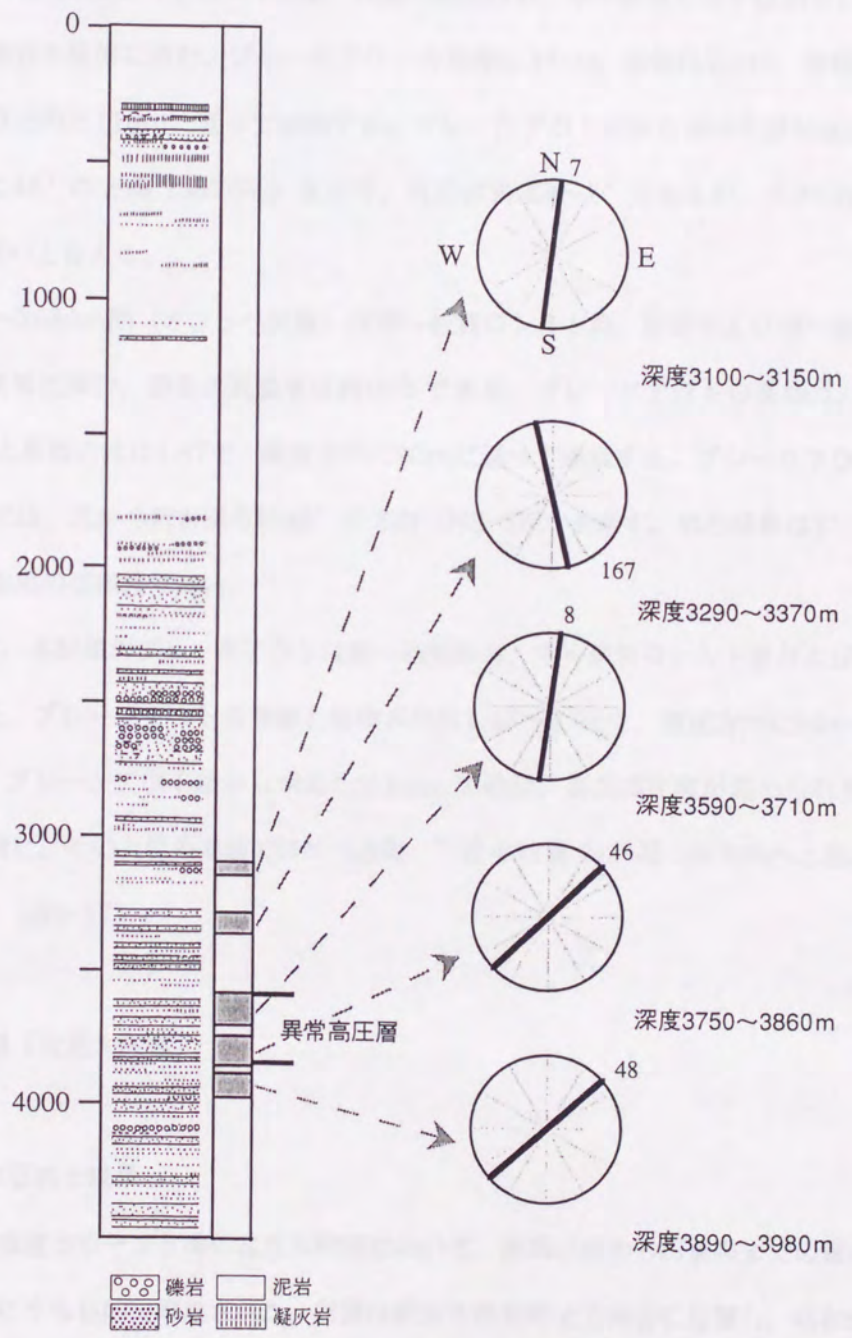


図5-17：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「十勝沖」のSHmax方位の分布

岩からなり、軟質の凝灰岩および礫岩を挟む。ブレイクアウトの長軸は43cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は2.01で、深度方向に120mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに8°の方向(N-S)を示す。坑芯傾斜は3~8°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度3750~3860m間(オコッベ沢層)は細~粗粒砂岩、中~軟質シルト岩および塊状硬質泥岩からなり、礫岩を頻繁に挟む。ブレイクアウトの長軸は37cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.73で、深度方向に110mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに46°の方向(NE-SW)を示す。坑芯傾斜は5~7°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は高いと言える。

⑤深度3890~3980m間(オコッベ沢層)は中~軟質のシルト岩、泥岩および細~粗粒砂岩からなり、礫岩を頻繁に挟む。砂岩の孔隙率は約10%である。ブレイクアウトの長軸は32cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.47で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに48°の方向(NE-SW)を示す。坑芯傾斜は3°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

このように、本試錐のブレイクアウトは細~粗粒砂岩、中~硬質のシルト岩および塊状の硬質泥岩に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.47~2.01で、深度方向に50~120mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、異常高圧層が認められた深度3590~3860m間を境に、その上位の地層ではN-S方向、下位の地層ではNE-SW方向へと急に変化する現象が見られた(図5-17)。

## 5.8 基礎試錐「北見大和堆」

### 5.8.1 試掘の目的と成果

本試錐は北海道オホーツク海の北見大和堆において、新第三系から白亜系までの層序および地質構造を明らかにする目的で実施された。試錐は網走市能取岬北方沖合に位置し、昭和61年5月15日に開坑し、新第三系の地質状況を確認して、同年9月23日に深度3795mで掘止めた(図5-18)。

本試錐では前期~後期中新世の地層を採鉱したが、地質層序の区分については、陸域における地質層序と明確な対比ができていない(図5-19)。掘進中に深度745mから逸泥が始まり、深度



図5-18：基礎試錐「北見大和堆」の位置図  
50万分の1活構造図（地質調査所編，1987）に表示した。



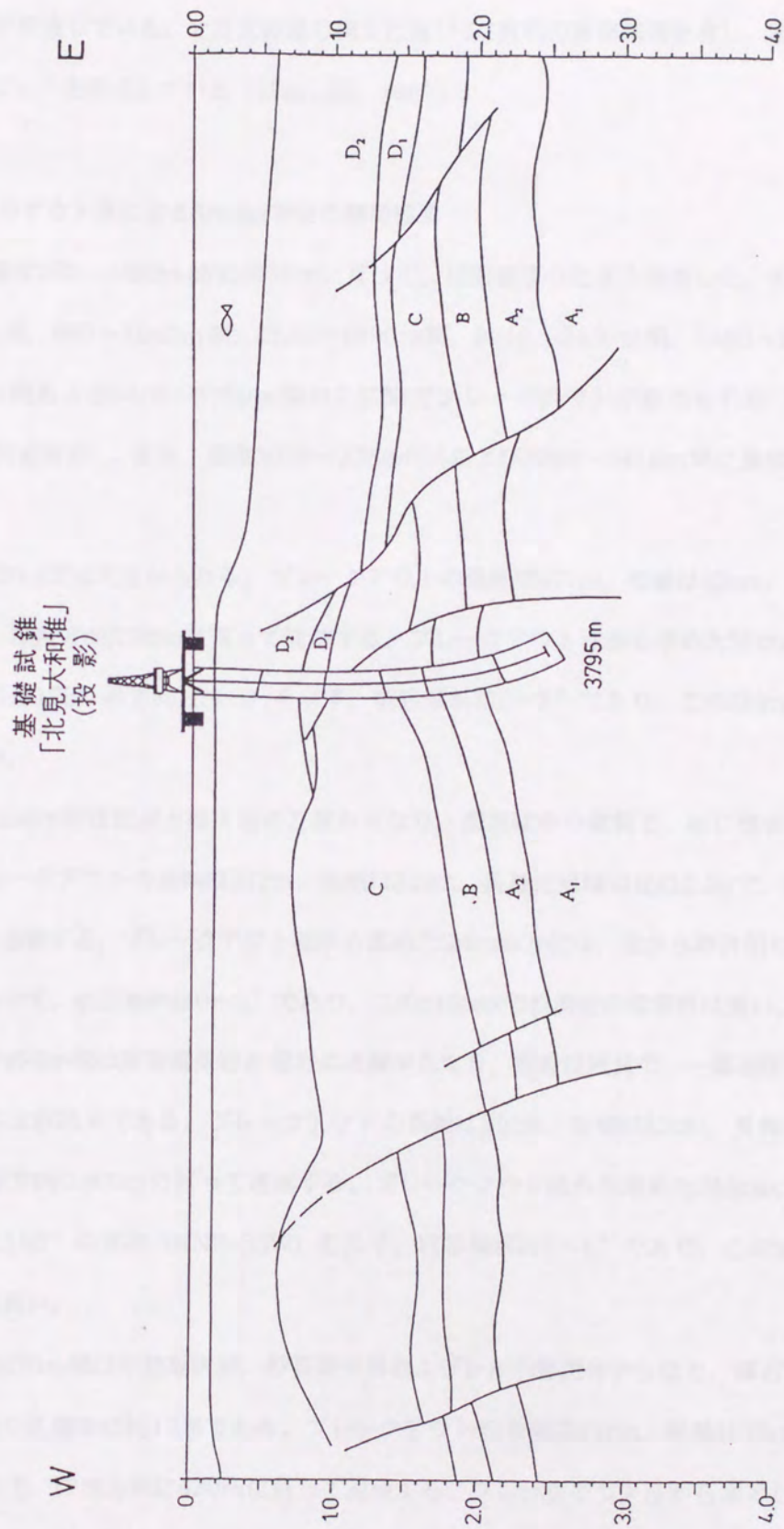


図5-19：基礎試錐「北見大和堆」の地質断面図（石油技術協会，1993）

3050m付近から崩壊が続いた。網走-北見大和堆堆積盆は、北は北見大和堆の北部から南は陸域まで連続し、網走地域周辺の新第三系堆積盆に連なる。ここには、第三系を主とする5000m以上にも及ぶ堆積層が発達している。北見大和堆は南北に延びる2系列の背斜構造を有し、その上にいくつかのクロージャーを形成している（石油公団，1987）。

#### 5.8.2 ブレークアウト法によるSHmax方位の解析結果

本試錐では深度250～3800m間の3550mに亘って、坑壁破壊の性状を調査した。その結果、深度660～750m間、880～1050m間、1590～1990m間、2010～2430m間、2480～2740m間、3020～3240m間および3410～3780m間の7区間でブレークアウトが認められた（表5-8、図5-20および添付資料8）。また、深度3010～3260m間および3260～3410m間に異常高圧層が推定できた。

①深度660～750m間は泥岩からなる。ブレークアウトの長軸は47cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.50で、深度方向に90mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに175°の方向（N-S）を示す。坑芯傾斜は2～3°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

②深度880～1050m間は泥岩と凝灰岩の互層からなり、泥岩はやや硬質で、稀に砂岩～砂質凝灰岩を挟む。ブレークアウトの長軸は37cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.20で、深度方向に170mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに184°の方向（N-S）を示す。坑芯傾斜は0～2°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

③深度1590～1990m間は砂質凝灰岩と泥岩の互層からなり、泥岩は硬質で、一部凝灰質である。凝灰岩の孔隙率は約25%である。ブレークアウトの長軸は39cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.25で、深度方向に400mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに196°の方向（NNE-SSW）を示す。坑芯傾斜は5～6°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

④深度2010～2430m間は細粒凝灰岩、砂質凝灰岩およびシルト質泥岩からなり、輝石安山岩が貫入する。凝灰岩の孔隙率は約12%である。ブレークアウトの長軸は41cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.31で、深度方向に420mに亘って連続する。ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに188°の方向（N-S）を示す。坑芯傾斜は5°であり、このSHmax方位測

表5-8：基礎試錐「北見大和堆」におけるブレークアウト法から求めたSHmax方位の分布  
 (注) PIAZ読み角は中央値で示した。

深度 (m)	岩相	層厚 (m)	PIAZ読み角 (応力方位)	SHmax方位 (北から時計回り)	SHmax方位 (16方位区分)	坑芯傾斜角
660~750	泥岩	90	355 (SHmax)	355	N-S	3~2
880~1050	泥岩, 凝灰岩~凝灰質砂岩	170	94 (SHmin)	184	N-S	2~0
1590~1990	凝灰岩, 泥岩, 砂岩	400	286 (SHmin)	16	NNE-SSW	5~6
2010~2430	凝灰岩, 泥岩, 安山岩	420	8 (SHmax)	8	N-S	5
2480~2740	凝灰岩	260	18 (SHmax)	18	NNE-SSW	6~5
3020~3240	泥岩	220	338 (SHmax)	338	NNW-SSE	10~11
3410~3780	泥岩	370	0 (SHmax)	0	N-S	11~14

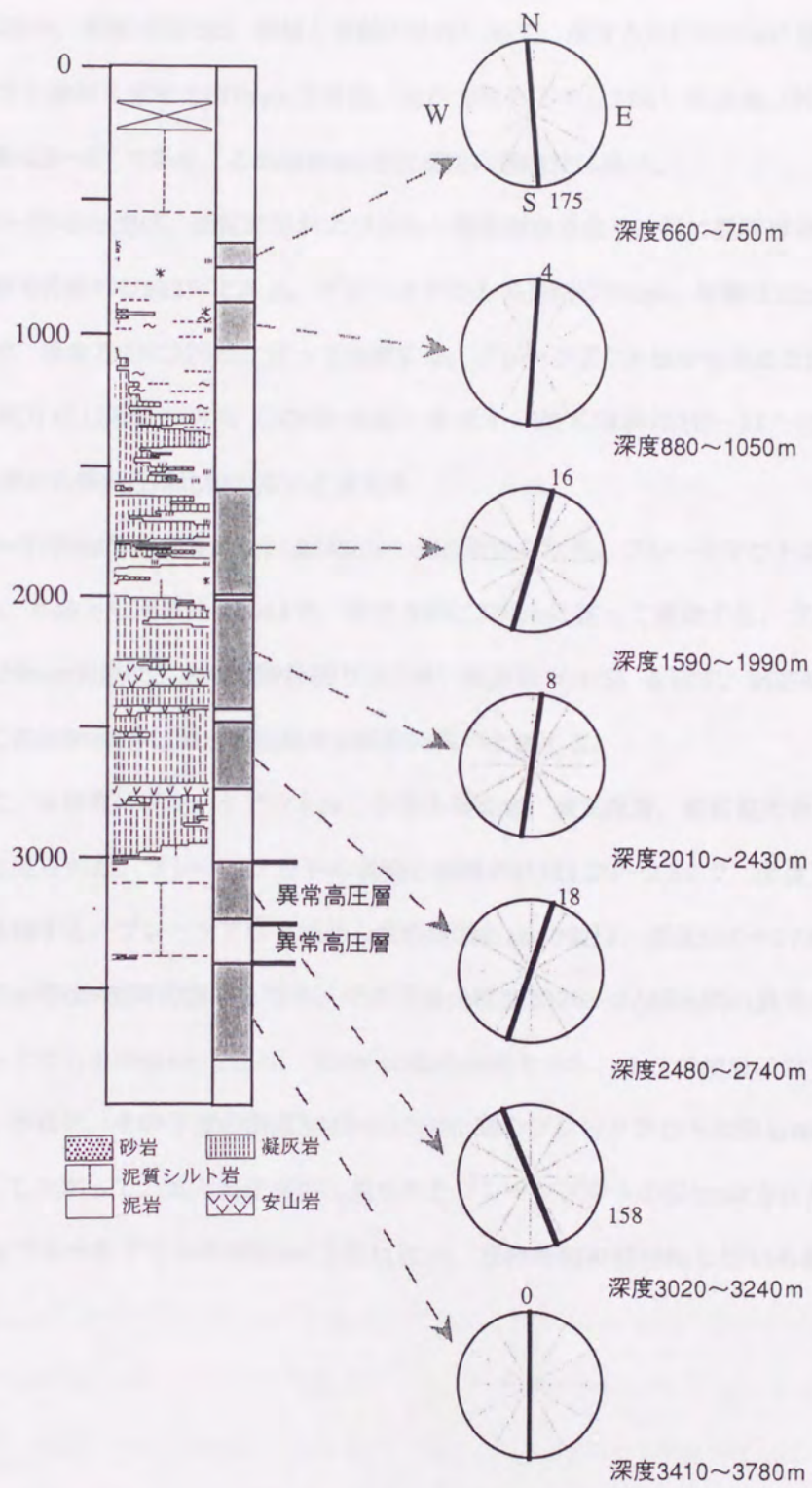


図5-20：ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「北見大和堆」のSHmax方位の分布

定の信頼性は高い。

⑤深度2480～2740m間は、細粒凝灰岩および安山岩片を含む砂質凝灰岩からなる。ブレイクアウトの長軸は42cm、短軸は32cm、長軸と短軸の比は1.36で、深度方向に260mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに198°の方向（NNE-SSW）を示す。坑芯傾斜は5～6°であり、このSHmax方位測定の信頼性は高い。

⑥深度3020～3240m間は、硬質泥岩およびシルト質泥岩からなり、稀に凝灰岩および凝灰質砂岩を挟む。泥岩の孔隙率は約2%である。ブレイクアウトの長軸は54cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は2.52で、深度方向に220mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに158°の方向（NNW-SSE）を示す。坑芯傾斜は10～11°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

⑦深度3410～3780m間は硬質泥岩およびシルト質泥岩からなる。ブレイクアウトの長軸は31cm、短軸は22cm、長軸と短軸の比は1.44で、深度方向に370mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、北から時計回りに180°の方向（N-S）を示す。坑芯傾斜は11～14°であるが、このSHmax方位測定の信頼性は比較的高いと言える。

このように、本試錐のブレイクアウトは、シルト質泥岩、硬質泥岩、細粒凝灰岩および泥岩と凝灰岩の互層に見られた。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は1.20～2.52で、深度方向に90～420mに亘って連続する。ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、深度660～2740m間ではほぼ一様で、N-S～NNE-SSWの方向を示す。その下位の深度3020～3240m間の異常高圧層内に見られるブレイクアウトのSHmax方位は、NNW-SSEの方向を示し、上位の地層に対して反時計回りに回転する。さらに、その下位の深度3410～3780m間のブレイクアウトのSHmax方位は、N-S方向を示す。したがって、異常高圧層内に見られたブレイクアウトのSHmax方位だけが、その上下に発生したブレイクアウトのSHmax方位に比べ、反時計回りに回転している現象が見られた（図5-20）。

## 第6章 ブレークアウト法による北海道地方基礎試錐周辺地域の造構的応力場の解析

### 6.1 基礎試錐「天北」周辺地域

本試錐の周辺地域(図5-1)を含め、北海道北部地方～オホーツク南西海域は、サハリンから延びる南北方向の構造帯の一部である。大局的には右雁行状の隆起・沈降帯群あるいは褶曲・断層群によって特徴づけられ、右横ずれの構造帯になっている。このテクトニクスは、第四紀にもなお強く継続している(岡, 1986)。天北地方は鮮新世以降の地殻変動が極めて活発で、問寒別構造盆地、天塩平野、サロベツ原野のように、第四紀に形成が進んだ盆地・沈降部が発達する。この活構造帯には活褶曲や活断層が発達する。この雁行褶曲群をもたらした動きは、最近における水平横ずれ運動を反映している(岡, 1986)。このような構造帯は白亜紀末以降、ユーラシアプレートと北米プレートの境界部で、斜め衝突が進行したことによってもたらされたものであるが、この衝突テクトニクスは第四紀にもなお強く継続している(木村, 1982)。また、日本海東縁部は北米-ユーラシアプレートの境界であると同時に、海溝が形成され、そこにサブダクションが起りつつある可能性が指摘されている(中村, 1984)。この二つのプレートの境界は、フォッサマグナ-日本海東縁-サハリンへと続き、そこでは日本海中部地震などの大地震が、このプレート境界で集中的に発生した(図6-1)。現在の日本海東縁部は東西圧縮で特徴づけられ、サハリンに連続する日本海東縁変動帯の一部になっている。また、日本海東縁部の海盆群は、第四紀の構造盆地として発達中であり、鮮新世以降の東西圧縮場を反映している(岡, 1999)。

天塩山地および日本海東縁部で発生した浅発地震のメカニズム解によると、この地域では東西圧縮の逆断層型の地震が卓越する(図6-2)。高波ほか(1996)は、天塩地方から空知地方を経て、石狩平野に至る南北に延びる細長い地帯に頻発する浅発地震のSHmax方位を求め、この地域には東西方向の圧縮力が働いていることを示した。また、石狩平野-天塩山地-サハリンに続く帯状の地域では、SHmax方位がこの境界に直交するような、ほぼ東西の逆断層型の地震が卓越する(森谷, 1999)。GPS連続観測網によると、天塩地方では比較的弱い圧縮歪が見られる(図6-3)。この圧縮歪速度の主軸は、北東-南西の方向を示す(図6-4)。本試錐の南東部に位置する問寒別川沿いには、豊野東部断層、一線川断層、東問寒別川断層などの活断層が発達する(図6-5)。これらの断層はほぼ南北の走向をもち、西側隆起の逆断層や撓曲をつくる。日本海東縁部では、鮮新世後期から逆断層群の形成が開始され、活断層、活褶曲帯が顕著に発達する。活断層はほぼ南北の走向

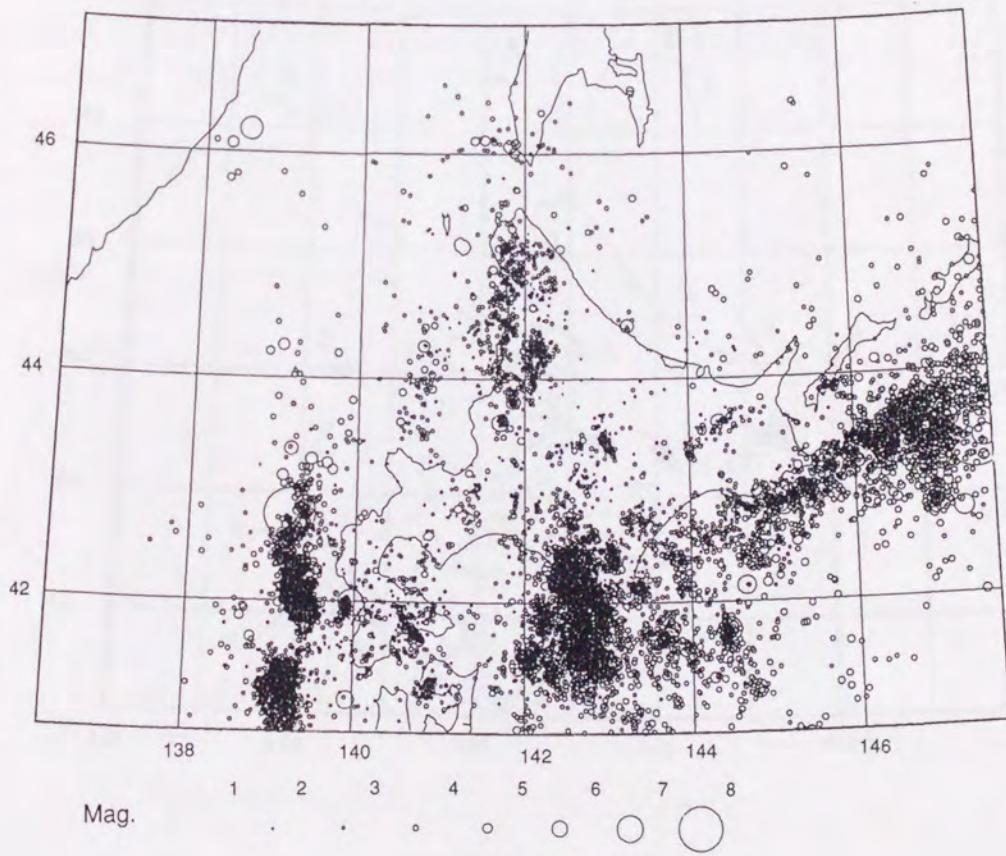


図6-1：北海道とその周辺に起きた地震の震源の深さが50km未満の震央の分布（森谷，1999）  
 期間は1977年～1995年

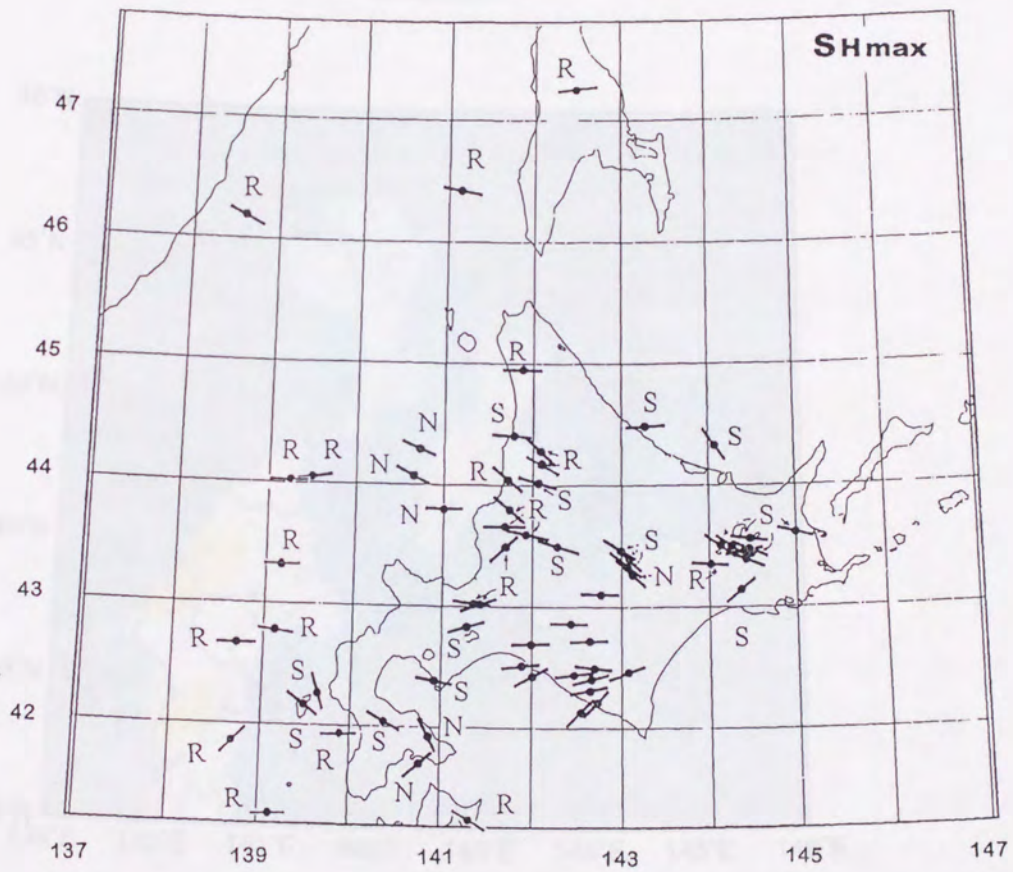


図6-2：浅発地震のメカニズム解から推定された最大水平圧縮力（SHmax）の方向の分布（森谷，1999），R：逆断層型 N：正断層型 S：横ずれ断層型



Dilatation

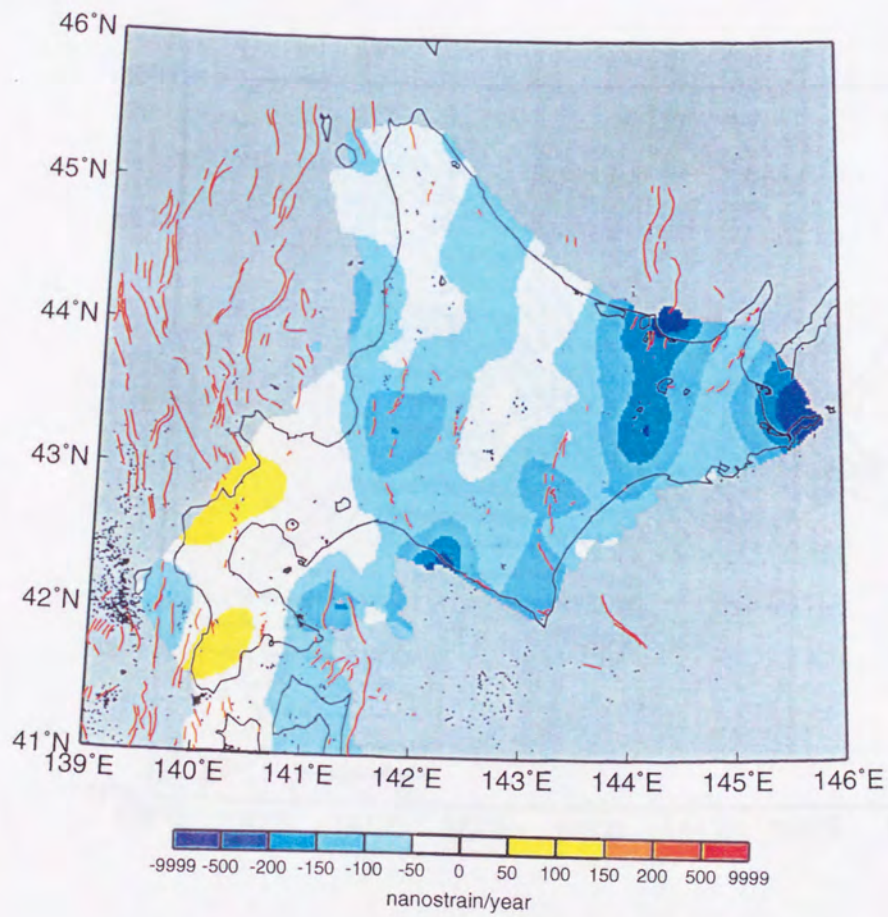


図6-3 : GPS速度ベクトルから推定された面積歪速度の分布 (鷲谷ほか, 1999)  
速度ベクトルの計算は, ユーラシアプレート固定の座標系に準拠する。

### Principal Axes

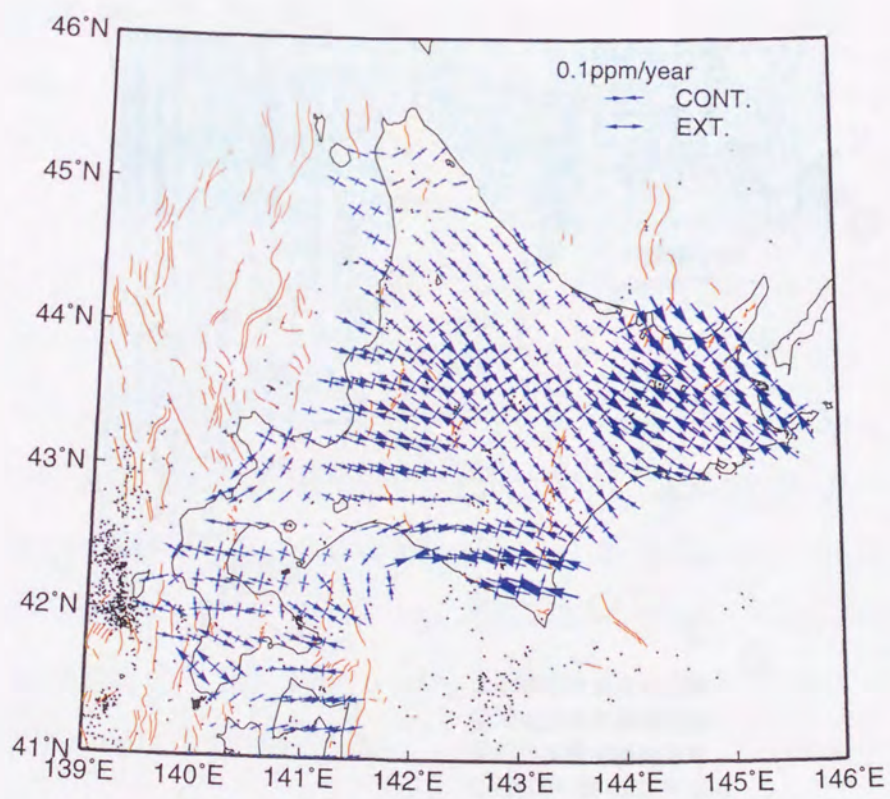


図6-4 : GPS速度ベクトルから推定された歪速度の分布 (鷺谷ほか, 1999)  
速度ベクトルの計算は, ユーラシアプレート固定の座標系に準拠する。



図6-5：北海道の大地震と内陸の活断層の分布（松田，1997）

○は1987年までのM7以上の地震の震央

をもち、東フェルゲンツの逆断層や横ずれ断層が卓越する。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、断層を挟んで多少変動するが、ほぼ一様に北東-南西の方向を示した(図5-3)。このSHmax方位は、本地域が北東-南西向きの圧縮力をもつような応力場にあることを示唆する。また、この結果は、上記の本地域の地質構造や測地学的変動測定などによる造構的応力場の解析結果とほぼ整合する。

## 6.2 基礎試錐「留萌」周辺地域

本試錐の周辺地域(図5-1)を含め、樺戸山地東部から留萌地方にかけては、北上-石狩-礼文磁気ベルトを境に、東西の地質構造の発達異なる。これは古い構造帯を境に、第四紀における西側の樺戸山地から東側地域への横ずれ運動を伴う圧縮作用を反映している(岡, 1986)。地震活動がこの境界部で頻発することから、この運動は現在も活発なことを示す(猪木ほか, 1990)。

浅発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、本試錐の北部に隣接する羽幌地区で東西の方向であり、横ずれ断層型の運動を示す(図6-2)。1995年に発生した空知中部地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位も、東西の方向で、逆断層型の運動を示した(高波ほか, 1996)。天塩山地周辺にも、このような東西方向の圧縮力が、全域に亘り広く作用している。また、日本海東縁部で発生する大地震は、南北の走向をもつ高角~低角の逆断層型で、東西方向の圧縮軸をもつ。GPS連続観測網によると、羽幌地方西部の日本海沿岸には比較的大きな圧縮歪が見られる(図6-3)。圧縮歪速度の主軸は北西-南東の方向で、羽幌地方から留萌地方にかけては、全体的にほぼ北西-南東~西北西-東南東方向の圧縮歪が見られる(図6-4)。本試錐南部に位置する増毛山地東縁断層帯は、増毛山地(樺戸山地)東縁に沿って発達する顕著な活断層群である(図6-5)。この断層帯は南北~北西-南東の方向に延び、西側隆起の雁行断層帯をなす。また、留萌地方には活褶曲が卓越し、この褶曲帯はサハリンまで連続している。この留萌地方の第四紀の応力場は、東西圧縮である。本試錐は、活断層である力昼断層の近くに試掘された。力昼断層は南北の走向をもつ東フェルゲンツの逆断層である。本試錐周辺地域の日本海東縁部には、このような南北の走向をもつ東フェルゲンツの逆断層群や、横ずれ断層が卓越する(岡, 1986)。また、本地域を含む日本海東縁部には、ユーラシアプレートの北米プレートへの沈み込みに伴う、東向きの圧縮力が一様に強く作用している。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、一様に東西の方向を示し、本地域が東西

方向の圧縮力が強く作用するような応力場にあることを示唆した(図5-5)。この結果は、上記の本地域の地質構造や地震のメカニズム解、測地的変動測定などによる造構的応力場の解析結果と良く整合する。

### 6.3 基礎試錐「石狩湾」周辺地域

本試錐(図5-6)の西方海域に位置する奥尻海嶺には、南北系および北北東-南南西系の多くの逆断層が発達する。これらの逆断層の上盤側は衝上運動によって小海嶺を形成している(玉木, 1984)。日本海東縁部では、2Ma前後よりこの逆断層群の形成が開始され、逆断層の上盤地塊の隆起によって、奥尻海嶺が形成された(玉木, 1984)。この奥尻海嶺は、東西圧縮の南北性の逆断層で上昇した構造性海嶺をなす(玉木, 1984; 岡, 1986, 加藤ほか, 1990)。フォッサマグナ-日本海東縁-サハリンへと続くこの海域では、1940年の積丹半島沖地震(M7.5)、1964年の新潟地震(M7.5)、1971年のサハリン西方沖地震(M6.9)、1983年の日本海中部地震(M7.5)、1993年の北海道南西沖地震(M7.8)およびサハリン北部地震(M7.5)などの大地震が集中的に発生した(図6-1)。これらの地震の発生などから、日本海東縁部は、現在も地殻変動が極めて活動的な地域であることが解る。

浅発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、本試錐の南東部に隣接する札幌地区では、ほぼ東西方向の逆断層型の運動を示す(図6-2)。また、本試錐の北東部に位置する増毛山地東縁の空知中部地方および北部地方には、浅発地震が卓越する。これらの地震は東西圧縮の応力場で発生し、横ずれ運動を伴う西側隆起の逆断層型である(高波ほか, 1996; 森谷, 1999)。GPS連続観測網によると、石狩湾沿岸では弱い圧縮歪が見られる(図6-3)。この圧縮歪速度の主軸は、西北西-東南東である(図6-4)。増毛山地南東部の当別地域には、活断層が多く、本試錐の東部には当別断層が発達する(図6-5)。この活断層は、ほぼ南-北の走向をもち、顕著な傾動や褶曲を伴う東フェルゲンツの逆断層を形成する(活断層研究会, 1991)。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、ほぼ一様で、東北東-西南西~東-西の方向を示した(図5-8)。このSHmax方位は、基礎試錐「留萌」と同様に、本地域がほぼ東西の方向の圧縮力が一様に強く作用するような応力場にあることを示唆する。この結果は、上記の本地域の地質構造、地震のメカニズム解、測地的変動測定などによる造構的応力場の解析結果と良く整合する。

#### 6.4 基礎試錐「馬追」周辺地域

本試錐の周辺地域(図5-6)は、中生代から中期中新世にかけて進行した島弧-海溝系における沈み込み帯に当たり、その応力場は非常に複雑である。石狩低地帯とその周辺地域の鮮新世以降の沈降量は、1500~2500mに達し、北海道内陸部では最大級のネオテクトニクスが進行している(岡, 1986)。馬追丘陵から樺戸山地東部にかけての地域でも、最近の活構造運動が活発である。この運動を支配するものとして、周囲の石狩炭田、樺戸山地および室蘭~札幌西南山地の基盤岩隆起ブロックの運動が考えられている(岡, 1986)。石狩炭田ブロックの西縁は、東傾斜の逆断層帯であり、一部にはスラスト構造も発達する。さらに、これを取り巻くように馬追丘陵や勇払平野の右雁行背斜系列、スラスト群、右雁行低地帯が発達する。このような地質構造は、石狩炭田ブロックの東方からの圧縮と、このブロックが右横ずれ運動をして南へ回転するような動きの存在を示す(岡, 1986)。樺戸山地ブロックは、石狩炭田ブロックより北部に位置し、石狩炭田ブロックの東方からの圧縮作用に対抗するような、西方からの圧縮を示す。室蘭~札幌西南山地の西縁には、右雁行背斜系列が存在し、ここでは東の低地側が右横ずれするような動きを生じている。このように、石狩低地帯周辺地域には、右横ずれ成分をもつ差別的な動き、または回転運動が見られる(岡, 1986)。これらは、石狩低地帯の沈降運動と一体のもので、大局的には千島外弧の西南西方向への前進、樺戸山地を中心とする東方への圧縮の相互作用に起因するものと考えられている。

本地域を含む千島弧と東北日本弧の会合部に当たる北海道中軸部は、北米-ユーラシアプレート間の東西の圧縮力に加え、太平洋プレートの沈み込みに伴う圧縮力が強く作用する(森谷, 1986)。このため、日高地方を中心として地震活動が多い。本試錐の南東部に隣接する早来地区の深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、北北西-南南東であり、逆断層型の運動を示す(図6-6)。日高山脈の地下には東北日本弧の深発地震面が上側に、千島弧の深発地震面が下側に重なる二重深発地震面が見られる(海野ほか, 1984; 森谷, 1986)。東北日本弧と千島弧の会合部に含まれる馬追丘陵および夕張山地の二重深発地震のメカニズム解によると、上面の深さ70km程度の領域までは、低角逆断層型の地震が発生していて、そのSHmax方位は北西-南東を示す(図6-6)。GPS連続観測網によると、本試錐北部の岩見沢地方周辺には強い圧縮歪が見られる(図6-3)。圧縮歪軸の方向は馬追丘陵から石狩低地帯付近では、北部から南部にかけて西北西-東南東から東-西の方向へと変わる(図6-4)。また、三角測量から求められた圧縮歪速度の主軸は、北西-南東で

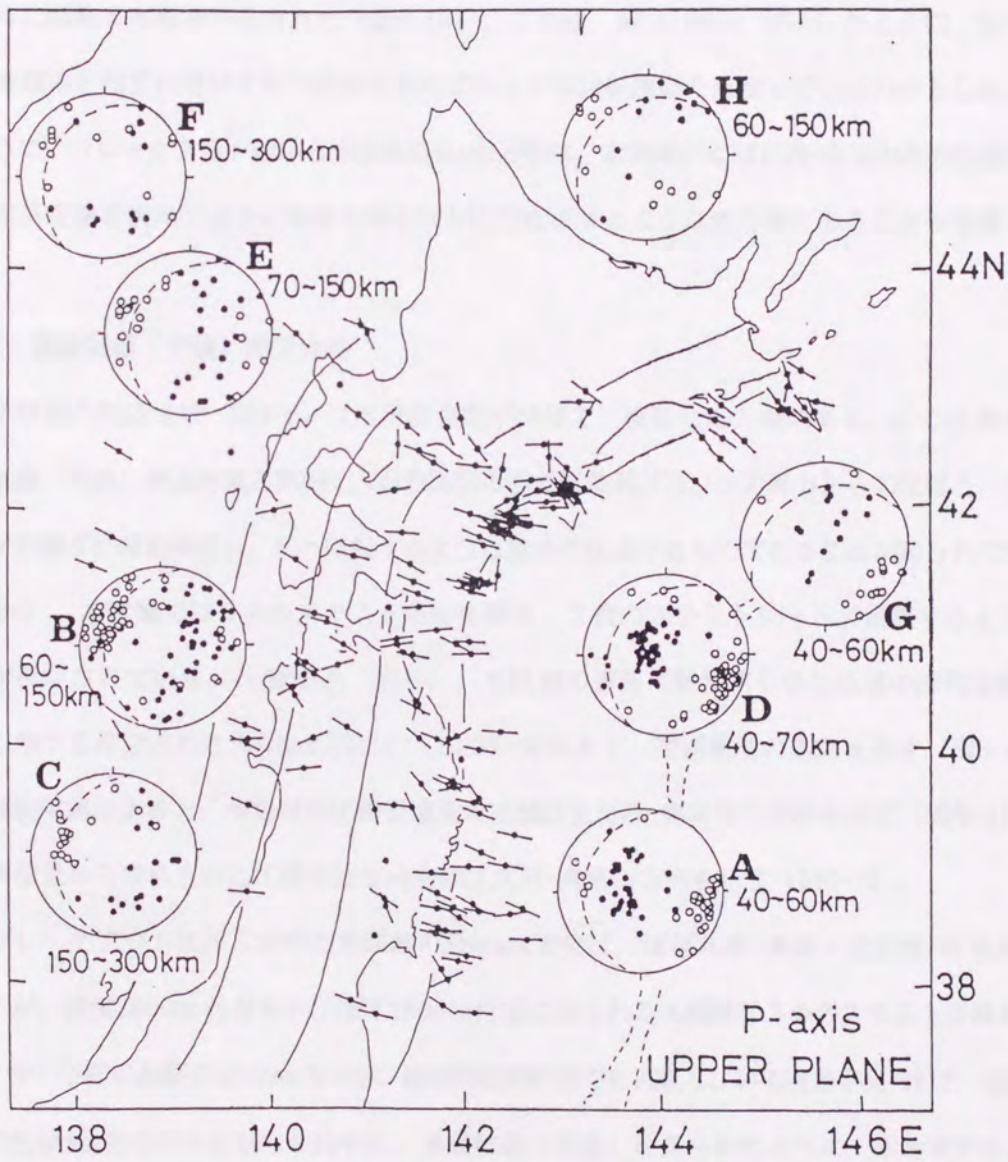


図6-6：二重深発地震面の上面の地震の主圧縮軸（P軸）の方向（海野ほか，1984）

ある(図6-7)。石狩平野東縁断層帯は、石狩平野の東縁を走り、岩見沢から南部の馬追丘陵へ続く南北に延びる東フェルゲンツの逆断層帯である(図6-5)。本試錐周辺地域には、石狩平野東縁断層帯を形成する馬追断層や泉郷断層などの顕著な活断層や活褶曲が発達する。この断層運動は、本地域の第四紀の応力場が東西圧縮であることを示す。

ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、ほぼ北西-南東の方向を示し、上記の深発地震のメカニズム解、三角測量による圧縮歪速度の主軸とほぼ整合するが、異常高圧層を挟んで上位および下位のブロック内で、浅部から深部へ向ってそのSHmax方位が東-西～北西-南東の方向へと時計回りに回転する現象が見られた(図5-10)。これは、岡(1986)が示したように、石狩低地帯周辺地域の右横ずれ成分をもつ基盤岩隆起ブロックの回転運動を反映しているのかもしれない。このように、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、本地域がほぼ北西-南東向きの圧縮力を持ち、異常高圧層を挟んで上下の地層を時計回りに回転させるような応力場にあることを示唆した。

#### 6.5 基礎試錐「夕張」周辺地域

本試錐の周辺地域(図5-6)は活構造運動が活発で、複雑な応力場にある。この活構造運動は基礎試錐「馬追」周辺地域と同様に、石狩炭田の基盤岩隆起ブロックの東方からの圧縮と、このブロックが右横ずれ運動を起し、南へ回転するような動きに起因するものであることが知られている(岡, 1986)。本試錐では2本のスラスト断層を挟み、3枚のスラストシートが累重するような地質構造が推定されている(石油公団, 1999)。本試錐の西部に隣接する追分地域の深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、北北西-南南東で、逆断層型の運動を示す(図6-6)。GPS連続観測網によると、本地域の圧縮歪速度の主軸は北北西-南南東の方向を示す(図6-4)。また、三角測量から求められた圧縮歪速度の主軸は北西-南東の方向を示す(図6-7)。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、ほぼ北西-南東～北北西-南南東の方向を示すが、深度2800m付近および深度3800m付近に見られる大規模な2条のスラスト断層を挟んで、上・中・下部の地層のSHmax方位が、連続的に時計回りに回転している現象が見られた(図5-12)。このSHmax方位の時計回りの回転は、基礎試錐「馬追」に見られたように、本地域がほぼ北西-南東方向の圧縮力を持ち、2本の断層を挟んだ3枚のスラストシートを連続して時計回りに回転させるような応力場にあることを示唆した。この応力場の概念図を図6-8に示す。



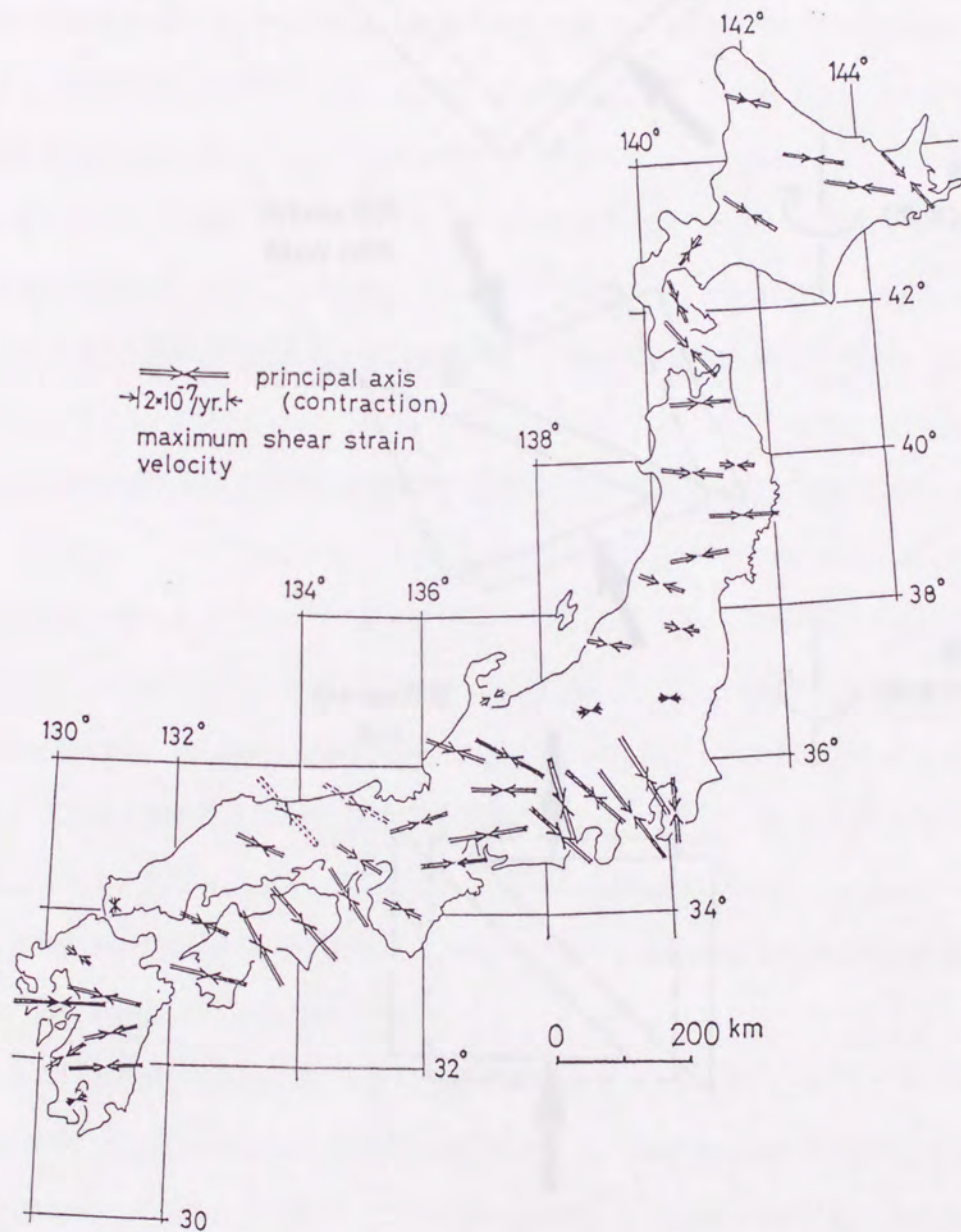
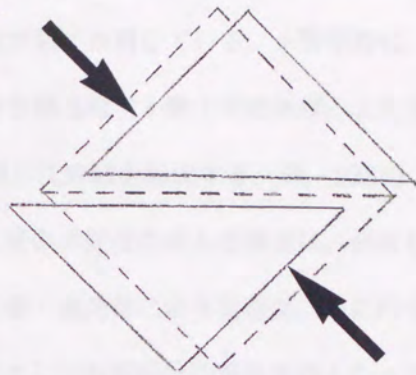


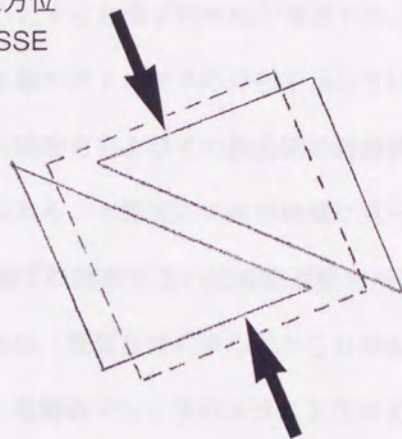
図6-7：地震による地殻変動を除いた最近約60年間の定常的な水平地殻歪（中根，1973）

SHmax方位  
NW-SE



断層  
(深度2800m付近)

SHmax方位  
NNW-SSE



断層  
(深度3750m付近)

SHmax方位  
N-S

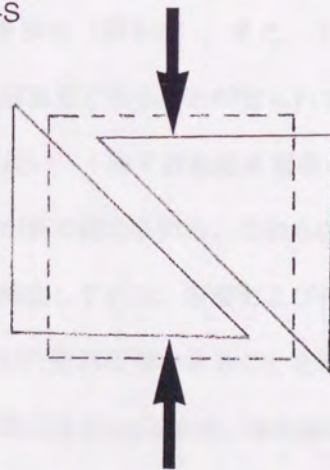


図6-8：基礎試錐「夕張」で認められた断層ブロックの時計回りの回転の概念図

基礎試錐「夕張」では、深度2800m付近および深度3750m付近に衝上断層が推定された。この2条の衝上断層を挟んで上・中・下部の地層のSHmax方位が、NW-SE方向からN-S方向に時計回りに回転する現象が認められた。

## 6.6 基礎試錐「豊頃」周辺地域

本試錐の周辺地域(図5-13)には、太平洋プレートの斜め沈み込みに伴う千島外弧の西進運動によって、西南西方向の圧縮力が強く作用している。十勝平野は、鮮新世以降に発達した大きな構造盆地であり、中央を南北に走る構造線(十勝中央部断層、または十勝中央部撓曲帯)によって2分され、東側が上昇域で、西側が沈降域を形成する(岡, 1986)。この盆地は東・西両翼で地質構造が極めて対照的で、とくに東側の変位の進んだ構造は、西落ち東上がりの逆断層運動を示す。十勝地方の中央部に発達する断層・撓曲帯による変位は、南に行くほど大きくなる。この撓曲帯は単純な急傾斜帯ではなく、全体として右雁行状の背斜系列となっている。本試錐の北東部に位置する白糠丘陵では、浦幌断層を始めとする右横ずれ断層が発達する。この断層は、西南西方向への千島外弧の西進運動に伴う、水平圧縮テクトニクスの存在を示している(岡, 1986)。日高山脈-広尾沖褶曲帯、十勝中央部の断層と撓曲帯およびその延長部の湾曲形態も、このような千島外弧の西進運動の結果もたらされたものである。十勝地方の南部地域に見られる幾つかの雁行背斜系列も、このような運動の中で生じた右横ずれ運動あるいは回転運動を示している(岡, 1986)。千島外弧の西進運動による西側への湾曲は、豊頃丘陵の中心部から日高山脈南部に集中しており、この地域では水平圧縮を基本としつつ、基盤岩ブロックのスラスト性の上昇が起きている。

本試錐の南部に隣接する湧洞沼地区の深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、東北東-西南西で、逆断層型の運動を示す(図6-6)。また、十勝平野で発生する地震の多くは、千島外弧の西進運動に伴う右横ずれ断層型であることが知られている。本試錐の西部には、十勝平野東縁を南北に走る長大で活動度の高い、十勝平野東縁断層帯が発達する(図6-5)。この断層帯には、東側が隆起した顕著な活断層が多く認められる。これらの断層に沿って、地形面が著しく撓曲し、各断層線が西に向かって凸に湾曲している。断層および撓曲とも西フェルゲンツを示す。このことは、本地域の第四紀の応力場が、東西圧縮であることを示す。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、本試錐の上位ではほぼ北東-南西、下位では東-西の方向を示した(図5-15)。このSHmax方位は、本地域がほぼ東西方向の圧縮力が強く作用するような応力場にあることを示唆した。この結果は、上記の本地域の地質構造や地震のメカニズム解などによる造構的応力場の解析結果と良く整合する。

## 6.7 基礎試錐「十勝沖」周辺地域

本試錐の周辺海域（図5-13）には、プレート境界型の深発地震が多発する（図6-9）。これらの深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、いずれも千島海溝の海溝軸とほぼ直交する。この地震群は、太平洋プレートが北米プレートの下に沈み込むことによって生じるスラスト型の地震である（鈴木ほか，1983）。十勝沖の構造は、日高山脈の延長部である広尾沖褶曲帯を含めて捉えると、西南西方向に突出した湾曲の形態を示す（岡，1986）。この形態は太平洋プレートの沈み込みと、それに伴う千島外弧の西進運動を直接反映している。本地域の地震活動は、基礎試錐「豊頃」周辺地域と同様に、右横ずれ断層運動を伴う（森谷，1986）。本試錐の南東部の十勝沖の深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、北北西-南南東で、逆断層型の運動を示す（図6-9）。本試錐を含む釧路海底谷の西側の海域には、北西-南東方向の短い断層群が卓越し、これらに沿って浅い海底谷が発達している（図6-10）。とくに、この海域のほぼ中央部を東西に連なる広尾海底谷において、その現象が著しい（活断層研究会，1980）。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、浅部から中部では北-南の方向、深部では北東-南西の方向へと時計回りに変化する（図5-17）。このSHmax方位が変化する深度3700m付近には、異常高圧層が推定されている。また、ブレイクアウト法から求めた本試錐の浅部から中部のSHmax方位は、本地域が南北方向の圧縮力をもつような応力場にあることを示唆した。この結果は、上記の十勝沖で発生するプレート境界型の深発地震のメカニズム解による造構的応力場の解析結果と良く整合する。

## 6.8 基礎試錐「北見大和堆」周辺地域

本試錐の周辺地域（図5-18）を含め、北海道東部の根室帯と常呂帯を境する網走構造線は、左横ずれの断層運動を示す（木村，1980）。この構造線に沿って、西に凸の大きな弧を描いた活断層群が連続する（図6-5）。この活断層群は北から南へ、北見大和堆、能取湖西岸、十勝平野東縁断層帯、光地園断層、南広尾海脚へと連なる。網走構造線に近接した足寄町北東部のラワン褶曲帯の地質構造は、北東-南西の軸をもつ波長数kmの褶曲が、南北に左雁行配列することによって特徴づけられる（図6-11）。この雁行配列する褶曲群は、南北方向の網走構造線が左横ずれの断層運動を行うことによって、形成されたものである（木村，1980）。

浅発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、本試錐に近接する網走沖では北北西-南南東であり、横ずれ断層型の運動を示す（図6-2）。GPS連続観測網によると、網走構造線に沿っ

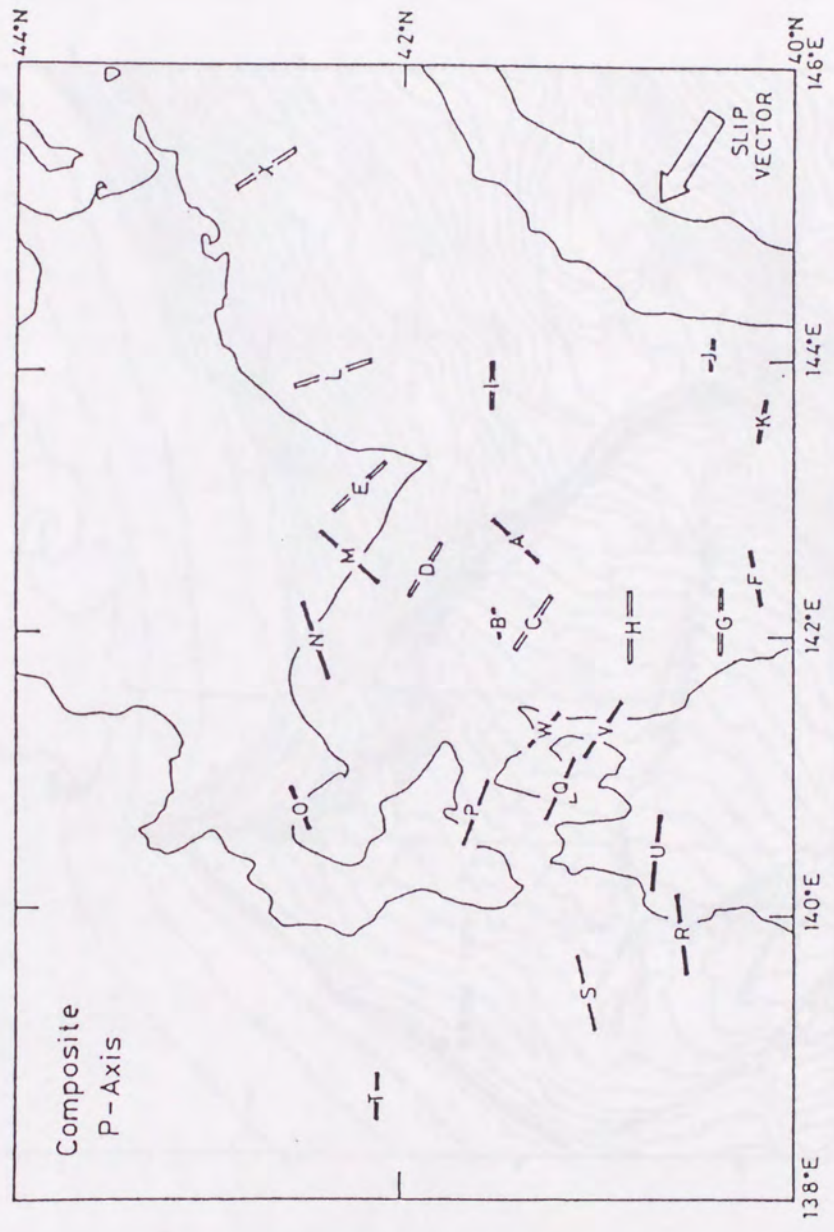


図6-9：深発地震の発震機構から求めた主圧縮軸（P軸）の方向（鈴木ほか，1983）

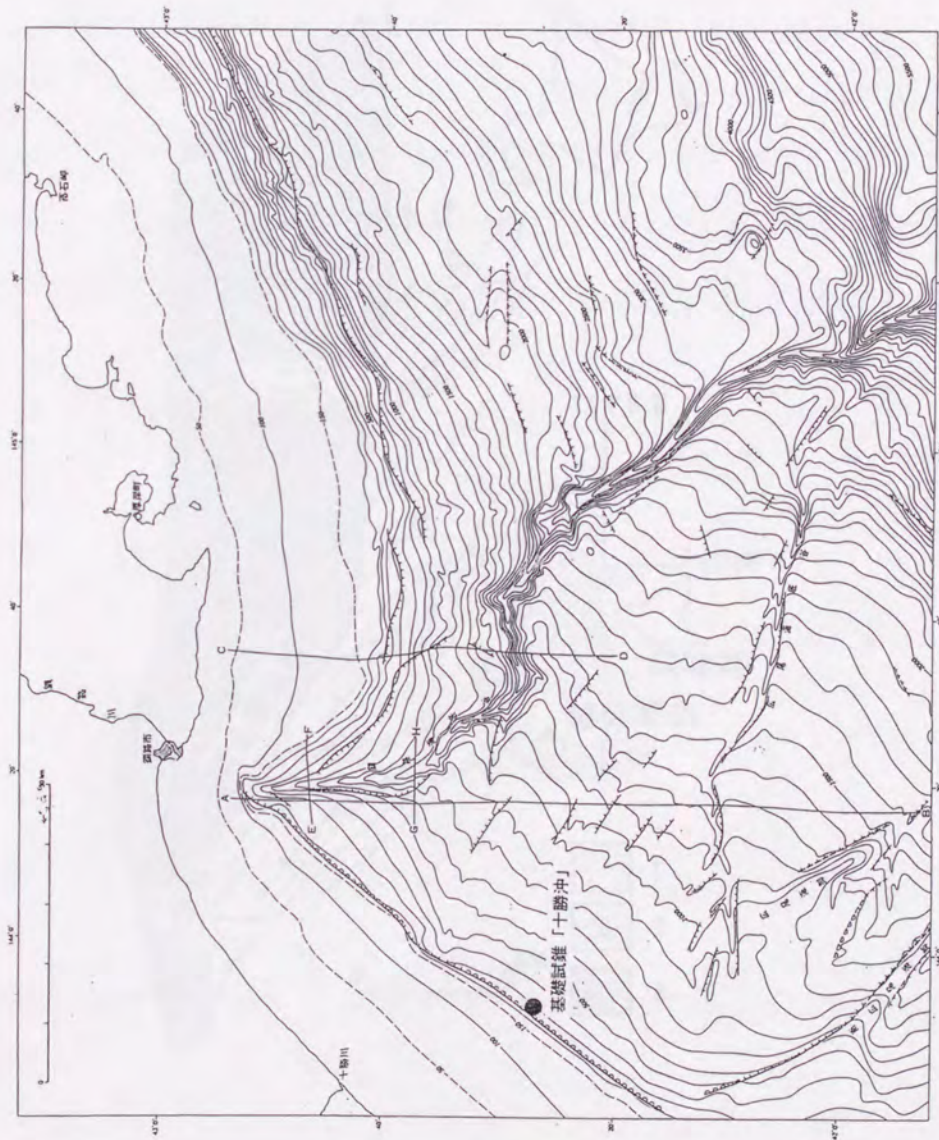


図6-10：鉤路沖地域の活断層（活断層研究会編，1980）

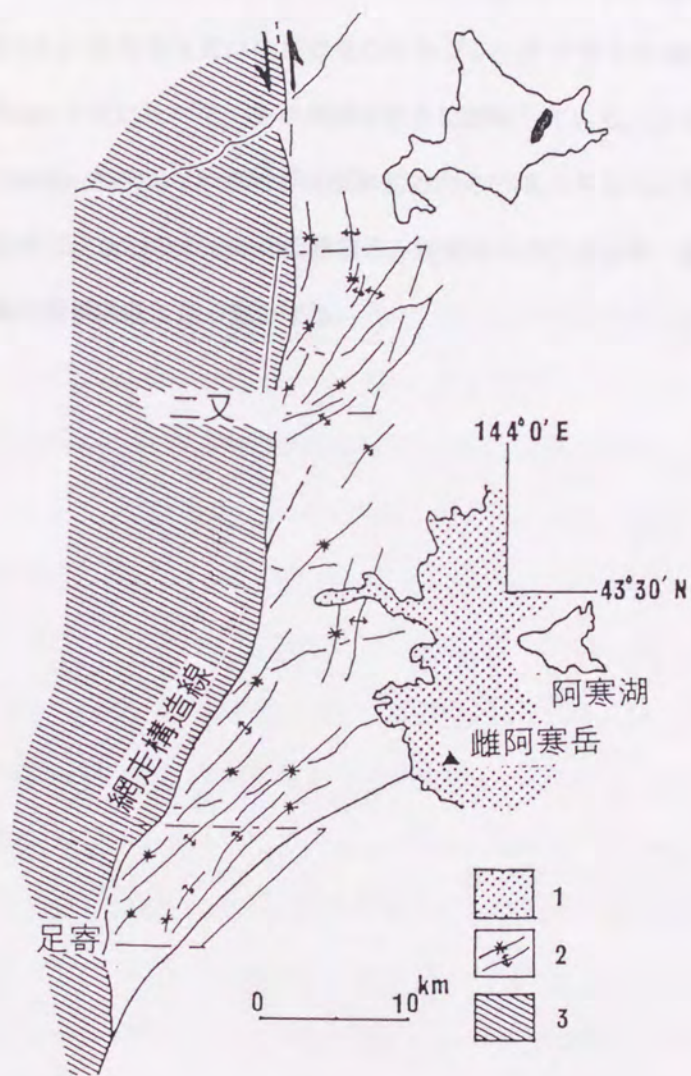


図6-11：網走構造線の左横ずれ断層運動に伴うラワン褶曲帯の左雁行褶曲群（木村，1980）

1：第四紀溶岩 2：新第三系内部の褶曲 3：基盤岩

網走構造線より東側の中新統の地質構造は，北西-南東方向の軸をもった多数の褶曲が，南北に雁行状に配列することによって特徴づけられる。

て、著しく大きな圧縮歪が見られる(図6-3)。圧縮歪の速度は、網走構造線に沿う地域で極めて速い。とくに能取湖周辺では、その速度が目立つ。圧縮歪速度の主軸は、本試錐の南部の能取湖周辺で北北西-南南東の方向であり、この方向は北海道東部の全域に広がる(図6-4)。

ブレイクアウト法から求めた本試錐のSHmax方位は、ほぼ南-北であるが、深度3000~3400m間に発達する大規模な異常高圧層を挟んで、このSHmax方位が変化する(図5-20)。SHmax方位は、異常高圧層の上位では北北東-南南西、異常高圧層の内部では北北西-南南東、その下位では北-南の方向を示し、異常高圧層の内部に見られるブレイクアウトのSHmax方位だけが、その上下の地層のSHmax方位に比べて、やや反時計回りに回転している。このように、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、本地域がほぼ南北方向の圧縮力をもつような応力場にあることを示唆した。この結果は、上記の本地域の地質構造、地震のメカニズム解、測地的変動測定などによる造構的応力場の解析結果と良く整合する。



## 第7章 議論

### 7.1 ブレークアウトの認定法とブレークアウト法の適用条件

#### 7.1.1 ブレークアウト認定条件の検証

第1章(1.3.1.2項)および第2章(2.2.1項)で示したブレークアウトの認定条件(一般則)が、日本の石油井に適用できるか否かを議論する。ブレークアウト認定のための一般則を用いて、第2章(2.4.5項)に示したように、基礎試錐「夕張」で測定された4-arm Caliper 検層から、平面形状が規則的な楕円形を示す定方向拡大型の坑壁破壊を選択した。この定方向拡大型の坑壁破壊の楕円形の短軸方向をP1AZの記録から読み取った。また、FMI検層の画像から、掘進中に水圧破碎された明瞭な縦型の引張亀裂を選択し、その縦型の引張亀裂の発達方向を読み取った。基礎試錐「夕張」では、深度550~1600m間に定方向拡大型の坑壁破壊が4ヶ所で見られ、縦型の引張亀裂が2ヶ所で見られた。これらの楕円形の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型の引張亀裂の発達方向は多少の変動を示すが、全体的にはほぼ一致した(図2-32)。また、深度1212~1227m間には、縦型の引張亀裂と共に定方向拡大型の坑壁破壊が同時に認められた(図2-31)。この深度区間における縦型の引張亀裂が発達する方向は、定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向とほぼ一致した。深度2430~2740m間では、定方向拡大型の坑壁破壊が2ヶ所で見られ、縦型の引張亀裂も2ヶ所で見られた。これらの楕円形の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型の引張亀裂の発達方向は最大10°の差を示すが、全体的にはその方向が良く一致した(図2-33)。また、深度2970~3523m間では、定方向拡大型の坑壁破壊が3ヶ所で見られ、縦型の引張亀裂が2ヶ所で見られた。これらの楕円形の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、縦型の引張亀裂の発達方向も多少の変動を示すが、全体的にはほぼ一致した(図2-34)。これらの結果から、4-arm Caliper 検層で求めた楕円形の定方向拡大型の坑壁破壊の短軸方向と、FMI検層で求めた縦型の引張亀裂の発達方向が、良く一致することが明らかになった。このことから、4-arm Caliper 検層で認定した定方向拡大型の坑壁破壊は、地殻応力に起因するブレークアウトであることが検証できた。また、この定方向拡大型の坑壁破壊、すなわちブレークアウトを認定するための一般則が、北海道各地の基礎試錐(石油井)においても適用でき、ブレークアウト法から地殻のSHmax方位が解析できることが証明できた。

### 7.1.2 北海道地方の石油井におけるブレイクアウトの認定基準

北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトは、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩に多く発達している（表5-1～表5-8）。ブレイクアウトの坑壁破壊の大きさを、その平面形状の楕円形の長軸と短軸の比（平均値）で比較すると、基礎試錐「豊頃」が最大で約2.0、基礎試錐「留萌」が最小で約1.5であった（表3-5～表3-12）。この長軸と短軸の比は、基礎試錐「豊頃」、「天北」、「石狩湾」などで大きく、基礎試錐「留萌」、「北見大和堆」、「夕張」などでは小さい。ブレイクアウトの坑壁破壊の大きさは、坑壁周りの地殻の圧縮応力の大きさや岩石の物性を強く反映する。基礎試錐「夕張」では楕円形の長軸と短軸の比が比較的小さいが、本試錐に見られた岩石は圧密が著しく進行しており、岩石強度が極めて高い。このことから、地殻の圧縮応力が作用しても、ブレイクアウトの坑壁破壊の規模が余り大きくなることが示唆された。楕円形を示すブレイクアウトの坑壁破壊の長軸の長さを、北海道各地の基礎試錐毎に見ると、深度の増加に伴いそれぞれのブレイクアウトの楕円の長軸が減少する傾向を示す。通常、深度の増加に伴い圧密が進行し、孔隙率が減少する。孔隙率が減少すると、岩石の圧縮強度が増加する。このように、深度の増加に伴い、ブレイクアウトの坑壁破壊の規模が小さくなる傾向が読み取れた。また、北海道各地の基礎試錐に見られるブレイクアウトは、深度1000～5000mほどの範囲に発達している（図3-1）。ブレイクアウトの深度方向への連続性は、50～420m程度であり、基礎試錐毎の平均的な連続性は105～275mに及ぶ。

このように、北海道地方でブレイクアウトが見られる岩相は、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩であり、ブレイクアウトの発生深度は1000～5000m付近である。ブレイクアウトの長軸と短軸の比は約1.5～2.0であり、深度方向への連続性は100～300m程度である。これらのブレイクアウトの性状は、北海道各地の石油井で明瞭なブレイクアウトを認定するための基準となる。

### 7.1.3 ブレイクアウトと逸泥による坑壁破壊の区分法

第3章（3.5項）で述べたように、掘削泥水が地層の割れ目や浸透性の高い地層へ流出する現象を、逸泥という。逸泥が続くと坑壁破壊や地層流体の噴出など、重大な坑内障害を誘発する。逸泥には地層固有の性質に起因するものと、掘削障害に起因するものがある。割れ目が発達する地層、孔隙率が高く浸透性の良い地層では、泥柱圧力が地層圧力を超えると逸泥が発生する。また、掘進

中の泥水比重の調整が不相当で、泥柱圧力が地層のSHminと坑壁周りの岩石の引張強度の和を超えると、坑壁に引張破壊が生じて逸泥する。この引張破壊は地殻のSHmaxの方向に沿って、坑壁を破壊する。

基礎試錐「夕張」および「天北」で見られた逸泥層の坑壁破壊の形状は、①ブレイクアウトに類似する定方向拡大型、②ボンボリ状あるいは波形の小規模な定方向拡大型、③定方向拡大型の坑壁破壊に伴う縦型やエシェロン状の引張亀裂、④坑壁破壊は見られず縦型あるいはエシェロン状の引張亀裂が卓越するものに区分できた（表3-17および表3-18）。ブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊は、軟質～堅固の砂岩やシルト岩に多い。ボンボリ状あるいは波形の小規模な定方向拡大型の坑壁破壊は、軟質の泥岩、凝灰質シルト岩に多く見られた。坑壁破壊を起こさず引張亀裂が卓越するものは、著しく圧密が進行した硬質の砂岩に多く見られた。このように、逸泥層の坑壁にはブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊が見られる。このブレイクアウトに類似する定方向拡大型の坑壁破壊には、FMI検層によって坑壁に縦型やエシェロン状の亀裂がしばしば観察された。逸泥によるブレイクアウトに類似した坑壁破壊は、掘進中の泥柱圧力による水圧破碎によって発生したもので、地殻応力に起因するブレイクアウトとは成因が異なる。地殻応力に起因するブレイクアウトの楕円形の坑壁破壊の長軸方向は、地殻のSHminの方向を示す。一方、逸泥による楕円形の坑壁破壊は水圧破碎で発生するため、その坑壁破壊の長軸方向は地殻のSHmaxの方向を示す。ブレイクアウトと逸泥によって発生したこの2種類の楕円形の坑壁破壊を区別せず、同一視して地殻のSHmax方位を求めると、その方位が直交（90°異なる）してしまい、地殻の応力方位の解析に大きな誤りを招く。

北海道各地の基礎試錐で逸泥を起す岩相は、砂岩、シルト岩、泥岩、凝灰岩などの堆積岩に多く、これらの岩石の脆性度（圧縮強度/引張破壊）は、ほぼ10前後である（表2-14）。剥離が発達した頁岩の引張強度は、圧縮強度に比べて著しく小さい。このことは、坑壁周りに引張応力が作用すると、坑壁が容易く引張破壊されることを物語る。北海道各地の基礎試錐の逸泥層に見られる砂岩やシルト岩の引張強度は、10～15MPa程度で、泥岩や凝灰岩の引張強度は1.5～3MPa程度である。このため、泥層や凝灰岩層では泥柱圧力によって坑壁に引張破壊が容易く生じ、逸泥を起こしやすい。掘削作業では掘進中の逸泥の発生は正確に検知され、すぐに逸泥の発生を防止する対策が講じられる。このため、逸泥は坑井の全域に亘って連続して発生するようなことはなく、ある限られた深度区間で断続的に起こることが多い。逸泥層付近の坑壁周りで、ブレイクアウトに類似した定方

向拡大型の坑壁破壊が見られ、そのSHmax方位がブレイクアウトから求めた坑井全体のSHmax方位と90°異なる方位を示して急変するような深度区間は、逸泥によって生じた坑壁の引張破壊の可能性が高い。一般に、4-arm Caliper 検層の坑径変化データだけを利用して、逸泥層に見られるブレイクアウトに類似した定方向拡大型の引張破壊を、地殻応力に起因するブレイクアウトと区分するのは難しい。逸泥層には縦型やエシェロン状の引張亀裂が良く発達し、この亀裂の性状はFMI検層によって観察できる。また、逸泥の状況は掘削報告書に詳述され、掘進中の逸泥の状況が正確に把握できる。逸泥層における引張破壊をブレイクアウトと区分するためには、掘進中の逸泥記録を調査すること、FMI画像を用いて坑壁の引張亀裂の有無とその性状を調査することなどが必要になる。一方、逸泥による坑壁破壊は水圧破碎と同じ作用で発生するため、逸泥に起因した坑壁破壊をブレイクアウトと区分できれば、ブレイクアウト法と同じ手法を用いて、逸泥による坑壁の引張破壊の方向から、地殻のSHmax方位を直接求めることができる。

#### 7.1.4 岩相および岩石強度とブレイクアウト法の適用条件

坑壁破壊を起こさない円型の坑壁は、基礎試錐「馬追」の深度4910～5440m間の基盤岩をなす硬質の斑れい岩、基礎試錐「夕張」の深度3530～3640m間および基礎試錐「豊頃」の深度2260～2330m間の硬質のシルト岩や細粒砂岩、基礎試錐「十勝沖」の深度890～2000m間および基礎試錐「北見大和堆」の深度1240～1570m間の硬質の泥岩などで見られた。坑壁が大きく崩落したような形状を示す大円型の坑壁破壊は、基礎試錐「石狩湾」の深度390～990m間の第四系の未固結な砂岩や細～中礫からなる浅部の軟弱な地層で見られた。また、ブレイクアウトは北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られた。これらのブレイクアウトは、基礎試錐全体の坑壁破壊の約45%に当たる。ブレイクアウトを発生させる岩相は、軟質～硬質の中間の性状をもつような泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩に多く見られた。両方向拡大型の坑壁破壊は、浅部の圧密が余り進行していない未固結の地層や断層によって破壊された地層に多く見られた。

岩石の孔隙率と坑壁破壊の大きさを比較すると、岩石の孔隙率が大きいものほど坑壁破壊が大きい傾向を示す(表2-10)。孔隙率が2%程度の圧密が著しく進行した砂岩、泥岩、凝灰岩と、孔隙率が10～20%程度の砂岩、泥岩、凝灰岩を比べると、同じ岩相であれば孔隙率が大きいものの方が、坑壁破壊の規模が大きい。このことは岩相が同じでも、圧密の進行程度によって坑壁破壊の大きさが左右されることを示す。泥岩においても、圧密が著しく進行すると坑壁破壊を起さない。岩

石の孔隙率の大小（圧密状態）は、岩石強度の大小に直接反映され、坑壁破壊の性状やその大きさを左右している。このように、堆積岩の物理的性質の多くは、圧密に強く規制され、孔隙率が大きい岩石ほどその岩石強度が弱く、ブレイクアウトが発生しやすい。また、埋没深度が著しく深く、圧密が十分に進行した砂岩や泥岩は、極めて大きな岩石強度をもつ。この大きな岩石強度のため、地殻応力が作用しても、坑壁破壊を起さない砂岩や泥岩が見られた。

基礎試錐「天北」，「馬追」，「夕張」で採取された岩石コアを用いた三軸圧縮試験結果（表2-11～表2-13）によると、基礎試錐「夕張」で採取された坑壁破壊が見られなかった硬質の砂岩、基礎試錐「天北」で採取された圧密が著しく進行した砂岩や硬質の泥岩などは、岩石の圧縮強度が極めて高い。これらの岩石からなる地層には、坑壁の破壊は見られない。初生孔隙が残存しているような凝灰岩では、岩石の圧縮強度が弱く、ブレイクアウトや両方向拡大型の坑壁破壊が見られた。基礎試錐「馬追」の基盤岩をなす斑れい岩、基礎試錐「石狩湾」の深部に発達する安山岩や玄武岩などの火山岩類には、坑壁破壊が見られない。これらの結果は、ブレイクアウトがある限られた範囲内の岩石強度をもつ地層で発生していることを反映する。坑壁周りにブレイクアウトが発生するか否かは、地殻の水平圧縮応力に対する岩石の圧縮強度の大きさに依存する。岩石の圧縮強度は岩相や圧密状態と密接に関係し、坑壁破壊の性状を左右する。このように、ブレイクアウトは地殻の応力場と岩石の物性の両面に左右され、これらの相互作用のある限られた応力状態の範囲内で発生する坑壁破壊であることが明らかになった。

#### 7.1.5 傾斜井におけるブレイクアウト法の適用条件

北海道各地の基礎試錐の坑芯傾斜を調査すると、多くの坑井では坑芯傾斜が $2\sim 5^\circ$ 程度であり、ほぼ垂直井に近い。ところが、基礎試錐「夕張」では地層が著しく堅固であり、地質構造が複雑なために、垂直井を掘進することが出来ず、複雑な坑跡を描く傾斜井に仕上がった。この傾斜井は、坑芯傾斜が最大で $25\sim 26^\circ$ にも達した。傾斜井では、坑芯傾斜とその応力場の性状が重なり合うため、坑壁周りに複雑な応力状態が生じる（Peska and Zoback, 1995）。主応力軸の一つが鉛直方向と仮定すると、掘進中に泥柱圧力による水圧破碎によって誘発された引張亀裂は、坑壁周りの地殻のSHmax方向に進展していく。ブレイクアウト法では地殻の主応力軸の一つが垂直、他の二つが水平に近いものと仮定して、地殻のSHmax方位を求める。傾斜井に見られるように坑芯傾斜が増大すると、坑芯と垂直主応力軸の方向に差がでる。このため、坑芯傾斜が大きい深度区間で、ブ

ブレイクアウト法によって地殻のSHmax方位を求めると、そのSHmax方位は真の方位を示さなくなる。ブレイクアウト法を傾斜井に適用するためには、坑芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位が、どの程度の変動を生じるのかを把握しておく必要がある。

第3章(3.6項)では、基礎試錐「夕張」の4-arm Caliper 検層およびFMI検層のデータを用いて、掘進中に発生したブレイクアウトと、水圧破碎された縦型の引張亀裂から個々に求めたSHmax方位が、坑芯傾斜の大きさに対して、どのような差がでるのかを調査した(表3-19)。この調査では、ブレイクアウトと縦型の引張亀裂が共に発達し、その深度区間が接近していて、坑芯傾斜が同じ程度の区間を選択し、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位と、縦型の引張亀裂から求めたSHmax方位を比較した。その結果、坑芯傾斜が同じ程度のブレイクアウトと、縦型の引張亀裂から求めたSHmax方位の差は、坑芯傾斜が2~8°でSHmax方位の差が3°、坑芯傾斜が9~10°でSHmax方位の差が7°、坑芯傾斜が11~13°でSHmax方位の差が10°、坑芯傾斜が15~18°でSHmax方位の差が11°程度であった(表3-20)。個々の縦型亀裂の深度方向への連続性は4~23m程度であり、その平均長は15mである。この水圧破碎された縦型の引張亀裂が、地殻のSHmax方位を指示しているものと仮定すれば、これらの結果から、坑芯傾斜が20°以内ならば、ブレイクアウトと縦型の引張亀裂から求めたSHmax方位の差は、10°程度であることが明らかになった。このことから、坑芯傾斜が20°以内の傾斜井ならば、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、比較的信頼性が高いデータと言える。このように、傾斜井でブレイクアウト法を適用するには、その坑芯傾斜が20°以内であれば、ほぼ正確なSHmax方位が求められることが解った。

## 7.2 ブレイクアウト法の地殻応力方位測定によって提示された新たな質のデータ

### 7.2.1 従来の地殻応力方位測定データの質とその問題点

#### 7.2.1.1 地震、測地、活構造による地殻応力方位測定データの質とその問題点

##### 地震のメカニズム解

浅発地震による震源分布や地震によって解放される歪の分布は、地殻変動を議論する上での基本

的なデータになる。震源を地下の断層運動と考えるときには、断層面の向きと滑りの方向を地震のメカニズム解から求める。このメカニズム解を用いると、地震波初動の極性と震源再決定で得られる方位角および入射角から、水平面内の地殻のSHmaxとSHminの方位が推定できる(森谷, 1999)。しかし、個々の地震のメカニズム解から解るのは、地震の発生によって解放される歪であり、現在の地殻の応力場の状態そのものを知ることはできない(池田, 1980)。地震のメカニズム解から地殻のSHmax方位を推定するためには、地震の規模、強度の異方性、滑り面の摩擦力などを定量する必要がある。この正確な定量は困難なため、地震のメカニズム解からSHmax方位を推定するには、少なくとも $\pm 20^\circ$ 程度の必然的な誤差が含まれてしまう(塚原・池田, 1991)。

#### 測地学的変動測定

測地学的変動は精密測量の繰り返しによって判明する地殻変動である。水準測量、三角測量などの繰り返し測量によって、地殻の上下変動、水平変動、傾斜変化、伸縮などの変動量が明らかになる。近年、GPSやVLBI(超長距離基線干渉計)などの技術の進歩によって、比較的短期間に微小な変動の測量も可能になった。地殻内部の歪みは、通常長い時間をかけて蓄積されていく。この地殻内部に蓄積される歪が、その限界値を超えると地震が発生する。北海道地方の歪速度の分布には、顕著な不均質構造が見られる(図6-3)。この歪速度に見られる不均質性は、地質構造や地殻の岩石物性の違いを反映している(鷺谷ほか, 1999)。北海道地方に地殻変動が生じる最大の原因は、プレートの沈み込みに起因する。この地殻内部に蓄積された歪の大部分は、プレート境界における大地震の発生と共に解消されてしまい、永久歪として残る部分は小さい(鷺谷ほか, 1999)。地殻内部の応力状態は、三角測量やGPSの連続観測網によって間接的に推定されるが、これらの測量では過去のある時点からの歪の変化量が解るだけで、現在の地殻歪の絶対量を知ることはできない(池田, 1980)。明治期からの三角測量で明らかにされた約100年間の蓄積歪の分布は、GPSのここ数年間における蓄積歪の分布とは、場所によって大きく異なる。その違いの最大の原因は、大地震に伴う歪の解放にある。地震時の応力解放に伴う歪は、地震前までの蓄積歪とは逆のセンスになる。測量点が震央に近く、歪が解放された区域内にあると、その影響を大きく受けて、逆のセンスの歪が付け加わってしまう(塚原, 1999)。このことから、定常的な地殻歪を求めるには、地震の影響を除去しなければならない(中根, 1973)。大地震による影響を取り除いた期間だけの三角測量とGPSの結果を比べると、ほぼ同じ歪パターンが見られる(塚原, 1999)。また、三角

測量から得られる歪主軸の方向には、約 $\pm 15^\circ$ ほどの誤差が含まれる（中根，1973）。

### 活構造調査

活構造は、第四紀の造構的応力場を反映して形成されたもので、その変形が現在も進行している地質構造である。活構造には、活断層、活褶曲、活傾動、活撓曲などがある。活断層は定性的には第四紀、または第四紀後期まで地殻変動を繰り返した断層であり、今後も活動する可能性がある断層とされる。地殻内部の応力場を過去に起きた地質現象から読み取る場合、能動的な応力測定法と違って、主応力値を求めることは一般に困難である。しかし、3つの主応力の大小関係や主応力の方位などは近似的に求めることができ、これらを使って応力場が解析される（笠原・杉村，1991）。活断層の形態、位置、走向、長さ、平均変位速度などが解ると、断層運動による短縮や伸張の地殻水平歪の方位と平均歪速度が求められる（活断層研究会，1991）。活断層、活褶曲などの活構造解析によっても、その現象を引き起こした地殻応力の方位が推定できるが、活構造から推定できる応力は第四紀以降の平均的地殻応力であり、現在の応力状態を必ずしも反映しない（塚原・池田，1991）。また、活構造による応力場の解析は、構造形成に関わる活動期間が長すぎることで、露頭観察から地殻内部の応力場を読み取る際の不確実さを残すこと、などの問題がある。

#### 7.2.1.2 GPS連続観測網による地殻圧縮歪方位測定データの質とその問題点

基礎試錐「豊頃」周辺地域（図5-13）の地殻には、太平洋プレートの斜め沈み込みに伴う千島外弧の西進運動によって、西南西方向の圧縮力が強く作用している。千島外弧の西進運動による西側への湾曲は、豊頃丘陵の中心部から日高山脈南部に集中しており、この地域では東から西への水平圧縮運動を基本としつつ、基盤岩ブロックのスラスト性の断層が発達している（岡，1986）。このような造構的応力場を反映して、ブレイクアウト法から求めた基礎試錐「豊頃」のSHmax方位は、ほぼ東-西の方向を示した（図5-15）。浅発地震は本試錐の周辺地域では見られないが、本試錐の南部に隣接する湧洞沼地区の深発地震のメカニズム解から推定されたSHmax方位は、東北東-西南西方向で、逆断層型の運動を示す（図6-6）。また、本試錐の西部には、十勝平野東縁を南北に走る長大で活動度の高い十勝平野東縁断層帯が発達する（図6-5）。この断層帯には、東側が隆起した顕著な活断層が多数認められる。これらの断層に沿って地形面が著しく撓曲し、各断層線が西に向かって凸に湾曲している。この現象は、本地域の第四紀の応力場が東西圧縮であること



を示している。近年、GPS連続観測網によって北海道地方で生じている地殻変動の様子が明らかにされた（鷺谷ほか，1999）。このGPSから推定された基礎試錐「豊頃」周辺地域の圧縮歪速度の主軸は、北西-南東の方向（図6-4）であり、この方向は十勝平野全域に広がる基本的な地殻変動の状況や、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位とは整合しない。ここでは、その理由を議論する。

本試錐は1983年に試掘され、GPSデータは1997～1998年の1年間に測定された。本試錐が試掘され、GPSの測定が開始されるまでの1983～1997年の14年間には、日高山脈中部地震（1987）、釧路沖地震（1993）などが、この海域周辺に発生している。GPSで測定される蓄積歪の大部分は、プレート境界で起こる巨大地震の発生によって解消されることが多い。このため、GPSから求めた圧縮歪軸の方位は、ブレイクアウト法から求めた地質時間と共に恒常的に蓄積されてきたSHmax方位とは、必ずしも整合しない。また、GPSの圧縮歪軸の方位は、本地域の基本的な地殻変動の状況とも一致しない。一方、大地震による歪みを取り除いた測地データから求めた圧縮歪方位（図6-7）と、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は良く整合する。このことは、本地域では地震による応力解放に伴って、地震前までの蓄積歪とは逆のセンスの歪が付け加わった可能性が高いことを示唆する。また、恒久的な地殻変動の解析には、大地震の影響を取り除いた測地データを用いるべきことを意味する。一方、西南日本の応力場は東西圧縮の場にあることが知られており、四国では応力場は東西圧縮、歪場は北西-南東圧縮で、両者は一致しない（図7-1）。この歪場に見られる北西-南東の圧縮は、南海トラフにおけるプレート運動に起因するが、この圧縮歪は地震の発生によって解消されてしまう。東西圧縮の応力場はプレート運動の相互作用のほかに、島弧の衝突という別の要因による変動が加わり、より広域の恒久的な変動を反映している（宮崎・日置，1999）。地殻の絶対応力としては、この恒久的な変動が卓越する。十勝平野周辺地域の地殻変動は四国地方と同様に、プレートの沈み込みと島弧の衝突によって特徴づけられる。プレートの沈み込みに伴って生じる歪は、周期100～200年のプレート境界における巨大地震によって、周期的に解放される。島弧の衝突は地殻の絶対応力場を支配しており、活断層、活褶曲などの様々な形で恒久的な歪を蓄積させていく。このため、北海道地方の海域で巨大地震が発生するようなプレート境界の周辺地域では、応力場と歪場から求めたそれぞれの圧縮軸の方位は一致しない。

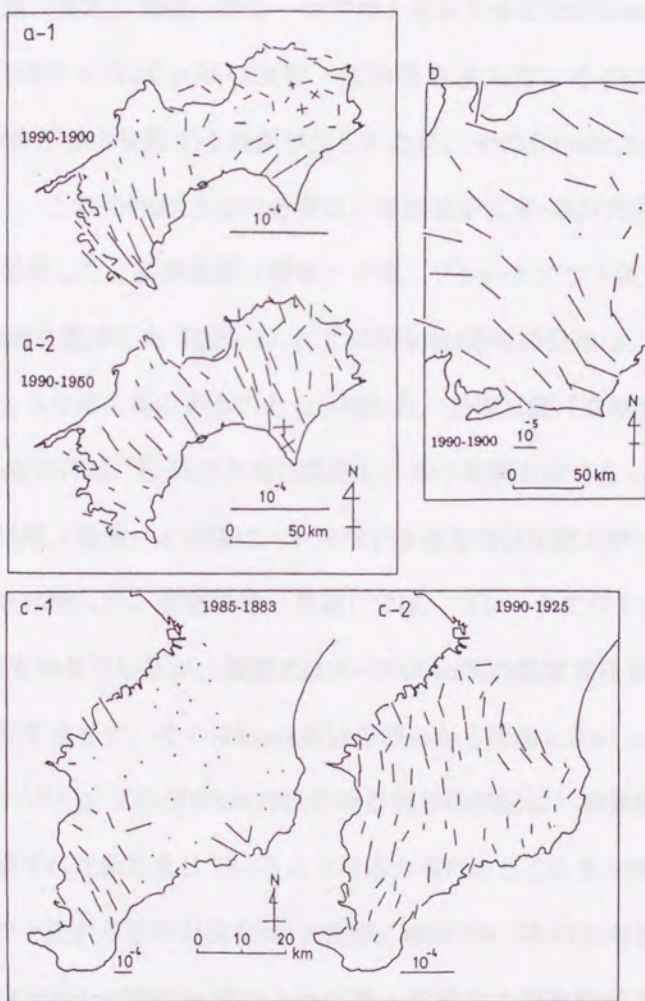


図3 明治の測量以降現在までに蓄積された歪と、大地震による地殻変動を取り除いたあとの蓄積歪。最大短縮歪の方向と大きさを線分で示す。左上の図(a)の1900とは1887～1901年に実施された明治三角測量をいい、1990とは1985～93に実施された測地一次網2回目の測量をいい、1950とは1949～52に実施された南海震災改測をいう。右上の図(b)の1990とは(a)と同じく一次網2回目の測量をいい、1900とは明治三角測量をいう。下の図(c)の1985とは一次網1回目の測量をいい、1883とは明治の三角測量をいい、1990とは1988～91に実施された一次網3回目の測量をいい、1925とは1925～26に実施された関東震災改測をいう。データの出典は国土地理院(1987, 92, 94, 96)による。

図7-1：明治期の測量以降，現在までに蓄積された歪と大地震による地殻変動を取り除いた後の蓄積歪（塚原，1999）

## 7.2.2 ブレークアウト法による地下深部までの地殻応力方位の連続測定

地殻に作用する応力状態を明らかにするためには、地殻の浅部から深部までの応力分布を連続して測定する必要がある。従来の地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査では、地殻内部の応力状態が間接的に推定されるに過ぎなかった。石油井の検層データを用いたブレークアウト法によれば、地下浅部から深部までの現在の応力状態が、連続して直接測定できる。また、その場で進行中の地殻応力の状態が正確に捉えられ、従来の地殻応力測定法に比べ、地殻応力に関する情報量を飛躍的に増大させる。

基礎試錐「天北」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、深度2680～2760m間および深度3340～3650m間の断層・破碎帯を挟んで、その上位および下位に位置する地層のSHmax方位が多少変動する現象が見られたが、そのSHmax方位はほぼNE-SWの方向に集中した(図5-3)。このSHmax方位の分布は、本地域が北東-南西方向の圧縮力をもつような応力場であることを示唆した。基礎試錐「留萌」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、一様にE-Wの方向に集中した(図5-5)。このSHmax方位の分布は、本地域が東西方向の圧縮力が強く作用するような応力場であることを示唆した。基礎試錐「石狩湾」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、E-Wの方向に集中し、余り変動を示さない(図5-8)。このSHmax方位の分布は基礎試錐「留萌」と同様に、本地域が東西方向の圧縮力が一様に強く作用するような応力場であることを示唆した。基礎試錐「馬追」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、ほぼNW-SEの方向を示したが、深度2310～2600m間の異常高圧層と深度4300～4610m間の断層および破碎帯を挟んで、そのSHmax方位を浅部から深部に向けて時計回りに回転させる現象が見られた(図5-10)。このSHmax方位の時計回りの回転は、本地域がほぼ北西-南東方向の圧縮力を持ち、右横ずれ運動を生じているような応力場であることを示唆した。基礎試錐「夕張」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、ほぼNW-SEの方向を示したが、深度2750～2960m間および深度3690～3980m間の2条の衝上断層および破碎帯を挟んで、上、中、下部の地層のSHmax方位が、連続的に時計回りに回転している現象が見られた(図5-12)。このSHmax方位の時計回りの回転は、基礎試錐「馬追」と同様に、本地域の基盤岩ブロックが右横ずれの回転運動を生じるような応力場であることを示唆した。基礎試錐「豊頃」では、ブレークアウト法から求めたSHmax方位は、本試錐の浅部から深部に向ってNE-SW, ENE-WSW, E-Wの方向へと時計回りの回転を示した(図5-15)。このSHmax方位の時計回りの回転は、本地域が右横ずれの回転運

動を生じるような応力場にあることを示唆した。基礎試錐「十勝沖」では、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、異常高圧層が認められた深度3590~3860m間を境に、その上位ではN-S方向、下位ではNE-SW方向へと変化した(図5-17)。このSHmax方位の分布は、本地域が南北方向の圧縮力を持ち、右横ずれ運動を生じるような応力場にあることを示唆した。また、基礎試錐「北見大和堆」では、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、ほぼN-Sの方向を示したが、深度3020~3240m間の異常高圧層内でそのSHmax方位が、反時計回りに回転した(図5-20)。このSHmax方位の分布は、本地域がほぼ南北方向の圧縮力を持ち、左横ずれ運動を生じるような応力場にあることを示唆した。

このように、ブレイクアウト法による地殻応力方位の測定は、従来の地震のメカニズム解、測地的変動測定、活構造調査などから求められる地殻応力方位の測定に比べ、地殻内部の応力状態を詳細に捉えることができる。また、坑井の浅部から深部まで、深度方向に連続してSHmax方位が測定できるため、坑井間隔が接近する地域の複数の坑井の検層データを利用すれば、地殻応力場の3次元的解析が可能になる。北海道各地の基礎試錐のブレイクアウト法から求めたSHmax方位は、地質構造などから推定されている現在の北海道地方のテクトニクスと良く整合した。このように、ブレイクアウト法による地殻のSHmax方位の測定は、現在の造構的応力場の解析に新しい質のデータを提示する。

### 7.2.3 ブレイクアウト法による断層周辺の応力場の解析

基礎試錐「夕張」では、深度2770~2890m間および深度3690~3820m間に衝上断層および破碎帯が認められた(添付資料5)。深度2770~2890m間の衝上断層の直上2680~2740m間にはブレイクアウトが発生しており、そのSHmax方位は $131^{\circ}$ (NW-SE)である(表3-19および図5-12)。この断層の直下2970~3090m間にもブレイクアウトが発生しており、そのSHmax方位は $157^{\circ}$ (NNW-SSE)である。したがって、この断層を挟んでブレイクアウトのSHmax方位が $26^{\circ}$ ほど時計回りに回転している。また、深度3690~3820m間の衝上断層の直上3565~3687m間には、掘進中に水圧破碎されたエシェロン状の亀裂が5箇所認められた(表3-21)。このSHmax方位はNW-SE~NNW-SSE方向を示した。その上位3493~3502m間には鮮明な縦型の引張亀裂が認められ、そのSHmax方位は $152^{\circ}$ (NNW-SSE)を示した。さらに、その上位3300~3450m間にはブレイクアウトが認められ、そのSHmax方位は $163^{\circ}$ (NNW-SSE)を示した。こ

の断層の下位4020~4180m間にはブレイクアウトが認められ、そのSHmax方位は6° (N-S) であった。さらに、断層の直下3820~3930m間には、ブレイクアウトと思われる坑壁破壊が認められ、この方位はほぼN-S方向を示す。したがって、これらの2条の衝上断層を挟んで、ブレイクアウト法から求めた地殻のSHmax方位が、NW-SE方向からNNW-SSE方向へ、さらにN-S方向へと時計回りに回転している現象が見られた。活断層を挟んでSHmax方位が回転する現象は、Shamir and Zoback (1992), Barton et al. (1997), Barton and Zoback (1998) も報告している。このことから、基礎試錐「夕張」で認められたこのSHmax方位の回転は、これらの衝上断層が現在も活動している活断層であることを示唆する。北海道各地の多くの基礎試錐で見られたように、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位を詳しく観察すると、その方位に局所的な変動が良く見られる。この変動は、深度方向に対してブレイクアウトのSHmax方位が急に、あるいは徐々に変化すること、ブレイクアウトの発達が急に終わっていることなどとして認識される。ブレイクアウトのこの変動は、基礎試錐が断層を横切るときに多く見られる。断層は地殻応力が増え続けている状況においても、長期間静止した状態を保ち、地殻応力が断層の摩擦強度の限界を越えたとき、急激に運動する。基礎試錐「夕張」のように、断層を挟んだ上下の地層にブレイクアウトのSHmax方位の変動が見られるのは、このような断層周辺の応力場の変化を反映しているものと思われる。このように、現在、滑りを伴いながら活動している断層の周辺では、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位に変動が見られる。このブレイクアウトのSHmax方位の変動の解析から、断層周辺の応力場の変化を捉えることができる。

基礎試錐「夕張」周辺地域は活構造運動が活発で、複雑な応力場にある。この活構造運動は、石狩炭田の基盤岩隆起ブロックの東方からの圧縮と、このブロックが右横ずれ運動を起し、南へ回転するような動きに起因するものと考えられている(岡, 1986)。本試錐で見られたように、この2条の衝上断層を挟んでのSHmax方位の回転は、本地域の地層が右横ずれ成分をもつ差別的な動きや回転運動を起していることを示唆する(岡, 1986)。これらの現象は、従来の地震のメカニズム解、測地的変動測定、活構造調査などの地殻応力方位測定法では捉えられていない。

本研究では、北海道各地で試掘された基礎試錐の各種試験分析データおよび検層データを用いて、北海道各地の基礎試錐に見られる様々な坑壁破壊の性状およびその成因について調査した。この調査結果から、日本の石油井へのブレイクアウト法の適用条件を提示し、ブレイクアウト法による地殻応力方位の測定法を確立した。また、このブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地殻応力方位を地下深部まで連続して測定し、地殻内部に作用する様々な応力状態を明らかにした。

本研究から以下の成果を得た。

1. 北海道各地の基礎試錐における坑壁破壊の認定法および坑壁破壊の性状とその成因

(1) 基礎試錐を含め石油井の坑壁の平面形状は、4-arm Caliper検層機の2組のアームで測定される坑径変化から認定できる。坑壁の平面形状の深度方向（鉛直方向）への連続性は、坑径を測定するアームに取付けられた方位計が測定する方位が、坑井の深度方向に対して一定の方向を示し、長く連続するか、あるいは、その方位が深度毎に変動し、連続性をもたないかによって認定できる。この坑壁形状の認定法を用いて、北海道各地の基礎試錐における坑壁形状を調査した。その結果、北海道各地の基礎試錐の坑壁には、円型、大円型、洋梨型、猫の目型、定方向拡大型および両方向拡大型の6種類の坑壁形状が認められた。

(2) この6種類の坑壁形状の成因について調査した。その結果、円坑を維持し、坑壁破壊を伴わない円型の坑壁は、圧密作用が著しく進行した硬質の泥岩や砂岩、基盤岩をなす斑れい岩や安山岩などの中で見られた。この円型の坑壁を維持する地層は、岩石強度が著しく強いため、地殻の圧縮応力が作用しても坑壁破壊を起こさないことが解った。大円型の坑壁は、第四系の未固結な砂岩や礫岩および浅部の軟弱な地層に見られた。この大円型の坑壁は、岩石強度が弱い地層において掘進中に発生する地層の崩壊に起因した。洋梨型の坑壁は、キーシート（Key seat）と呼ばれる掘削障害による破壊であった。猫の目型の坑壁は、坑井の拡掘に伴うキャリパー検層の坑径測定不良に起因した。定方向拡大型の坑壁は、圧密が比較的進行した泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩中に頻繁に見られた。この坑壁破壊の成因を明らかにするため、基礎試錐「夕張」のキャリパー検層で求めた楕円形の平面形状を示す定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向と、FMI検層で求めた縦型の引張亀裂が発達する方向を調査した。その結果、キャリパー検層で求めた定方向拡大型坑壁

破壊の短軸方向と、FMI検層で観察された縦型の引張亀裂が発達する方向が一致した。FMI検層で観察される縦型の引張亀裂は、地殻のSHmax方向に向って進展していくことが明らかにされている。このことは、キャリパー検層で求めた定方向拡大型坑壁破壊の短軸方向も、地殻のSHmax方位を指示していることを示唆した。このことから、北海道各地の基礎試錐で頻繁に見られる定方向拡大型の坑壁破壊は、地殻の圧縮応力に起因して発生する坑壁破壊のブレイクアウトであり、この楕円形の坑壁破壊の短軸方向は、地殻のSHmax方位を示していることが明らかになった。この定方向拡大型の坑壁破壊をブレイクアウトと呼ぶ。両方向拡大型の坑壁破壊は、試錐が断層や破碎帯、また、異常高圧層を通過したときに発生するものと、定方向拡大型の坑壁破壊と同様に、地殻の水平圧縮応力に起因して発生するものがあることが解った。これらの様々な坑壁破壊の性状は、各基礎試錐周辺地域における地殻の圧縮応力の大きさや岩石の物性に強く依存した。

(3) 石油井においてブレイクアウトを認定するには、坑井の坑芯が垂直であること、坑壁の平面形状が規則的な楕円形を示すこと、この楕円形の坑壁が一定の方向を示して深度方向に長く連続すること、坑壁破壊の発達方向が天然の割れ目や水圧破碎された引張亀裂の発達方向と接合したり、交差しないこと、坑壁が破壊される方向が坑芯に沿って左右対称であること、などの条件を必要とした。

(4) 定方向拡大型の坑壁破壊がブレイクアウトであると認定できた基礎試錐「夕張」において、このブレイクアウトの性状を調査した。その結果、本試錐で認められたブレイクアウトは、凝灰質砂岩、凝灰質シルト岩、塊状シルト質泥岩などの中で発達していた。この楕円形の平面形状をもつブレイクアウトの長軸短軸比は、ほぼ1.21~1.90であり、深度方向に約60~280mに亘って連続していた。また、前述のブレイクアウトの認定基準に従って、北海道各地の基礎試錐で発達するブレイクアウトの性状について調査した。その結果、北海道各地に発達するブレイクアウトは、泥岩、シルト岩、砂岩、凝灰岩などの堆積岩中に頻繁に認められ、このブレイクアウトは基礎試錐全体の坑壁破壊の45%を占めることが解った。北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの坑壁破壊の大きさを、楕円の長軸短軸比の平均値と比較すると、基礎試錐「豊頃」が最大で約2.0、基礎試錐「留萌」が最小で約1.5であった。また、ブレイクアウトの長軸短軸比は、深度の増加に伴って減少した。この長軸短軸比は、基礎試錐周辺地域の水平圧縮応力の大きさと、その地域における岩石物性を反映している。

(5) 北海道各地の基礎試錐で見られたブレイクアウトの岩相毎の性状について調査した。その結

果、泥層におけるブレイクアウトの長軸短軸比は約1.20~2.52（平均値は1.60）であり、深度方向へ約50~370m（平均値は140m）に亘って連続した。シルト層での長軸短軸比は約1.31~2.45（平均値は1.68）であり、深度方向へ約50~360m（平均値は118m）に亘って連続した。砂層での長軸短軸比は約1.21~2.41（平均値は1.79）であり、深度方向へ約50~310m（平均値は155m）に亘って連続した。また、凝灰層での長軸短軸比は約1.25~2.16（平均値は1.59）であり、深度方向へ約90~420m（平均値は223m）に亘って連続した。このように、北海道各地の基礎試錐で認められたブレイクアウトは、楕円形の坑壁破壊の長軸短軸比が約1.2~2.5の範囲内にあり、ブレイクアウトの深度方向への連続性は約50~420mであることが解った。このブレイクアウトの長軸短軸比および深度方向への連続性は、北海道地方でブレイクアウトを認定する基準となった。

(6) 北海道各地の基礎試錐毎に、岩石コアで測定された孔隙率とこの岩石コアが採取された深度に発達するブレイクアウトの性状について調査した。その結果、圧密が進行して孔隙率が減少した地層では、ブレイクアウトの長軸短軸比が小さく、坑壁破壊の規模も小さいことが解った。このことから、岩石の孔隙率の大小（圧密状態）は、岩石強度に反映され、その岩石強度がブレイクアウトの形状や大きさを左右する大きな要因であることが明らかになった。北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトが発達している砂岩の大気圧下での孔隙率は、約6.5~30.0%（平均値は約13%）であり、広い孔隙率の範囲に亘ってブレイクアウトが分布した。この孔隙率の範囲における砂岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90~30MPa（平均値は約40MPa）であった。ブレイクアウトが発達する泥岩の孔隙率は約9.5~16.0%（平均値は12.5%）であった。この孔隙率の範囲における泥岩の圧縮強度（大気圧下）は、約90~70MPa（平均値は約80MPa）の値を示した。孔隙率が40~50%の未固結の砂層では、大気圧下での圧縮強度が約10~4MPaであった。このような砂層では坑壁周りに崩落が発生している。

(7) ブレイクアウトが発達する深度区間において、岩石コアを用いた圧縮強度試験から得られた破壊様式と変形挙動の観察結果によれば、ブレイクアウトは脆性的な変形挙動に起因する破壊であることが示唆された。また、圧縮強度試験の結果から、岩石の圧縮強度と坑壁破壊の性状の関係が明らかになった。坑壁破壊が見られない圧密が著しく進行した砂岩や泥岩は、岩石の圧縮強度が極めて強いため、坑壁周りに破壊が発達しない。一方、初生孔隙を残存する岩石は圧縮強度が弱く、両方向拡大型のような坑壁破壊が発生する。ブレイクアウトはこれらの岩石強度の中間域に分布し、岩石の圧縮強度を左右する孔隙率のある限られた範囲内で発生していることが明らかになった。



(8) 岩石の孔隙率が2~3%程度の極めて圧密が発達した地層では、砂岩の圧縮強度が泥岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では坑壁破壊が見られない地層やブレイクアウトが発達する地層が認められた。ブレイクアウトが発達する砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約130~180MPaであり、泥岩の圧縮強度は約130~160MPaであった。孔隙率が3~20%程度になると、泥岩の圧縮強度が砂岩の圧縮強度に勝り、この孔隙率の範囲内では、ブレイクアウトや両方向拡大型の坑壁破壊が発達した。このような坑壁破壊が発達する砂岩の大気圧下での圧縮強度は、約30~100MPaであり、泥岩の圧縮強度は約60~100MPaであった。

## 2. 日本の石油井におけるブレイクアウト法の適用条件

### (1) ブレイクアウトの発達深度

北海道各地の基礎試錐でブレイクアウトが発達する深度区間は、各試錐毎に変化するが、ほぼ深度1000~5000m程度の区間に分布した。通常、浅部の地層は圧密が進行していないため、未固結で岩石強度が弱い。このため、坑壁周り全体が崩壊するような大円型や両方向拡大型の坑壁破壊が発達する。深部の地層は圧密が著しく進行しているため、硬質で岩石強度が強い。このため、ブレイクアウトが発達しにくい。このように、ブレイクアウトの発達は、圧密の進行に伴う岩石強度の大きさに強く依存する深度分布を示した。このことから、北海道地方でブレイクアウト法が適用できる深度範囲は、ほぼ深度1000~5000m程度に当たる。

### (2) 地層温度

日本の油田地域において石油井の大深度掘削で問題になるのは、地層温度が極めて高いことである。北海道は地温勾配が2.2~3.7℃/100mを示し、坑底が5000m程度になるとその坑底温度は最高185℃にも達する。このような高温環境下では、検層機の耐熱性や遮水性に問題が起こる。現在のところ、検層機の使用限界温度は約180℃である。また、深度が深くなり地温が増加すると、泥水がゲル化し、軟弱な地層では逸泥が発生しやすくなる。埋没深度が増加して地温が上昇すると、岩石の強度が減少する。北海道各地の基礎試錐では、深度5000mを超えると地温が110~185℃以上に達する。このため、岩石強度が低下し、坑壁破壊が発生しやすくなる。このように、掘削深度の増加に伴い地温が上昇すると、検層機の耐熱や遮水の問題が生じると共に、岩石強度の低下に起因する坑壁破壊が発生するため、地下深部の高温環境においてはブレイクアウト法の適用が困難になる。

### (3) 断層・破碎帯

北海道各地の基礎試錐周辺地域は、造構運動が活発で、多くの断層・破碎帯および活構造が発達する。断層や破碎帯が試錐を通過すると、坑壁に大規模な両方向拡大型や大円型の坑壁破壊が発達する。この坑壁破壊は坑壁周り全体に及び、深度方向にも長く連続する。このため、断層や破碎帯が発達する深度区間ではブレイクアウト法の適用が困難になる。

#### (4) 地層傾斜

石油井は堆積盆の背斜構造に向けて掘削されることが多い。背斜構造の翼部では地層の傾斜が増大する。北海道各地の基礎試錐から得られた地層傾斜のデータを用いて、地層傾斜の大きさとブレイクアウトの発生状況について調査した。その結果、北海道各地の基礎試錐では、地層傾斜が1~10°程度の低角から60~75°にも及ぶ高角まで、ブレイクアウトが連続して発生していることが解った。坑井が地層傾斜の大きい深度区間に掘削されると、層理面を境に地層内部が崩壊しつつ滑動する現象が認められるが、北海道各地の基礎試錐においては、地層傾斜の大小とブレイクアウトの発生状況には関連性は見られない。このことから、北海道地方では地層傾斜の大きな構造においても、ブレイクアウト法が適用できることが解った。

#### (5) 異常高圧層

通常、堆積岩では上載荷重の増加に伴い間隙水が外部に排出され、圧密が進行していく。この間隙水の排出が妨げられると圧密の進行が止まる。このとき、その後の堆積作用によって上載荷重が増加すれば、堆積岩中の間隙水圧も増大していき、間隙水圧の排出が妨げられた地層には異常高圧層が形成される。この異常高圧層は泥層でしばしば見られる。掘進中に異常高圧層が検知された基礎試錐「馬追」および「北見大和堆」について、異常高圧層内での坑壁破壊の性状について調査した。その結果、異常高圧層に伴う坑壁破壊には、規則的な楕円形を示すブレイクアウトと坑壁周り全体を破壊する両方向拡大型の破壊が認められた。坑壁周りの圧縮応力は地層圧力が増加するに連れて減少するため、地層圧力が著しく増大するとブレイクアウトの発生が抑制されることがある。一方、異常高圧層では圧密の進行が遅れるため、岩石強度が著しく低下する。このため、異常高圧層に坑井が掘削されると、坑壁周り全体が破壊されるような両方向拡大型の坑壁破壊が発生しやすい。北海道各地の基礎試錐において、異常高圧層内でもブレイクアウトが発生するのは、この異常高圧層がもつ間隙水圧の大きさに比べ、極めて大きな地殻の圧縮応力が作用していることを示唆する。この結果から、北海道地方では異常高圧層内であっても、ブレイクアウト法が適用できることが解った。

## (6) 逸泥層

石油井の掘進中に、掘削泥水が地層中の割れ目や浸透性の高い地層に流出する現象を逸泥という。逸泥の原因には、地層固有の性質によるものと掘削障害によるものがある。孔隙率が高く浸透性が良い地層や割れ目が発達する地層では、泥柱圧力が地層圧力より大きくなると逸泥が発生する。また、泥柱圧力が坑壁周りの $SH_{min}$ と岩石の引張強度の和を上回ると、坑壁に引張破壊が生じて逸泥する。掘進中の泥水比重の調整が不適當で、泥柱圧力が地層圧力を大きく上回った場合には、坑内の地質に関わりなく逸泥が発生する。掘進中に逸泥が検知された基礎試錐「夕張」および「天北」について、逸泥層内での坑壁破壊の性状について調査した。その結果、逸泥は砂層、シルト層、泥層、凝灰層などで多く発生し、逸泥が発生した坑壁にはボンボリ状の特色ある形状を示す小規模な定方向拡大型の坑壁破壊と、エシェロン状やかぎ裂き状の引張亀裂が発達していることが解った。逸泥が発達する砂岩やシルト岩の引張強度は10~15MPa程度であり、泥岩や凝灰岩の引張強度は1.5~3MPa程度であって、その引張強度は極めて弱い。このため、これらの地層では泥柱圧力が増大すると、坑壁に引張破壊が生じて逸泥が容易く起こる。逸泥によるボンボリ状の小規模な定方向拡大型の坑壁破壊は、掘進中の過剰な泥柱圧力による水圧破碎によって生じたもので、地殻応力に起因する定方向拡大型の坑壁破壊とはその成因が異なる。逸泥による引張破壊に起因する定方向拡大型の坑壁破壊とブレイクアウトを区別するためには、キャリパー検層で測定されるボンボリ状の特色ある坑壁破壊を検知すること、掘進中の逸泥の状況を泥水検層や掘進記録によって確認すること、FMI検層のイメージ画像を用いて坑壁周りの引張亀裂の性状を把握すること、などが必要になる。石油井でブレイクアウト法を適用するには、この逸泥による坑壁破壊を注視しなければならない。

## (7) 傾斜井

傾斜井とは故意に掘進方向を曲げ、掘進の傾斜と方位を制御しながら任意の位置に向けて掘削された坑井を言う。一般の石油井では傾斜井も多い。地表付近で広域に長期間に亘って存在し得る応力場は、主応力の1つが垂直、他の2つが水平に近いものだと考えられる。ブレイクアウト法では地殻の主応力の1つが垂直、他の2つが水平に近いものと仮定して、地殻の $SH_{max}$ 方位を求める。傾斜井に見られるように、坑芯の傾斜が増大すると、坑芯と垂直主応力軸の方向に差がでる。このため、坑芯傾斜が大きい深度区間では、ブレイクアウト法によって地殻の $SH_{max}$ 方位を求めると、その $SH_{max}$ 方位は真の方位を示さなくなる。ブレイクアウト法を傾斜井に適用するためには、坑

芯傾斜の大きさに対して、ブレイクアウト法から求めたSHmax方位が、どの程度の変動を生じるかを把握しておかなければならない。基礎試錐「夕張」において、4-arm Caliper検層およびFMI検層のデータを用いて、掘進中に発生したブレイクアウトおよび水圧破砕された縦型の引張亀裂から個々に求めたSHmax方位が、坑芯傾斜の大きさに対してどのように変動するのかを調査した。その結果、同じ程度の坑芯傾斜で掘削された地層で発生したブレイクアウトから求めたSHmax方位と、縦型の引張亀裂から求めたSHmax方位の差は、坑芯傾斜が2~8°でその差が3°、坑芯傾斜が9~10°でその差が7°、坑芯傾斜が11~13°でその差が10°、さらに、坑芯傾斜が15~18°でその差が11°であった。坑芯傾斜が小さいうちは、縦型の引張亀裂が地殻のSHmax方向に進展していくものと仮定すれば、傾斜井におけるブレイクアウト法の適用において、その坑芯傾斜が20°以内であれば、ブレイクアウト法から比較的信頼性の高いSHmax方位が求められることが解った。

### 3. ブレイクアウト法を用いた地殻応力方位の測定

(1) ブレイクアウト法を用いて、北海道各地で試掘された基礎試錐の地下深部までの地殻応力方位を測定した。その結果、ブレイクアウト法から求めた地殻のSHmax方位は、北海道西部の日本海沿岸に試掘された基礎試錐「天北」では、ほぼNE-SWの方向、基礎試錐「留萌」および基礎試錐「石狩湾」ではE-Wの方向を示した。北海道中央部に試掘された基礎試錐「馬追」および基礎試錐「夕張」では、ほぼNW-SEの方向を示した。また、北海道東部に試掘された基礎試錐「豊頃」ではE-Wの方向、基礎試錐「十勝沖」および基礎試錐「北見大和堆」では、ほぼN-Sの方向を示した。これらのSHmax方位の分布は、それぞれの地域の地質構造、地震のメカニズム解、測地学的変動測定、活構造調査などから求められている現在の地殻のSHmax方位と良く整合した。

(2) 試錐が断層や異常高圧層を横切ると、その断層や異常高圧層を挟んで上下の地層のSHmax方位に変動や回転が見られた。このSHmax方位の変動や回転は、地質構造から推定されている地殻深部の基盤岩ブロックの横ずれ運動や回転運動と良く整合した。

## 謝辞

本論文をまとめるに当り、北海道地方における国内石油・天然ガス基礎調査資料の使用および公表を許可して頂いた石油公団に対し、厚くお礼申し上げます。

本論文は、千葉大学理学部地球科学科教授・伊藤谷生博士のご指導を受け、まとめられたものです。伊藤先生には本研究の全般にわたり、始終、懇切丁寧なご指導とご助言を賜りました。伊藤先生には、本研究のご指導ばかりでなく、本研究を通じて、学問の意義、学問に対する姿勢など、真摯なご助言とご議論を頂きました。また、北海道大夕張地域および房総半島での地質調査にご同行頂き、露頭における地質構造の見方や考え方について、懇切丁寧なご指導を頂きました。先生から受けた諸々のご指導は、筆者の今後の研究活動において、大変有益なものとなりました。ここに、記して深く感謝申し上げます。

本論文をまとめるに当り、貴重なご指導とご助言を賜りました、科学技術庁防災科学研究所地圏地球科学技術研究部地殻力学研究室室長・池田隆司博士、千葉大学理学部地球科学科助教授・金川久一博士、同教授・廣井美邦博士、同教授・伊勢崎修弘博士、同助教授・佐藤利典博士並びに千葉大学工学部都市計画基盤科学科教授・中井正一博士の諸先生に対し、深く感謝申し上げます。池田室長には、ブレイクアウト法による地殻応力の解析を始め、本研究の全般にわたり、懇切丁寧なご指導とご助言を頂きました。金川先生には講座ゼミにおいて、本研究の全般にわたり、貴重なご議論とご指導を頂きました。廣井先生、伊勢崎先生、佐藤先生、中井先生には、本研究を遂行するに当り、貴重なご助言とご指導を頂きました。

(株)サンソフトサイエンス札幌支店長・奥池司郎氏には、北海道大夕張地域の地質調査にご同行頂き、露頭における地質構造の解析について、懇切丁寧なご指導を頂きました。山口大学工学部建設工学科教授・水田義明博士には、ブレイクアウト法による地殻応力方位の解析について、貴重なご指導を頂きました。建設省国土地理院地理地殻活動研究センター地殻変動研究室室長・鷲谷威博士には、北海道地方の地殻変動データを提供して頂きました。石油資源開発(株)探鉱本部・国安稔博士には、ブレイクアウトの発生と岩石強度の関係について、貴重なご議論を頂きました。同社技術研究所探鉱研究室・辻隆司博士には、房総半島の地質調査にご同行頂き、露頭における地質構造の観察について、貴重なご助言を頂きました。スタンフォード大学地球物理学科教授・Mark D. Zoback博士には、検層データを用いた地殻応力の解析法について、貴重なご教授を頂き

ました。

千葉大学大学院自然科学研究科の大学院生，並びに千葉大学理学部地球科学科の学生の皆様には，本研究の遂行に当り，常日頃から様々なご便宜を計って頂きました。

以上の方々に，ここに記して，心より深く感謝申し上げます。

最後に，本研究を遂行するに当り，長年，励ましと支援を与えてくれた，妻，満智子に感謝します。

参考文献

- Babcock, E. A. (1978) Measurement of subsurface fractures from dipmeter log. AAPG Bulletin, 62, 1111-1126.
- Barton, C. A., Moos, D., Peska, P. and Zoback, M. D. (1997) Utilizing wellbore image data to determine the complete stress tensor - Application to permeability anisotropy and wellbore stability. The Log Analyst, 38, 21-33.
- Barton, C. A. and Zoback, M. D. (1998) Earth stress, rock fracture and wellbore failure -Wellbore imaging technologies applied to reservoir geomechanics and environmental engineering-. Proceedings of the 4th SEGJ International Symposium, 49-56.
- Bell, J. S. (1990) Investigating stress regimes in sedimentary basins using information from oil industry wireline logs and drilling record. Geological Society Special Publication, 48, 305-325.
- Bell, J. S. and Gough, D. I. (1979) Northeast-southwest compressive stress in Alberta - Evidence from oil wells. Earth and Planetary Science Letters, 45, 475-482.
- Bell, J. S. and Gough, D. I. (1983) Hydraulic fracturing and stress measurements. National Academy Press, p. 201-209.
- Brudy, M. and Zoback, M. D. (1993) Compressive and tensile failure of borehole arbitrarily-inclined to principle stress axis. Application to the KTB boreholes, Germany, 34th U.S. Rock Mech. Symposium, Abstr. 30 (7) , 1035-1038.
- Cox, J. W. (1970) The High Resolution Dipmeter reveals dip-related borehole and formation characteristics. paper D, in 11th Annual Logging Symposium Transactions, Society of Professional Well Log Analysts, 26p.
- Cox, J. W. (1983) Long-axis orientation in elongated borehole. paper J, in 24th Annual Logging Symposium Transactions, Society of Professional Well Log Analysts, 17p.
- Dart, R. D. and Zoback, M.L. (1989) Wellbore breakout stress analysis within the central

- and eastern continental United States. *The Log Analyst*, 30, 12-24.
- Gough, D. I. and Bell, J. S. (1981) Stress orientations from oil well fractures in Alberta and Texas. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 638-645.
- Gough, D. I. and Bell, J. S. (1982) Stress orientations from borehole fractures with examples from Colorado, east Texas, and northern Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 1358-1370.
- Gouch, D. I., Fordjor, C. K. and Bell, J. S. (1983) A stress province boundary and traction on the North American plate. *Nature*, 305, 619-621.
- Hickman, S. H., Healy, J. H. and Zoback, M. D. (1985) In situ stress, natural fracture distribution and borehole elongation in the Auburn geothermal well, Auburn, New York. *Journal of Geophysical Research*, 90, 5497-5512.
- 星野一男 (1978) ダイアジェネシス. 地質学論集15号, p15-34.
- 星野一男・井波和夫 (1977) 物性変化から見た圧密の進行について. 石油技術協会誌, 42, 90-99.
- Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S. and Mitsui, S. (1972) Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressure. *Geol. Surv. of Japan, Report*, 244, 1-206.
- Hubbert, M. K. and Willis, D. G. (1957) Mechanics of hydraulic fracturing. *Trans. Am. Inst. Min. Engrs.*, 210, 153-163.
- 池田隆司 (1980) 地殻応力測定のための水圧破碎とその応用. 月刊地球, 2, 648-655.
- 池田隆司・飯尾能久・小林健太郎 (1998) 活断層の応力測定について. 月刊地球, 号外, 21, 91-96.
- 猪木幸男・佐藤博之・秦光男・松井愈編 (1990) 日本地質図大系北海道地方. 朝倉書店, 136pp.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) 構造地質学. 朝倉書店, 298pp.
- 笠原慶一・杉村新編 (1991) 変動する地球 - 現在および第四紀 -. 地球科学選書, 岩波書店, 274pp.
- 加藤誠・勝井義雄・北川芳男・松井愈編 (1990) 日本の地質 1 北海道地方. 共立出版株式会社

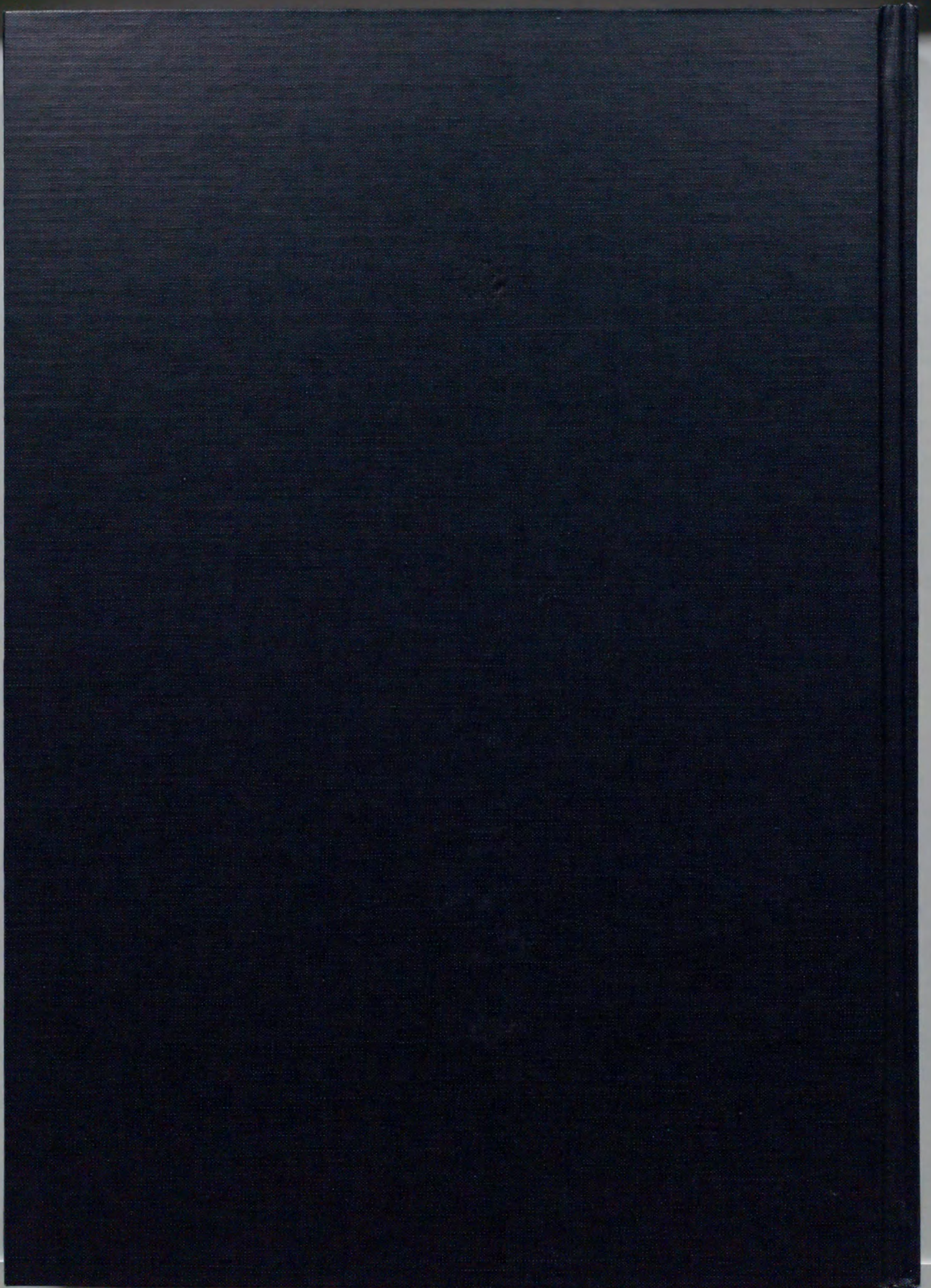


- 社, 337pp.
- 活断層研究会編 (1980) 日本の活断層 - 分布図と資料 -. 東京大学出版会, 363pp.
- 活断層研究会編 (1991) 新編・日本の活断層 - 分布図と資料 -. 東京大学出版会, 438pp.
- 木村 学 (1980) 節理系の解析と褶曲の形成機構 - 北海道東部二又地域を例として -. 地質学雑誌, 86, 105-118.
- 木村 学 (1982) 島弧会合部のテクトニクス - 北海道の場合 -. 構造地質研究会誌, 28, 5-22.
- Mastin, L. G. (1988) The effects of borehole deviation on breakout orientation. *Journal of Geophysical research*, 93, 9187-9195.
- 増田英夫・田中荘一訳 (1992) 岩の力学的性質 I, II. 古今書院, 706pp.
- 松田時彦 (1997) 活断層. 岩波書店, 242pp.
- 宮崎真一・日置幸介 (1999) 西南日本の地殻変動 - プレーートの沈み込みと島弧の衝突 -. 月刊地球, 21, 674-679.
- Moos, D. and Zoback, M. D. (1990) Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stress - Application to continental, Deep Sea Drilling Project, and Ocean Drilling Program boreholes. *Journal of Geophysical research*, 95, no.B6, 9305-9325.
- 森谷武雄 (1986) 浅い地震活動と起震歪力から見た北海道のテクトニクス. 地団研専報, 31, 475-485.
- 森谷武男 (1999) 北海道とその周辺における地震のメカニズム解から推定される地殻内部応力場. 月刊地球, 21, 557-564.
- Mount, V. S. and Suppe, J. (1987) State of stress near the San Andreas fault - implication for wrench tectonics. *Geology*, 15, 1143-1146.
- 中村一明 (1984) 日本海・フォッサマグナ・プレート収束境界説考. 月刊地球, 6, 25-28.
- 中根勝見 (1973) 日本における定常的な水平地殻歪 (I), (II). 測地学会誌, 19, 190-208.
- 日本列島の地質編集委員会編 (1996) コンピュータグラフィックス日本列島の地質. 理科年表読本, 丸善株式会社, 193pp.
- 岡 孝雄 (1986) 北海道の後期新生代堆積盆の分布とその形成に関するテクトニクス. 地団研専報, 31, 295-320.

- 岡 孝雄 (1999) 北海道付近のネオテクトニクス像 - 特にネオテクトニクスの地域区分と特徴 - .  
月刊地球, 21, 549-556.
- Paillet, F. L. and Kim, K. (1990) The character and distribution of borehole breakouts and their relationship to in situ stresses in deep Columbia River basalts. Borehole imaging reprint volume, Society of Professional Well Log Analysts, 387-398.
- Peska, P. and Zoback, N. D. (1995) Compressive and tensile failure of inclined wellbores and determination of in-situ stress and rock strength. Journal of Geophysical research, 100, B7, 12791-12811.
- Plumb, R. A. and Cox, J. W. (1987) Stress directions in eastern North America determined to 4.5km from borehole elongation measurements. Journal of Geophysical research, 92, no.B6, 4805-4816.
- Plumb, R. A. and Hickman, S. H. (1985) Stress-induced borehole elongation - A comparison between the four-arm dipmeter and the borehole televiewer in the Auburn geothermal well. Journal of Geophysical research, 90, no.B7, 5513-5521.
- 鷲谷 威・宮崎真一・多田 堯 (1999) GPSで見た日本列島の変形. 月刊地球, 21, 236-243.
- 石油技術協会編 (1993) 最近の我が国の石油開発. 石油技術協会, 442pp.
- 石油公団 (1983a) 昭和57年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「豊頃」調査報告書.
- 石油公団 (1983b) 昭和58年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「十勝沖」調査報告書.
- 石油公団 (1986) 昭和60年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「留萌」調査報告書.
- 石油公団 (1987) 昭和61年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「北見大和堆」調査報告書.
- 石油公団 (1995a) 平成5年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「天北」調査報告書.
- 石油公団 (1995b) 平成6年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「石狩湾」調査報告書.
- 石油公団 (1998) 平成8年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「馬追」調査報告書.
- 石油公団 (1999) 平成9年度国内石油・天然ガス基礎調査, 基礎試錐「夕張」調査報告書.
- Shamir, G. and Zoback, M. D. (1992) Stress orientation profile to 3.5 km depth near the San Andreas fault at Cajon Pass, California. Journal of Geophysical research, 97, 5059-5080.
- Shamir, G., Zoback, M. D. and Barton, C. A. (1988) In situ stress orientation near the San

- Andreas fault - Preliminary results to 2.1 km depth from the Cajon Pass scientific drillhole. *Geophysical research Letters*, 15, 989-992.
- Suter, M. (1987) Orientational data on the state of stress in northeastern Mexico as inferred from stress-induced borehole elongation. *Journal of Geophysical research*, 92, no.B3, 2617-2626.
- 鈴木貞臣・本谷義信・海野徳仁・長谷川 昭・亀谷 悟・田中和夫 (1983) 千島弧・東北日本弧会合部付近の浅発地震活動と重ね合せ発震機構 - 広域の験震データの併合処理 -. *地震II*, 36, 407-421.
- 高波鐵夫・一柳昌義・長 郁夫・中西一郎 (1996) 1995年5月23日北海道空知中部の地震 (M=5.7) のメカニズム解とそれに関連した北海道北西部のテクトニクス. *地震II*, 49, 347-360.
- 玉木賢索 (1984) 日本海東縁部の活構造とテクトニクス. *月刊地球*, 6, 38-48.
- 塚原弘昭 (1990) 深層ボーリングによる地殻応力測定 - 測定限界深度について -. *月刊地球*, 12, 624-628.
- 塚原弘昭 (1999) 日本列島の現在の地殻応力場. *月刊地球*, 21, 660-666.
- 塚原弘昭・池田隆司 (1991) 本州中央部の地殻応力方位分布 - 応力区とその成因 -. *地質学雑誌*, 97, 461-474.
- 海野徳仁・長谷川 昭・高木章雄・鈴木貞臣・本谷義信・亀谷 悟・田中和夫・澤田義博 (1984) 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構 - 広域の験震データの併合処理 -. *地震II*, 37, 523-538.
- Vernik, L. and Zoback, M. D (1992) Estimation of maximum principal stress magnitude from stress-induced well bore breakouts in the Cajon Pass scientific research borehole. *Journal of Geophysical research*, 97, no.B4, 5109-5119.
- 山口梅太郎・西松裕一 (1975) 岩石力学入門. 東京大学出版会, 256pp.
- Zoback, M. D. and Healy, J. H. (1992) In situ stress measurements to 3.5 km depth in the Cajon Pass scientific research borehole - implications for the mechanics of crustal faulting. *Journal of Geophysical research*, 97, no.B4, 5039-5057.
- Zoback, M. D., Moss, D., Mastin, R. L. and Anderson, R. M. (1985) Well bore breakouts and

- in situ stress. *Journal of Geophysical research*, 90, no. B7, 5523-5530.
- Zoback, M. L. and Zoback, M. D. (1980) State of stress in the Conterminous United States. *Journal of Geophysical research*, 85, no. B11, 6113-6156.
- Zoback, M. D. and Zoback, M. L. (1981) State of stress and intraplate earthquakes in the United States. *Science*, 213, 96-104.
- Zoback, M. L., Zoback, M. D., Adams, J., et al. (1989) Global patterns of tectonic stress. *Nature*, 341, 291-298.
- Zoback, M. D., Zoback, M. L. and Mount, V. S. (1987) New evidence on the state of stress of the San Andreas fault system. *Science*, 238, 1105-1111.

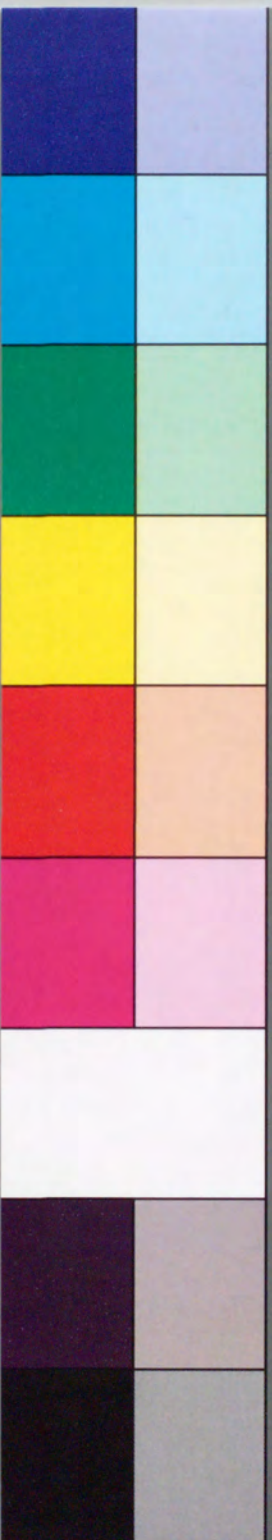


Inches 1 2 3 4 5 6 7 8  
cm 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19

# Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak

Blue Cyan Green Yellow Red Magenta White 3/Color Black



# Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 M 8 9 10 11 12 13 14 15 B 17 18 19

