

前進的モデルを用いた  
不均質性堆積岩評価手法の研究  
概要版

(核燃料サイクル開発機構 業務委託報告書)

2004年2月

株式会社地球科学総合研究所

本資料の全部または一部を複写・複製・転載する場合は、下記にお問い合わせください。

〒319 1184 茨城県那珂郡東海村村松 4 番地 49  
核燃料サイクル開発機構  
技術展開部 技術協力課  
電話：029 282 1122 (代表)  
ファックス：029 282 7980  
電子メール：iserv@jnc.go.jp

**Inquiries about copyright and reproduction should be addressed to:**

**Technical Cooperation Section,  
Technology Management Division,  
Japan Nuclear Cycle Development Institute  
4-49 Muramatsu, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki 319-1184,  
Japan**

©核燃料サイクル開発機構  
(Japan Nuclear Cycle Development Institute)  
2004

# 前進的モデルを用いた不均質性堆積岩評価手法の研究 概要版

(核燃料サイクル開発機構 業務委託報告書)

増井泰裕<sup>\*</sup>，川田耕司<sup>\*</sup>，加藤新<sup>\*</sup>，辻隆司<sup>\*\*</sup>，諏訪部瑞恵<sup>\*\*</sup>

## 要 旨

堆積岩分布地域における高レベル放射性廃棄物の地層処分サイトの選定にあたっては、地下水理の挙動に大きな影響を及ぼす地層の岩相(不均質性)分布を正確に推定することが重要である。堆積岩の岩相は、堆積過程において形成された多様な粒度分布や鉱物組成に由来するものであり、限定されたポイントデータの統計的解析手法では、必要とする十分なスケールの空間的特性を得られない可能性が大きい。そのため、堆積岩の不均質性に対応できるスケールで定量的に岩相を把握する手法を開発することが必要である。

本研究は、堆積環境・堆積岩の堆積過程を考慮した前進的モデリングという予測的堆積モデルを用い、幌延地域を対象に堆積岩の岩相分布(不均質特性)を定量的に把握する手法を開発するものである。

まず、幌延地域の堆積岩の堆積システムに関する既往研究データで、同地域における声問層・稚内層を中心とした泥質岩の堆積システムについて考察した。また、幌延深地層研究センターにおいて HDB-1 孔の岩芯を堆積学的観点から再調査を行なった。さらに、孔井データ、物理探査データなどの地質データを収集し、孔井の物理検層・コア分析結果により、泥質岩の岩相・圧密特性について解析を行った。また、地震探査データについては、孔井データより地層境界を解釈し、声問層、稚内層の地下構造図、等層厚線図、復元断面図を作成し、幌延地域における声問層、稚内層の堆積システムについての検討を行った。

また、幌延地域の声問層、稚内層を念頭にした堆積岩について、堆積盆スケールでの堆積システムを再現することができる堆積モデリングソフトウェア(基本ソフトウェア)の開発を行った。この基本ソフトウェアは、数値シミュレーションによる堆積岩の三次元分布を予測するものであり、堆積過程モデルと圧密過程モデルからなる。圧密過程のモデルでは、埋没深度より堆積岩の間隙率および透水係数の推定を行うものである。また、今後の改良すべき点についての提案も行った。

---

本報告書は、株式会社地球科学総合研究所が核燃料サイクル開発機構との委託研究契約により実施した研究成果に関するものである。

機構担当課室：東海事業所 処分研究部 システム解析グループ

<sup>\*</sup>(株)地球科学総合研究所，<sup>\*\*</sup>石油資源開発(株)

## **Study on evaluation method for heterogeneous sedimentary rocks based on forward model**

(Document Prepared by Other Institute, Based on the Trust Contract)

### **Outline**

**Yasuhiro Masui\***, **Koji Kawada\***, **Arata Katoh\***, **Takashi Tsuji\*\***, **Mizue Suwabe\*\***

### **Abstract**

It is very important to estimate the facies distribution of heterogeneous sedimentary rocks for geological disposal of high level radioactive waste. The heterogeneousness of sedimentary rocks is due to variable distribution of grain size and mineral composition. The objective of this study is to establish the evaluation method for heterogeneous sedimentary rocks based on forward model.

This study consisted of geological study for Horonobe area and the development of soft wear for sedimentary model.

Geological study was composed of following items.

1. The sedimentary system for Koetoi and Wakkanai formations in Horonobe area was compiled based on published papers.
2. The cores of HDB-1 were observed mainly from sedimentological view.
3. The facies and compaction property of argillaceous rocks were studied based on physical logs and core analysis data of wells.
4. The structure maps, isochrone maps, isopach maps and restored geological sections were made.

The soft wear for sedimentary model to show sedimentary system on a basin scale was developed. This soft wear estimates the facies distribution and hydraulic conductivity of sedimentary rocks on three dimensions scale by numerical simulation.

---

Work performed by JGI, Inc. under contract with Japan Nuclear Cycle Development Institute

JNC Liaison: Repository System Analysis Group, Japan Nuclear Cycle Development Institute, Tokai Works

\*JGI, Inc. \*\*Japan Petroleum Exploration Co.

## 目 次

1	緒言	1
2	幌延地域における地質データの収集	2
3	幌延地域の稚内層・声問層の堆積システム	3
3.1	地質概説	3
3.2	稚内層	4
3.2.1	稚内層の堆積相と堆積環境	4
3.2.2	稚内層堆積時の古地形	8
3.2.3	稚内層の堆積システム	9
3.3	声問層	10
3.4	稚内層・声問層の年代と海水準変動の関係	11
3.5	まとめ	14
4	地質データ解析	15
4.1	検層解析	15
4.1.1	岩相解析	15
4.1.2	孔井間対比	20
4.2	地震探査記録解釈	23
4.2.1	時間構造図	23
4.2.2	深度構造図	26
4.2.3	等層厚線図	29
4.3	地質構造発達史	32
4.4	声問層，稚内層の岩芯観察	35
4.4.1	目的	35
4.4.2	調査深度および岩相	35
4.4.3	岩芯観察のまとめ	39
4.5	声問層および稚内層珪藻質泥岩の圧密特性	40
4.5.1	使用データ	40
4.5.2	珪藻質岩のかさ密度 (R <sub>hob</sub> ), ガンマ線値 (GR), 深度の関係	40
4.5.3	珪藻質泥岩の間隙率, GR, 深度の関係	41
4.5.4	間隙径分布	42
4.5.5	珪藻質泥岩の浸透性へ碎屑物含有量とシリカ鉱物の続成転移が及ぼす影響	43
5	前進的モデルを用いた堆積モデリングソフトウェアの開発	44
5.1	基本ソフトウェアの開発	44
5.1.1	ソフトウェアの概念設計	44
5.1.2	ソフトウェアの機能設計・コーディング	46
5.1.3	二次堆積分布の検討 (予察)	49

5 . 1 . 4	テストラン .....	51
5 . 2	今後の提案.....	56
5 . 2 . 1	不均質性評価手法の提案.....	56
5 . 2 . 2	基本ソフトウェアについての課題 .....	58
6	結言.....	59
7	参考文献 .....	60

## 目 次

図 3.1-1	稚内層の等層厚線図	3
図 3.1-2	天北・羽幌地域の地質層序表	4
図 3.2-1	タービダイト層と非タービダイト層の厚さの関係	8
図 3.2-2	稚内層の堆積盆復元図と5つの岩相(タイプA~E)の分布	9
図 3.2-3	稚内層の堆積システム	10
図 3.4-1	珪藻層序とFT年代測定に基づく層序表	12
図 3.4-2	稚内層・声問層の岩相對比図	13
図 4.1-1	X線分析による $Al_2O_3$ の量比とGRとの関係	16
図 4.1-2	X線分析による $Al_2O_3$ とCorrected Rhobとの関係	17
図 4.1-3	HDB-1孔コンポジットログ	19
図 4.1-4	孔井対比図	22
図 4.2-1	地震探査断面 TP90-1D 深度断面	23
図 4.2-2	稚内層基底時間構造図	25
図 4.2-3	稚内層基底深度構造図	28
図 4.2-4	稚内層等厚線図	30
図 4.2-5	声問層等厚線図	31
図 4.3-1	基礎物理探査「天北」の深度断面図を用いた地質構造発達史復元図	34
図 4.5-1	珪藻質泥岩のかさ密度(Rhob)とガンマ線値(GR)の深度変化	41
図 4.5-2	珪藻質泥岩の間隙率とガンマ線値(GR)の深度変化	42
図 4.5-3	珪藻質泥岩の間隙径分布(佐藤, 2003)	43
図 5.1-1	稚内層の堆積モデル概念図	45
図 5.1-2	圧密過程概念図(複数の堆積物種の場合)	46
図 5.1.3	基本ソフトウエア・フロー図	46
図 5.1-4	Suspension モデル流速情報入力値	50
図 5.1-5	Suspension モデルシミュレーション結果	51
図 5.1-6	基本情報およびイベント堆積位置	52
図 5.1-7	水深・堆積速度グラフ	53
図 5.1-8	海岸線位置・イベント頻度グラフ	53
図 5.1-9	各イベント・堆積物のイベント堆積量	53
図 5.1-10	深度 - 間隙率プロット	54
図 5.1-11	間隙率 - 透水係数プロット	54
図 5.1-12	埋没深度グラフ	54
図 5.1-13	間隙率マップ	55
図 5.2-1	不均質性評価手法概念図	57

## 表 目 次

表 3.2-1	稚内層の珪藻質岩の分類表 .....	5
表 5.1-1	入力情報 (対象地域および堆積時間) .....	47
表 5.1-2	入力情報 (堆積過程) .....	47
表 5.1-3	入力情報 (圧密過程) .....	47
表 5.1-4	結果情報 .....	48
表 5.1-5	Suspension モデル一般情報入力値 .....	49
表 5.1-6	Suspension モデル堆積物情報入力値 .....	49
表 5.1-7	基本パラメータ情報一覧 .....	52
表 5.1-8	テストランケース一覧 .....	55
表 5.1-9	実施ケースのセル数, 所要時間, 必要メモリ .....	56

## 写 真 目 次

写真 4.4-1	深度 210.45 ~ 210.52m	泥岩 .....	35
写真 4.4-2	深度 401.00 ~ 401.10m	シルト質泥岩 .....	36
写真 4.4-3	深度 419.45 ~ 419.55m	シルト質泥岩 .....	37
写真 4.4-4	深度 668.25 ~ 668.32m	シルト質泥岩 .....	37
写真 4.4-5	深度 669.50 ~ 669.62m	シルト質泥岩 .....	38
写真 4.4-6	深度 696.80 ~ 696.90m	シルト質泥岩 .....	38
写真 4.4-7	深度 695.70 ~ 695.80m	シルト質泥岩 .....	39

## 1 緒言

地層中に存在する地下水や物質の挙動は、堆積岩の有する不均質性の程度に依存し大きく異なる。堆積岩の不均質性は、堆積過程において形成された多様な粒度分布や鉱物組成に由来するものであり、堆積岩分布地域において地下水理構造を考えるときには、このような不均質性について把握する必要がある。よって堆積岩の不均質場の特性を定量的に把握する手法を開発することは、サイト特性調査及びそれに基づき実施する性能評価解析において重要な課題である。

従来、堆積岩の不均質性を再現するためには、試錐孔調査などより取得された限定的なデータから堆積相分布を予測し、その背後にある堆積現象を理解する「バックワードモデリング」と呼ばれる手法が一般的に用いられてきた。しかし、この手法では堆積岩の不均質場の特性を把握するために十分な空間的特性分布が得られない可能性がある。

本研究では、十分な空間的スケールを考慮し堆積岩の不均質性状を定量的に把握するために、堆積環境・堆積岩の堆積過程を考慮した「前進的モデリング」という手法を用い、幌延地域を対象に「予測的堆積モデル」を開発することを目的とする。

まず、幌延地域の堆積岩の堆積システムを明らかにするために、

既往研究による同地域の声問層・稚内層の堆積システムの考察

HDB-1 孔の岩芯の堆積学的観点からの再調査

孔井データによる声問層・稚内層の岩相・圧密特性について解析

地震探査データによる声問層、稚内層の地下構造図、等層厚線図、復元断面図を作成し、幌延地域における声問層、稚内層の堆積システムについての考察

を行なう。

また、幌延地域の声問層、稚内層を念頭にした堆積岩について、堆積盆スケールでの堆積システムを再現することができる堆積モデリングソフトウェア(基本ソフトウェア)の開発を行う。この基本ソフトウェアは、数値シミュレーションによる堆積岩の三次元分布を予測するものであり、堆積過程モデルと圧密過程モデルからなる。圧密過程のモデルでは、埋没深度より堆積岩の間隙率および透水係数の推定を行うものである。また、今後の改良すべき点についての提案も行う。

## 2 幌延地域における地質データの収集

サイクル開発機構がこれまでに幌延地域で取得した以外の孔井，地震探査データを可能な切り収集し，事節の地質データ解析に資した。今回新たに入手した孔井，地震探査データは以下の通りである。

## 孔井データ

孔井名	掘削会社	掘削年	標高 (m)	坑口座標		座標系	掘止め深度 (m)	掘止め層準
				緯度	経度			
基礎試錐天北	通産省	1993	41.7	N45°04'22.5"	E141°52'21.4"	東京系	5.050	上部蝦夷層群
北川口SK 1	石油資源開発	1984	21.7	N44°56'21.9"	E141°48'01.3"	東京系	4.505	上部蝦夷層群
川口R 3	帝国石油	1949	112	N44°56'23.6"	E141°47'14.4"	東京系	2.316	築別層
北進R-1			116.3	N45°02'25.7"	E141°53'12.7"	東京系	1.925	増幌層
大曲R 1,1a	帝国石油	1955	62.8	N45°01'54.2"	E141°53'45.1"	東京系	2.004	増幌層
幌延NR-1		1962	30	N44°58'19.2"	E141°55'27.5"	東京系	1.003	声問層
幌延TC-1	天北化学	1958	5.5	N45°00'33.6"	E141°48'37.3"	東京系	1,501.50	稚内層
豊富R-1	日本石油	1924	20	N45°04'24.5"	E141°50'28.0"	東京系	960.6	増幌層？
豊富R-2	帝国石油	1948	21.3	N45°04'46.0"	E141°50'23.5"	東京系	864	増幌層？
豊富R-3	帝国石油	1957	20	N45°04'08.2"	E141°50'43.8"	東京系	901.3	増幌層？

## 地震探査データ

調査名	測線名	事業主	調査年
天塩平野	TSOH-A-1	石油公団	1972
豊富～幌延	TMHR-1-2	石油資源	1975
幌延南方	SHRB-1	石油資源	1975
豊富～北川口	TYKT-V-1	石油資源	1977
天塩南方	STSO-A	石油資源	1977
北川口	KTWG-A	石油資源	1977
幌延	HORO-2	石油資源	1983
天北地域(D)	TP90-1D	石油公団	1990
天北'92	T92-1	石油資源	1992
天北浅海域	ST96-2	石油公団	1996
幌延地下構造調査	Line-1,2	サイクル機構	2002

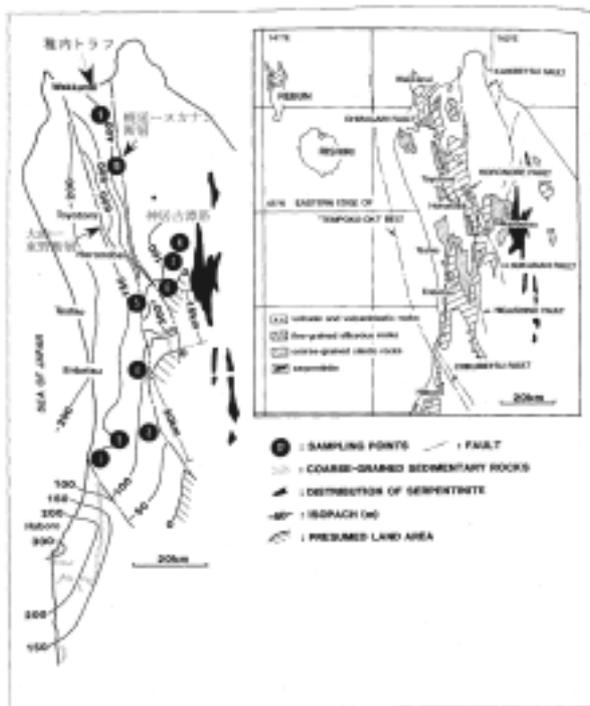
### 3 幌延地域の稚内層・声問層の堆積システム

本章では、天北・羽幌地域の稚内層・声問層を詳細に調査してきた福沢仁之氏（都立大理学部教授）の論文を参考に、同層の堆積システムの概要を考察する。

#### 3.1 地質概説

天北・羽幌地域には、南北性の幌延 - ヌカナン断層と大曲 - 東野断層があり、両断層に挟まれた地域は稚内トラフと呼ばれる。このトラフに平行して東西両側に相対的隆起域がある。東側は“神居古潭帯”の蛇紋岩、西側は遠別南東側の火山砕屑岩からなる（福沢,1992）(図 3.1-1)。

本調査地域は、この稚内トラフ東側の陸棚斜面～海盆底に相当し、稚内層・声問層が厚く堆積している地域である。



Index map and the relationship between sampling localities and the isopach map of the Wakkanai Formation.  
 1 : Kishimomai Coast (金網内海岸), 2 : Purostogawa (黒通別川), 3 : Igumozawa (伊古茂川), 4 : Utsugawa (ウツ川), 5 : Nakasongwa (中ノ川), 6 : Takahata (高畑), 7 : Misawa (right) (三沢 [右]), 8 : Misawa (left) (三沢 [左]), 9 : Hozawa (穂沢), 10 : Kabeoka (旗岡), 11 : Hagaribuchi (旗部)

図 3.1-1 稚内層の等層厚線図（福沢，1992 に加筆）

天北・羽幌地域の新第三系は、下位から中部中新統増幌層を不整合に覆う稚内層、その上に整合的に重なる声問層、勇知層、更別層の4層に分けられる(福沢, 1985)(図 3.1-2)。稚内層から更別層にかけて、上方浅海化を示している。この報告書では、稚内層、声問層についてとくに詳しく記す。

上部中新統・稚内層は、下位の中部中新統増幌層と不整合関係にあり、上位の上部中新統・声問層とは一部指交関係にある(福沢, 1985)。稚内層は主に層状珪藻質岩から構成される。層状珪藻質岩は、一般に泥岩部が珪藻質部に比べて柔らかく、硬軟互層形態を示す。

福沢(1988)は、その色調・bioturbationの有無・基底砂岩の有無・層理面の形態・淘汰度・級化構造の有無・葉理形態から、稚内層の層状珪藻質岩をタイプA~Eの5つに分類している。声問層は、含珪藻凝灰質塊状泥岩からなるが、タイプわけはされていない。

AGE	FORMATION	THICKNESS(m)	LITHOLOGY
NEOGENE	PLIOCENE	SARABETSU 0   400	alternating beds of conglomerate, sandstone and mudstone, intercalated by coal seams
		YUCHI 0   500	loose fine - medium grained sandstone
	MIOCENE Late	KOETOI 600   1400	diatomaceous pebbly mudstone and sandy siltstone basal part: tuffaceous fine-medium grained sandstone uppermost part: slumping structure
		WAKKANAI 0   600	siliceous turbiditic mudstone (intercalation of non-siliceous mudstone) basal part: andesitic volcanic breccia and tuffaceous sandstone
	MIOCENE middle	MASUPORO 0   1600	alternating beds of conglomerate, sandstone and mudstone, intercalated by "slumping" beds

図 3.1-2 天北・羽幌地域の地質層序表(福沢, 1987)

### 3.2 稚内層

福沢(1988)は、稚内層の堆積相区分とそれぞれの堆積環境の推定、さらにそれらの分布様式から稚内層の堆積システムを考察した。以下にその概要を示す。

#### 3.2.1 稚内層の堆積相と堆積環境

稚内層は、主に層状珪藻質岩から構成され、塊状泥岩・砂岩・凝灰岩を挟む。基底

部に層厚 10～30m の含礫粗粒砂岩をもち、安山岩・砂岩などの礫を含有する。福沢（1988）は、タイプ A～E の 5 つの堆積相に分類し、堆積環境を推定した。以下に福沢（1988）に基づき、稚内層のタイプ A～E を記述する（表 3.2-1）。

表 3.2-1 稚内層の珪藻質岩の分類表（福沢，1988）

LAYERING TYPE	COLOUR	BIOTURBATION	BASAL SAND	BASAL CONTACT	SORTING	GRAIN SIZE	GRADING	LAMINATION	INTERPRETATION
A	I	light-dark	common	present or absent	sharp planer	poor	sand to clay	present	<ul style="list-style-type: none"> <li>● COMPOSITE ACCUMULATION</li> <li>I: episodes of rapid deposition of terrigenous mud against constant supply of sand</li> <li>II: episodes of rapid deposition of terrigenous sand</li> </ul>
	II	dark	rare	rare	sharp planer or irregular	good	sand	absent	
B	I	light	common	absent	sharp planer	moderate to poor	silt to clay	absent	<ul style="list-style-type: none"> <li>● COMPOSITE ACCUMULATION</li> <li>episodes of turbidity current deposition (I) of terrigenous sand and/or mud against constant slow deposition (II) of siliceous tests</li> </ul>
	II	dark	rare	common	sharp irregular (erosion)	good	sand to clay	common	
C	I	light	rare	rare	sharp irregular (erosion)	good	sand to clay	rare	<ul style="list-style-type: none"> <li>● COMPOSITE ACCUMULATION</li> <li>episodes of turbidity current deposition (I) of siliceous tests against constant slow deposition (II) of terrigenous mud</li> <li>● SEDIMENTARY DIFFERENTIATION</li> <li>depositional separation of siliceous tests (I) and terrigenous mud (II) from a mixture by turbidity current</li> </ul>
	II	dark	rare	absent	sharp planer or gradational	moderate to poor	silt to clay	absent	
D	I	dark	rare	present or absent	gradational to sharp planer	moderate to good	silt to clay	absent	<ul style="list-style-type: none"> <li>● DIAGENETIC DIFFERENTIATION?</li> </ul>
	II	light	rare	absent	gradational or sharp planer	good	sand to clay	absent	
E	I	light	rare	absent	sharp planer	good	silt to clay	absent	<ul style="list-style-type: none"> <li>● COMPOSITE ACCUMULATION</li> <li>episodes of turbidity current deposition (I) of siliceous tests against constant slow deposition (II) of terrigenous mud</li> <li>● FLUCTUATING PRODUCTION OF SILICA</li> <li>episodes of rapid (I) and slow (II) production of silica-secreting organisms in surface water against constant supply of terrigenous mud</li> </ul>
	II	light	?	absent	sharp planer	good	silt to clay	absent	

I : INDURATED LAYER      II : NOT INDURATED LAYER

Classification of Neogene bedded siliceous rocks in northern Hokkaido.

(1) タイプ A

< 堆積相 >

- 灰色～暗灰色の珪藻質細粒砂岩・砂質シルト岩からなる硬質薄層 (I) と、暗灰色細粒砂岩からなる軟質薄層 (II) の互層形態を示す (図 3.2-1)。

< 堆積環境 >

- 海緑石は堆積速度が遅いことを示す指標であることから、海緑石を含む硬質薄層中の珪藻化石に富む細粒砂岩の堆積速度は、硬質薄層の砂質シルト岩と軟質薄層の細粒砂岩の堆積速度と比べて遅かったものと推定される。
- 硬質薄層の砂質シルト岩は泥質バンクから、軟質薄層の細粒砂岩は陸域から、それぞれ間欠的に流入し、急速に堆積したと考えられる。一方、硬質薄層中の細粒砂岩は海緑石が形成される水深の溶存酸素がある環境で相対的に遅い堆積速度で堆積した。

( 2 ) タイプ B

< 堆積相 >

- 灰色の珪藻質泥岩からなる硬質薄層( I )と暗灰色の砂質泥岩からなる軟質薄層( II )の互層( 図 3.2-1 )。

< 堆積環境 >

- 溶存酸素のある環境で珪藻質生物殻の定常的な堆積作用が生じている堆積場に、陸源性碎屑粒子に富む乱泥流の間欠的な流入( タービダイト )によって形成されたものと推定される。その後、続成変質過程で珪藻質生物殻が溶解して、そのシリカが基質をセメント化して差別的な硬質化が生じたものと推定される。

( 3 ) タイプ C

< 堆積相 >

- 灰色の珪藻質泥岩・砂質泥岩からなる硬質薄層( I )と暗灰色の泥岩からなる軟質薄層( II )の互層( 図 3.2-1 )。

< 堆積環境 >

- 硬質薄層にみられる特徴( 級化構造, 削り込み )から、タービダイトによって堆積したと推定される。その上位の軟質薄層は基底面が不明瞭であることから、タービダイトによる一連の堆積が推定される。
- 硬質薄層のうち陸源性碎屑粒子部分に級化構造がみられるが、珪藻質粒子部分にはみられないのは、比重の違いが原因と考えられる。珪藻質粒子は陸源性粒子と比べて、沈降速度が遅いため、級化構造が形成されなかったと考えられる。

( 4 ) タイプ D

< 堆積相 >

- 暗灰色の泥岩からなる硬質薄層( I )と灰色の珪藻質砂質シルト岩からなる軟質薄層( II )の互層。

< 堆積環境 >

- 記載なし。( 解釈できない )

( 5 ) タイプ E

< 堆積相 >

- 灰色の珪藻質泥岩からなる硬質薄層( I )と極薄の灰色泥岩からなる軟質互層( II )

の互層。軟質薄層を欠くことも多い(図 3.2-1)。

<堆積環境>

- 次の2つの可能性が推定される。1) 陸源性碎屑粒子の堆積量が一定のところに珪藻生産量が増加し、珪藻質堆積物の堆積量が増加した。2) 珪藻質生物殻に富む乱泥流によって堆積したが、粒子の比重の違いによって珪藻質生物殻が単層上位に多く、陸源性碎屑粒子が下位にやや多くなった。後者の解釈に従えば、タイプ E はタイプ C と比べて、供給源より遠いところで堆積した乱泥流堆積物と推定される。

タイプ A~E (タイプ D は堆積環境が解釈できないので除く) の個々のタービダイトと非タービダイト層の特徴、厚さの違いについて図 3.2-1 に示した。

タイプ A, B は、軟質部が碎屑物のタービダイト層、硬質部が珪藻質岩からなり、定常的に堆積した非タービダイト層である。タイプ A は、タービダイト層が非タービダイト層より厚い。タイプ B はその逆である。タイプ A, B は、その分布域から、陸棚上で堆積したと推定される。

タイプ C, E は、硬質部が珪藻質岩のタービダイト層、軟質部が碎屑物からなり、定常的に堆積した非タービダイト層である。タイプ E は急速に堆積したタービダイトが主体で定常的に堆積した非タービダイト層は非常に薄い。タイプ C, E は陸棚上で生産された珪藻がタービダイトによって、トラフ底に再移動したものである。

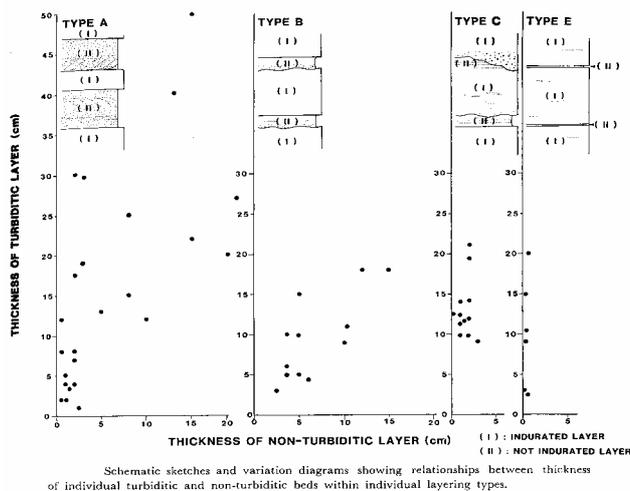


図 3.2-1 タービダイト層と非タービダイト層の厚さの関係

I：硬質層，II：軟質層

タイプ A, B は，硬質部が珪藻質岩の非タービダイト層，軟質部が碎屑岩のタービダイト層。陸棚上で形成された。タイプ C, E は，硬質部が珪藻質岩のタービダイト層，軟質部が碎屑岩の非タービダイト層。陸棚で生産された珪藻がタービダイトによりトラフ底に再移動した。

### 3.2.2 稚内層堆積時の古地形

福沢（1987）は，稚内層堆積時の古地形を復元している。

稚内層堆積時には，幌延 - 又カナン断層と大曲 - 東野断層に挟まれた南北方向に伸びるトラフ（稚内トラフ）が存在し，その中では稚内層が厚く堆積していた。稚内層堆積時の稚内トラフ内の古水深は，貝化石，海緑石，bioturbation から，陸棚下部から斜面上部であり，水深はおよそ 300m より浅かったと推定されている（福沢，1988）。なお，本報告書の調査地域は，図 3.2-2 の問寒別と豊富の間にある稚内トラフの東側の陸棚斜面から海盆底にかけてである。

稚内層堆積時の古地形の概念図を図 3.2-2 に示した。幌延 - 又カナン断層東側の小頓別～歌登地域は，相対的隆起域であり，陸棚 - 浅海域であった。大曲 - 東野断層の西側の遠別～手塩地域も相対的隆起域であった。両断層に挟まれた地域は，相対的沈降域であり，トラフ状海盆となっていた（稚内トラフ）。南西側の遠別・羽幌地域も陸域～浅海域であった。また稚内トラフ周辺には，火山岩・火山碎屑岩からなる島がいくつも存在していた。稚内トラフへの堆積物供給は，トラフ東側，西側，南西側の羽幌・遠別周辺の浅海域から起こっていたと考えられる（福沢，1988）。

堆積時の古地形は稚内層の堆積速度にも関連している。福沢（1988）によれば，稚内トラフ底の層状珪藻質岩の堆積速度は 286m/my であるのに対し，陸棚内側の堆積

速度は 60m/my である。内側陸棚上では湧昇流や陸側からの乱泥流によって堆積物が削剥・再移動させられるため、堆積物が薄くなり堆積速度も遅くなるという。

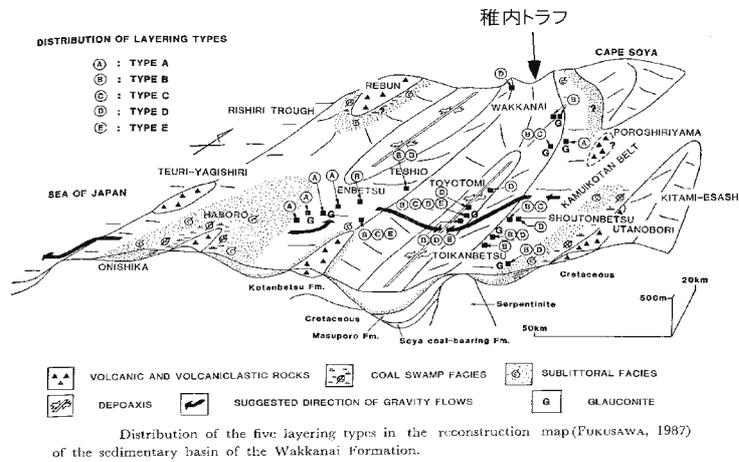


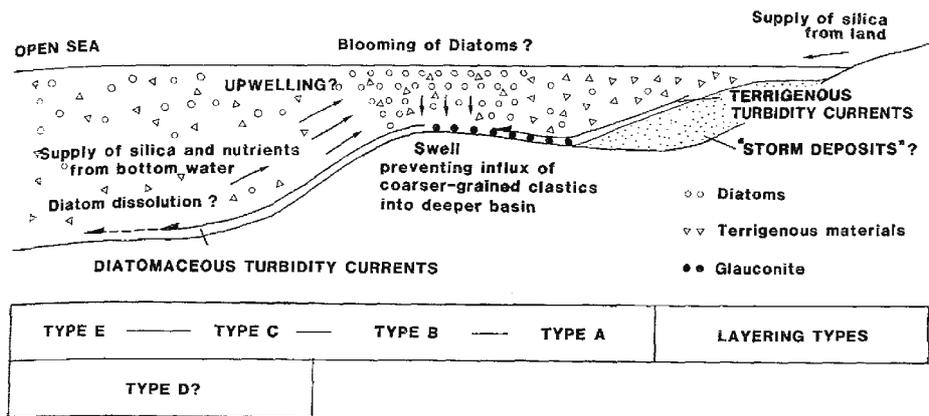
図 3.2-2 稚内層の堆積盆復元図と 5 つの岩相 (タイプ A~E) の分布 (福沢, 1988 に加筆)

### 3.2.3 稚内層の堆積システム

福沢 (1988) は、古地形と稚内層のタイプ A, B, C, E の 4 つの堆積相 (タイプ D は除く) の分布を重ね合わせ、堆積システムを考察している。さらに福沢 (1992) では珪藻質頁岩形成と湧昇流・季節風の関係について考察している。以下にその概略を記す。

タイプ A, B は他の堆積相と比べて稚内層の層厚が薄い地域に分布し、タイプ C, D, E は稚内トラフ内の稚内層が厚い地域に多く分布している (図 3.2-2)。

4 つの堆積相は、陸域から沖合に向かってタイプ A タイプ B タイプ C タイプ E の順に分布し、タイプ A, B は陸棚上に、タイプ C, E は斜面からトラフ深部にかけて堆積した可能性が高い。とくにタイプ B は塊状珪藻質泥岩と陸源性タービダイト起源の泥岩との互層からなり、他のタイプよりも珪藻に富むことからその分布が湧昇海域を示す可能性を指摘した (図 3.2-2) (福沢, 1988)。



Depositional scheme of bedded siliceous rocks.

### 図 3.2-3 稚内層の堆積システム (福沢, 1988)

本調査地域は稚内トラフ東側の陸棚斜面から海盆底にかけてと考えられる。

福沢 (1992) によれば、湧昇流が起こるメカニズムは、稚内トラフのような比較的小さな海洋で季節風が吹く場合、トラフ両側の2つの斜面 - 陸棚境界に湧昇が生じて溶存ケイ酸が十分に供給され、珪藻が大繁殖する可能性が大きいという(福沢,1992)。

さらに海緑石の存在も湧昇流の発生の証拠となる。湧昇流が発生すると、その流れによってシルトや粘土が流され、海面表層から沈降した有機物粒子の酸化分解によって酸素の乏しい海底となり、海緑石が形成されやすいからである。海緑石の分布はトラフの東西両側に南北方向2列に存在している。海緑石分布域と珪藻化石群集多様度がほかに比べて小さい地域が一致することは、湧昇による生物生産量の増加を支持する(福沢, 1992)。

### 3.3 声問層

声問層は、下位の稚内層と整合関係、一部指交関係にある。問寒別地域の稚内層、築別川・遠別川の東野層・金駒内層(稚内層と同層準)と曲淵地域の声問層の下部はいずれも *Denticulopsis hustedtii zone* に相当することから、稚内層と声問層は同時異層と考えられる。上位の勇知層とは整合漸移関係である。(福沢, 1985)。

福沢 (1985) によれば、岩相的に2つの部層に分けられる。

基底砂岩部層：凝灰質中～細粒砂岩からなる。初山別海岸では層厚は100mと最も厚く、北へ行くにしたがって急に薄くなり、問寒別地区では50cm程度にすぎない。

珪藻質泥岩部層：砂岩・安山岩などの巨～小礫サイズの円礫が点在する無層理塊状の珪藻質泥岩からなる。生物擾乱が極めてよく発達しているが、残された堆積構造の

解析によって、陸棚から下部外浜の堆積物であると考えられている(増田ほか,1981;保柳,1992)。しかし、下位の稚内層,上位の勇知層との境界付近に海底土石流堆積物,および乱堆積帯が発達することが多い(福沢,1982)。

### 3.4 稚内層・声問層の年代と海水準変動の関係

嵯峨山・保柳(1993)は、福沢(1985,1987,1988)の調査地域の南側の初山別～羽幌地域の新第三系の珪藻生層序,FT年代測定を行い,世界的海水準変動との関連を考察した。

嵯峨山・保柳(1993)の金駒内層は稚内層に,遠別層は声問層に対比される。そして,これらの珪藻生層序とFT年代をHaq et al.(1987)のユースタシー曲線と比較した。

嵯峨山・保柳(1993)によれば,羽幌堆積盆の金駒内層(=稚内層)は,珪藻化石帯から12.5～8.5Maに堆積したと推定されている。また,図3.4-1の初山別(金比羅岬)の金駒内層中の砂岩層(サンプル番号13～14)には,保柳(1992)によれば浅海におけるストーム堆積物の指標であるHCS(Hummocky Cross-stratification)が認められ,金駒内層堆積中に海水準低下期があったことが推定される。この浅海成砂岩層は,珪藻生層序の*D. katayamae zone*に相当し,10Ma前後の年代であることから,ユースタシー曲線の10Ma頃の低海水準期に相当すると考えられる(図3.4-1)。

また,遠別層珪藻質泥岩(=声問層)は,*D. kamtschatica zone*上部に相当し,ユースタシー曲線の5.5Ma以降の高海水準期に対比できる(図3.4-1)。その堆積時代は羽幌堆積盆南部では5.5～4または3.5Maまで,北部では8.5Maより新しい地層(上限は不明)とされる(嵯峨山・保柳,1993)。

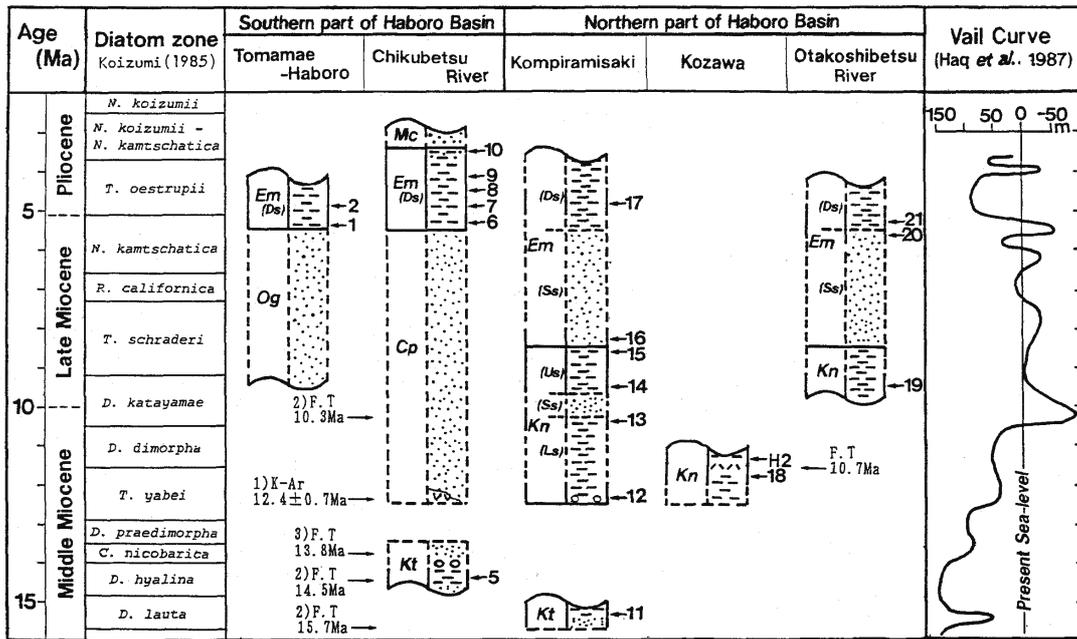


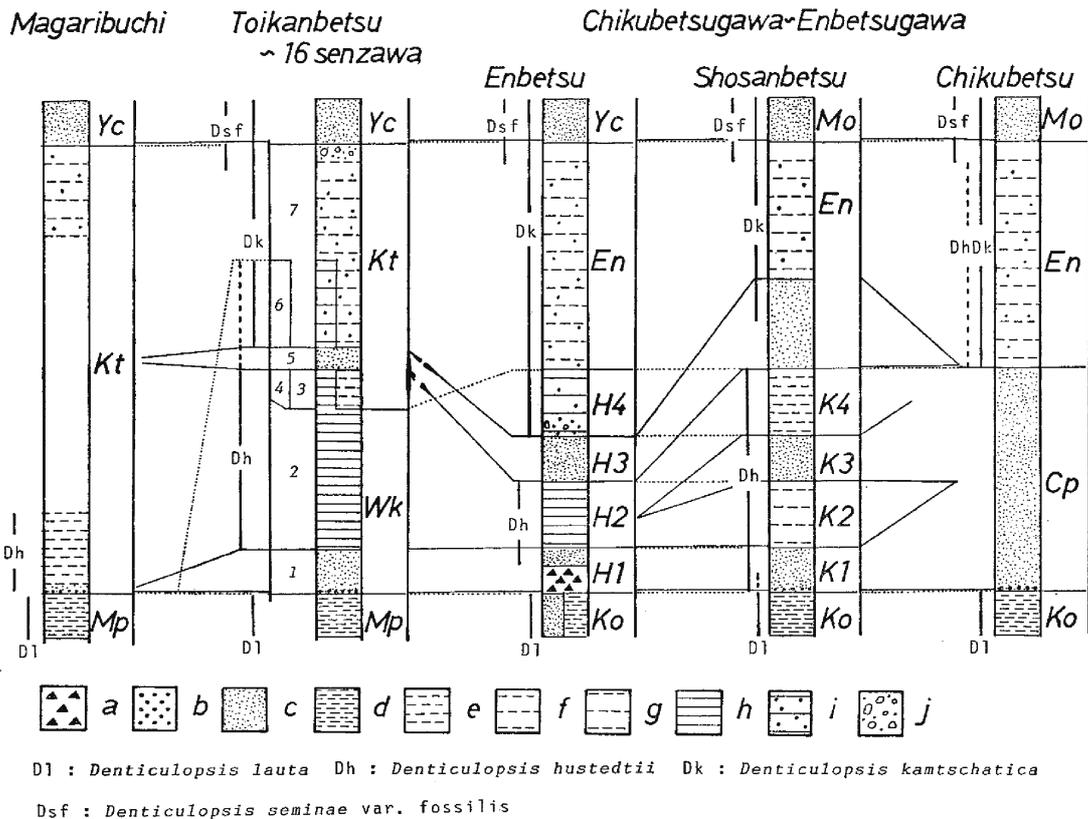
Fig. 4. Biostratigraphic correlation based on diatom zones and radiometric dating.  
 1) Shibata & Tanai(1982), 2) Kimura & Tsuji(1990), 3) Kimura(unpublished data). F.T ; fission track dating, K-Ar; potassium-argon dating. 1-21: sample numbers of fossil diatom. Mc; Mochikubetsu Formation, Em; Embetsu Formation, Og; Ogawa lignite-bearing Formation, Kn; Kinkomanai Formation, Kt; Kotambetsu Formation. (Ds); Diatomaceous Siltstone Member, (Ss); Sandstone Member, (Ls); Lower Siltstone Member, (Us); Upper Siltstone Member.

図 3.4-1 珪藻層序と FT 年代測定に基づく層序表 (嵯峨山・保柳, 1993)

羽幌堆積盆の古丹別層は天北地域の増幌層に、金駒内層は稚内層・東野層に、遠別層は天北地域の声問層に対比される。

福沢 (1985) は、福沢 (私信), 秋葉 (1979) の珪藻化石の資料をもとに地層対比を行なった。その結果, 秦 (1961) の対比を変更し, 問寒別 ~ 16 線沢ルートの声問層中の砂岩を遠別地域の東野層中の砂岩 (H3), 初山別地域の遠別層下部の砂岩と対比している (図 3.4-2)。

しかし, 嵯峨山・保柳 (1993) の珪藻生化石分析結果から遠別地域の東野層中の砂岩 (H3) は *D. katayamae* zone (Koizumi, 1985; Akiba, 1986) に相当し, 初山別地域の金駒内層の砂岩 (K3) と対比できることになり, 従来 of 秦 (1961) の対比が支持されている (図 3.4-1)。そしてこれらの砂岩層は, 10Ma 頃の低海水準期に形成された砂岩層と推定できる。なお, 本報告書の調査地域に最も近い問寒別 ~ 16 線沢地域では, これに相当する砂岩層は地表の稚内層中に確認されておらず, 層状珪藻質岩主体である。



Correlation of lithostratigraphic units in three studied areas.

a : tuff breccia, b : conglomerate, c : sandstone, d : non-siliceous siltstone, e : turbiditic diatomite, f : diatomite, g : pebbly mudstone, h : turbiditic porcellanite, i : pebbly porcellanite, j : "slumping", Mp : Masuporo Formation, Ko : Kotanbetsu Formation, Cp : Chepotsunai Formation, H1-H4 : Higashino Formation, K1-K4 : Kinkomanai Formation, Wk : Wakkanai Formation (NEMOTO *et al.*, 1979), Kt : Koetoi Formation (NEMOTO *et al.*, 1979), En : Enbetsu Formation, Mo : Mochikubetsu Formation, Yc : Yuchi Formation, dotted line : correlation based on HATA (1961), etc., solid line : correlation based on this study.

図 3.4-2 稚内層・声問層の岩相対比図 (福沢, 1985)

点線は従来の対比線, 実線は福沢 (1985) による対比線。チェポツナイ層, 金駒内層, 東野層, 稚内層は同層準として対比されていたが, 福沢 (1985) は対比を変更した。しかし, 嵯峨山・保柳 (1993) によれば, K3 と H3 砂岩は対比され, 10Ma の海水準低下によって形成されたものとなる。

天北・羽幌地域では, 植物化石, 花粉化石, 軟体動物化石などから, 10Ma 頃に急激な温度低下があったとされる (棚井, 1991; 木村ほか, 1995; 佐藤, 1984)。したがって, 金駒内層, 東野層中にみられる 10Ma 前後の低海水準期の砂岩層がこの急激な温度低下による海水準低下によって浅海域からもたらされたものと推定できる。古気候の方からも, 10Ma に寒冷化が起こり, 海水準が大きく低下したことが支持される。

### 3.5 まとめ

- (1) 稚内層は、幌延 - ヌカナン断層と大曲 - 東野断層に挟まれた稚内トラフに南北方向に厚く堆積し、主に東側と西側の陸棚・浅海域からタービダイトによって供給された砕屑物と、陸棚上の湧昇流により発生した珪藻との薄層互層である。その組み合わせ、内部構造の特徴などにより5つの堆積相(タイプA~E)に区別されている。
- (2) 5つの堆積相の分布から、稚内層堆積時の堆積システムが復元され、南北に延びるトラフの両側に発生する湧昇流と珪藻の生産の関係がモデル化された。すなわち、陸棚上で湧昇流によって大量に生産された珪藻がタービダイトとなってトラフ底に再移動し、陸源砕屑物が静穏時に堆積したのが稚内層のタイプC, Eであり、陸棚上にタービダイトとして運搬された砕屑物の上に珪藻が静穏時に堆積したのがタイプA, Bである。
- (3) 声問層は、稚内層の上位に整合、一部指交関係で重なるが、詳細な堆積相解析は行われていない。
- (4) 珪藻生層序、FT年代測定により、羽幌堆積盆での金駒内層(稚内層に対比)は12.5~8.5Maに堆積し、遠別層(声問層に対比)は8.5Ma以降(上限は不明)に堆積したと推定された。これらの年代は幌延地域にもほぼ適用可能とされる。
- (5) 稚内層・声問層の堆積時に起こった世界的海水準変動は、これらの地層の堆積システムにも影響を与えている。特に10Maに起こった世界的海水準低下は、稚内層とその同層準の金駒内層中に厚い浅海成砂岩層の堆積をもたらした。古気候の面でも、この時期寒冷化が起こっていたことが植物・花粉・軟体動物化石から明らかとなっていて、寒冷化によって海水準が低下したと推定できる。しかし、本報告書の調査地域周辺での稚内層にはこの砂岩層は確認されておらず、層状珪藻質岩主体である。

## 4 地質データ解析

### 4.1 検層解析

核燃料サイクル開発機構が掘削した HDB-1～5 孔においては、各種物理検層が実施されている。幌延地域に分布する地層のホライゾンの広がりや層厚変化を確認するために、HDB-1～5 の各孔井間および基礎試錐「天北」で取得された物理検層データの対比を行い、これらの孔井の岩相解析を含むコンポジットログを作成した。

#### 4.1.1 岩相解析

物理検層データによる岩相解析の結果、当地域に分布する地層の岩相を、泥岩・珪藻(オパール A)・オパール CT/石英・間隙の 4 種類に区分し、その含有率をコンポジットログに示した。以下にその手順を示す。

##### (1) 泥質分含有率(Vsh)の決定

まず、地層中の泥質物の含有率を指す泥質分含有率(Vsh)の決定を行った。

堆積岩中の化学組成で  $\text{SiO}_2$  の量比は、珪藻殻に起因するオパール A、オパール CT、石英および碎屑性の石英などの生物起源及び陸源性物質の量比に起因している。一方、泥質物の主要構成要素である粘土鉱物の主な化学成分  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比は、 $\text{SiO}_2$  の量比と負の相関関係を持つことから、泥質物の量比の指標として用いられる(辻・横井, 1996 など)。HDB-1 孔と HDB-2 孔で得た X 線全岩分析による  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比と  $\text{SiO}_2$  の量比は、負の相関関係を持つ。このことから、当地域でも  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含有率は、泥質物の含有率を示すものと判断する。

次に、X 線全岩分析の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比と検層による泥質物量比の指標となる GR とを比較する。図 4.1-1 は、HDB-1 孔および HDB-2 孔における X 線全岩分析の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比と GR の値とを比較・検討した結果である。HDB-1 孔と HDB-2 孔とでは多少の違いはあるが、GR の値と  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比には正の相関関係が認められる。このことから、物理検層の GR の値は、泥質物の主要化学成分である  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比に相関していると言える。つまり、GR の値は、泥質物の量比を示すことができる。以上の関係から、泥質分含有率の決定にあたっては、物理検層の GR の値を使用することとする。

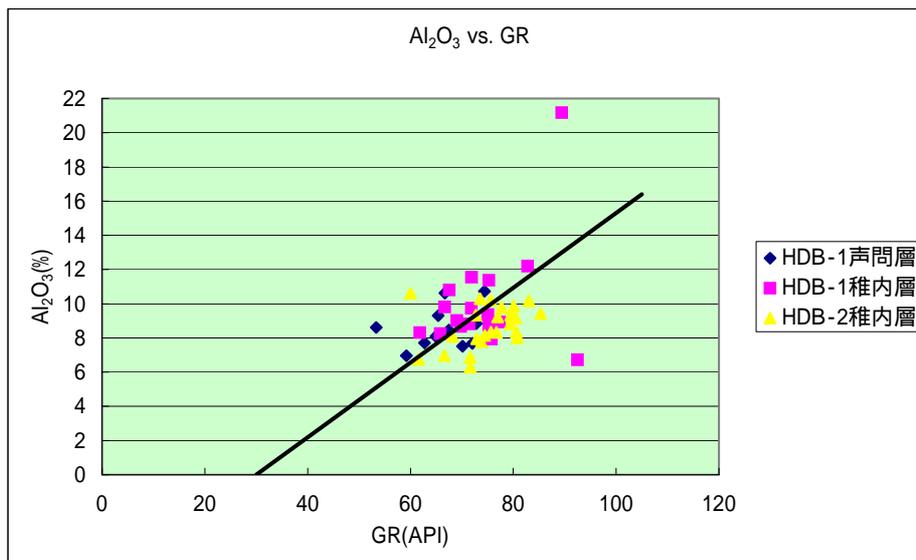


図 4.1-1 X線分析による  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の量比と GR との関係

上記考え方に基づき、以下に泥質物含有率の具体的計算手法について述べる。

図 4.1-1 において、泥質分含有率 0%となる  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含有率が 0%のポイントに対応する GR の値は 30API である。一方、一般に純粋な泥岩の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の値は 16~18%とされている。また、堆積環境が同じ背弧海盆である男鹿半島における西黒沢層の泥岩の  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含有率は 16.4%であることから(木村ほか 2003)、16.4%を純粋な泥岩における  $\text{Al}_2\text{O}_3$  の値とし、これに対応する GR の値：105API を泥岩分含有率 100%に対応するものとする。

以上より次式を用いて、泥質分含有率を計算した。

$$V_{sh} = (GR - GR_{cln}) / (GR_{sh} - GR_{cln})$$

ここで、 $V_{sh}$ ：泥質分含有率 (Volume of Shale),  $GR_{cln}$ ：30API (シリカ 100%),  $GR_{sh}$ ：105API(泥質物 100%), である。

## (2) $R_{hob}$ による間隙率の決定

間隙率は密度検層  $R_{hob}$  を用いて、次のような式で求めた。

$$\Phi_{iD} = (R_{hom} - R_{hof}) / (R_{hom} - R_{hof})$$

ここで、 $\Phi_{iD}$ ：孔隙率 (%),  $R_{hom}$ ：マトリクス密度 (g/cc),  $R_{hof}$ ：間隙水の密度 (g/cc), である。 $R_{hom}$  と  $R_{hof}$  の値はそれぞれ、石英の密度である 2.68 (g/cc) と水の密度である 1.00 (g/cc) を用いた。

( 3 ) 珪藻シリカ(オパール A)とその他のシリカ(オパール CT , 石英)の量比

鉱物組成が、深度に対してどのように変化しているかを把握するために、HDB-1 孔と HDB-2 孔の鉱物組成モード分析結果を検討した。その結果、両孔ともに深度に対して珪藻の量比が大きく変化していることから、珪藻の量比に基づいてゾーニングを行った。珪藻の量比から、Zone A：珪藻約 70%、Zone B：珪藻約 30%、Zone C：珪藻約 0%の 3つのゾーンに区分した。各ゾーンの深度は、HDB-1 孔では Zone A は 30.90 m ~ 199.90m、Zone B は 225.60m ~ 401.70m、Zone C は 423.95m ~ 700.55m、HDB-2 孔では Zone A は 12.70m ~ 41.45m、Zone B は 42.00m ~ 260.10m、Zone C は 299.78 m ~ 719.00m である。

次に珪藻を構成するオパール A(珪藻シリカ)とその他のシリカ(オパール CT・石英)の量比を求めるため、クロスプロットを作成した。

オパール A とその他のシリカでは粒子密度が違うことから、地層密度(密度検層：R<sub>hob</sub>)に注目し、その値を間隙率(中性子検層：PhiN)による補正を行った。補正式は、“ $R_{hob} / \{1 - (\text{PhiN} / 100)\}$ ” で、これより求められる値を R<sub>hob</sub> の補正係数(仮称 Corrected Factor)とし、X線全岩分析による SiO<sub>2</sub> の量比のとクロスプロットを作成した(図 4.1-5)。その結果、オパール A(珪藻シリカ)が少ない Zone は Corrected Factor の値が小さい方へ、オパール A(珪藻シリカ)が多い Zone は Corrected Factor が大きい方へプロットされる。このように、オパール A(珪藻シリカ)の量比は Corrected Factor と良好な相関関係を示す。

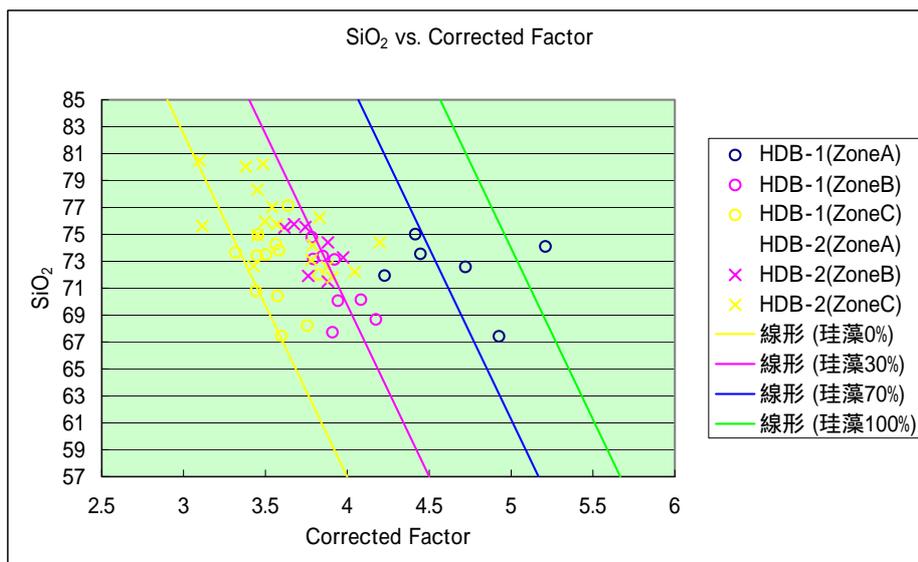


図 4.1-2 X線分析による SiO<sub>2</sub> と Corrected Factor との関係

以上のような考え方にに基づき， $\text{Al}_2\text{O}_3$ ，GR，Corrected Factor(CF) および  $\text{SiO}_2$  の関係から，以下の式より珪藻シリカ(Opal-A)とそれ以外のシリカの量比を求め、コンポジットログの Lithology を作成した(図 4.1-3)。

$$\text{Opal-A 量比} = (\text{CF} - \text{CF}(\text{Min})) / (\text{CF}(\text{Max}) - \text{CF}(\text{Min}))$$

$$\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ 量比} = (0.2187 \times \text{GR}) - 6.56$$

$$\text{CF} = \text{Rho} / (1 - (\text{PHIN}/100))$$

$$\text{CF}(\text{Max}) = (\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ 量比} + 48.107) / 10.933$$

$$\text{CF}(\text{Min}) = (\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ 量比} + 27.661) / 10.933$$

#### (4) 結果と問題点

上記(1)～(3)の検討結果より，4つの岩相，泥質分，珪藻(オパールA)・オパールCT/石英，間隙の量比を求め，コンポジットログ(図 4.1-3)を作成した。

現状ではデータ(X線全岩分析・鉱物組成モード分析)の量が少ないため，今回採用した Corrected Factor(補正係数)による解析手法の適合性を十分立証できていない。今後は分析データのサンプル数を増やし，解析手法を検証していく必要がある。その結果，新たな手法が開発できれば，解析手法の変更を検討することとする。

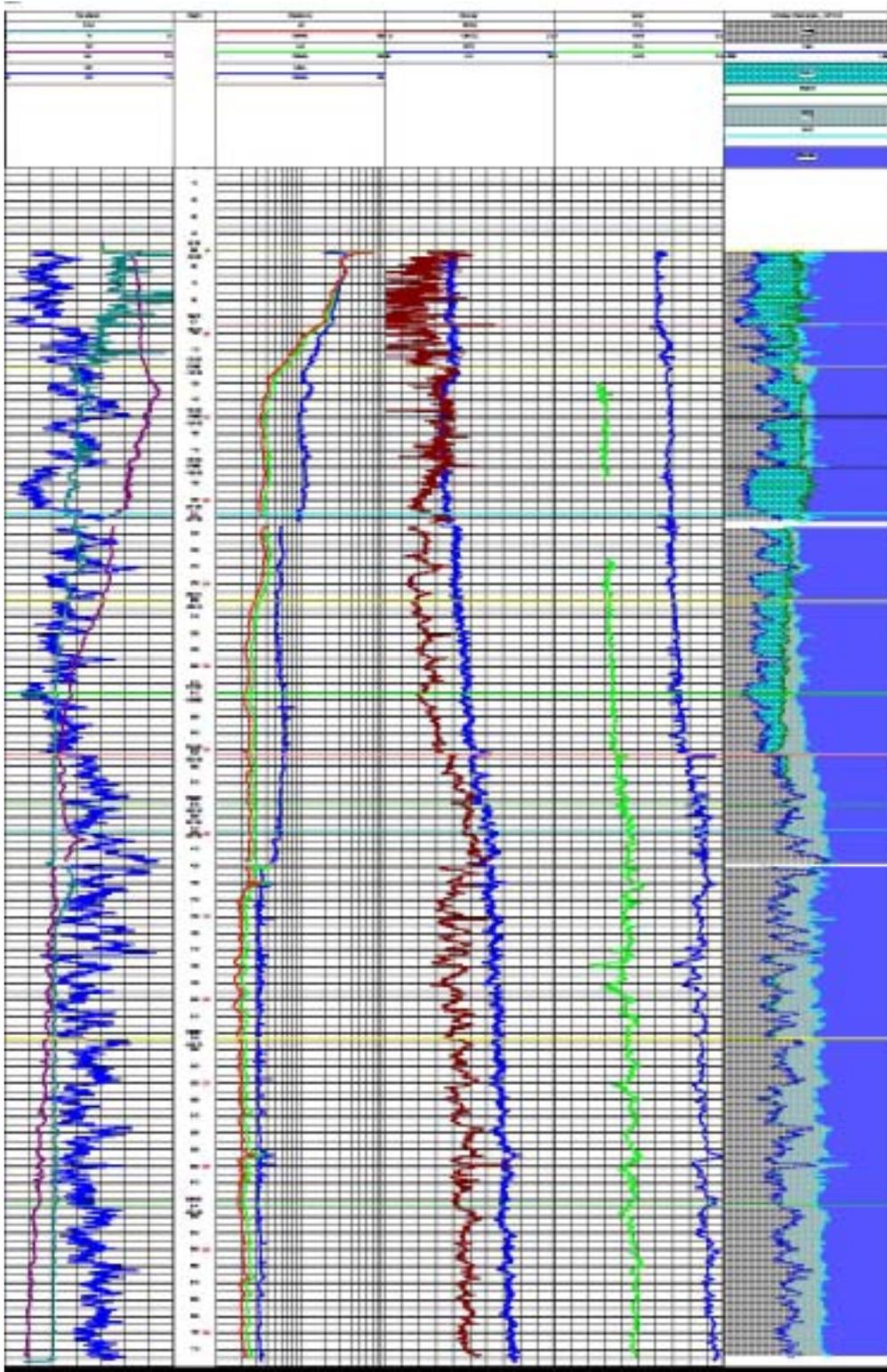


図 4.1-3 HDB-1 孔コンポジットログ

#### 4.1.2 孔井間対比

HDB-1～5 孔と基礎試錐「天北」の計 6 孔において、孔井間の対比を行った。

##### (1) 抗井間対比のための検層項目の選定

孔井間対比を行うに当たって GR 検層のカーブパターンを利用した。この理由として、GR 検層は岩相（泥質分の量比）を直接反映していることが第 1 に挙げられる。また幌延地域の珪質岩においてはオパール A CT 石英への相変化が認められる（山本ほか 2002 - 1 および 2, 基礎試錐「天北」など）が、GR 検層の値は珪質岩の相変化の影響をほとんど受けないことや、GR の値自体は孔隙率変化に大きく影響を受けないことなども GR を利用した理由である。

##### (2) GR 検層カーブによるタイプ分け

検層の対比を行うにあたって、特徴的な GR のパターンを下記の 4 種類抽出した。

- ・ パターン 1 : GR の値がある一定の幅で深度方向に分布するもの。
- ・ パターン 2 : GR の値がある一定周期(深度方向)で緩やかに上下するものの組み合わせ。
- ・ パターン 3 : GR の値がある一定の周期(深度方向)でスパイク状に上下するものの組み合わせ。(パターン 2 より周期が短いもので、パターン 1 とパターン 2 の中間的なもの)
- ・ パターン 4 : 数 10m にわたって GR の値が低くなるもの。

##### (3) 対比結果

上記で設定した 4 つのパターンを基に、孔井間対比を行った。対比結果を図 4.1-4 に示す。また、各パターンの対比状況を以下に示す。

パターン 1 は各孔井で現れるが、特徴的に現れるのが HDB-1 孔の 260m~315m の区間で、HDB-3 孔の 260m~328m, 基礎試錐「天北」の 570m~680m, HDB-4 孔の 111m~149m に対比される。この層準は、HDB-5 孔及び HDB-2 孔では、地表に露出し削剥されていると判断する。また、HDB-1 孔の 530m~620m 区間にも現れ、HDB-2 孔、HDB-4 孔、HDB-5 孔では、それぞれ 114m~201m, 340m~448m, 226m~335m の区間に対比される。HDB-3 孔では、やはり地表で削剥されていると考えられる。

パターン 2 は各孔井で現れ、特徴的に現れるのは HDB-1 孔の 314m~351m 区間で、HDB-3 孔の 328m~364m 区間に対比される。この層準は、HDB-4 孔ではその上下の

GR パターンにより 112m~150m , HDB-5 孔では 55m~106m に対比されるが , その GR パターンは HDB-1 孔や HDB-3 孔に比べるとやや不明瞭である。

パターン 3 は各孔井で現れ、特徴的に現れるのは HDB-1 孔の 400m~520m の区間で HDB-3 孔の 423m~孔底 基礎試錐「天北」の 400m~570m HDB-4 孔の 218m~340m , HDB-5 孔の 147m~225m , HDB-2 孔の 50m ( 検層データ取得開始深度 ) ~112m の区間に対比される。このパターンは , HDB-1~5 孔のすべてで最も普遍的に認められる。

パターン 4 は , HDB-1 孔と HDB-3 孔の 1 層準でのみ認められる特徴的なパターンである。HDB-1 孔では 180m~205m の区間で , HDB-3 孔では HDB-1 孔とほぼ同じ深度に認められる。

#### ( 4 ) 考察

上記のように , GR 検層の 4 つのカーブパターンに基づいて , HDB-1~5 孔と基礎試錐「天北」の孔井対比を行った。対比結果は , 一定層準ごとの対比は可能であり、調査地域での各層準の広がりおよび層厚変化を把握することができる。また , 各層準内での層相 ( GR パターン ) の変化より , 水平方向の不均質性を考察することができると思われる。たとえば , HDB-1 孔の深度 150m~180m 区間は HDB-3 孔の深度 146m~178m に対比できるが , 詳細に GR パターンを観察すると , HDB-3 孔ではその全区間がパターン 3 にあたるが、HDB-1 孔ではパターン 3 が優勢で一部はパターン 1 に近いものとなっている。このような詳細な解析は、堆積岩の不均質性を把握する一助となると考える。

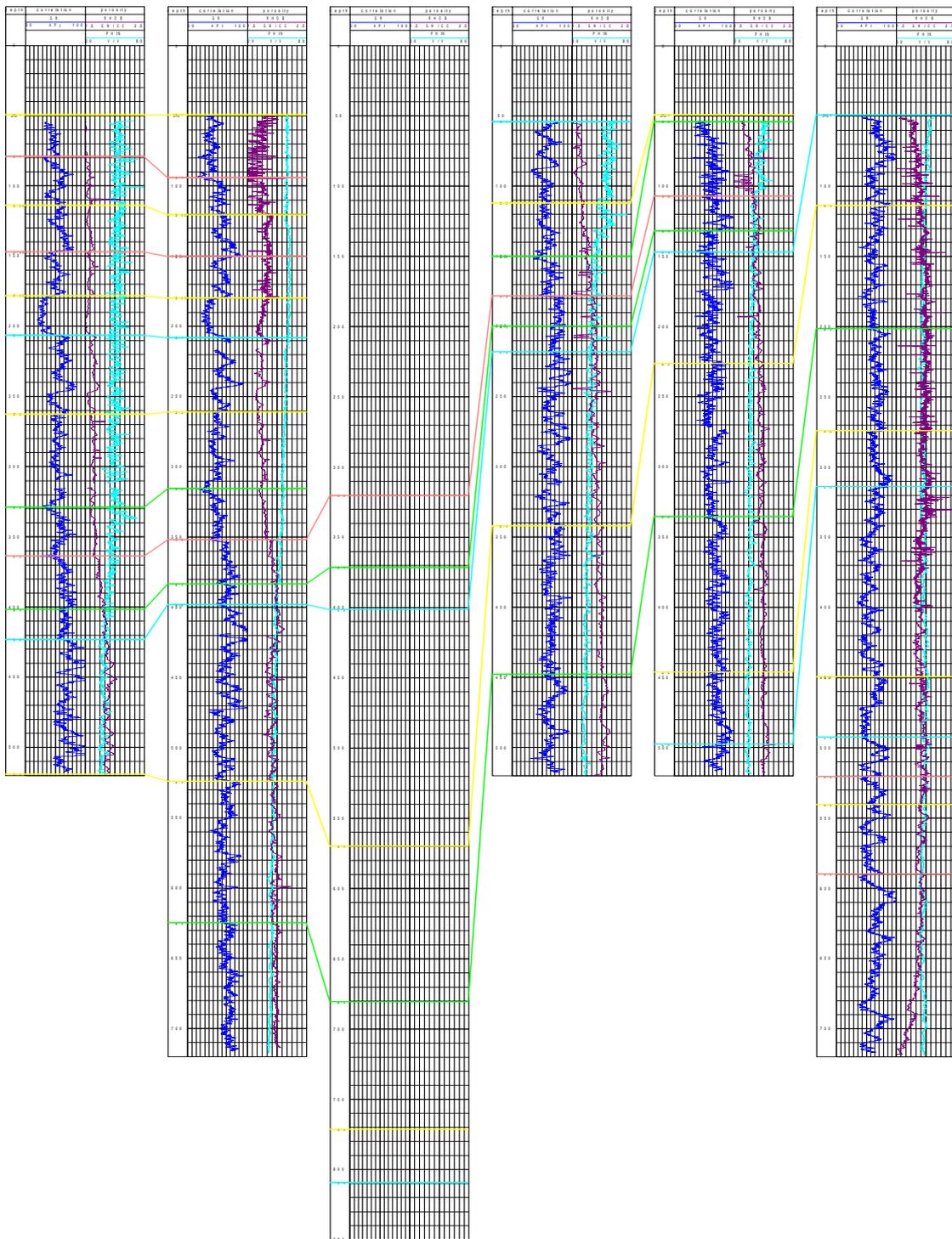


图 4.1-4 孔井对比图

(左より HDB-3 孔, HDB-1 孔, 基礎試錐「天北」, HDB-4 孔, HDB-5 孔, HDB-2 孔)

## 4.2 地震探査記録解釈

2章でリストアップした地震探査記録について地質構造解釈を施し、稚内層基底、声問層基底および勇知層基底について時間構造図，深度構造図を作成した。また稚内層と声問層について，等層厚線図を作成した。地震探査記録解釈の一例を図 4.2-1 に示す。図 4.2-1 は，基礎物理探査「天北地域」測線 TP90-1D の深度断面図であり，解釈ホライゾン（層）は各々，緑色：稚内層基底，水色：声問層基底，黄色：勇知層基底を示している。

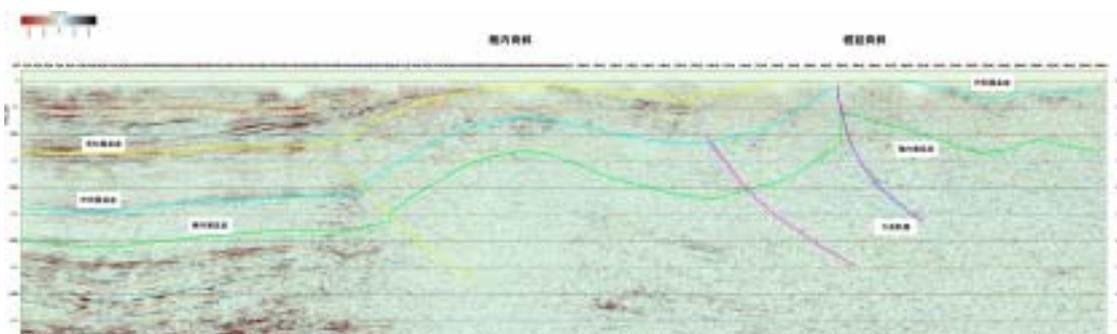


図 4.2-1 地震探査断面 TP90-1D 深度断面

### 4.2.1 時間構造図

稚内層基底・声問層基底・勇知層基底において時間構造図を作成した。コンターは往復走時（地震波を出してから帰ってくるまでの時間 単位：秒）で表されている。各図面上で青線は向斜を，細い赤線は背斜を，太い赤線は断層を示している。

#### (1) 稚内層基底時間構造図

稚内層基底の時間構造図を図 4.2-2 に示す。全体的な傾向としては，調査地域の東側半部は断層や褶曲構造が多く発達する比較的複雑な地質構造を呈するのに対して，西側半部は比較的単純な構造を呈する。調査地域の東半部においては，東から西へ，北北西～南南東方向に伸張する豊富背斜（兼清，1999），豊富 - 大曲断層（兼清，1999），南北方向に伸張する六志内背斜（兼清，1999），幌延 - 川口背斜（兼清，1999）と続く。豊富背斜，幌延 - 川口背斜は，西急東緩な非対称褶曲構造であり，西翼には豊富 - 大曲断層などの逆断層が発達する。豊富 - 川口背斜は，北川口 SK 1 坑井付近および基礎物理探査「天北地域」測線 TP90-1D の CDP900 付近に局隆部を持ち，南北に向かってプランジしていく。時間深度は，豊富背斜・豊富 - 大曲断層付近では 1.0 秒から 1.5 秒前後，その西側の向斜部では 2.0 秒前後となる。また，幌延 - 川口背斜局

隆部付近では 1.5 秒前後となる。調査地域の西側半部は、基礎物理探査「天北地域」測線 TP90-1D の CDP350 付近に軸をもつ南北に伸張した緩やかな向斜が形成されており、時間深度が 3.0 秒前後と本調査地域で最も深くなっている。この向斜より西側の地域では、緩やかに時間深度 2.5 秒程度まで浅くなる。

## ( 2 ) 声問層基底時間構造図

全体的な傾向は、稚内層とほぼ同様であり、調査地域の東側半部は断層や褶曲構造が多く発達する比較的複雑な地質構造を呈するのに対して、西側半部は比較的単純な構造を呈する。豊富背斜軸部では声問層がほぼ完全に削剥されている。時間深度は、豊富背斜・豊富 - 大曲断層付近では 0 ~ 1.0 秒となり、豊富 - 大曲断層の西側の向斜部では 1.5 秒前後となる。また、幌延 - 川口背斜および六志内背斜局隆部付近では 0.6 秒 ~ 1.0 秒前後である。また、西側半部の向斜部では、時間深度が 2.4 秒と本調査地域で最も深くなり、向斜以西は緩やかに時間深度 2.1 秒程度まで浅くなる。

## ( 3 ) 勇知層基底時間構造図

全体的な傾向は、稚内層基底、声問層基底と類似し、調査地域の東側半部が比較的複雑な地質構造、西側半部が比較的単純な地質構造を呈する。豊富 - 大曲断層以東の地域では、地表に露出、削剥されてほとんど分布しない。これより以西は、向斜構造、六志内背斜、向斜構造、幌延 - 川口背斜構造、向斜構造がほぼ南北に伸張し発達する。時間深度は、東端部の豊富 - 大曲断層付近、幌延 - 川口背斜および六志内背斜局隆部で地表に露出し 0 秒となる。また、豊富 - 大曲断層の西側の向斜部では 0.5 ~ 1.0 秒であり、西側半部の向斜部で 1.5 秒と最大深度を有する。

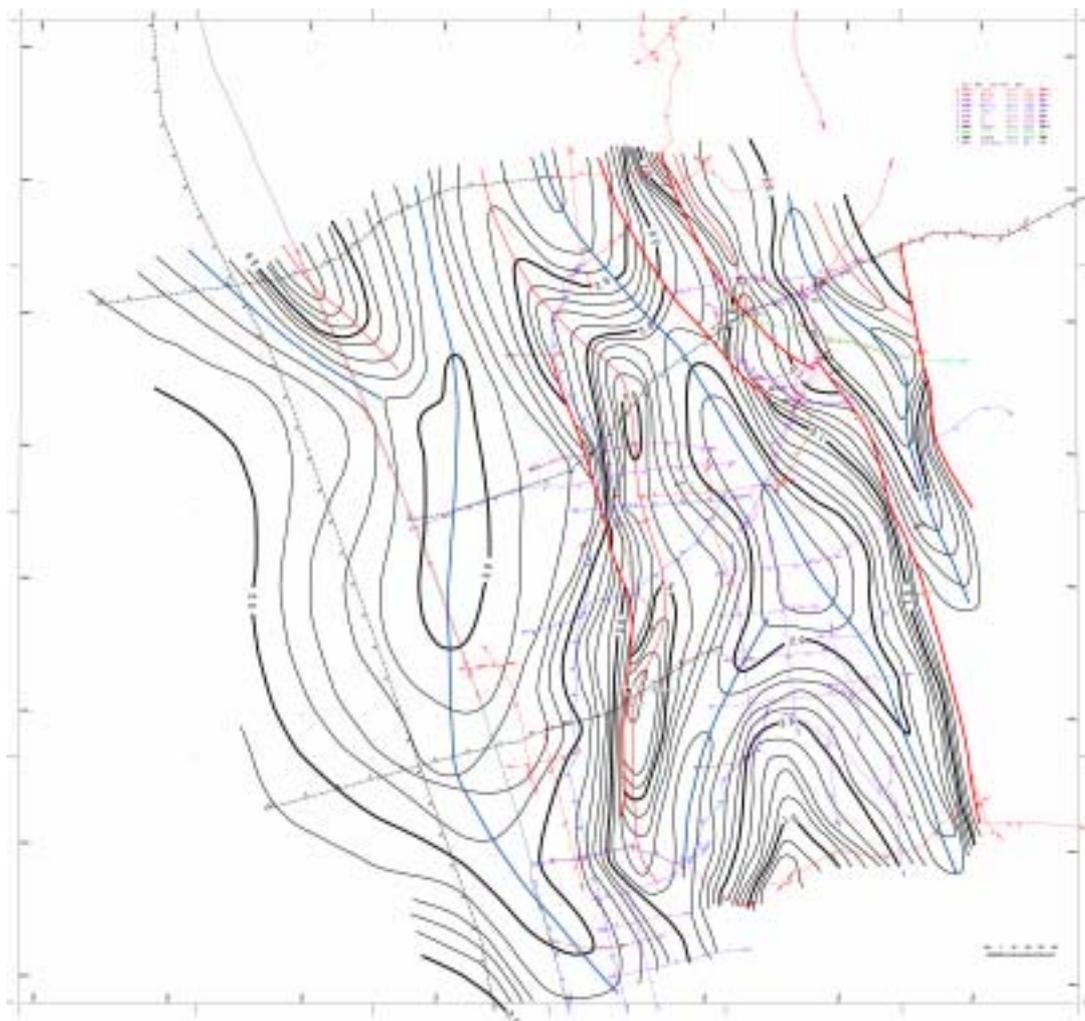


图 4.2-2 侏内層基底時間構造图

#### 4.2.2 深度構造図

深度構造図は、時間 - 深度曲線より時間構造図を深度に変換し作成した。使用した時間 - 深度曲線は、調査地域西部域では北川口 SK-1 の VSP 結果、調査地域東部域では基礎試錐「天北」の VSP 結果である。両者には大きな速度差があり、その間の地域では内挿したカーブを適用した。

##### (1) 稚内層基底深度構造図

稚内層基底の深度構造図を図 4.2-3 に示す。全体的な傾向としては、調査地域の東側半部は断層や褶曲構造が多く発達する比較的複雑な地質構造を呈するのに対して、西側半部は比較的単純な構造を呈する。調査地域の東半部においては、東から西へ、北北西~南南東方向に伸張する豊富背斜(兼清,1999)、豊富 - 大曲断層(兼清,1999)、南北方向に伸張する六志内背斜(兼清,1999)、幌延 - 川口背斜(兼清,1999)と続く。豊富背斜、幌延 - 川口背斜は、西急東緩な非対称褶曲構造であり、西翼には豊富 - 大曲断層などの逆断層が発達する。豊富 - 川口背斜は北川口 SK-1 坑井付近および基礎物理探査「天北地域」測線 TP90-1D の CDP900 付近に局隆部を持ち、南北に向かってプランジしていく。また、分布深度は、大局的に東側半部で 1000m~2500m であるのに対して、西側半部では 2500m~3000m である。豊富断層の以東地域と六志内背斜及び幌延 - 川口背斜局隆部付近の分布深度は、調査地域内で最も浅く 1000m~1500m 程度である。西側半部に大きく広がる向斜部は、地域内で最も深く最大 3100m に達する。

##### (2) 声問層基底深度構造図

全体的な傾向としては、稚内層基底深度構造図と同様に、調査地域の東側半部は断層や褶曲構造が多く発達する比較的複雑な地質構造を呈するのに対して、西側半部は比較的単純な構造を呈する。分布深度は、豊富 - 大曲断層より東側で最も浅く、深度 0m~数 100m である。また、幌延 - 川口背斜局隆部および六志内背斜軸部では深度 400~600m 程度である。一方、幌延 - 川口背斜以西の向斜部では、等深度線間隔が広い緩やかな地質構造を呈し、深度 2000m~2400m と本調査地域で最も深い。

##### (3) 勇知層基底深度構造図

全体的な傾向は、稚内層基底、声問層基底と類似し、調査地域の東側半部が短周期で背斜・向斜が連なる褶曲構造、西側半部が比較的単純な向斜構造を呈する。豊富 - 大曲断層以東の地域では、削剥されほとんど分布せず、これより以西は、向斜構造、六志内背斜、向斜構造、幌延 - 川口背斜構造および向斜構造がほぼ南北に伸張し発達

する。分布深度は、東端部、幌延 - 川口背斜及び六志内背斜局隆部で最も浅く 0 ~ 200m 程度であるのに対し、西側半部の向斜部では、1000m ~ 1300m 程度と最も深い。

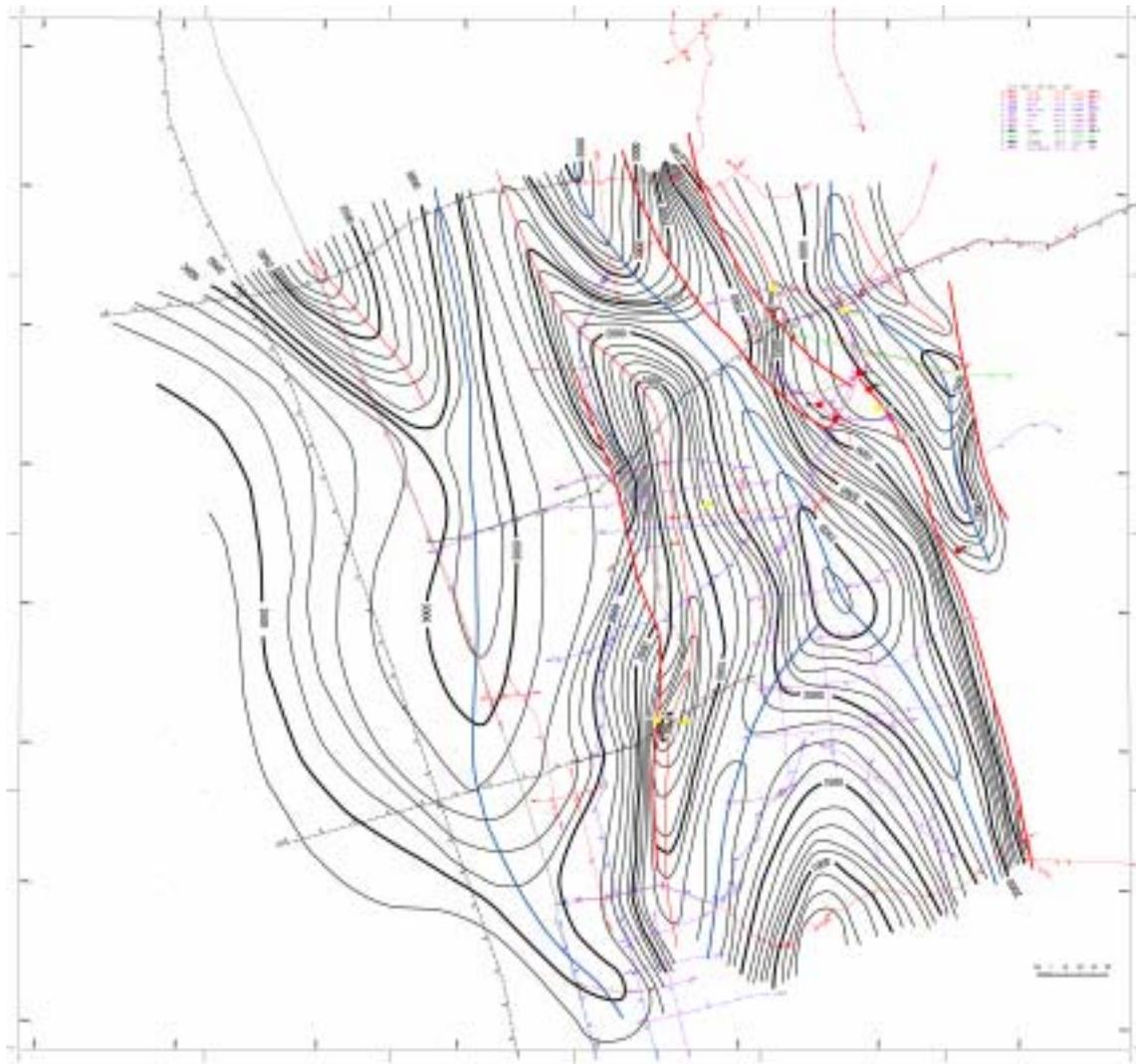


图 4.2-3 侏内層基底深度構造图

#### 4.2.3 等層厚線図

稚内層基底深度構造図・声問層基底深度構造図・勇知層基底深度構造図を用いて、稚内層等層厚線図・声問層等層厚線図を作成した。

##### (1) 稚内層等層厚線図

稚内層の等厚線図を図 4.2-4 に示す。調査地域における稚内層の層厚は 400m~1000m 程度であり、調査地域東端部の豊富 - 大曲断層付近ないしは以東の地域で 1000m 前後と最も厚く、西方に向かい南北方向トレンドの薄層部(400 ~ 600m)、厚層部(600 ~ 800m)を経て、調査地域西端部で 400m 程度となる。HDB-1, 3, 4, 5 孔および基礎試錐「天北」を含む調査地域東端部が約 1000m の最大層厚を有するのは、本地域が福沢(1992) の稚内トラフ東側の陸棚斜面 ~ 海盆底に位置していたものと考えられる。

##### (2) 声問層等層厚線図

声問層の等厚線図を図 4.2-5 に示す。大局的には稚内層と類似した傾向を持ち、調査地域内で 500 ~ 1200m 程度の層厚変化を有するが、東側から西方への薄化傾向は稚内層ほど顕著ではない。豊富 - 大曲断層付近以東の地域では一部が地表に露出して削剥を受けており、層厚は明らかでないが、豊富 - 大曲断層の西隣地域および調査地域北東部付近が 1000 ~ 1200m の層厚を有する最も厚い地域である。一方、最も薄いのは、北川口 SK 1 から南方に至る調査地域南端部で層厚 500m 以下となる。

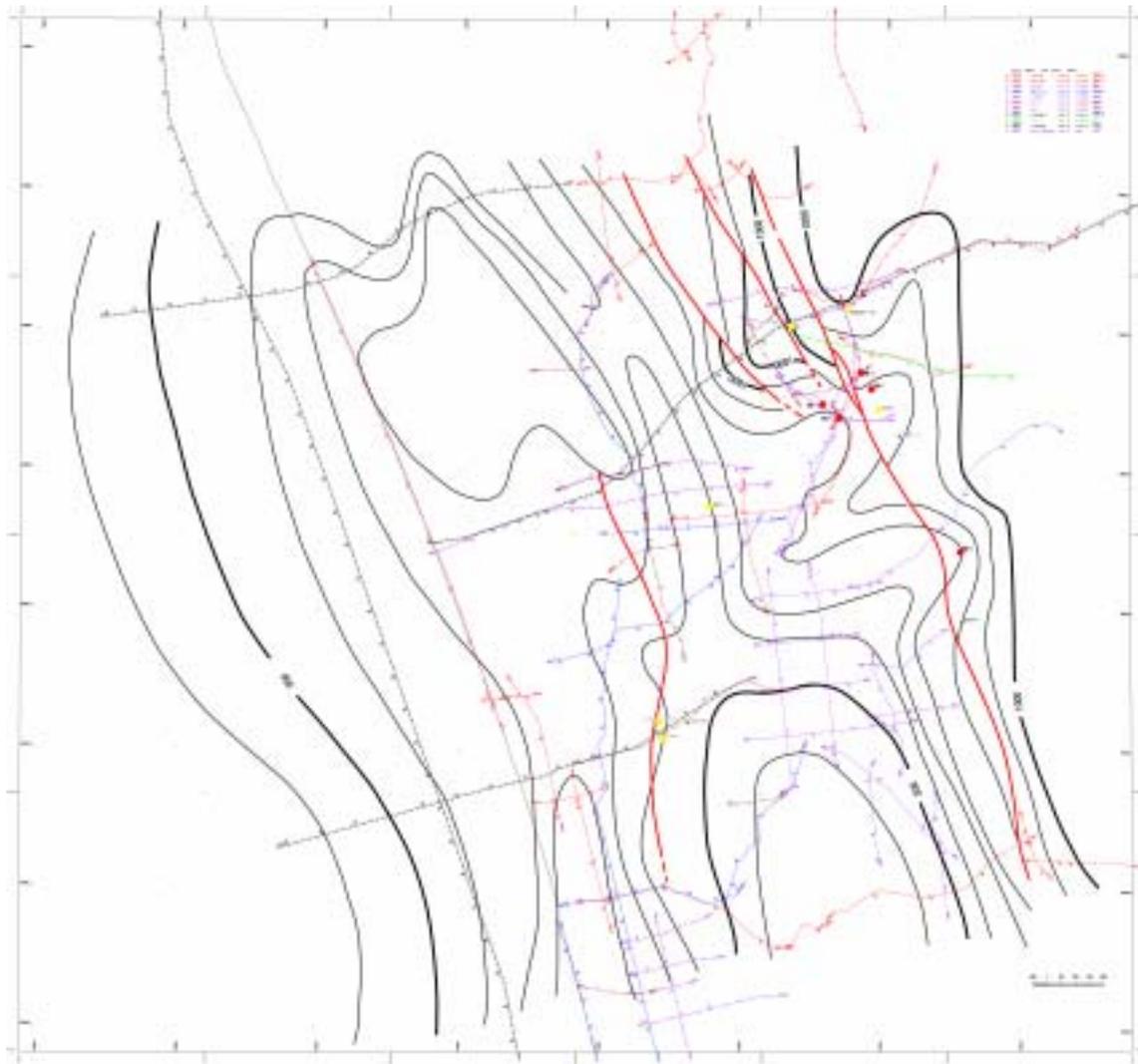


图 4.2-4 稚内層等厚线图

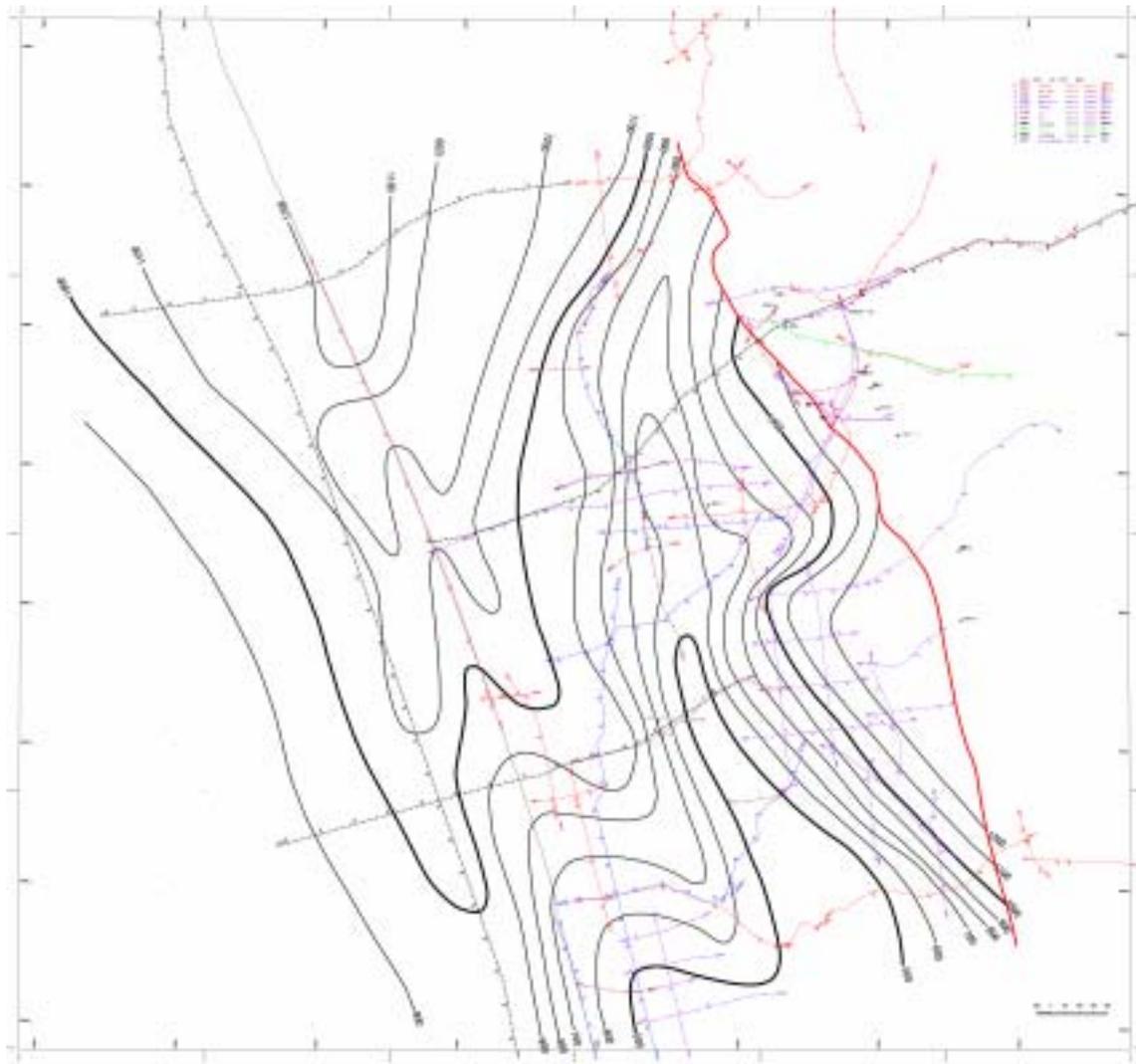


图 4.2-5 声間層等厚線図

#### 4.3 地質構造発達史

基礎物理探査「天北地域」測線 TP90-1D を用いて地質構造発達史を検討した。TP90-1D は、HDB-1, 3 孔の北方約 2.5 ~ 3km を東北東 - 西南西に通る測線であり、幌延地域の地質構造を構成する幌延背斜や大曲断層を胴切りにする測線である。

地質構造発達史の検討は、TP90-1D における深度断面図でバックストリップ法を用いて行った。対象層準は研究対象である稚内層以浅の地層を対象とし、稚内層堆積時、声問層堆積時、勇知層・更別層（以降の地層）堆積時、現在の 4 つのステージに分けた。また、地層の堆積過程において堆積物が被ったであろう圧密の程度については、基礎試錐「天北」の孔隙率を用いてキャリブレーションを行い、すべての地域においてその圧密曲線をあてはめ、バックストリップする際に圧密を補正し、層厚の復元を行った。

なお、地盤の隆起や海水準の低下に伴って地層堆積時から現在までの期間に被った地層の削剥量に関しては、福沢（1987）や石油公団「基礎試錐『天北』」に基づき推測をした。

地質構造発達史の復元図を図 4.3-1 に示し、以下にステージごとの特徴を示す。

##### Stage1：稚内層堆積時 [ 8Ma 頃 ]

稚内層堆積時には測線の西部に比べて東部に厚く堆積する傾向が見られる。福沢（1987）では、稚内層は稚内トラフで厚く堆積していると指摘しているが、稚内トラフの位置は TP90-1D 測線における大曲断層以東の地域にあたり、復元断面図に見られる最大層厚部と調和的な結果を示す。また、この時すでに CDP1000 付近では幌延背斜の東翼が萌芽している。

##### Stage2：声問層堆積時 [ 3Ma 頃 ]

声問層堆積時には稚内層とは異なり、西に向かって厚く堆積が行なわれる。これは、福沢（1987）では稚内トラフは声問層堆積時には、沈降から隆起にインバージョンするとされており、調和的なものである。これに伴い、東部の薄層部（CDP1300 ~ 1400）と西部の厚層部（CDP600 ~ 900）の形成により、CDP800 付近では幌延背斜の西翼が、CDP1350 付近では豊富背斜の西翼が萌芽する。

##### Stage3：勇知層・更別層（以降の地層）堆積時 [ 1Ma 頃 ]

勇知層・更別層堆積時には CDP1300 以西が厚く、それ以东では薄い。このときに豊富背斜の西翼部が厚層部の形成により成長する。また勇知層基底では幌延背斜は形成されていないが、それ以深の地層では引き続き幌延背斜の芽が形成されている。

**Stage4 : 現在**

構造的には Stage1 ~ Stage3 までは沈降・堆積のステージで , Stage4 では隆起・削剥のステージにかわり , それまでに形成された地質構造がさらに強調される。さらに , 大曲断層の大きな活動に伴う豊富背斜の東翼の形成や幌延背斜下部に伏在する断層の活動に伴う幌延背斜の成長が促進され , 現在の地質構造を形成する。

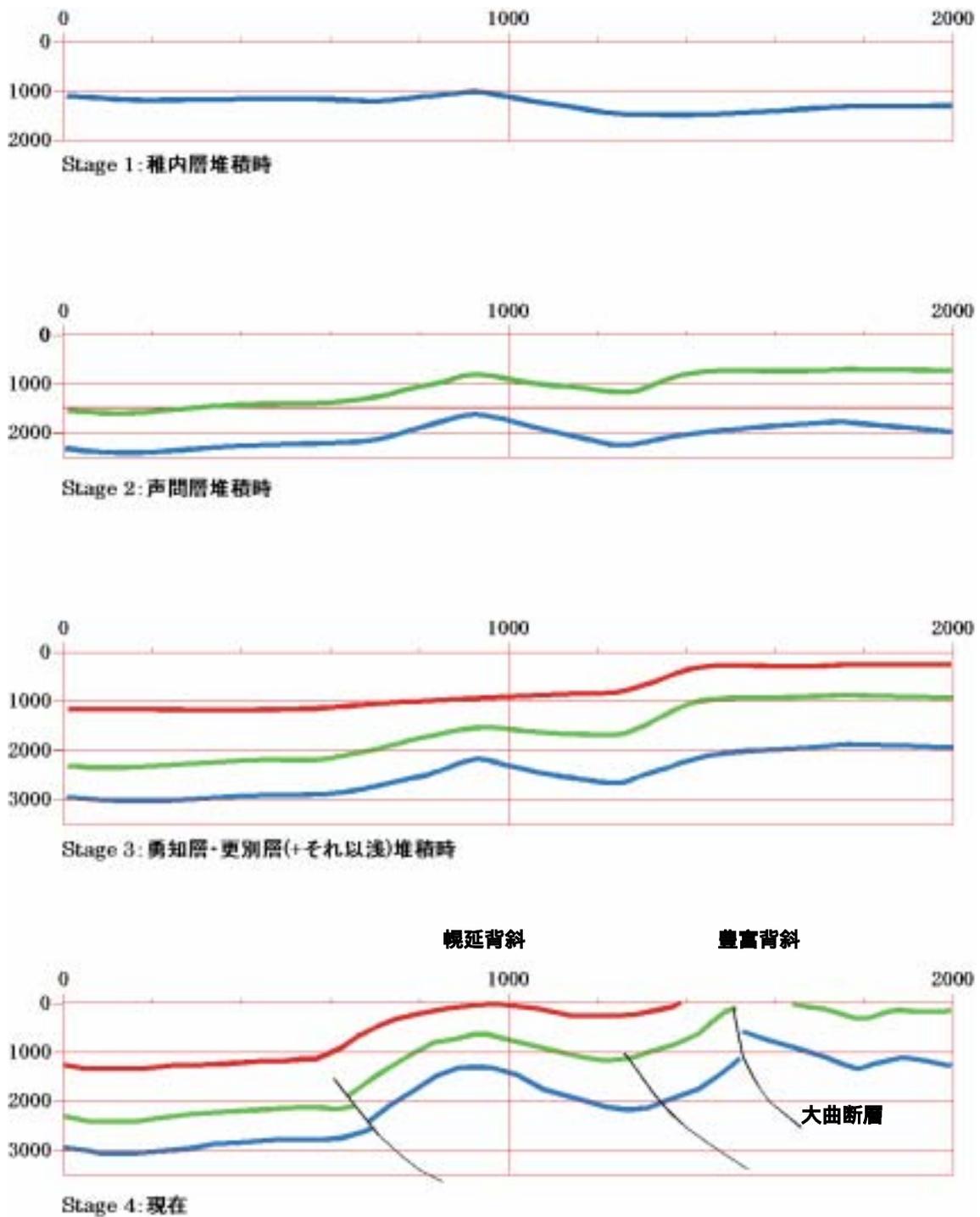


図 4.3-1 基礎物理探査「天北」の深度断面図を用いた地質構造発達史復元図

(横軸:CDP 縦軸:深度 青:稚内層基底 緑:声間層基底 赤:勇知層基底)

#### 4.4 声問層，稚内層の岩芯観察

##### 4.4.1 目的

堆積モデリングソフトウェア開発の基礎データ取得のためには，堆積盆を構成する堆積物の分布および堆積システムを把握する必要がある。このため，核燃料サイクル開発機構により幌延地域で採取された岩芯について堆積学的な観点から調査を実施した。

モデリング対象層準は声問層と稚内層である。今回は HDB-1 孔の岩芯を対象に特徴的な GR カーブを示す層準をいくつか選択し，全長 100m 強を調査した。

なお，色調の呼称と番号は Goddard ほか(1975)に従った。

##### 4.4.2 調査深度および岩相

深度 176～212m (声問層，全長 36m): 主にオリーブグレイ (5GY4/1) ライトオリーブグレイ (5Y5/2) を呈する泥岩～シルト質泥岩からなり，一部の層準には厚さ数 cm 未満のオーダーで不明瞭な層状構造が認められる。全体に生物擾乱が激しく初生的堆積構造は保存されていない (写真 4.4-1)。一部に直径 1～3mm の円～楕円状の断面を示す生痕化石が存在する。細粒～中粒砂岩が深度 196.0～196.5m に認められるが，軟質で採取時に流動変形しており初生的な堆積構造は認定できない。



**写真 4.4-1 210.45～210.52m 泥岩**

全体に生物擾乱が激しく初生的堆積構造は保存されていない。写真上が上位方向。

深度 312～318m (声問層，全長 6m): 深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる。一部に直径 1～2mm または 5～10mm の円～楕円状の断面を示す生痕化石，竹輪状の断面を示し，層理面と斜交して発達する生痕化石が認められる。深度 317.0～318.0m では，GR 値が深度 196.0～196.5m と同様に周囲に比べて低く，砂岩の

挟在が推定できる。

348～358m（稚内層，全長 10m）：色調がオリーブグレイ（5GY4/1 ないし 5Y3/2）～ライトオリーブグレイ（5Y5/2）を呈する以外は，深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる。一部に直径 1～2mm または 5～10mm と 2 種類の大きさを示す円～楕円形の断面を示す生痕化石が認められる。深度 353.5～354.0m 区間はこの一連の岩芯（深度 348～358m）を含むこれ以浅の岩芯のなかで最も硬質である。

深度 385～405m（稚内層，全長 20m）：主にダスキープラウン（5YR2/2）ダスキューイエロウイッシュブラウン（10YR2/2）を呈する以外は，深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる。一部に直径 1～2mm 円～楕円形の断面を示し，層理面と平行に発達する生痕化石，また直径 10～20mm の竹輪状の断面を示す生痕化石が認められる（写真 4.4-2）。



**写真 4.4-2 深度 401.00～401.10m シルト質泥岩**

層理面と平行に発達する竹輪形の断面を示す生痕化石。写真上が上位方向。

深度 415～425m（稚内層，全長 10m）：オリーブグレイ（5Y3/2）～オリーブブラック（5Y2/1）を呈する以外は，深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる（図 4.4-3）。直径 10～20mm の竹輪状の断面を示す生痕化石が特徴的に点在する。この生痕化石は一般に層理面と平行に発達するが，一部では斜交し，深さ方向に 100mm 程度の長さを示すものもある。



**写真 4.4-3 深度 419.45～419.55m シルト質泥岩**

不明瞭な層状構造が認められる。写真上が上位方向。

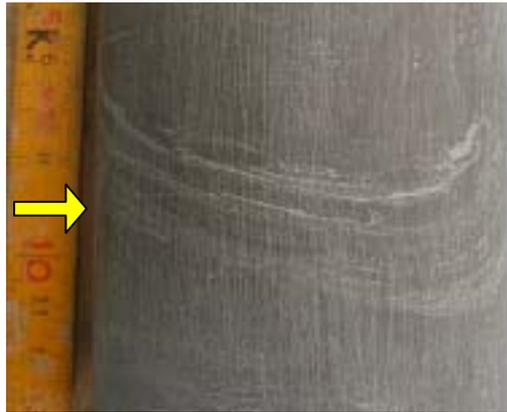
深度 535～545m ( 稚内層, 全長 10m ): ダスキーブラウン ( 5YR2/2 ) ダスキーエロウイッシュブラウン ( 10YR2/2 ) を呈する以外は, 深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる。

深度 666～678m ( 稚内層, 全長 12m ): ダスキーブラウン ( 5YR2/2 ) ダスキーエロウイッシュブラウン ( 10YR2/2 ) ないしオリーブブラック ( 5Y2/1 ) を呈する以外は, 深度 176～212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる。一部に円～楕円状の断面を示す生痕化石が認められた。この生痕化石は層理面と平行に発達する。また, 深度 666m～673m には皿状形の断面を示す生痕化石が点在する ( 写真 4.4-4, -5 )。



**写真 4.4-4 深度 668.25～668.32m シルト質泥岩**

砂岩薄層 ( 矢印部 ) が挟在するように見えるが, これは写真 4.4-5 と同様に皿状形の生痕化石である。写真上が上位方向。



**写真 4.4-5 深度 669.50 ~ 669.62m シルト質泥岩**

皿状形の生痕化石（矢印部）。写真上が上位方向。

685 ~ 715m（稚内層，全長 30m）：オリーブグレイ（5Y3/2），グレイッシュブラウン（5YR3/2）～ダスキーブラウン（5YR2/2），オリーブブラック（5Y2/1）を呈する以外は，176 ~ 212m と同様の特徴を示す泥岩～シルト質泥岩からなる（写真 4.4-6, -7）。一部に直径 1 ~ 5mm の円～楕円状の明確な断面を示し，層理面と平行に発達する生痕化石が認められる。



**写真 4.4-6 深度 696.80 ~ 696.90m シルト質泥岩**

不明瞭な層状構造が認められる。



**写真 4.4-7 深度 695.70～695.80m シルト質泥岩**

不明瞭な層状構造が認められる。写真左が上位方向。

#### 4.4.3 岩芯観察のまとめ

厚さ数 cm を超える砂岩は深度 196.0～196.5m にのみ確認できた。ただし、深度 317.0～318.0m にもこれと同様に GR 値の低い層準が認められ、砂岩の存在が推定できたが、岩芯は流出しており、砂岩の痕跡すら認めることはできなかった。これらの砂岩層は両層とも声問層である。

調査した泥岩～シルト質泥岩のうち深度 405m 以浅ではオリーブグレイ (5GY4/1)～ライトオリーブグレイ (5Y5/2) を呈するのに対し、それ以深は色調が暗くなり、オリーブグレイ (5Y3/2)～オリーブブラック (5Y2/1)～グレイッシュブラウン (5YR3/2)～ダスキーブラウン (5YR2/2) を呈する。全体に生物擾乱が激しく、初生的堆積構造は全く保存されていない。ただし、一部の層準には厚さ数 cm 未満オーダーの不明瞭な層状構造が認められる。

一般に明確な形状が保存されている生痕化石は認められないが、観察した岩芯全体に直径 1～2mm または 5～10mm の円ないしは楕円形の断面を示す生痕化石が存在する。これとは別に特徴的な生痕化石を 2 種類認めることができた。一つは径 10～30mm で竹輪状の断面を示すもので一般に層理面と平行に発達するが、一部では斜交し、深さ 100mm 程度のものがある。これは深度 385～405m に主に認められる。もう一つは、深度 666m～673m に点在する生痕化石で、幅 70～100mm、深さ数 cm 未満で層理面とほぼ平行状態で産する。この生痕化石は厚さ数 mm 程度の砂質ラミナと厚さ数～5mm の泥岩との互層状を呈する。

#### 4.5 声問層および稚内層珪藻質泥岩の圧密特性

声問層，稚内層はともに珪藻質であり，珪藻起源のシリカ鉱物に富む。珪藻起源のシリカ鉱物はオパール A オパール CT 石英と埋没続成にともない転移する。この転移と同時に間隙性状が変化し，その変化の程度は碎屑物含有量に依存することが知られている。

HDB1 孔で取得された岩芯に認められる珪藻起源のシリカ鉱物はオパール A もしくはオパール CT である（HDB1 孔報告書）。このため，HDB1 孔での岩石の間隙性状，すなわち浸透性と，岩相（碎屑物含有量），深度，続成転移との関係を検討した。また，辻・横井（1991）は  $0.02\ \mu\text{m}$  以上の間隙口を持つ間隙からなる間隙率（ $>0.02\ \mu\text{m}$ ）と石油天然ガスを貯留する層準とに関連性があることを示している。そこで， $>0.02\ \mu\text{m}$  を浸透性の指標として検討した。

なお，ここでは珪藻質泥岩のうちオパール CT を含まない岩石をオパール A 帯の岩石，オパール A を含まない岩石をオパール CT 帯の岩石，またオパール A とオパール CT の両者を含む岩石を漸移帯の岩石と呼ぶことにする。

##### 4.5.1 使用データ

HDB1 孔の物理検層データ（かさ密度，ガンマ線値），佐藤（2003）に示された岩芯分析データ（かさ密度，真密度，間隙率および間隙径分布）

##### 4.5.2 珪藻質岩のかさ密度（ $R_{\text{hob}}$ ），ガンマ線値（GR），深度の関係

図 4.5-1 にかさ密度（ $R_{\text{hob}}$ ）の深度変化を示し，同時にガンマ線値（GR）で色分けした。 $R_{\text{hob}}$  は深度 200m ~ 700m で深度の増加とともに大きくなる。同じ深度で比べると GR が大きい程， $R_{\text{hob}}$  が大きい傾向がある。深度 320 ~ 400m はシリカ鉱物の漸移帯に相当する。同一の GR を示す珪藻質泥岩を比べると深度に対する  $R_{\text{hob}}$  の変化が漸移帯の上位で大きく，下位で小さい。なお，深度 200m 以浅ではこれらに明瞭な傾向は認められない。

また，図 4.5-1 には同時に佐藤（2003）のかさ密度は泥岩 3(241.28m)と 5(371.00m)を除いて基本的に物理検層データと調和的である。

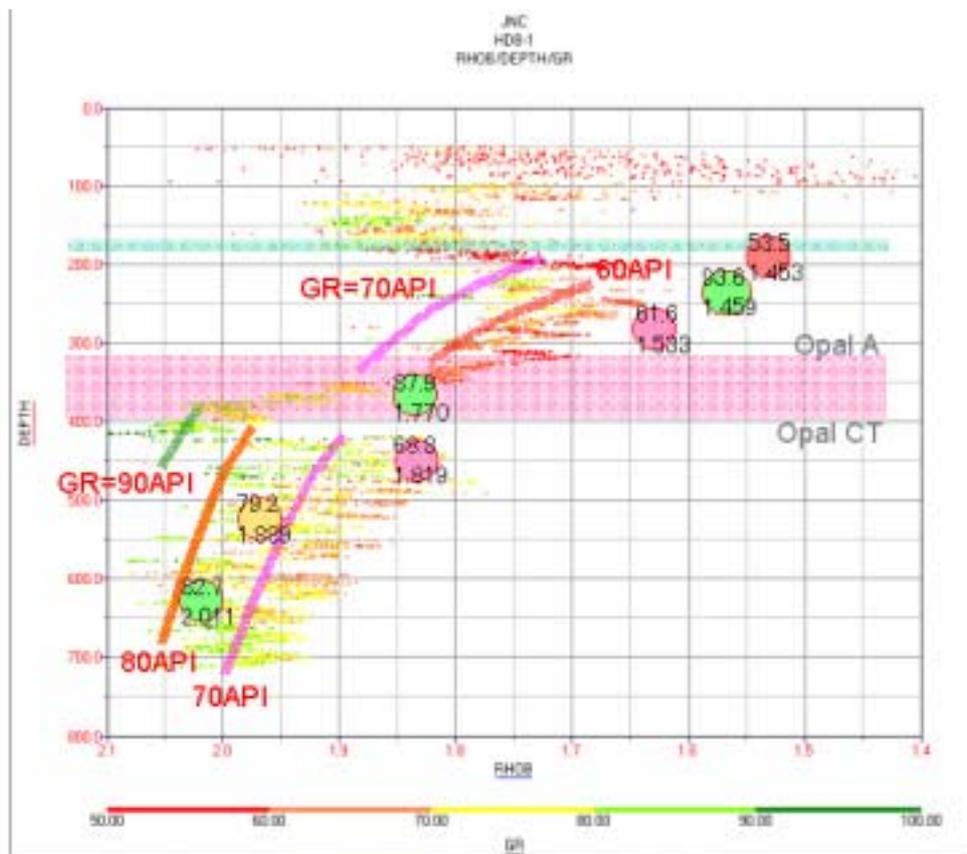


図 4.5-1 珪藻質泥岩のかさ密度 (RhoB) とガンマ線値 (GR) の深度変化

図中の丸は水中飽和法によって測定された真密度 (佐藤, 2003) を, その色は GR を示す。それぞれの丸に示された 2 つの数値のうち上のは GR を, 下は真密度を示す。GR は試料採取深度に近い深度での値を採用した。また, 深度 320 ~ 400m にピンク色で示された帯はシリカ鉱物のオパール A からオパール CT への続成転移の漸移帯を示す。

#### 4.5.3 珪藻質泥岩の間隙率, GR, 深度の関係

深度と GR の関係を図 4.5-2 に示し, RhoB で色分けした。また, 真密度は佐藤 (2003) の実測値をオパール A 帯とオパール CT 帯で平均し, オパール A 帯の珪藻質泥岩で 2.38 g/cc, オパール CT 帯で 2.47g/cc として間隙率を RhoB から算出した。

GR の分布はシリカ鉱物の漸移帯の上位と下位で異なり, 上位で 55 ~ 80API, 下位で 60 ~ 90API を示す。間隙率は深度 200m 付近で 40 ~ 60% を示し, 深度 600m 付近では 20 ~ 40% を示す。この間, 間隙率は深度の増加とともに徐々に減少する。同一深度では間隙率は GR が大きいほど小さい傾向を示す。なお, 深度 200m 以浅では明瞭な傾向が認められない。

また, 佐藤 (2003) の間隙率は泥岩 3 (241.28m) と 5 (371.00m) の 2 つを除いて検層データと調和的な値を示す。

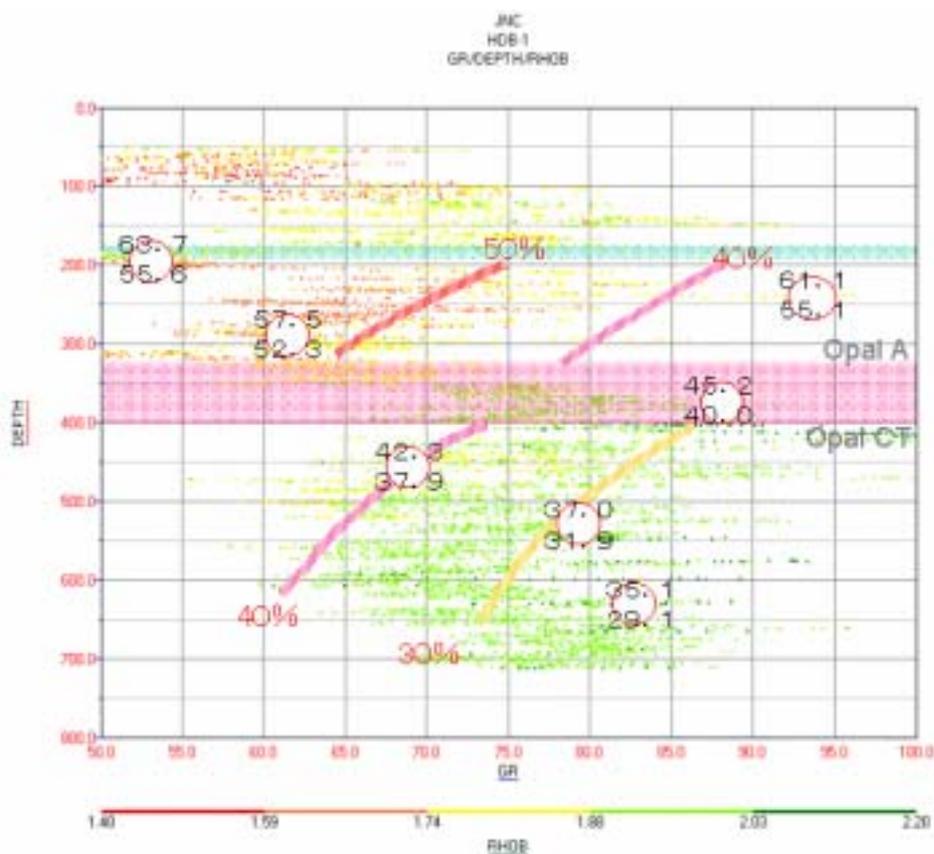


図 4.5-2 珪藻質泥岩の間隙率とガンマ線値 (GR) の深度変化

図中の丸は間隙率の実測値が得られている試料を示す。それぞれの試料の GR は検層カーブから求めた。丸の中の 2 つの数字のうち、上のは水中飽和法によって測定された間隙率 (佐藤, 2003), 下のは水銀圧入法で測定された間隙率 (佐藤, 2003) を示す。丸の色は RhoB を表す。また、深度 320 ~ 400m にピンク色で示された帯はオパール A からオパール CT への漸移帯を示す。なお、佐藤(2003)の分析値を以下に示す。前者が水中飽和法で求めた間隙率, 後者が水銀圧入法による間隙率である。泥岩 2 : 63.7%, 55.6%, 泥岩 3 : 61.1%, 55.1%, 泥岩 4 : 57.5%, 52.3%, 泥岩 5 : 45.2%, 40.0%, 泥岩 6 : 42.3%, 37.9%, 泥岩 7 : 37.0%, 31.9%, 泥岩 8 : 35.0%, 29.1%。

#### 4.5.4 間隙径分布

図 4.5-3 に佐藤 (2003) が示した珪藻質泥岩 8 試料の間隙径分布データを示す。泥岩 1 ~ 4 はオパール A 帯に, 泥岩 6 ~ 8 はオパール CT 帯に属する。泥岩 5 は漸移帯に属する。泥岩 1 ~ 4 は間隙率 50 ~ 56%を, 泥岩 6 ~ 8 は間隙率 28 ~ 37%を示す。また, 泥岩 5 はこれらの中間的な値である 40%を示す。>0.02 μm は, 泥岩 1 ~ 4 で 46 ~ 53%, 泥岩 6 ~ 8 で 5 ~ 13%を示す。また, 泥岩 5 はこれらの中間的な 20%を示す。

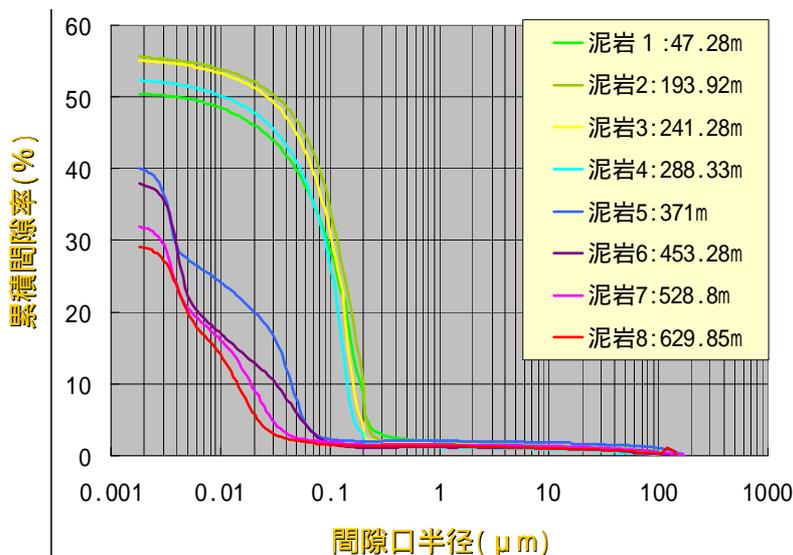


図 4.5-3 珪藻質泥岩の間隙径分布 (佐藤, 2003 データをグラフ化)

4.5.5 珪藻質泥岩の浸透性へ碎屑物含有量とシリカ鉱物の続成転移が及ぼす影響

図 4.5-1 と図 4.5-2 で示されるように同じ深度では GR 値が大きい程, Rhob が大きく, 間隙率は小さい。すなわち, 碎屑物含有量が多いほど, 圧密がより進行していることがわかる。今回のような細粒岩では一般に碎屑物含有量が多いと, 粘土鉱物が多く含まれる。また, 粘土鉱物はそれ以外の碎屑物や珪藻起源物質に比べて, より延性の大きな物性を示す。したがって, 碎屑物含有量が多いほど, 延性の大きな粘土鉱物の含有量が多くなるので, より圧密が進行し Rhob が大きくなり間隙率が小さくなると解釈できる。但し, 同じ鉱物組成の岩石でも圧密が進行し間隙率が減少すると, 単位当たりの粘土鉱物含有量が増えることになるので GR は大きくなる。このため, 同じ深度では GR 値が大きい程, Rhob が大きく, 間隙率は小さいという傾向は, 深度が大きくなると緩和される。また, 浸透性の指標となる  $>0.02 \mu\text{m}$  は, オパール A からオパール CT への続成転移を経て急激に小さくなる。これらのことから, 珪藻質泥岩は 1) 碎屑物含有量が多いほど, 2) 深度が大きいくほど, 浸透性が小さくなる, さらに, 3) オパール A からオパール CT へ続成転移でその浸透性は急減することがわかる。

## 5 前進的モデルを用いた堆積モデリングソフトウェアの開発

### 5.1 基本ソフトウェアの開発

#### 5.1.1 ソフトウェアの概念設計

概念設計では、基本ソフトウェア構築のために堆積岩形成のモデル化を行なう。堆積岩形成過程は堆積過程と堆積後、埋没し堆積岩となる過程（以後、圧密過程）の二つに分類される。

堆積過程のモデルは、経験的な堆積関数を定義して用いる「層序モデリング」（中山，1990）を採用する。また堆積過程の一部については、物理的堆積モデルの結果を堆積関数に反映させる。

圧密過程のモデルは、各堆積物種の間隙率を深度の関数（圧密曲線）として定義し、埋没深度より堆積岩の間隙率を推定する。また各堆積物種の水透率係数を間隙率の関数とし、水透率係数を推定する。

#### （1） 堆積過程モデル

声問層・稚内層の堆積システムを考えると、声問層・稚内層の堆積物は、砂質物・泥質物・珪藻に三種類に分類され、堆積様式は、定常的な堆積（以後、「一次堆積」とよぶ）と、乱泥流のような重力流による堆積（以後、「二次堆積」とよぶ）に区分される。図 5.1-1 に、堆積物・堆積関数の概念図を示す。

時間により直接変化する要素としては、海岸線の位置、二次堆積のイベント頻度とする。海岸線位置の時間の変化は、海進・海退を示している。一方、水深・堆積速度・イベント堆積量の関数は、海岸線とともに平行移動すると考え、海岸線からの位置関係は時間によって変化しないとする。

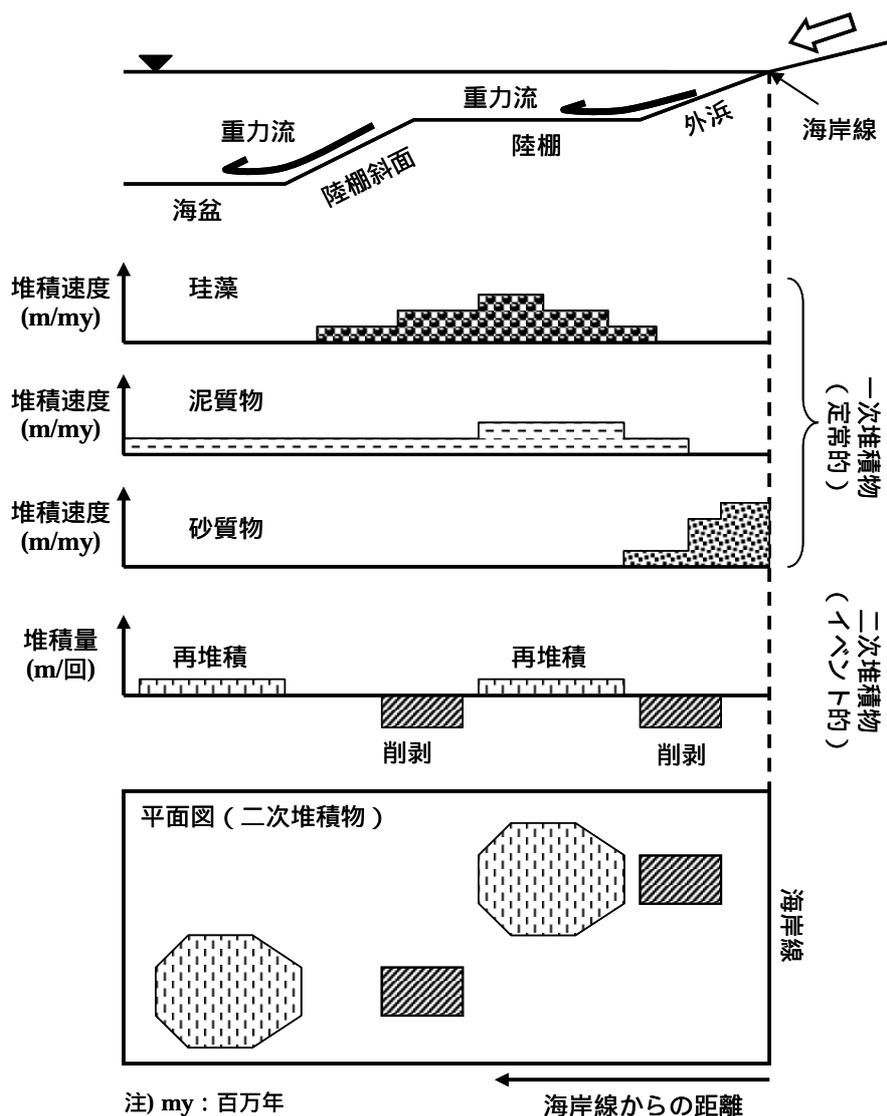


図 5.1-1 稚内層の堆積モデル概念図

最上段：古水深断面図，二～四段目：一次堆積物堆積速度，五段目：二次堆積物堆積量（一回のイベント），最下段：二次堆積物の平面概念図。

(2) 圧密過程モデル

圧密過程では，堆積過程で得られた各セルの堆積物堆積量から，間隙率・透水係数を予測する。

まず「各堆積物はセル内で分離（独立）している」と仮定する。各堆積物の間隙量はセル上限埋没深度により決定し，セル全体の間隙率を求める。また，各堆積物の間隙率から透水係数を求め，それら透水係数の代表値（指数平均）をセル透水係数とする（図 5.1-2）。



## (2) 入力情報・結果情報

入力情報には、対象地域・堆積時間（X・Y・T 範囲決定）の情報，堆積過程用の情報，圧密過程用の情報がある。表 5.1-1～3 にそれら情報の一覧を示す。結果情報は表 5.1-4 に示す。

表 5.1-1 入力情報（対象地域および堆積時間）

名称	単位
開始地質時間	Ma
タイムステップ	my
タイムステップ数	-
対象地域原点 (X,Y)	m
対象地域グリッドサイズ	m
対象地域グリッド数 (X,Y)	-

表 5.1-2 入力情報（堆積過程）

名称	単位	摘要
堆積物数	-	圧密過程でも使用
海岸線移動距離	m	時間の関数
水深	m	海岸線定点からの距離（X 方向）関数
堆積速度	m/my	一次堆積，海岸線定点からの距離（X 方向）関数
イベント数	-	二次堆積
イベント堆積量	m/回	二次堆積，海岸線定点からの距離（XY 方向）関数
イベント頻度	回/my	二次堆積，時間関数
初期間隙率	v/v	（圧密過程でも使用）

下線：関数情報

表 5.1-3 入力情報（圧密過程）

名称	単位	摘要
埋没深度上限	m	対象堆積層上限の XY グリッド情報
間隙率	v/v	深度の関数
透水係数	cm/s	間隙率の関数
指数平均係数	-	セル透水係数決定用，垂直および水平

下線：関数情報

表 5.1-4 結果情報

名称	単位	摘要
全層厚	m	セルの高さ, 出力情報
セル上限深度	m	出力情報
セル間隙率	v/v	出力情報
セル水平透水係数	cm/s	出力情報
セル垂直透水係数	cm/s	出力情報
セル内各堆積物マトリックス比率	v/v	出力情報

## (3) 入力関数・コーディングについて

海岸線移動距離・水深・堆積速度・イベント頻度関数は、それぞれ二列の二次元配列で与える。またイベント堆積量はグリッドデータ ( $m \times n$  の二次元配列) で与える。

間隙率関数は、深度の五次式もしくは深度の指数関数 (圧密関数) から選択する。五次近似式は、その係数を入力値とする。指数関数は以下の通り。

$$\phi = \phi_0 \times e^{-cz}, \quad \phi: \text{間隙率}(v/v), \quad \phi_0: \text{初期間隙率}(v/v), \quad c: \text{圧密係数}(1/m), \quad z: \text{深度}$$

(m)

透水係数関数は、間隙率の五次式、Berg 式、Bryant 式から選択する。Berg 式は砂質岩についての経験式で、

$$k = 5.3 \times 10^3 \times n^{5.1} \times Dn^2$$

$k$ : 浸透率 (md),  $n$ : 間隙率 (%),  $Dn$ : 粒径分布 P90 値もしくは [算術平均値 - 標準偏差] である (Berg, 1975)。Berg 式の解は浸透率であるため、係数  $9.7 \times 10^{-7}(\text{cm/s/md})$  を用いて透水係数に変換する。Bryant 式は泥質岩についての経験式で、

$$k = e^{14.30 \times n - 26.30}, \quad k: \text{透水係数}(cm/s), \quad n: \text{間隙率}(v/v) \text{ である (Bryant et al, 1975)}.$$

セル透水係数算定に使用される指数平均式は以下の通り。

$$hc = \left( \frac{1}{l_T} \sum_{i=1}^n l_i \times hc_i^\omega \right)^{\frac{1}{\omega}}$$

ここで、 $hc$ : セル透水係数,  $hc_i$ : 各堆積物透水係数,  $l_i$ : 各堆積物量,  $l_T$ : 総堆積物量,

- 1  $\omega$  = 1 は算術平均, 0 は幾何平均, - 1 は調和平均と一致する。

本ソフトウェアはC言語（ANSI規格）を用いてコーディングを行った。

### 5.1.3 二次堆積分布の検討（予察）

ここでは、幌延地域で区分した堆積物，砂質岩・泥質岩・珪藻の二次堆積物分布について，物理過程モデルを用いて予察を行った。物理過程モデルは，懸濁粒子の沈積過程モデル（Suspensionモデル）を用いた。モデルへの入力情報は標準的な値を使用した（表5.1-5，6，および図5.1-4）。

**表 5.1-5 Suspension モデル一般情報入力値**

グリッドサイズ	200m
セル数	(31,31)
水深	10m (一定)
洪水位置	(16,6)
タイムステップ長	100 秒
洪水継続時間	2000 秒
洪水量	200m <sup>3</sup> /秒
拡散係数	10
流速	下図参照

**表 5.1-6 Suspension モデル堆積物情報入力値**

堆積物情報	密度(g/cm <sup>3</sup> )	粒径(mm)	濃度(ppm)
砂質物	2.65	0.10	200
泥質物	2.65	0.02	200
珪藻	1.30	0.04	200

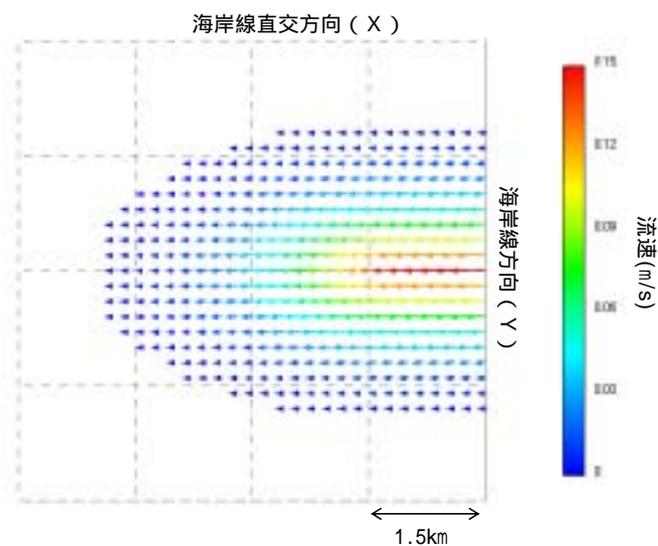


図 5.1-4 Suspension モデル流速情報入力値

図 5.1-5 に、シミュレーション結果を示す。泥質岩と珪藻の広がりがほぼ同程度であるのに対し、砂質岩の広がりは、泥質岩・珪藻の広がりの 1/4 程度となる。

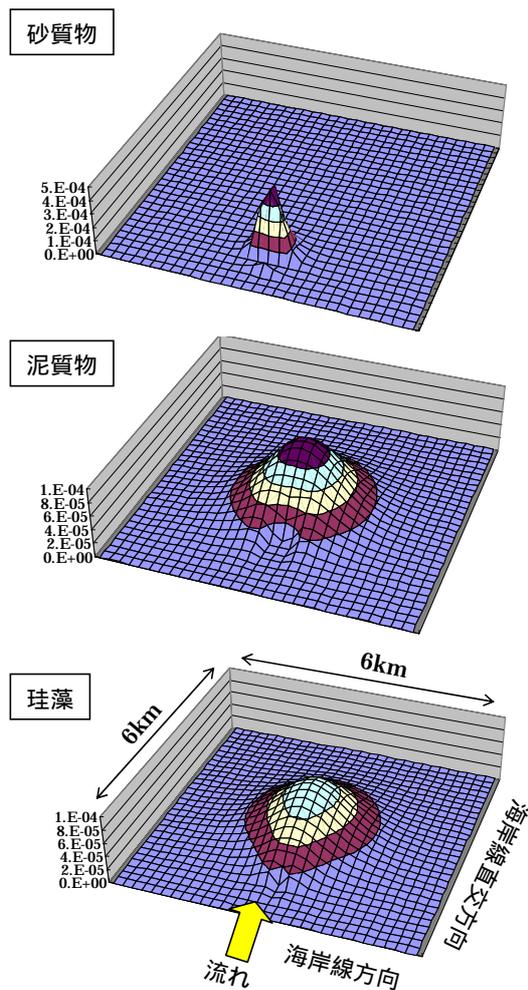


図 5.1-5 Suspension モデルシミュレーション結果

1セルは：200×200m

#### 5.1.4 テストラン

##### (1) ベースケース

仮想入力情報を用いて基本ソフトウェアのテストランを実施した。仮想入力情報は、幌延地域の概査を元に作成した。表 5.1-7 に基本パラメータ情報を示す。また図 5.1-6 に堆積盆・対象地域・イベント発生場所の位置関係を示す。

表 5.1-7 基本パラメータ情報一覧

項目	細目	値	単位
時間	開始時間	12	Ma
	タイムステップ	0.1	my
	ステップ数	80	-
堆積盆	X	50,000	m
	Y	30,000	m
対象地域	グリッドサイズ	200	m
	原点 ( X )	15,000	m
	原点 ( Y )	5,000	m
	原点セル番号 ( X )	0	-
	原点セル番号 ( Y )	0	-
	セル数 ( X )	100	-
	セル数 ( Y )	100	-
堆積物数		3	-
イベント発生場所数		2	-

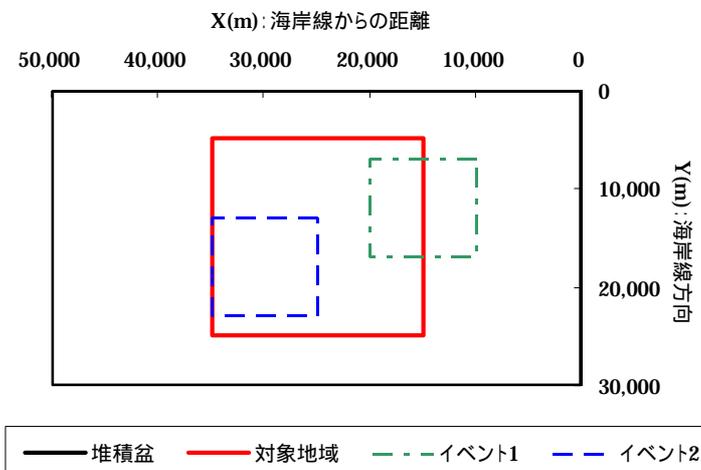


図 5.1-6 基本情報およびイベント堆積位置

水深・一次堆積物堆積速度情報，海岸線位置・イベント頻度情報，イベント堆積量を図 5.1-7，8，9 に示す。堆積物情報である深度 - 間隙率グラフ，間隙率 - 透水係数グラフを，図 5.1-10，11 に示す。対象堆積層上限の最大埋没深度は図 5.1-12 の通り。

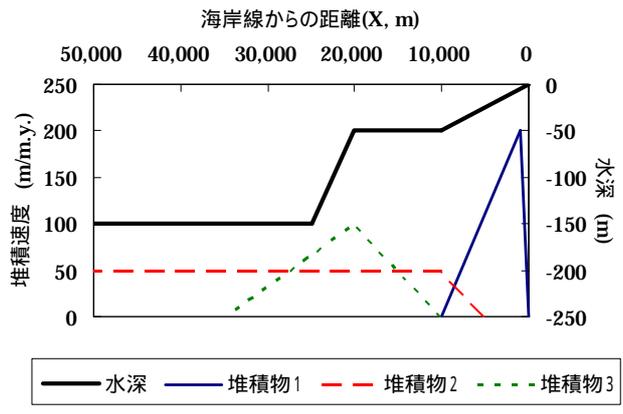


図 5.1-7 水深・堆積速度グラフ

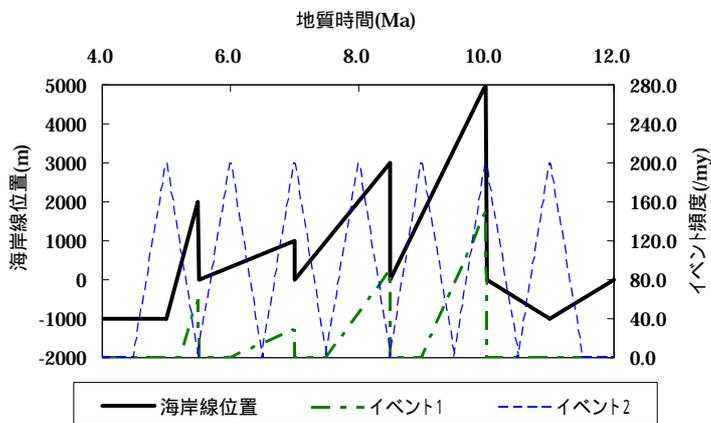


図 5.1-8 海岸線位置・イベント頻度グラフ

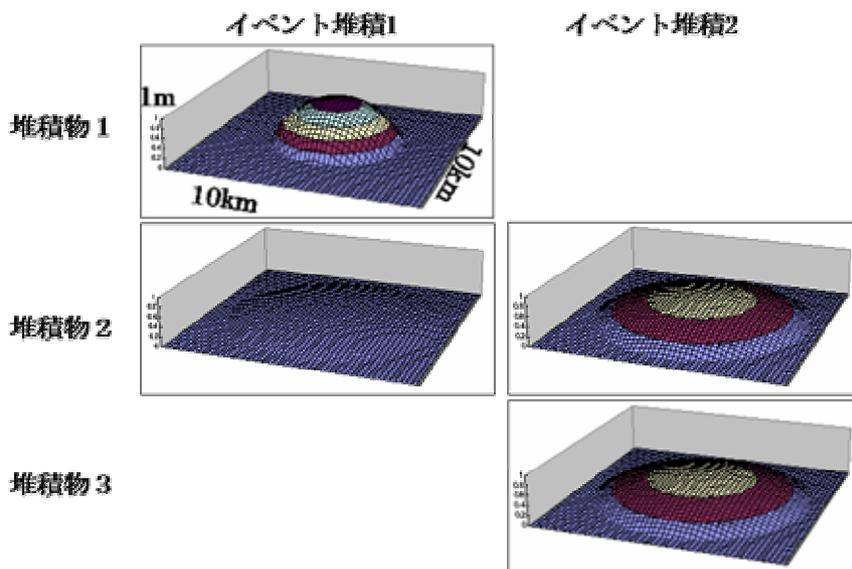


図 5.1-9 各イベント・堆積物のイベント堆積量

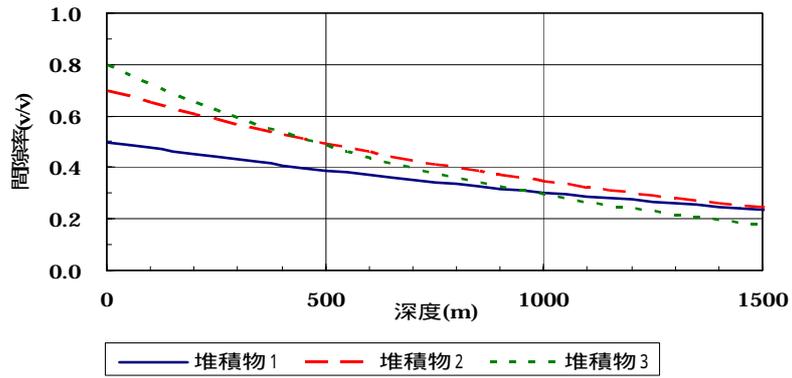


図 5.1-10 深度 - 間隙率プロット

図 5.1-11 間隙率 - 透水係数プロット

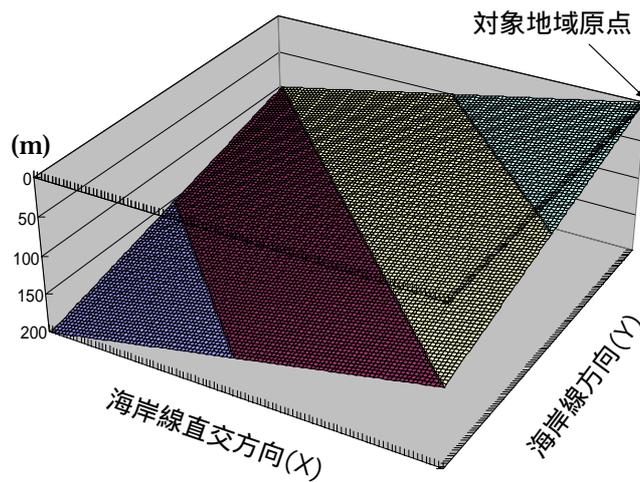


図 5.1-12 埋没深度グラフ

出力情報の三次元表示例を，図 5.1-13 に示す。三次元表示には，市販のソフトウエ

ア ( Gocad , Earth Decision Sciences 社 ) を用いた。

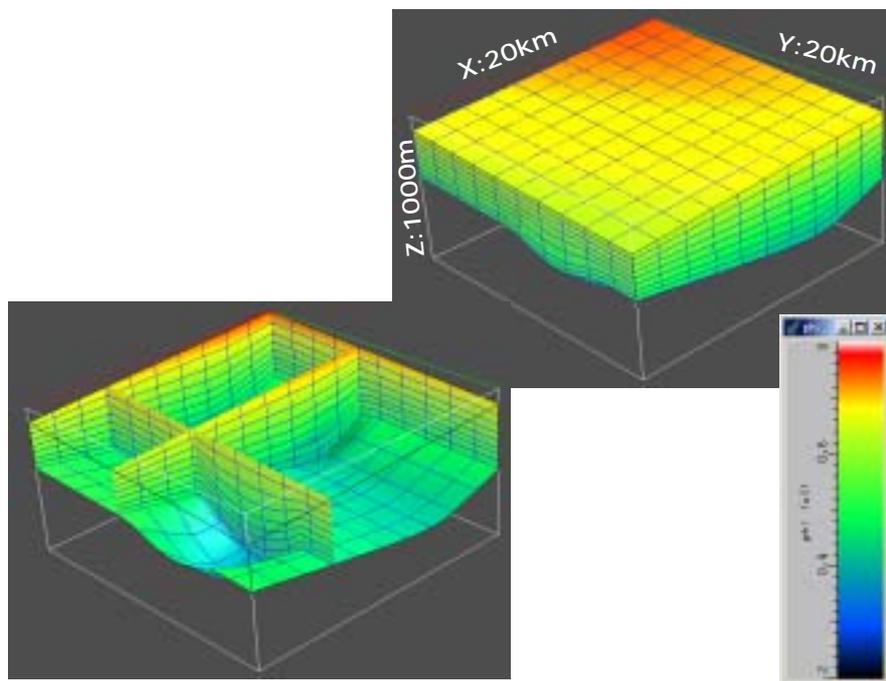


図 5.1-13 間隙率マップ

( 2 ) 感度調査

ベースケースの入力情報の、グリッドサイズおよびタイムステップ長を変化させることで、基本ソフトウェアの感度調査を行った。実施したケースは、表 5.1-8 の通りである。

表 5.1-8 テストランケース一覧

コード	グリッド サイズ (m)	タイム ステップ長 (my)	コード	グリッド サイズ (m)	タイム ステップ長 (my)
G2000	2000	0.1	T1	200	1
G1000	1000		T05		0.5
G500	500		T02		0.2
Base	200		Base		0.1
G100	100		T005		0.05
G50	50		T002		0.02
			T001		0.01

表 5.1-9 に、実施ケースのセル数、基本ソフトウェア実行時間、最大使用メモリ量、出力情報ファイルサイズを示した。基本ソフトウェアを実行した環境は以下の通りである。

機種：IBM ThinkPad R32

プロセッサ：モバイルインテル Pentium 4 プロセッサ (1.7GHz)

搭載メモリ：512 MB、ディスク容量：30 GB、OS：Windows XP Professional (SP1)

表 5.1-9 実施ケースのセル数、所要時間、必要メモリ

コード	セル数	実施時間 (秒)	最大使用メモリ (KB)	出力情報 ファイルサイズ (KB)
Base	800,000	22	20,252	81,498
G2000	8,000	<1	<1,000	964
G1000	32,000	1	2,052	3,404
G500	128,000	4	4,344	13,166
G100	3,200,000	92	76,952	322,426
G50	12,800,000	370	303,516	1,301,714
T1	80,000	3	3,248	8,373
T05	160,000	5	5,152	16,498
T02	400,000	11	10,820	40,873
T005	1,600,000	43	39,114	162,748
T002	4,000,000	104	95,784	406,498
T001	8,000,000	208	190,204	812,748

実施した最大セル数は、コード G50(12.8 百万セル)である。入力情報の量により、最大使用メモリ量・ファイルサイズは変わりうるが、今回の結果から1千万セル程度ならシミュレーション可能と判断される。

## 5.2 今後の提案

### 5.2.1 不均質性評価手法の提案

基本ソフトウェアは、孔井や地表データを参考に入力情報を決定する。しかし、「層序モデル」で予測した堆積岩情報(以降、予測データ)は、孔井データ(以降、実データ)と一致しないのが一般的である。この予測データと実データとの誤差を逆に利用することで、堆積相の不均質性の評価を考える。

不均質性の評価対象パラメータは、各堆積物マトリックス量、間隙率、透水係数とする。評価法として地球統計学的手法を用い、基本手順は以下の通りとする(図 5.2-1 参照)。

各堆積物マトリックス量：予測データと実データとの比較、「残差データ」の抽出

各堆積物マトリックス量：残差データの地球統計学的処理

- ・バリオグラム作成
- ・逐次ガウス・シミュレーション法(もしくはクリーニング法)による「残差分布」の推定

各堆積物マトリックス分布の更新(「残差分布」を加える)

間隙率：予測データと実データとの比較、「残差データ」の抽出

間隙率：残差データの地球統計学的処理(マトリックス量と同様)

間隙率分布の更新、各堆積物間隙率の補正

各堆積物透水係数の算定(基本ソフトウェア)、セル透水係数

透水係数：予測データと実データとの比較、「残差データ」の抽出

透水係数：残差データの地球統計学的処理(マトリックス量と同様)

透水係数分布の更新(各堆積物透水係数との比較)

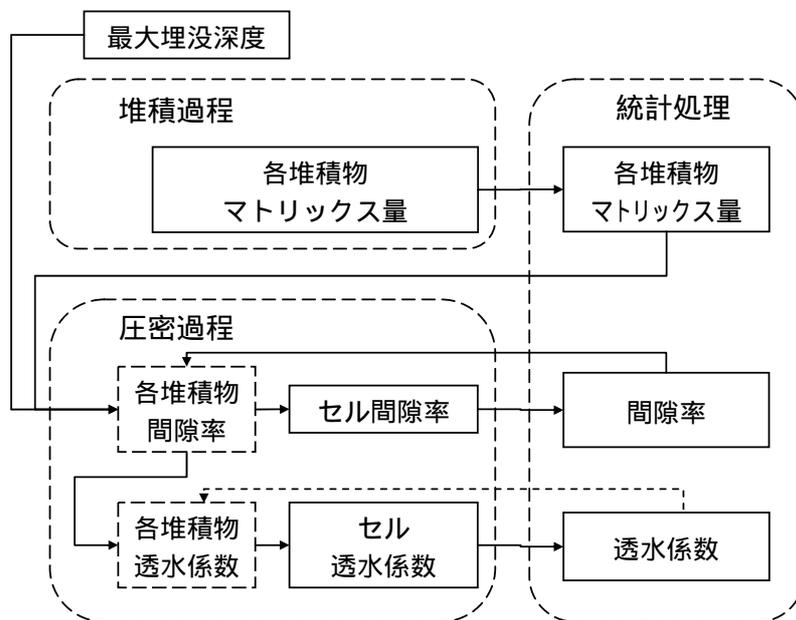


図 5.2-1 不均質性評価手法概念図

ただし、基本手順は幌延地域の具体例を取り扱いながら、より適切なものに修正し

ていく。つまり、本ソフトウェア開発は幌延地域の評価と同時並行的に行なう。また幌延地域の具体例を取り扱い上で、基本ソフトウェアの修正点があれば、随時その見直しを行なう。

#### 5.2.2 基本ソフトウェアについての課題

##### <一次堆積>

- ・堆積速度パラメータの時間変化（現状なし）
- ・堆積速度パラメータの二次元化（現状1次元）

##### <二次堆積>

- ・イベント堆積量決定の際、物理堆積モデルを十分反映させる
- ・イベント堆積位置のY軸方向の変化（現状なし）

##### <水深>

- ・水深の時間変化（現状なし）

これら課題については、基本ソフトウェアで幌延地域の予測モデル作成時の検討項目とし、必要があれば随時見直すこととする。

## 6 結言

本研究では、幌延地域における既存地質データを収集し、堆積盆スケールでの声問層・稚内層についての既往研究の考察を行った。また、物理探査データおよび孔井データに基づいて、声問層、稚内層の地下構造図および等層厚線図を作成し、両層の堆積システムについて検討を行なった。さらに、既存孔井の物理検層データ・各種コア分析結果に基づいて、声問層・稚内層の構成物種および圧密特性について検討を行った。また、幌延地域の声問層、稚内層を念頭にした堆積岩について、堆積盆スケールでの堆積システムを再現することができる堆積モデルの基本ソフトウェアを開発した。

今後、今年度の研究結果を基本として、幌延地域の声問層、稚内層の堆積相・堆積システムの全容の把握に努めると共に、基本ソフトウェアへの適用を図り必要に応じて改善を行なう必要がある。

7 参考文献

秋葉文雄：“Denticula dimorpha とその類縁種の形態，および新第三系珪藻化石層序区分”，石油資源開発技術研究所所報，No.22，pp.148-188 (1979)

Akiba, F.：“Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai trough and Japan trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones from middle-to-high latitudes of the north Pacific”，In Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., et al., Init. Repts. DSDP, 87, Washington (U. S. Govt., Printing Office), pp.393-481 (1986)

Berg, R.R.：“Capillary Pressure in Stratigraphic Traps”，AAPG Bul. Vol.59., No.6 pp.939-956 (1975)

Bryant, W.R., et al.：“Permeability of unconsolidated and consolidated marine sediments”，Gulf of Mexico: Marine Geotechnology, Vol.1, pp.113 (1975)

江藤公治：“画素系地質推計学に基づいた油層キャラクターゼーション”，石油公団・石油開発技術センター 新技術講座 2003 (セミナー資料)，p.311 (2003)

福沢仁之：“北海道天北 - 羽幌地域の上層新第三系層序の再検討 - とくに“稚内”・“声問層”について”，地質学雑誌，91，pp.833-849 (1985)

福沢仁之：“北海道北部，新第三紀の層状珪質岩の堆積場”，地質学雑誌，93，pp.37-55 (1987)

福沢仁之：“新第三紀層状珪質岩の堆積機構 - 北海道北部，上部中新統稚内層を例として - ”，地質学雑誌，94，pp.669-688 (1988)

福沢仁之：“新第三紀生物起源珪質頁岩の堆積作用と古海洋環境の関係について (予報)”，地質学論集，No.37，pp.219-226 (1992)

福沢仁之，他：“北海道中央北部の新第三系の層序と古環境”，地質学論集，No.37，pp.1-10 (1992)

Goddard, E.N. et al.：Rock Color Chart, Geological Society of America, (1977)

Haq, B. U., et al.：“Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science ”,

No.235, pp.1156-1167 (1987)

保柳康一：“中央北海道北部羽幌地域の新第三系の堆積環境とシーケンス層序学”，  
地質学論集，No.37，pp.227-238 (1992)

木村方一，他：“北海道初山別地域の海牛化石産出層(金駒内層)の地質年代と古環境”，  
地質学雑誌，101，pp.345-352 (1995)

木村進一，他：“堆積岩の化学組成及び同位体組成より推定した古日本海海洋環境”，  
地質学雑誌，112(4)，pp.586-607 (2003)

Koizumi, I., 1985:“Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific”, Jour.  
Geol. Soc. Japan, 91, pp.195-212 (1985)

増田富士雄，他：“北海道天塩町北西部および南東部における新第三系・第四系の浅海  
堆積相”，北方科学調査報告(筑波大学)，No.2，pp.1-41 (1981)

秦 光男：5万分の1地質図福「初浦」および同説明書，地質調査所，p.60 (1961)

中山一夫：“モデルシミュレーションを用いた堆積層の形態解析”，中川久夫教授退官記念  
地質論文集，pp.191-202 (1990)

中山一夫：“石油探鉱におけるシミュレーションの役割 はたして我々の思考法は変わった  
のか - ”，石油技術協会誌，Vol.63，No.1，pp.2-10 (1998)

嵯峨山 積，保柳康一：“北海道北部地域の新第三系珪藻生層序と10Ma前後の低海水  
準期の検討”，地球科学，47，pp.423-438 (1993)

佐藤誠司：“北日本における第三系の植物遺体による層序の検討と対比”，昭和58年度  
科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書，p.17 (1984)

佐藤治夫：“堆積岩系マトリクス中のイオンの拡散移行過程に関する研究：幌延泥岩の  
物理化学的特性評価”，サイクル機構技術報告書，JNC TN1400 2003-003 (2003)

Tada R. and A. Iijima:“Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks  
in northern Japan”，Journal of Sedimentary Petrology, 53, pp.911-930 (1983)

棚井敏雅：“第三紀フローラによる気候推定の2,3の問題”，千地万造，コロキウム；

新第三紀地史的イベント，京都橘女子大，pp. 17-19 (1985)

棚井敏雅：“北半球における第三紀の気候変動と植生の変化”，地質学雑誌，100，  
pp.951-966 (1991)

辻 隆司,横井 悟：“北海道天北地域における新第三系珪質岩中の炭化水素トラップ”，  
石油技術協会誌，59，pp.283-295 (1994)