

堆積盆地の発生と沈降のメカニズム

An introductory review on the mechanism of basin subsidence

加藤 碩一*

Hirokazu KATO

I. はじめに

堆積盆の発生や沈降に関する問題は、地質学における最も興味をひかれる課題の一つであり、既に数多くの研究がなされてきている。

一方、近年、プレートテクトニクス説の適用によって大洋底の構造や運動がかなり説明されるようになってきたが、大陸地域の垂直運動については、必ずしも十分な説明があたえられていなかった。

大陸地域の垂直運動の代表例としては堆積盆の沈降があげられるが、そのような厚い堆積物の集積を許すような基盤の沈降メカニズムについて、プレートテクトニクス分野からの研究が盛んとなってきて、既存の沈降モデルの再検討や新たな沈降メカニズムの提唱が行われている。

これらの議論は、まだ相互に矛盾や対立点を含み確固とした統一見解をなすにいたっていないが、主要な沈降メカニズムの議論は次の3つに集約されるように思われる。

(1) 堆積物の荷重によるプレートのアイソスタシー的沈降 (Gravity loading hypothesis)

- ① エアリータイプモデル
- ② フレクチャーモデル

(2) 熱いマントルの冷却に伴うリソスフィアの沈降 (Thermal-based hypothesis)

(3) プレートが分離する際の地殻ないしリソスフィアの薄化 (Crustal thinning hypothesis)

- ① ストレッチングモデル
- ② クリーピングモデル
- ③ クラッキングモデル

もちろん、これらのメカニズムは単独で存在するものではなく、相互に関連し、また対象とする堆積盆の構造的位置などによって、その果す役割の重要度が異なる。

以上の沈降モデルやメカニズム及びその他のモデルについて最近の論文のレビューを試みる。

II. Gravity loading hypothesis

たとえば、Dietz (1963) は、地向斜や造山運動についての概念を整理する中で、沈降はまったく堆積物の荷重によることを主張したが、定量的な検討はしなかった。

このメカニズムは、定性的には、重力場におかれたあらゆる堆積盆の沈降に関与するから、問題は果す役割の度合を定量的に評価することにある。

古くから知られているように2つのモデルがある。各々について以下にのべる。

(1) エアリータイプモデル

* 地質調査所環境地質部地震地質課

基本的にはエアリーのアイスタシーモデルの適用である。

堆積盆は発生時に地形的凹所をなし、その部分の地殻は周囲をほぼ垂直な断層で境されたブロックとして取りあつかわれる。この凹所に堆積物が集積し、アイスタシー的均衡をなすまで沈降を続けるというモデルである。

たとえば、Jeffreys (1962), Watts and Ryan (1976), Bott (1979, 1980), Turcotte (1980) らの結果をまとめると、堆積盆の深さ (= 堆積物の最大層厚) d_s

$$d_s = \frac{\rho_m - \rho_w}{\rho_m - \rho_s} d \quad \text{となる.} \quad (1)$$

ここで、 ρ_w は水の密度、 ρ_s は堆積物の密度、 ρ_m は基盤 (地殻下部又は上部マントル等) の密度、 d は (堆積開始時の) 水深をあらわす。

この結果は、Fig. 1 のように ρ_s や ρ_m の値によってある程度の幅をもつが、そのとりうる現実的な値には限界があるから、Bally (1980) の指摘のように、このメカニズムだけでは堆積物の厚さ (= 沈降量) は堆積盆発生時の水深の 2~3 倍をこえることはできない。

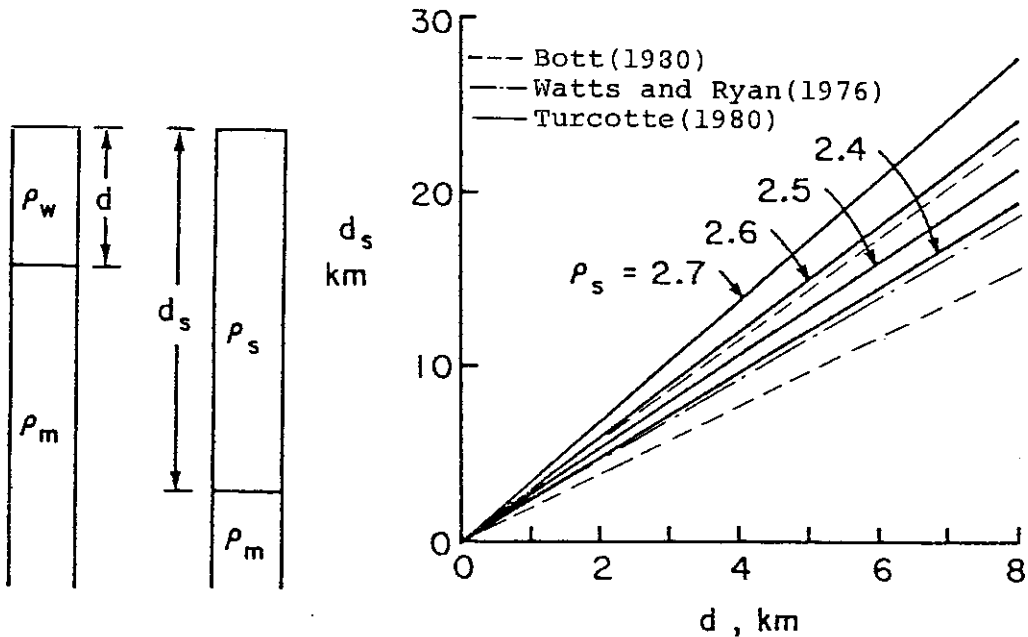


Fig. 1

(2) フレクチャーモデル

これも、古典的な弾性変形問題の一つで、線型弾性を持つ梁や薄板が表面に荷重を受けて下方にわん曲するモデルで近似される。

この弾性体を最近では、上部リソスフィア (弾性リソスフィア) に相当させ、海洋地域においては 25~40 km の厚さを考えている (たとえば Turcotte, 1980)。むしろ、より薄い堆積層にも相当させ、小さな堆積盆の形成にも適用される。

この曲げモデルは様々に適用されている。たとえば、島弧鎖については、Walcotte (1970), Watts and Cochran (1974)、海溝については、Hanks (1971), Watts and Talwani (1974), Caldwell et al. (1976) などがある。

基本的なモデルと解は, Heiskanen and Vening Meinesz (1958), Hetenyi (1946), Walcott (1970, 1972), Watts and Ryan (1976) 等にのべられている。

幅 $2a$, 高さ d の二次元長方形の荷重をうけた弾性板のわん曲 y は,

$$y = d \cdot \frac{(\rho_s - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_s)} (1 - \exp[\lambda a] \cos \lambda a) \quad (2)$$

ここで $\lambda = \sqrt{\frac{(\rho_m - \rho_w)g}{4D}}$, D は曲げ剛性率

このモデルにおけるわん曲 (沈降量) は, 弾性層の剛性と水平方向の広がりにより規制される。当然のことながら, 弾性層がより剛体的になれば ($D \rightarrow \infty$, $\lambda \rightarrow 0$), $y \rightarrow 0$ となり表面荷重による沈降は小さくなる。また, Turcotte (1980) によれば, 荷重の水平的平がりが flexural parameter (ふつう 70~100 km) に比べて小さすぎると, 弾性リソスフィアは荷重を十分支えられるから, アイソスタシーの沈降は生じないといわれる。これは, Banks et al. (1977) に詳しい。

さて, このモデルを用いて, Gunn (1944), Walcott (1972) 及び Cochran (1973) は, 浅—深海堆積物の実質的層厚が単に堆積物の荷重の結果であることを定量的に示した。

たとえば, Walcott (1972) は, Niger Delta のブーゲ異常についての Hospers (1968) のデータを引用し, 負の異常がデルタ部の大半を占め, 大陸棚の端の方で正の異常値が高くなることに注目した (Fig. 2)。

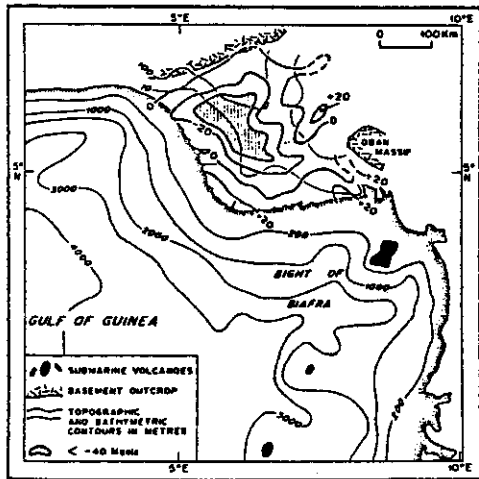


Fig. 2 Niger Delta with Bouguer gravity anomalies (from Hospers, 1968). Note the gravity low over the delta and increasing gravity values toward the edge of the continental shelf. Walcott (1972)

ば, エアリータイプモデルはフレクチャーモデルの特殊な場合 (弱い流体の上に, たいへん弱い堆積層がのっている場合) に相当することになる。

さて, Watts and Ryan (1976) は, Walcott (1972) や Cochran (1973) のモデルは, デルタのような wide Atlantic-type margin では良く適用できるとしても, 次のような3つの問題点があることを指摘している。

i) 一般の Atlantic-type margin はフレクチャーモデルで生ずるよりも狭い幅の大陸棚によっ

彼は, 計算のために Fig. 3 のようなモデルを設定し, 幾つかの結果を Fig. 4 のように図示した。Niger Delta の堆積物の幅は約 200 km だから, II の計算例に相当する。重力異常のパターンや曲げ応力の定量的な検討から, 彼は, Niger や Mississippi のデルタ堆積物の層厚や重力異常を十分説明できるとした。

(1), (2) の両者のメカニズムを大陸縁辺部に適用した例の比較が Fig. 5 に示されている。フレクチャーモデルの方が堆積物の幅 (沈降域の幅) が広がるのが注目されるが, その他は類似した結果となっている。

また, (1) において, 沈降量 y を求めると,

$$y = ds - d = d \cdot \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_m - \rho_s} \quad (1)'$$

(2) において, 上位の弾性層の剛性を小さくすると ($D \rightarrow 0$, $\lambda \rightarrow \infty$),

$$y = d \cdot \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_m - \rho_s} \quad (2)'$$

すなわち, (1)' と (2)' は等しくなる。いいかえれば,

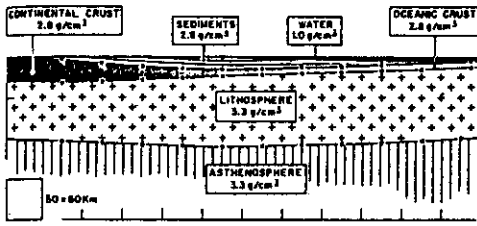


Fig. 3a Model of a continental margin with a 200-km width load of sediments. A typical two-dimensional model is used in the calculation of the gravity anomalies.

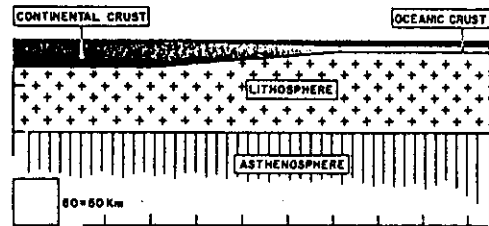


Fig. 3b Gravity and flexural model of the lithosphere at a continental edge. Walcott (1972)

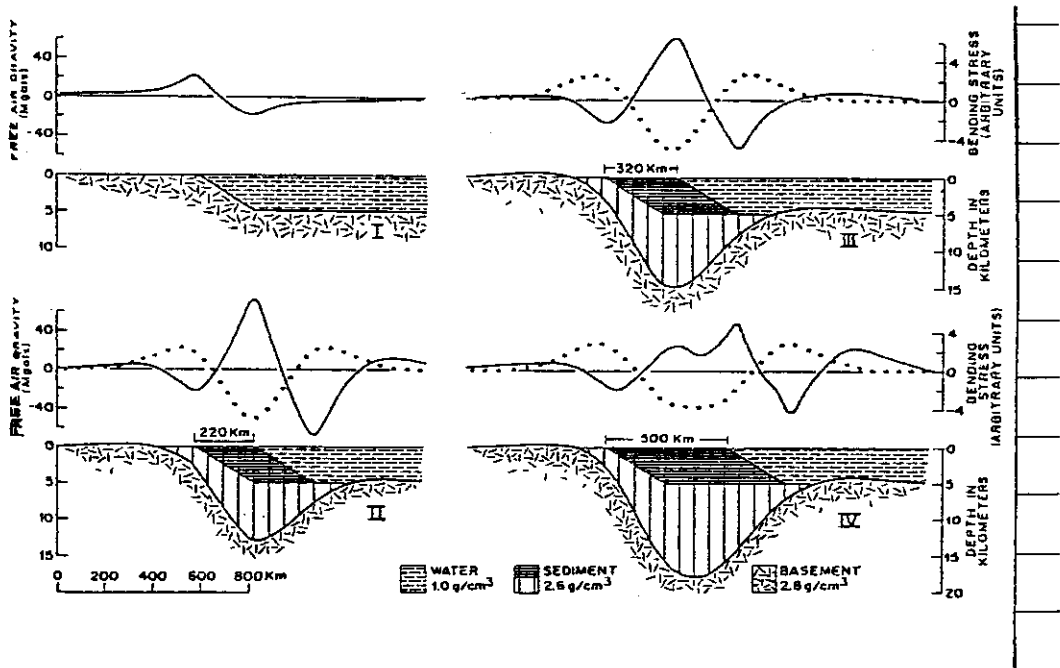


Fig. 4 Calculated gravity (free-air) anomalies and relative bending stress (dotted) for flexural models of different load widths. Only the upper part of the models are shown the base of the crust is included in the gravity calculations. Walcott (1972)

で特徴づけられる。

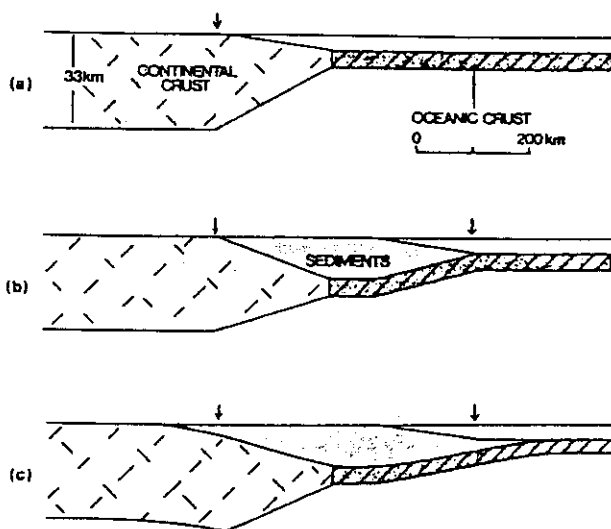
- ii) フレクチャーモデルにおける浅-深海堆積物の割合は小さい(1:5)が、これは実際のボーリングデータによる浅海堆積物の卓越を説明できない。
- iii) フレクチャーモデルでは基盤の沈降速度は堆積速度に依存するが、これは堆積物の供給に独立に生ずる沈降を説明できない。

従って、(1)、(2)のいずれのモデルにおいても、そのメカニズムだけでは、Atlantic type margin の層厚分布や層相を十分に説明しきれない。

大陸地殻上の堆積盆の形成について、Nunn et al. (1981)は、堆積物の時空間的分布や物理的性質などが重要な役割を果し、後述するようなリソスフィアの熱収縮による単純な沈降モデルは大きく修正されるべきことを強調している。もちろん、堆積物の荷重が沈降の全てをまかなうわけで

Fig. 5 The gravity loading hypothesis:

(a) The initial situation prior to loading, assuming a pre-existing 200 km wide transition between oceanic and continental crust following Walcott's (1972) model; (b) The result of local Airy sediment loading, assuming density of the sediments of 2450 kg/m^3 and of the upper mantle of 3300 kg/m^3 ; (c) The result of flexural loading, assuming that the lithosphere has a flexural rigidity of $2 \times 10^{22} \text{ N m}$ and that densities are as in (b) (adapted from Walcott, 1972, with change of sediment density - after Bott, 1979).



はないし、リソスフィアの曲げ剛性率にも依存するが、これはtotal driving forceの3分の2以上の役割りを果たすと考えている。また、堆積物の供給の時間的変化は沈降速度に影響し、その空間的分布は、堆積盆の形態や堆積中心の移動に影響することをミシガンベイソンなどの例をあげて示している。

結局、以上のモデルは、堆積盆発生時の水深の2～3倍程度までのオーダーの沈降、内陸堆積盆やデルタなどの沈降に適用しうるが大陸縁辺部のような大規模な沈降においては副次的な役割を果たすにとどまる。

III. Thermal (—based) hypothesis

この仮説の基本的なモデルはFig. 6のように、Sleep (1971)によって与えられた。

大陸分裂時に縁辺部の大陸リソスフィアが熱せられることを前提とし、その結果、熱膨張によってリソスフィアの上昇が起こり、その後大洋の拡大につれてリソスフィアが冷却して沈降する。もちろん、上昇時には侵食によって地殻は薄化し、沈降時には堆積物の荷重によって沈降速度は増幅されるが、時間の経過と共に沈降は指数関数的に減衰する。このモデルはアメリカのEast coast marginの沈降をよく説明でき、基本的にリソスフィアの冷却が沈降の原因である事を明らかにした。

しかし、Bally (1980), Royden et al. (1980), Bott (1980)は、いずれも、深い堆積盆 (5～10km 深) の起源をこのモデルで説明するのに要される上昇量や表面侵食量は不合理なほど大きすぎることを指摘している。たとえば、初期の上昇量7.5 kmを得るためには、リソスフィア基底の温度は約 2000°C であることが要されるので、現在の地球物理学的常識 (約 1300°C) からは高すぎるといわれている。

この仮説は、その後様々な修正をうけた。

たとえば Falvey (1974)によれば、分裂時のリソスフィアの温度上昇は下部大陸地殻の岩石を変成させ (green schist \rightarrow amphibolite facies), $150\sim 200 \text{ kg/m}^3$ の密度に増加させ、地殻をわ

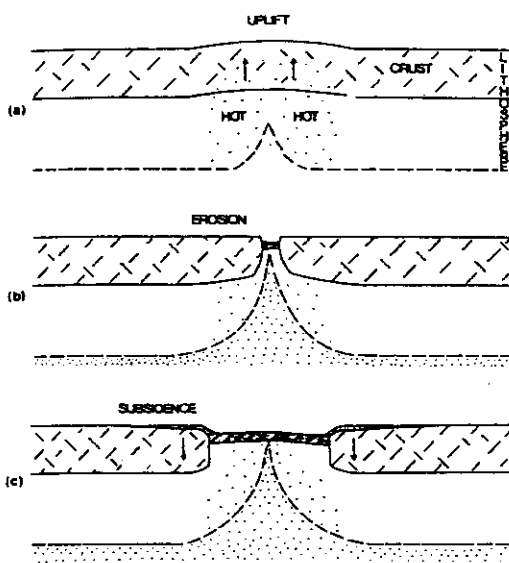


Fig. 6 The basic thermal hypothesis of Sleep (1971): (a) Uplift following heating of the lithosphere; (b) Initiation of new ocean accompanied by erosion of continental uplifted region, causing crustal thinning; (c) Subsidence of continental margins as underlying lithosphere cools (after Bott, 1979).

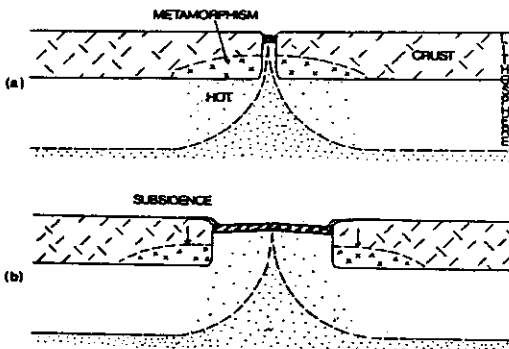


Fig. 7 The thermal hypothesis of Falvey (1974), omitting the rift stage: (a) Heating of the continental lithosphere prior to and during split causes metamorphic transition of lower crust from greenschist to amphibolite facies, raising the mean crustal density; (b) Subsidence of continental margins as underlying lithosphere cools (after Bott, 1979).

ずかに薄くさせるとした。地殻の薄くなる量を h とすると、堆積物の最大層厚は $h \cdot \rho_m / (\rho_m - \rho_s)$ で与えられる。極端な例として 200 kg/m^3 の値を用い、変成作用が下部地殻に 15 km ほど影響を及ぼすと考えると、 h は約 1 km になる。従って、この場合でも堆積物の最大層厚は $3 \sim 4 \text{ km}$ になり、より厚い実際の堆積物の層厚を説明できない。

この他の変成作用 (Haxby et al. 1976) や火成作用 (とくに igneous intrusion, Belousov, 1960, Sheridan, 1969) によって下部大陸地殻の密度の増加で説明しようとする仮説も同様な困難に直面する。

この困難をさけるため Sleep (1971) によって提唱された passive continental margin のモデルはその後 3 つの方向に発展していった。すなわち、Mckenzie (1978) らによる stretching (extension) model, Bott (1971) らの creeping model, 及び Royden et al. (1980) の cracking model で Fig. 8 のように分裂前の地殻の伸長や分裂直後の大陸地殻物質の流出による大陸地殻の薄化を考えざるをえなくなった。これは、次節の crustal thinning hypothesis でのべる。

結局、必ずしもすべての堆積盆が thermal cooling subsidence のみを示すわけではないが、thermal origin は、依然有力な役割をうけもっており、とくに深い大洋盆の沈降 (Turcotte, 1980) を説明する上で有効である。

IV. Crustal thinning hypothesis

たとえば、地向斜の下の地殻が薄い (Hsu, 1958, 1959) か厚い (Hess, 1939, Griggs, 1939, Vening Minesz, 1954) かについては、古くから議論がなされてきたが、1960年代の始め頃には、前者の概念が一般的に受け入れられるようになってきた。

その後、地球物理学的観測手法の発展に伴い多くのデータが蓄積され、最近では、De Charpal et al. (1978) による the north Biscay margin の研究などから、大陸縁辺部における地殻の薄化は明白となってきた (Fig. 9)。

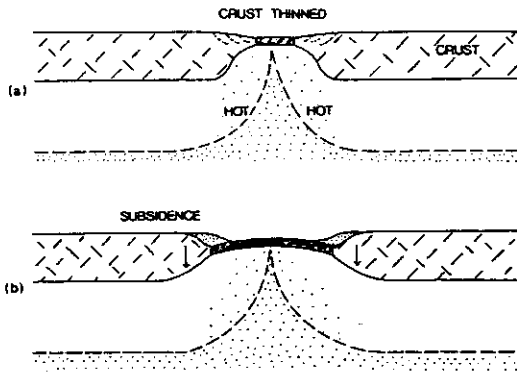


Fig. 8 The thermal hypothesis with crustal thinning by processes other than uplift and erosion: (a) Crustal thinning and rifting at the time of continental splitting; (b) Subsidence of continental margins as underlying lithosphere cools.

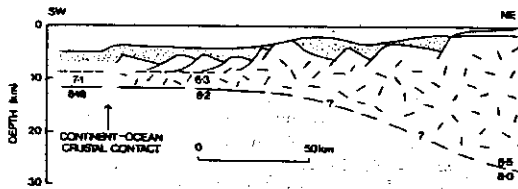


Fig. 9 Schematic crustal section across the north Biscay margin showing thin post-split sediments (stippled), listric normal faulting affecting basement and sediments of earlier age, the continent-ocean crustal contact near the foot of the slope, and thinned continental crust beneath the slope as revealed by seismic refraction results (velocities shown in km/s) (after De Charpal et al., 1978).

の解析結果を説明するのに用いたのが始まりといわれている。

北海ベイシンの沈降が中生代の引張テクトニクスに関連することを最初に指摘したのは Clarke (1973) である。彼は、さらに堆積盆の最大沈降速度が増加していること(白亜紀の $1\text{cm}/10^3\text{year}$ 以上から第四紀の $50\text{cm}/10^3\text{year}$ 以上へ増加)、沈降の半分が中部中新世 (15m. y.) 以来に起っていることを指摘した。

また、Christie and Sclater (1980), Sclater and Christie (1980) は、より詳細な研究から、中部白亜紀からみられる定常的な沈降の大部分は、リソスフィアの thermal relaxation の結果であり、中部ジュラ～中部白亜紀の間に地殻やリソスフィアの伸長による薄化があったことを示唆した (Fig. 10, 11)。

一方、Mckenzie (1978) は、Watson and Swanson (1975) や Zieger (1975) の北海に関する研究成果を次の様に要約し、問題点を指摘した。

前述したごとく、堆積盆に集積した堆積物の厚さや堆積盆沈降初期の急激な沈下を説明するには、ⅡやⅢの仮説では不十分であり、地殻ないしリソスフィアの薄化が期待され、そのメカニズムが問題となる。Ⅲ章でも一部のべたように従来から様々な見解が知られている。たとえば、Gilluly (1955, 1963) は、上部マントル内の対流による subcrustal erosion を考え、Kennedy (1959) や Collette (1968) などは、相転移 (basalt → eclogite, gabbro → eclogite) で地殻物質がマントル物質に変化することによるモホ面の上昇、すなわち地殻の薄化を説明しようとした。また、Hsu (1965) は、地殻の薄化はむしろ、侵食、重力滑動及びオーバースラストイングのような supracrustal process により、その後、マントル内の密度変化によって沈降が生じるとした。

これらの考え方は、わずかな可能性としては残るかもしれないが、モホ面を phase boundary とする限り、今日の地球物理学的常識からは受け入れがたいとする考えが支配的である。

現在、地殻の薄化のモデルとしては、次のような3つのモデルが議論の対象となっている。

(1) Stretching model

rifting 時に地殻の引張りや薄化が生じるというアイデアは、Artemjev and Artyushkov (1969) が Bikal Basin の地震・重力データ

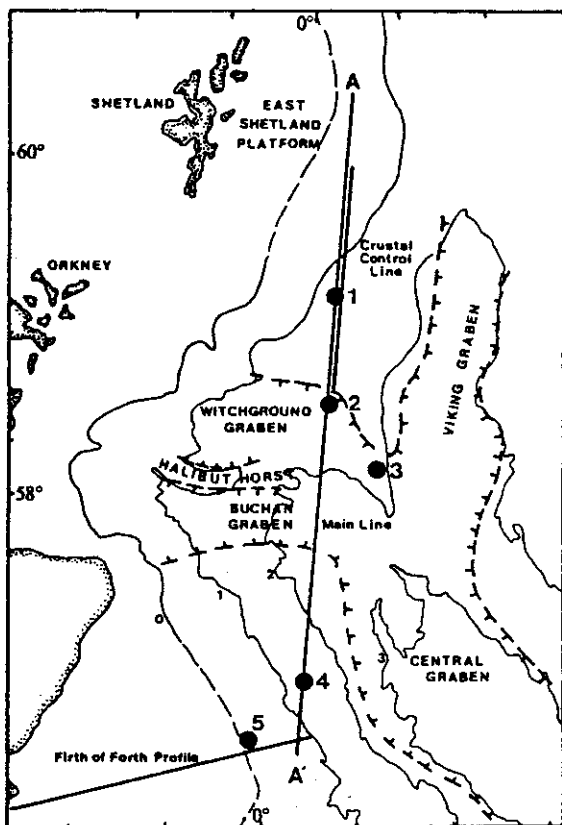
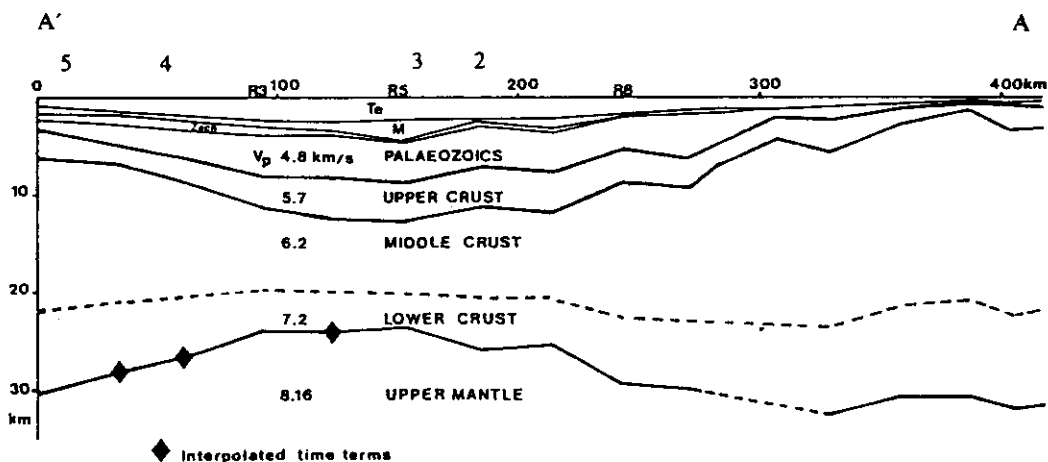


Fig. 10a Seismic refraction lines, drill holes, the major Mesozoic faults and Tertiary isopachs in the Central North Sea. The three refraction lines are the Firth of Forth Line, the Crustal Control Line and the Main Line.

Fig. 10b Velocity depth section obtained along the main refraction profile after inverting time terms to depths. The thickness of the lower crust is constrained to be half the thickness of the middle crust as observed at the southern end of the profile¹⁴. The projected positions of the drill holes are shown (vertical exaggerated four times).



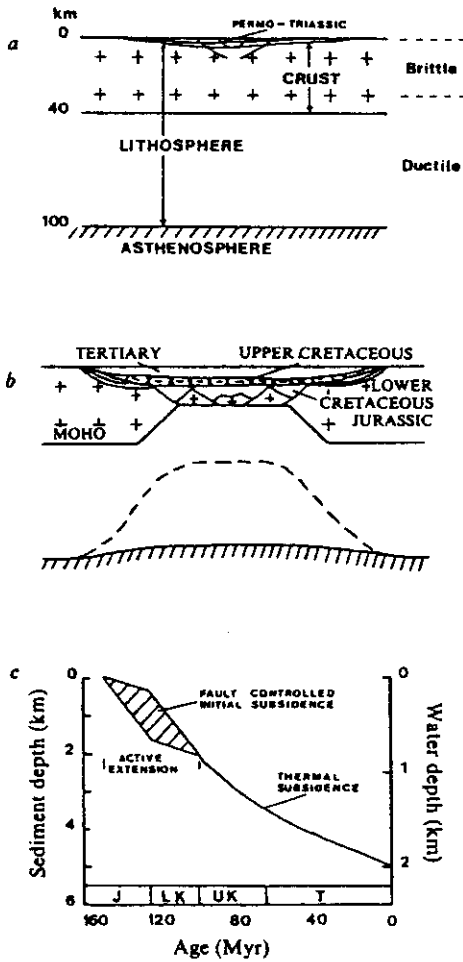


Fig. 11 An outline of the post-Triassic development of the Witch-ground-Buchan Graben complex. *a*, Initial cross-section before Mid-Jurassic and Lower Cretaceous extension. *b*, Present section after stretching by 100% in the graben. Note the shallow Moho, the localised Jurassic and early Cretaceous section and the wide-spread Upper Cretaceous and Tertiary. At the beginning of the Upper Cretaceous, the asthenosphere (dashed line) had thinned by a factor of 2. *c*, Conceptual post-Mid-Jurassic subsidence of the centre of the graben complex were the sedimentary supply to match exactly the basement subsidence. (Cristie and Sclater, 1980)

すなわち、北海は白亜紀～第三紀にわたる 4 km 以上の厚さの堆積物を持ち、このうち、第三紀層は大部分の海域で 2 km 以上の厚さであること、古第三紀層より若い地層はほとんど変形していないこと、この地域は下に大陸地殻が存在し、深海堆積物のみ堆積していること、その重力異常は小さいから沈降は何らかの形で補正されねばならないということなどである。

彼は、広域にわたる stretching continental crust を考えればうまく説明できるとした。この伸長は、上部地殻に listric な正断層を生じさせ、下部地殻～上部マントルには、ductile necking を生ずることになる。

このようなモデルは、海嶺地域では、しばしば用いられたが、伸長の熱的影響については、Mckenzie 以前には、ほとんど注意が払われなかった。すなわち、初期の伸長による fault-controlled subsidence も後期の thermally controlled subsidence も共に extension factor β によって支配される。そして、伸張時には急激な沈降が生じ、伸張によって生じた温度上昇がさがるにつれて、よりゆっくりした沈降が続く。

このモデルは、その後、多くの研究者にとりあげられ活発に検討されている。

基本的には、Fig.12に示されている Mckenzie (1978)の simple stretching model である。

$t = 0$ において熱的平衡状態にある大陸リソスフィアが、瞬間的に伸長すると仮定する (この時の extension factor を β とおく)。

伸張する間、物質の温度は変化しないからアイソスタシー補正は熱いアステノスフィアの上昇の原因となる。次に、この熱い物質の冷却が沈降の原因になる。

伸張による初期の沈降は、次の式によってあらわされる (Table 1)

ここで、表からわかるように、Mckenzie (1978) の式と Royden et al. (1980) の式は、表現形式が異なるだけでまったく同じ式である。LePichon and Sibuet (1981) は、伸張前の地殻の平均密度を $\rho_c = \rho_{co} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a (h_c/h_e)\right)$

である。LePichon and Sibuet (1981) は、伸張前の地殻の平均密度を $\rho_c = \rho_{co} \left(1 - \frac{\alpha}{2} T_a (h_c/h_e)\right)$

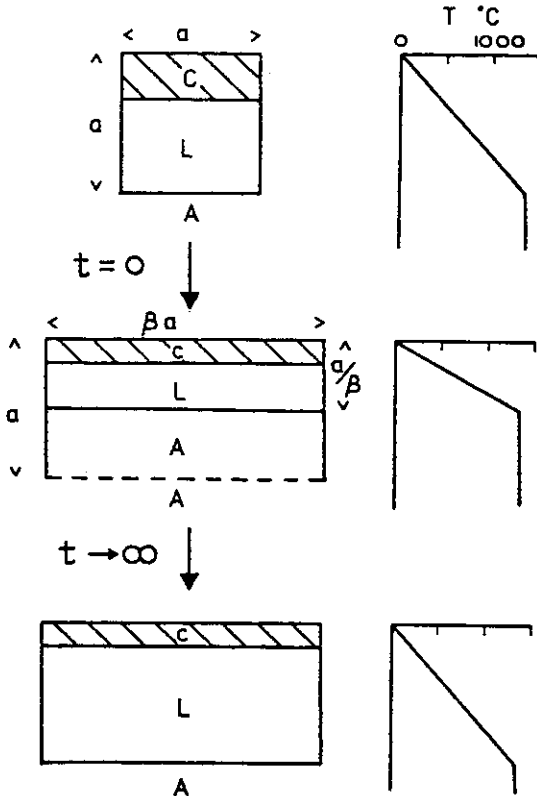


Fig. 12 McKenzie (1978)

としたため、～線部が異っている。

いずれにしても、表の数値を代入すると、地殻の初期の厚さ(伸長前)が、約18kmより厚ければ、伸長によって沈降し、それより薄いと隆起することになる。

次に時間に依存する熱的沈降を見積るために、次の一次元熱方程式を解く。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = K \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

(K: thermal diffusivity)

ここで、初期条件は $0 < z < a(1 - \frac{1}{\beta})$ の時 $T = T_1$; $a(1 - \frac{1}{\beta}) < z < a$ の時、 $T = T_1 \beta (1 - \frac{z}{a})$, 境界条件は $z = a$ の時、 $T = 0$, $z = 0$ の時 $T = T_1$ である。

結局、
$$\frac{T}{T_1} = 1 - \frac{z}{a} + \frac{2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n+1}}{n} \left[\frac{\beta}{n\pi} \sin \frac{n\pi}{\beta} \right] \times \exp\left(\frac{-n^2 t}{\tau}\right) \sin \frac{n\pi z}{a}$$
 ただし、 $\tau = \frac{a^2}{\pi^2 k}$

これから、surface heat flux と、 surface elevation を求め、図にあらわしたのが、Fig 13と Fig. 14である。

Fig. 13に示されているように、熱流量は、

Table 1

Mckenzie (1978)	$S_i = \frac{a[(\rho_0 - \rho_c) \frac{t_c}{\alpha} (1 - \alpha T_1 \frac{t_c}{\alpha} - \frac{\alpha T_1 \rho_0}{2}) (1 - \frac{1}{\beta})]}{\rho_0 (1 - \alpha T_1) - \rho_w}$
LePichon & Sibuet (1981)	$Z_i = \frac{h_1 [(\rho_m - \rho_0)(h_c/h_1) \{1 - (\alpha/2) T_0 (h_c/h_1)\}] - \rho_m (\alpha/2) T_0}{\rho_m (1 - \alpha T_0) - \rho_m} (1 - \frac{1}{\beta})$
Royden et al. (1980)	$S_i = \frac{-k \gamma_s [(\rho_m - \rho_c)(t_c/l) (1 - \alpha T_m t_c/l) - \alpha T_m \rho_m / 2]}{\rho_m (1 - \alpha T_m) - \rho_m}$

	Mckenzie	LePichon & Sibuet	Royden et al
the thickness of the lithosphere	a (125 km)	h_1 (125 km)	l (125 km)
initial crustal thickness	t_c	h_c (30 km)	t_c
the density of the mantle	(3.33g/cm ³)	(3.35g/cm ³)	(3.33g/cm ³)
the density of the continental crust	(2.8g/cm ³)	(2.78g/cm ³)	(2.8g/cm ³)
the density of the seawater	(1.0g/cm ³)	(1.03g/cm ³)	(1.0g/cm ³)
the coefficient of thermal expansion	α (3.28×10 ⁻⁵ /°C)	α (3.28×10 ⁻⁵ /°C)	α (3.3×10 ⁻⁵ /°C)
the temperature of the astenosphere	T_1 (1333°C)	T_A (1333°C)	T_m (1333°C)
initial subsidence	S_i	Z_i	S_i
extension factor	β	β	1/(1- τ_s)

50 Ma 以下の場合、 β が 4 以下の時には、 β の値が大きく依存する。すなわち、伸長の程度が大きいほど、初期の熱流量は大きく、その後急激に減衰する。しかし実際問題として、 $t \geq \tau (= a^2/\pi^2 k)$

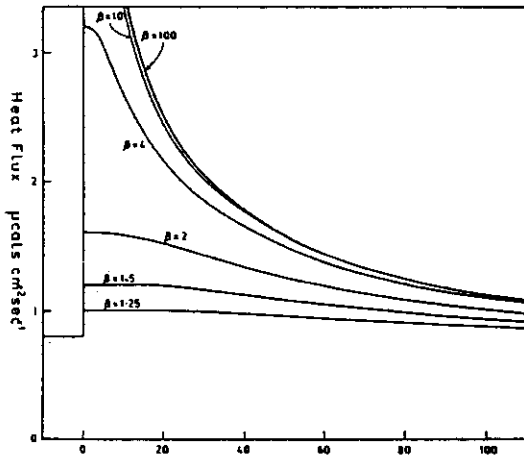


Fig. 13 Mckenzie (1978)

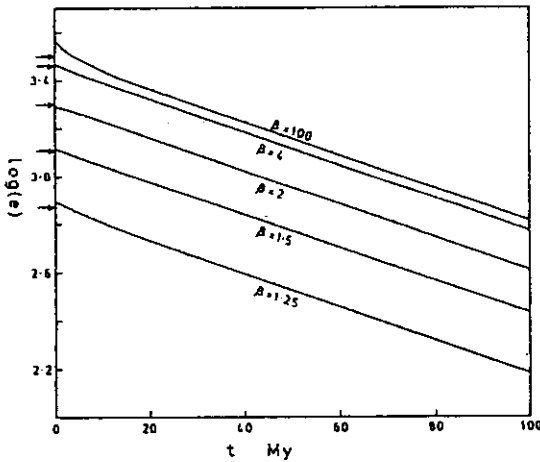


Fig. 14 $\text{Log}_{10}[e(t)]$, where $e(t)$ is in metres, as a function of time for various values of β . The arrows mark the positions where straight lines fitted to the curves for values of $t \geq 20$ My intersect the $t = 0$ axis.

では、熱流量の異常は小さくて観測しにくいし、 $\beta \leq 1.5$ では、すべての t に対して観測は困難である。

Fig. 14 に示されるように、elevation anomaly は、ほとんど直線的に変化する。

このモデルでは、地殻の伸長がいわば瞬間的に生ずると仮定してあるため、instantaneous (stretching) model とか simple (stretching) model とよばれる。

Jarvis and Mckenzie (1980) は、この伸長速度が有限な場合についてもモデルを拡張して考察しているが、その結果、伸長の継続が 20 Ma 以下なら simple model で十分であるとしている。

さて、このモデルが成り立つか否かは、期待されるほど大きな伸長が実際に存在するかどうか、また、その伸長の度合 β の見積り如何による。

Mckenzie (1978) は、エーゲ海においては、地表の観察によれば高角の正断層であっても、地震波記録によると深部では傾斜が緩くなるいわゆる listric type の断層が卓越するから、地表の断層形態から β を見積ることは難しいことを指摘している。彼によれば、 β を見積る最上の方法は、類似した地質を持ち伸長していない隣接基盤があるなら、それと伸長した地殻の厚さを屈折波の記録を用いて比較することだろうと示唆している。このようにしてみると、同地域では $\beta \approx 2$ となり、熱流量の観測値をよく説明できるとしている。同様にアメリカ西部の Great Basin でも、断層形態から地表の観察より大きな伸長が推定できることも指摘した。これら両者の例では、伸張は現在でも継続しており、熱的沈降の影響はまだ小さいとされている。

より古い堆積盆、たとえば、北海などにはこのモデルが十分に適用しうる。ここでは、 $\beta \approx 1.5$ と推定される。

Slater and Christie (1980) によれば、北海の伸長は 50~100%、即ち $\beta = 1.5 \sim 2.0$ である。

これに対して、Wood (1981) は、Slater and Christie (1980) の結果は、海水面の変化を無視し、かつ水深の見積りが雑であるとして、ボーリングデータの詳細な解析から、 $\beta \approx 1.35$ と見積っている。

いずれにしても、このモデルは、検証の段階に入ったばかりで、今後より多くの注目と議論を呼

ぶものと思われる。

(2) Creeping model

大陸地殻は brittle fracture によって降伏する相対的に強固な上部弾性層（厚さ10~20 km）と ductile flow によって変形する相対的に弱い(中)・下位層に区分されるとする考えがある (Artemjev and Artyuskov, 1971; Bott, 1971; Fucks, 1974)。両層の境界は漸移的で、その深さは地域的な地熱勾配によるが、ductile layer はアステノスフィアより固く、有限な強度を持つ。

Bott (1971, 1973) や Bott and Dean (1972) によれば、Fig. 15に模式的に示されるような地殻の厚さの極端な変化が大陸縁辺部で生じており、その結果生じた応力は、下部地殻物質を厚い大陸地殻から薄い大洋地殻へ流出させる原因となる。従って大陸縁辺部近くの大陸地殻は薄くなり隣接する海洋地殻は厚くなり、大陸縁辺部の大陸側はアイソスタシー的な沈降によって堆積盆を形成する。その沈降速度は温度と応力によってコントロールされる。すなわち、固体状態のクリープは熱によって活性化されるプロセスだから、最も急速な沈降はリソスフィアの温度が高い拡大開始期及びその直後に生じ、その後、時間と共におよそ指数関数的に沈降が減衰することが期待される。さらに急速な沈降は不均一な荷重効果に伴うほぼ定常的な応力系に引張り応力が重ねあわせられれば促進され、圧縮応力が重ねあわせられれば抑制される。

この仮説は、上位の弾性層（上部地殻）が弾性曲げや正断層によって沈降する間、中・下部地殻が定常クリープによって流動するかどうかという問題と、隣接する海洋リソスフィア内に流出した大陸物質の位置の問題を解決しなければならない。

前者について Vetter and Meissner (1979) は、passive margin 上では、高密度の海洋リソスフィアは隣接する大陸下でクリープし、結局は subduction と passive margin から active margin への転換を生じさせるが、Bott のいう middle crust の粘性はクリープするには高すぎると思っている。

後者については、初期の段階では、新たな海洋地殻を形成するために注入されたマグマに組みこまれたり、一部は海嶺下の亜海洋上部マントル内に残存しているかもしれないが現在のところ直接の証拠がない。

Bott は、地殻の薄化の原因をクリープに求めており、(1)の伸張モデルには批判的である。

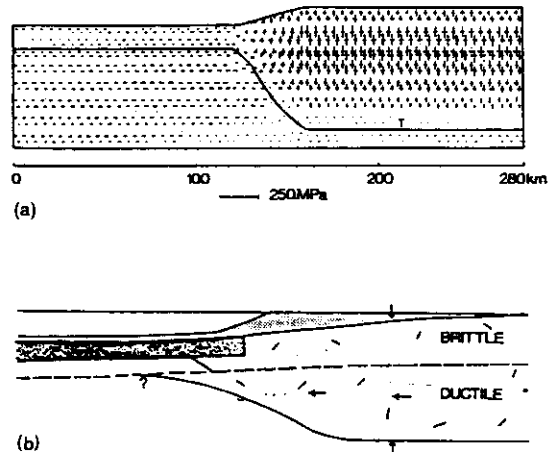


Fig. 15 The crustal flow hypothesis of Bott (1971): (a) magnitude and direction of the principal compressive stresses arising from differential gravitational body forces across a passive margin, the intermediate principal stress being everywhere perpendicular to the model (after Bott and Dean, 1972). (b) progressive gradation of the transition between continental and oceanic crust caused by seaward flow of the lower and middle continental crust in response to the stress system. This causes thinning of the crust beneath the continent with consequent isostatic subsidence, and thickening of crustal material beneath the rise with complementary uplift.

(3) Cracking model (dike intrusion model)

Royden et al. (1980)は、Fig. 16のように大陸リソフィアがriftingの進行につれてわれ、大規模な超塩基性岩脈やダイアピルがマントルから貫入してくるというモデルを提唱した。貫入した超塩基性物質が100%になった時、純海洋地殻への転化が生ずる。リソフィア内の温度勾配はやや緩やかになるが、表面の温度はかなり高くなる(Fig. 16)。rifting後、十分な時間が経過すると温度勾配は平衡状態に戻る。縁辺部は必ずしも地表に達してはいない岩脈群に貫入された大陸地殻から形成される(Fig. 16C)。そして軽い地殻の岩石がより密度の大きい超塩基性～塩基性物質に置き換えられるので沈降する。このような貫入の例として、東グリーンランド(Wager, 1947)、Lobombo monocline(Cox, 1972)ボンベイの南のPanvel flexure(Auden, 1972)をあげている。

Roydenらは、このモデルと(1)のモデルとの比較するために数値計算を行った。その結果がFig. 17に示されている。上半分のグラフ(A, B)がstretching model(extension model)で、下半分のグラフ(C, D)はcracking model(dike intrusion model)の場合である。左半分のグラフ(A, C)が沈降量と時間の関係を示し、右半分のグラフ(B, D)が熱流量と時間の関係を示している。熱パラメータ γ が1の時は純粋な海洋地殻、 $\gamma = 0$ の時は乱されていない大陸地殻の場合を表わす。沈降量と時間との関係は、小さな相違があるが観測で区別できるほどの差はない。熱流量と時間との関係では、 $\gamma < 0.6$ で20 m. y.以下の時に両者に著しい違いがでる。これはとくに表面近くの初期温度分布の違いからくる。すなわち、stretching modelではリソフィアに加えらるる熱はかなり深部からくるのに対し、cracking modelにおいては、地表近くに熱が加えられることを仮定するからである。いずれにしても100 m. y.以上たつと熱流量はすべての γ について1HFU(heat flow unit)になる。

著者らによっても、どちらのモデルが卓越するかはっきりしないし、すでに例示したいくつかの貫入活動の例にしても、それが縁辺部形成の主要なメカニズムなのか他のプロセスの付随的な副産物なのか不明だとしている。

Bally(1980)は、深い所では、リソフィアは延性流動によって広がるだろうから、このモデルは短命な限定されたもの(たとえば地溝の形成)に適用すべきだと考えている。

V. その他の仮説

(1) 相転移説

すでにのべたように相転移面をモホ面におくモデルは、現在の地球物理学的常識から否定されている。そこで、Artyushkov et al.(1980)は、コア-マントル境界に相転移面を仮定し、このプ

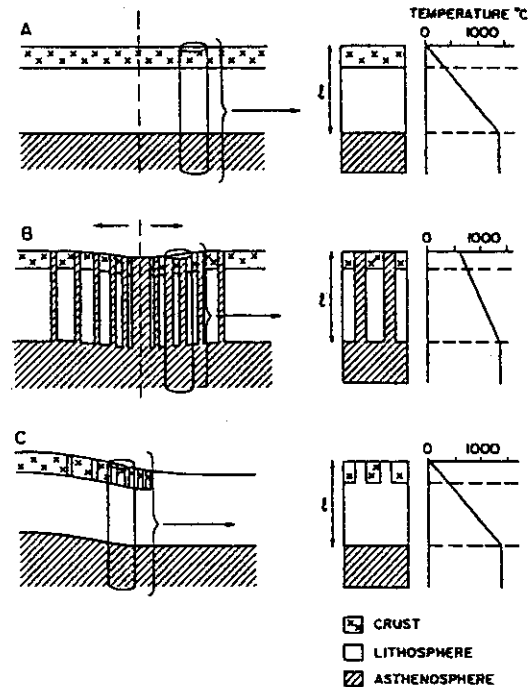


Fig. 16 Royden et al. (1980)

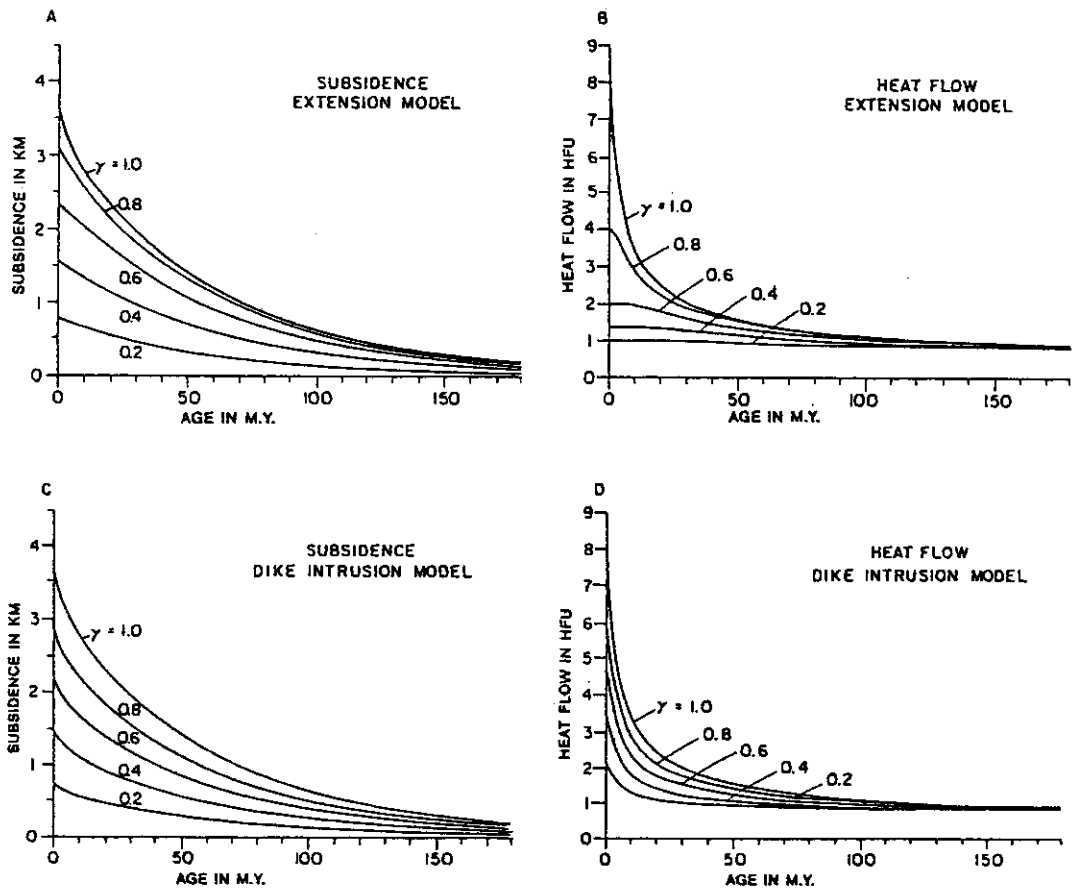


Fig. 17 Royden et al. (1980)

ロセスによって周囲より軽いマントル物質が生じ、これは直径約100kmのチャンネルを通して200 Maの周期で上昇すると考えた。この物質は上部マントルに達してさらに分化し、リソフィアや地殻の下に広がっていく。リソフィアの薄い所では、この軽い物質が集まって“trap”を形成し、広汎な隆起地域を形成する (Fig. 18)。

このような背景のもとで堆積盆の形成は、著者らによれば次の3つのメカニズムの組みあわせによると考えられている。すなわち、

- (i) “trap” 地域のマントルの凝固
- (ii) 地殻の玄武岩質層下部がエクロジャイトへ相転移することによる収れん(実質的な沈降要因)
- (iii) 上にのる玄武岩の一部がガーネットグラニュライトへ転移する

これらのプロセスを総合すると15~18 kmの地殻の沈降を考えうるとしている。

(2) トランスフォーム断層及びエシェロン断層に関連する堆積盆

Steel (1976) は、西ノルウェーのデボン紀堆積盆の成因を考察し、代表例として Hornelen Basin と Solund Basin を比較検討した。前者は、北、東、及び南縁を断層に境され、西縁は不整合で基盤(カンブリア紀~シルル紀)に重なっている。その大きさ (< 2000 km²) に比較して、堆

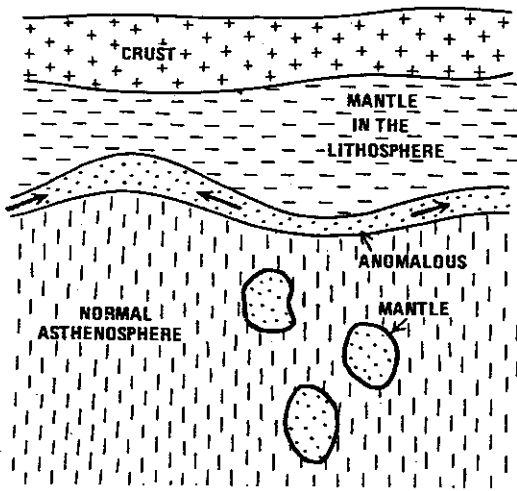


Fig. 18 Artyushkov et al. (1980)

単独のまたはエシェロン状に配列した横ずれ断層の変位から期待される地表の変形は基本的には Fig. 20 に示されている。これらの変形は様々の規模で知られているが、とくに、その長さ l と幅 w_0 との関係を調べると両者には Fig. 21 のようにきわめて良い相関があり、長さ対幅の比は約 3~4 に集中する。Fig. 22 に単純化してこの種の変形の進行（堆積盆の発展）が示されている。堆積盆の幅 w_0 はほとんど変わらないだろうから、その長さ l が長くなることが予想される。それにもかかわらず前述したように、長さ l と幅 w_0 の比が一定であるというのはどのような理由によるのだろうか。

Aydin and Nur (1982) は、Fig. 23 および Fig. 24 に示される 2 つのモデルを提唱している。

第一のモデル (Fig. 23) では、規則的な配列を示すエシェロン状に並んだ横ずれ断面に伴って多くの小地溝が形成され (Fig. 23. b), 変形の進行につれ、それらが重複し、みかけ上大きな堆積盆となる (Fig. 23. c, d)。この例は数多いが、たとえば南カリフォルニアの Garlock Fault 上の Koehu Lake Basin があげられる。

第二のモデルは、不規則に配列する横ずれ断層や tensile fractures が複合するもので (Fig. 24) 西ネバダの Olinghouse Fault に沿う小堆積盆などがあげられる。

以上を模式的に総合化したのが Fig. 25 である。

VI. おわりに

このレビューは、1982年1月から3月にかけて、東京大学地震研究所南雲研究室に流動研究員としていろいろ勉強させていただいたことの一部をまとめたものである。内容の大部分は、地震研コロキウム及び地質調査所の地震関係談話会で話したものである。紙面の制約と筆者の勉強不足から誤解を招くような不十分な記述となっている部分が多いかとも思われるが何らかのお役にたてばとあえて発表する次第である。南雲先生はじめ震研滞在中にいろいろと有益な御助言をいただきまた御世話いただいた方々に記して謝意を表する。

なお、文中でとりあげた文献のうち、主要なもの (60年代以降) を以下に記しておきますので参考になれば幸いです。

積物の層序的厚さが極めて大きい (25 km 以上) のが特徴である。前者は strike-slip (transform faulting) に、後者は dip-slip の断層運動に関連し沈降によると解釈された。

Leeder (1976) も Martine Canadian Basin (デボン紀~石炭紀) の形成は、仮定される Hercynian Ocean の閉鎖に関連したトランスフォーム断層系の延長に沿う右ズレ走向移動断層に伴う引張効果によるものと考えた。

走向移動運動に関連するすべての堆積盆は極端に急激な沈降と周期的で局所的な盆地内変形フェーズを示すことが期待される (Fig. 19)。

最近 Aydin and Nur (1982) は strike-slip fault に伴う地溝 (堆積盆を含む) や地壘に関するモデルを提唱した。

Shear basin

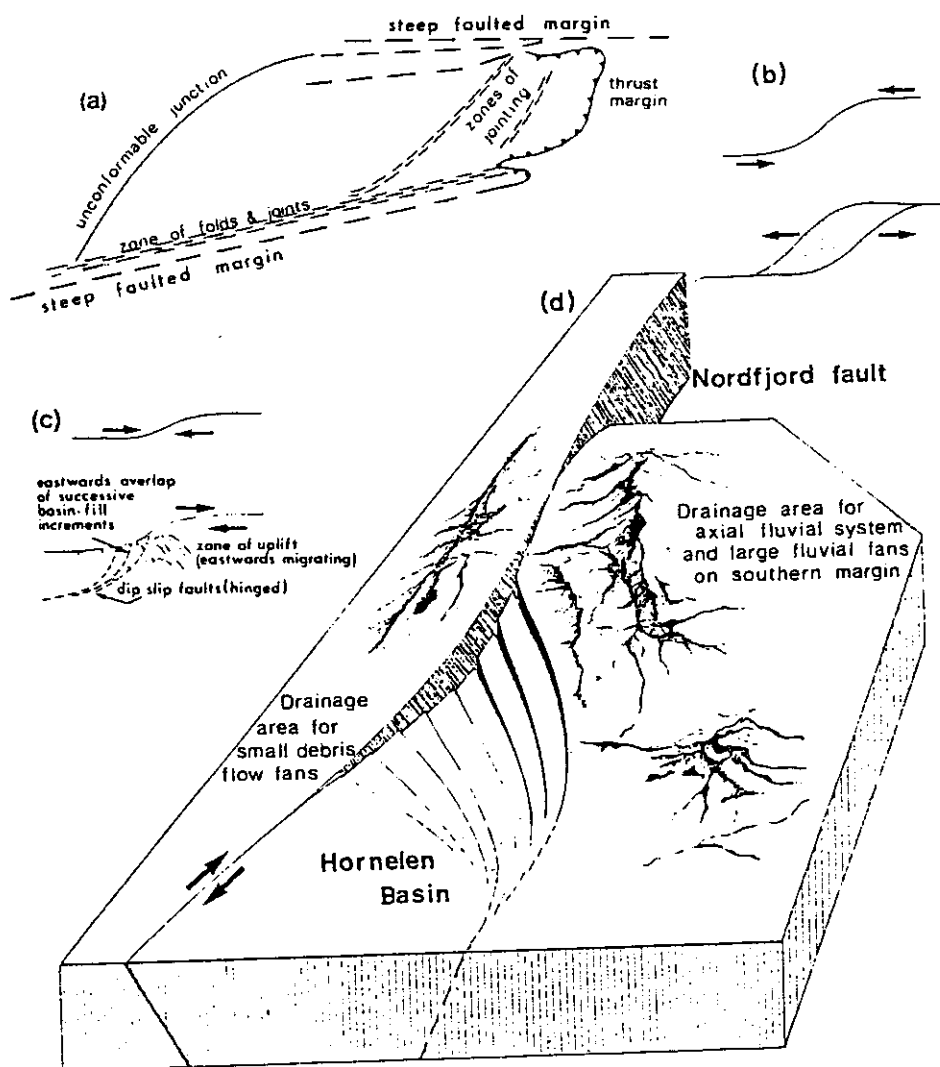


Fig. 19 Steel (1976)

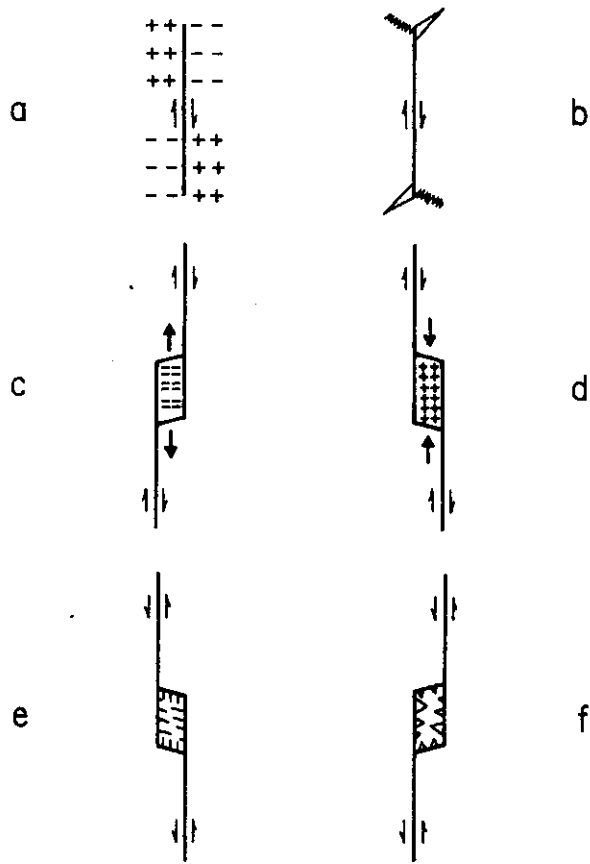


Fig. 20 (a) Extensional (minus) and compressional (plus) quadrants around a right lateral strike-slip fault; (b) tail cracks (open) in the extensional quadrant and pressure solutions or folds (zig-zag line) in the compressional quadrants; (c) rhomb graben on a right stepover; (d) rhomb horst on a left stepover for right lateral strike-slip faults; (e) normal faults (barbs on downthrown side) and major strike-slip fault segments with normal slip component bounding a rhomb graben at a left stepover; and (f) reverse faults (teeth on upthrown side) and major strike-slip fault segments with reverse slip component bounding a rhomb horst at a right stepover for left lateral strike-slip faults.

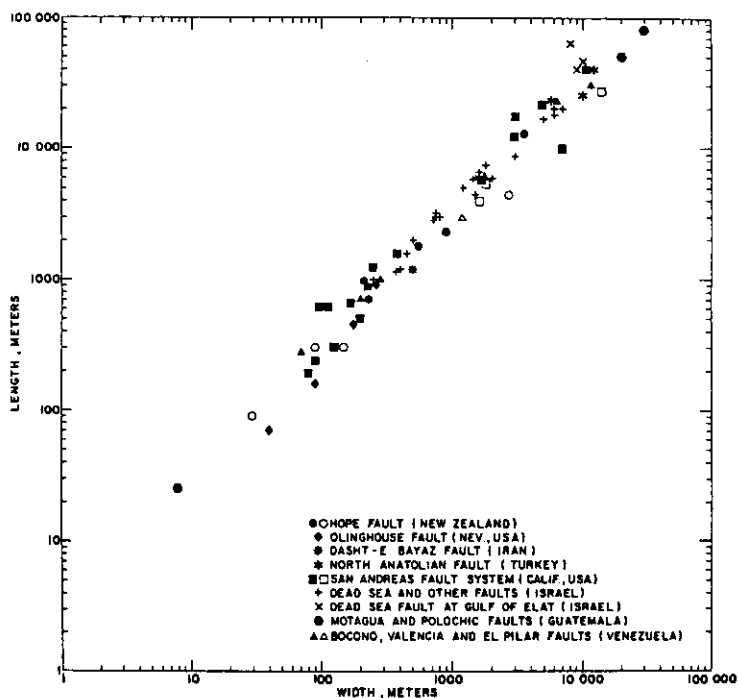


Fig. 21 Log length versus log width for 70 pull-apart basins or rhomb grabens and horsts associated with major strike-slip faults of the world. Full symbols grabens and empty symbols horsts.

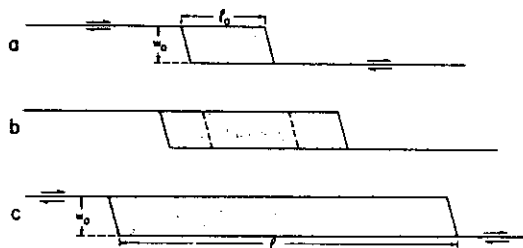


Fig. 22 A Simple model illustrating increasing length (from l_0 to l) with increasing fault offset. The width, w_0 , is constant.

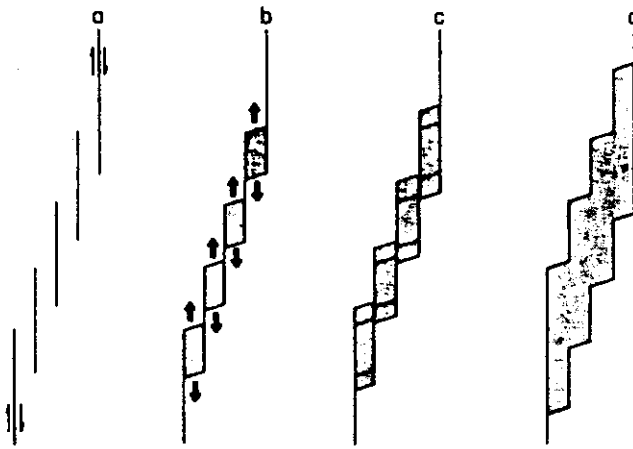


Fig. 23 Model 1 showing coalescence of rhomb grabens associated with echelon strike-slip faults. The end product is a composite pull-apart basin.

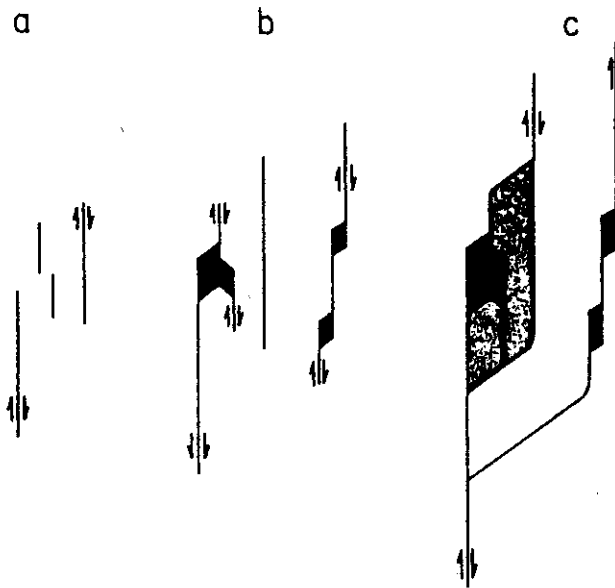


Fig. 24 Model 2 illustrates formation of composite pull-apart basin, which includes rhomb grabens and horsts of various size.

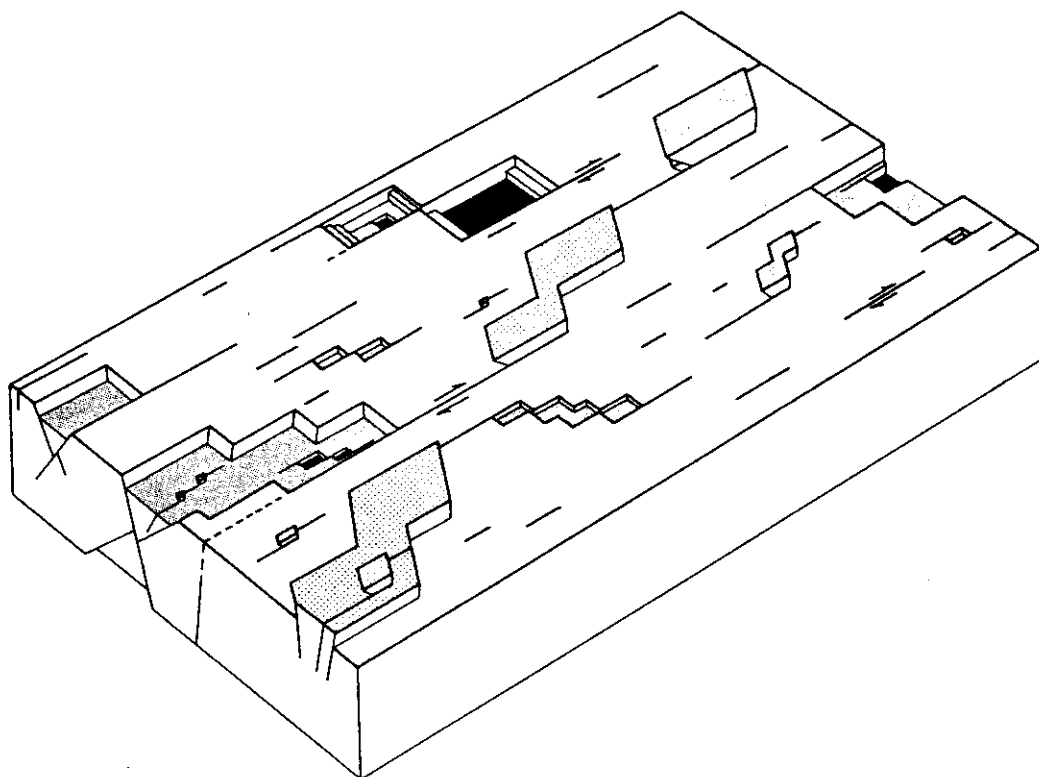


Fig. 25 A hypothetical dimensionless diagram illustrating a broad strike-slip environment.

References

- ARTEMJEV, M. E. and Artyushkov, E. V. (1971) : Structure and isostasy of the Bikal rift and the mechanism of rifting. *J. G. R.* vol. 76, p. 1197-1211.
- ARTYUSHKOV, E. V. et al. (1980) : The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates. *D. P. I.* p. 37-51.
- AUDEN, J. B. (1972) : in discussion of K. G. Cox. The Karoo volcanic cycle. *Geol. Soc. London Jour.*, vol. 128, p. 334-335.
- BALLY, A. W. (1980) : Basins and subsidence — A summary. *D. P. I.* p. 5-20.
- BANKS, R. J., Parker, R. J. and Huestis, H. P. (1977) : Isostatic compensation on a continental scale; local versus regional mechanisms. *J. G. R. astr. Soc.*, vol. 65, p. 4127-4146.
- BOTT, M. H. P. (1971) : Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonoph.* vol. 11, p. 319-327.
- (1973) : Shelf subsidence in relation to the evolution of young continental margins, in D. H. Tarling and S. K. Runcorn, eds., *Implication of continental drift to the earth sciences* : New York, Academic Press, vol. 2, p. 675-683.
- (1976) : Formation of sedimentary basins of graben type by extension of the continental crust. *Tectonoph.* vo. 36, p. 77-86.

- (1976) : Mechanisms of basin subsidence — An introductory review. *Tectonoph.* vol. 36, p. 1–4.
- (1979) : Subsidence mechanisms at passive continental margins. *A. A. P. G. Memoir* 29, p. 3–9.
- (1980) : Mechanisms of subsidence as passive continental margins. *D. P. I.* p. 27–35.
- and Dean, D. S. (1972) : Stress systems at young continental margins. *Nature (Phys. Sci.)* vol. 235, p. 23–25.
- CALDWELL, J. G., Haxby, W. F. and Turcotte, D. L. (1976) : On the applicability of a universal elastic trench profile. *E. P. S. L.* vol. 31, p. 239–246.
- CLARKE, R. S. (1973) : Cainozoic subsidence in the North Sea. *E. P. S. L.* vol. 18, p. 329–332.
- CHRISTIE, P. A. F. and Sclater, J. G. (1980) : An extensional origin for the Witchground Buchen graben in the North Sea. *Nature*, vol. 283, p. 729–732.
- COCHRAN, J. R. (1973) : Gravity and magnetic investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 84, p. 3249–3268.
- COLLETTE, B. J. (1968) : On the subsidence of the North Sea. in D. T. Donovan, ed., *Geology of shelf seas*, Oliver and Boyd, Edinburgh and London, p. 15–30.
- COX, K. G. (1972) : The Karoo volcanic cycle. *Geol. Soc. London Jour.*, vol. 128, p. 311–333.
- DE Charpal, Guennoc, O. P., Montadert, L. and Roberts, D. G. (1978) : Rifting crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature, Lond.*, vol. 275, p. 706–711.
- DIETZ, R. S. (1963) : Collapsing continental rises : An actualistic concept of geosynclines and mountain building. *Jour. Geology*, vol. 71, p. 314–333.
- FALVEY, D. A. (1974) : The development of continental margins in plate tectonic theory. *Jour. Australian Petrol. Explor. Assoc.* vol. 14, p. 95–106.
- FUCKS, K. (1974) : Geophysical contributions to taphrogenesis, in J. H. Illies and K. Fuchs, eds., *Approaches to taphrogenesis*, Schweitzerbart, Stuttgart, p. 420–432.
- HANKS, T. C. (1971) : The Kuri; Trench–Hokkaido Rise system : large shallow earthquakes and simple models of deformation. *Geophys. J. R. attri. Soc.* vol. 23, p. 173–189.
- HAXBEY, W. F., Turcotte, D. L. and Bird, J. M. (1976) : Thermal and mechanical evolution of the Michigan Basin. *Tectonoph.* vol. 36, p. 57–75.
- HSU, K. J. (1965) : Isostasy, crustal thinning, mantle changes and the disappearance of ancient land masses. *Am. J. Sci.*, vol. 263, p. 97–109.
- JARVIS, G. T. and Mckenzie, D. (1980) : Sedimentary basin formation with finite extension rates. *E. P. S. L.* vol. 48, p. 42–52.
- KEEN, C. E. (1979) : Thermal history and subsidence of rifted continental margins—evidence from wells on the Nova Scotian and Labrador Shelves. *Canad. J. Earth Sci.*, vol. 16, p. 505–522.
- LEEDER, M. R. (1976) : Sedimentary facies and the origins of basin subsidence along the northern margin of the supposed Hercynian Ocean. *Tectonoph.*, vol. 36, p. 167–179.
- LEPICHON, X. and Sibuit, J. C. (1981) : Passive margins a model of formation. *J. G. R.*, vol. 86, p. 3708–3720.
- MCGETCHIN, T. R., Burke, K. C., Thompson, G. A. and Young, R. A. (1980) : Mode and mechanisms of plateau uplifts. *D. P. I.* p. 99–110.
- MCKENZIE, D. (1978) : Some remarks on the development of sedimentary basins. *E. P. S. L.* vol. 40, p. 25–32.
- , Nisbet, E. and Sclater, J. G. (1980) : Sedimentary basin development in the Archaean. *E. P. S. L.* vol. 48, p. 35–41.
- NUNN, J. A., Sleep, N. H. and Schoonmaker, J. (1981) : Relationship between sedimentation and subsidence in sedimentary basins. *E. O. S.* vol. 45, p. 1021.
- PARSONS, B. and Sclater, J. G. (1977) : An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. G. R.* vol. 82, p. 803–827.

- RONA, P. A. (1974) : Subsidence of continental margins. *Tectonoph.* vol. 22, p. 283-299.
- ROYDON, L., Sclater, J. G. and VonHerzen, R. P. (1980) : Continental margin subsidence and heat flow: Important parameters in the formation of petroleum hydrocarbons. *Am. Assoc. Petro. Geol. Bull.* vol. 64, p. 173-187.
- SCLATER, J. G. and Christie, P. A. F. (1980) : Continental stretching : an explanation of the post mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin. *J. G. R.* vol. 85, p. 3711-3739.
- SHERIDAN, R. E. (1969) : Subsidence of continental margins, *Tectonoph.* vol. 7, p. 219-229.
- SLEEP, N. H. (1971) : Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break-up. *G. J. R. astr. Soc.* vol. 24, p. 325-350.
- (1973) : Crustal thinning on Atlantic continental margins: evidence from older margins. in D. H. Tarling and S. K. Runcorn eds. *Implications of continental drift to the earth sciences 2*, Academic Press, London and New York, p. 685-692.
- and Snell, N. S. (1976) : Thermal contraction and flexure of mid-continent and Atlantic marginal basins. *G. J. R. astr. Soc.* vol. 45, p. 125-154.
- and Sloss, L. L. (1980) : The Michigan Basin. *D. P. I.* p. 93-98.
- STEEL, R. J. (1976) : Devonian basins of Western Norway Sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonoph.*, vol. 36, p. 207-224.
- TURCOTTE, D. L. (1974) : Membrane tectonics. *G. J. R. astr. Soc.* vol. 36, p. 33-42.
- (1980) : Models for the evolution of sedimentary basins. *D. P. I.* p. 33-42.
- VETTER, V. R. and Meissner, R. O. (1979) : Rheologic properties of the lithosphere and applications to continental margins. *Tectonoph.* vol. 59, p. 367-380.
- WALCOTT, R. I. (1970) : Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere. *J. G. R.* vol. 75, p. 3941-3954.
- (1972) : Gravity, flexure and the growth of sedimentary basins at a continental edge. *Geol. Soc. Am. Bull.* vol. 83, p. 1845-1848.
- WATSON, J. M. and Swanson, C. A. (1975) : North Sea-major petroleum province. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* vol. 59, p. 1098.
- WATTS, A. B. and Cochran, J. R. (1974) : Gravity anomalies and flexure of the lithosphere along the Hawaiian-Emperor seamount chain. *G. J. R. astr. Soc.* vol. 38, p. 119-141.
- and Talwani, M. (1974) : Gravity anomalies seaward of deep sea trenches and their tectonic implications. *G. J. R. astr. Soc.* vol. 36, p. 57-90.
- , Cochran, J. R. and Selzer, G. (1975) : Gravity anomalies and flexure of the lithosphere : a three-dimensional study of the Great Meteor seamount, northeast Atlantic. *J. G. R.* vol. 80, p. 1391-1398.
- and Ryan, W. B. F. (1976) : Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonoph.* vol. 36, p. 25-44.
- WOOD, R. J. (1981) : The subsidence history of Conoco well 15/30-1, central North Sea. *E. P. S. L.* vol. 54, p. 306-312.
- ZIEGER, P. A. (1975) : Geological evolution of the North Sea and its tectonic framework. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* vol. 59, p. 1073.

* D.P.I. : Dynamics of Plate Interiors. *Geodynamics Series*, vol. 1. A.G.U. and G.S.A.

* E.P.S.L. : Earth and Planetary Science Letters

(受理：1982年6月30日)