

# 世界のプレート運動

瀬野 徹三\*

## Plate Motions in the World

Tetsuzo SENO \*

### Abstract

Plate motions provide the most basic information on plate tectonics. I explain how to describe plate motions on the Earth mathematically, and how they can be determined. I review the history of the determination of global plate motions, the most recent of which has been derived by space geodetic techniques.

**Key words** : Euler's theorem, relative plate motion, absolute plate motion, finite rotation, instantaneous rotation, stage poles, Euler vector, space geodetic technique.

**キーワード** : オイラーの定理, 相対運動, 絶対運動, 有限回転, 無限小回転, ステージ極, オイラーベクトル, 宇宙測地技術

### I. はじめに

プレート運動は、学問としてのプレートテクトニクスのなかでも最も基礎的な部分を占める。言い換えるとプレート運動は、プレートテクトニクスのなかでも最も基礎的な情報を与えている。我々は、フィリピン海プレートが南海トラフから年間 3 cm の速度で沈み込んでいるとか、太平洋プレートの上にあるハワイ島が、年間 10 cm の速度で日本に対して近づいている、などという表現をよく耳にしたり目にしたりする。このような速度はまた、西南日本太平洋岸沖合で起こる巨大地震の繰り返しに対して、たとえば 100 年程度というおおまかな推定の根拠を与えている。なぜならば巨大地震の際のすべり量は数 m であるから、年間数 cm で南海トラフからフィリピン海プレートが沈み込むと 100 年程度ですべり量に達するからである。これはオーダーの話であるから

数百年になるかもしれないが、50 年ということはない。

このようにプレート運動は、日本列島の地震の生起を議論する上でもきわめて重要であるが、それがどのように記述出来るのか、その運動はどのように決定されるのか、高校教科書レベルではほとんど述べられていない。ただプレート運動の分布図が出てくるのみである。ここではプレート運動がどのような数学的定理を用いて記述されるのか、プレート運動にはどのような種類があるのか、地球表面の主なプレートの運動はどのように決定されてきたか、現在あるいは過去のプレート運動はどのようなものであるか、を解説する。

### II. 球面上の運動は回転である

プレート運動を記述する上でもっとも重要なのはオイラーの定理である。この定理は簡単に言うところ「球面上での剛体の運動は回転である」という

\* 東京大学地震研究所

\* Earthquake Research Institute, University of Tokyo

ことである。あるプレート A が球面上を運動して別の位置に移動したとして、それをプレート A' と書こう。もう少し詳しく述べると、この定理は「A を A' に移すような回転すなわち回転の極 P (  $\phi$ ,  $\lambda$  );  $\phi$  : 緯度,  $\lambda$  : 経度と回転角  $\theta$  がただ一つだけある」ということを言っている。

この定理を証明することはそれほど難しいわけではない。まずそのような回転があることを示すことは簡単である。図 1 で、A の上のある一点 x を取り、A' 上でその点に対応する点を x' とする。x と x' を大円で結んでその中間点を取り、その点でこの大円に直交する大円 Gx を描く。同様に、A 上に x とは別の点 y を取り、A' 上でその点に対応する点を y' とする。y と y' を大円で結んでその中間点を取り、その点でこの大円に直交する大円 Gy を描く。Gx と Gy の交点を P としよう。P と x, x' それぞれを大円で結び、それらの大円が P でなす角を  $\theta$  とする。すると P の回りの角  $\theta$  の回転が A を A' に移す。これは次のようにしてわかる。A 上で任意の点 z を取り、それが A' 上で対応する点を z' とする。三角形 Pxz と Px'z' が相似であることから、P の回りの角度  $\theta$  だけの回転は z を z' に移している。すなわちここで求めた回転は、A を A' へ移している。このような回転がただ一つだけであるということを証明するには、そのような回転がもしあるならば極は P でなければならないこと、さらに P が極ならば回転角は  $\theta$  であることを言えばよいが、それは最初に P と  $\theta$  を求めた手続きとほぼ同様に行える。

このオイラーの定理にもとづいて、プレート運動は (  $\phi$ ,  $\lambda$ ,  $\theta$  ) の三つのパラメーターで表されることになる。ただし極の対蹠点の反対回りの回転も同じ回転になるので、(  $-\phi$ ,  $\lambda + 180^\circ$ ,  $-\theta$  ) と表すことも可能である。

### III . 基準系 : 絶対運動と相対運動

球面上の剛体の運動に限らずどのような運動でも、何に対する運動かを明示する必要がある。言い換えると、運動を記述するための不動とする基準系が必要である。プレート運動の場合、この不動基準系の取り方に二通りある。ある特定のプ

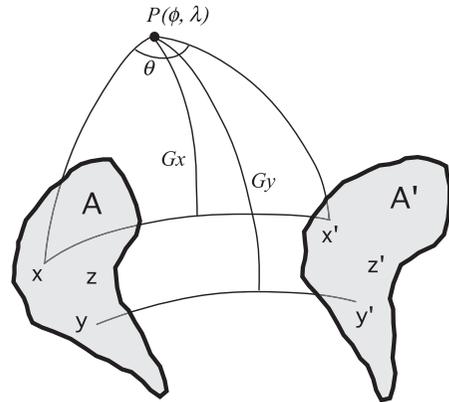


図 1 地球上のプレート A をプレート A' へ移す回転がただ一つだけ存在する (オイラーの定理)。

ただし A' は形は A と同じプレートで別の位置にあるとする。x, x', y, y', z, z' それぞれを A と A' 上の対応する地点とする。大円 xx' の中間点, yy' の中間点それぞれから大円 Gx, Gy を引くと、それらの交点が回転の極 P を与える。大円 Px, Px' の挟む角が回転角  $\theta$  を与える。

Fig. 1 Euler's theorem states that there is a unique rotation that can shift plate A to plate A'.

Let x' be a point on plate A', corresponding to point x on plate A. Similarly, let y' be a point on plate A', corresponding to point y on plate A. Draw a great circle Gx from the mid-point on the great circle connecting x and x'. Draw a great circle Gy from the mid-point on a great circle connecting y and y'. The intersection point of Gx and Gy gives pole P. The angle between the great circles Px and Px' gives the angle of rotation  $\theta$ .

レート(仮にそのプレートを B としよう)を取り、B を不動として他のプレートたとえばプレート A の運動を記述する場合、そのようなプレート運動を相対運動と呼ぶ。これに対して地球のマントル深部を不動として、地表のプレートの運動を記述する場合、そのような運動を絶対運動と呼ぶ。

現実的な問題として、地球のマントル深部に我々は行くことが出来ないから、この絶対運動の基準系は不便である。そこで、地表のホットスポット火成活動が深部マントルから上昇する細い流れ(プルームと呼ぶ)によって生じたものであるとの考えに立って、ホットスポットを深部マ

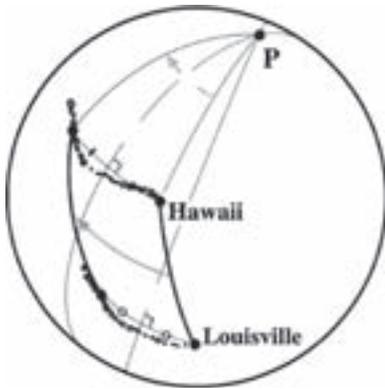


図 2 ホットスポットの軌跡が地表に二つ以上残されている場合、図 1 と同じ手続きで、プレートのホットスポットに対する回転の極 P と回転角を決めることができる (Harada and Hamamo, 2000 を改変)。

Fig. 2 Two hotspot traces are drawn on the Earth's surface. The same procedure used to obtain P and  $\theta$  in Fig. 1 can be applied to the two points x and x' on one hotspot trace, and y and y' on another hotspot trace (modified from Harada and Hamamo, 2000).

ントルの替わりに用いるということが行われる。ホットスポットはその上をプレートが移動すると、火山体がたとえば海山として残るので、その痕跡 (ホットスポット・トレース) を用いて、II で述べたのと同様な手続きで  $(\phi, \lambda, \theta)$  を求めることができる (図 2)。ただし図 1 で x, y の 2 点必要であったのと同様に、ホットスポット・トレースは、運動を求めようとするプレート上に二つ以上異なるものが必要である。

これとは全く別の絶対運動の基準系の取り方がある。それは地表が全体として回転していないという系である。これは数学的には

$$\int_S \mathbf{x} \times \mathbf{v} ds = 0 \quad (1)$$

と表される。ここで  $\mathbf{x}$  はベクトル積、S は積分領域である地球表面全体、 $\mathbf{x}, \mathbf{v}$  は、微小面素 ds のそれぞれ位置ベクトルと速度ベクトルである。このような系は、地表で各プレートの相対運動が求まっていると、作ることは容易である。あるプレートを固定し、そのプレートに対する他のプ

レートの速度を式 (1) の左辺に代入して積分を行って系全体の平均回転を求め、その平均回転による速度を各速度から差し引けばよい。このような、プレート全体が平均的に見て回転していない系は no-net-rotation 系、略して NNR 系と呼ばれ、後で述べる宇宙測地技術を用いて求めたプレート運動を記述する際によく使われる。マンテル対流によってプレートが運動する時、プレート全体は平均してみるとマンテル深部に対しては運動しないだろうと思われるから、このような運動を、ある種の絶対運動と見なすことには意味がある。

#### IV. 有限回転と無限小回転

I 章で述べたオイラーの定理を使うと、あるプレートの過去の位置への復元を記述できる。例えば現在 (これを時刻  $t_0$  としよう)  $A_0$  の位置にいたプレートが、ある時刻  $t_1$  には  $A_1$  の位置にいたとする。 $A_0$  を  $A_1$  に移動させる回転を  $(\phi_1, \lambda_1, \theta_1)$  とすれば、この復元は 5 つのパラメーター  $t_0, t_1, \phi_1, \lambda_1, \theta_1$  で表せる。同様に  $t_1$  の時刻から  $t_2$  の時刻の位置への復元を  $t_1, t_2, \phi_2, \lambda_2, \theta_2$  と書くことができる。このような回転のパラメーターを、最後の位置への回転  $t_{n-1}, t_n, \phi_n, \lambda_n, \theta_n$  まで並べたものがプレートの復元を表す一つの表となる。各行はステージ極 (stage pole) と呼ばれる。これに対して  $t_0$  から  $t_1$  の位置まで一気に一つの回転で復元することもオイラーの定理によれば可能である。この場合の回転のパラメーターを全復元 (total reconstruction) と呼ぶ。これは、相対運動、例えばアフリカプレートの運動を、南米プレートを固定してパンゲアの分裂の開始時点まで復元する場合も、絶対運動で、ホットスポットに対してアフリカプレートの位置を過去に遡って復元する場合も同じである。表 1 に、ホットスポットに対するいくつかのプレートを復元した例、また図 3 にホットスポット・トレースを用いて、太平洋地域にかけて存在していたプレートの復元を行った例 (Engebretson *et al.*, 1985) を示す。

このような過去に遡る運動は有限回転と呼ば

表 1 主な大陸のホットスポットに対する過去の位置の復元 ( Engebretson *et al.*, 1985 ).

Table 1 Reconstruction of major continents with respect to hotspots ( Engebretson *et al.*, 1985 )

Age ( Ma )	Stage Poles			Total Reconstructions		
	Lat N	Long E	Angle ( Deg )	Lat N	Long E	Angle ( Deg )
AFRICA [ AF-AHS ]						
5	- 50	143	1.3	- 50	143	1.3
9	- 50	143	1.1	- 50	143	2.4
17	- 50	143	2.1	- 50	143	4.5
37	- 43	132	5.3	- 46	137	9.8
48	- 46	137	2.9	- 46	137	12.7
85	- 21	108	10.6	- 35	123	22.3
119	- 2	149	11.4	- 26	135	31.8
145	0	116	2.6	- 24	134	34.1
180	32	359	19.8	0	109	22.7
NORTH AMERICA [ NA-AF-AHS ]						
5	35	122	.5	35	122	.5
9	35	121	.4	35	122	.9
17	34	119	.8	35	120	1.8
37	32	104	3.0	33	110	4.7
48	51	115	3.3	40	112	7.9
66	46	91	7.9	44	102	15.6
85	41	59	6.0	46	90	21.0
119	55	21	19.3	59	63	37.4
127	40	41	2.2	59	61	39.4
145	43	52	3.5	58	59	42.8
161	41	6	13.7	59	42	54.4
180	40	7	21.4	58	25	73.8
EURASIA [ EU-NA-AF-AHS ]						
5	- 85	70	.7	- 85	70	.7
9	- 83	66	.5	- 85	68	1.2
17	- 84	67	1.1	- 84	67	2.3
37	- 62	77	2.6	- 72	76	4.9
48	42	10	3.0	- 40	38	4.1
53	36	9	2.8	- 10	27	5.3
66	- 8	104	4.9	- 13	64	8.0
85	- 30	88	5.6	- 21	73	13.2
95	15	51	2.5	- 15	70	15.2
119	55	21	13.6	21	58	21.8
127	40	41	2.2	23	57	23.8
145	43	52	3.5	26	57	27.2
161	41	6	13.7	36	45	38.2
180	40	7	21.4	42	33	57.7
SOUTH AMERICA [ SA-AF-AHS ]						
5	76	320	.5	76	320	.5
9	77	322	.4	76	321	.9
17	76	325	.8	76	322	1.8
37	70	47	2.6	76	21	4.3
48	77	60	2.2	77	34	6.5
85	53	58	12.6	61	52	18.6
119	22	347	11.2	54	13	26.2
135	3	360	3.5	49	9	28.4
145	0	116	1.0	49	12	28.2
180	32	359	19.8	43	3	47.3

AFRICA: アフリカ, NORTH AMERICA: 北米, EURASIA: ユーラシア, SOUTH AMERICA: 南米

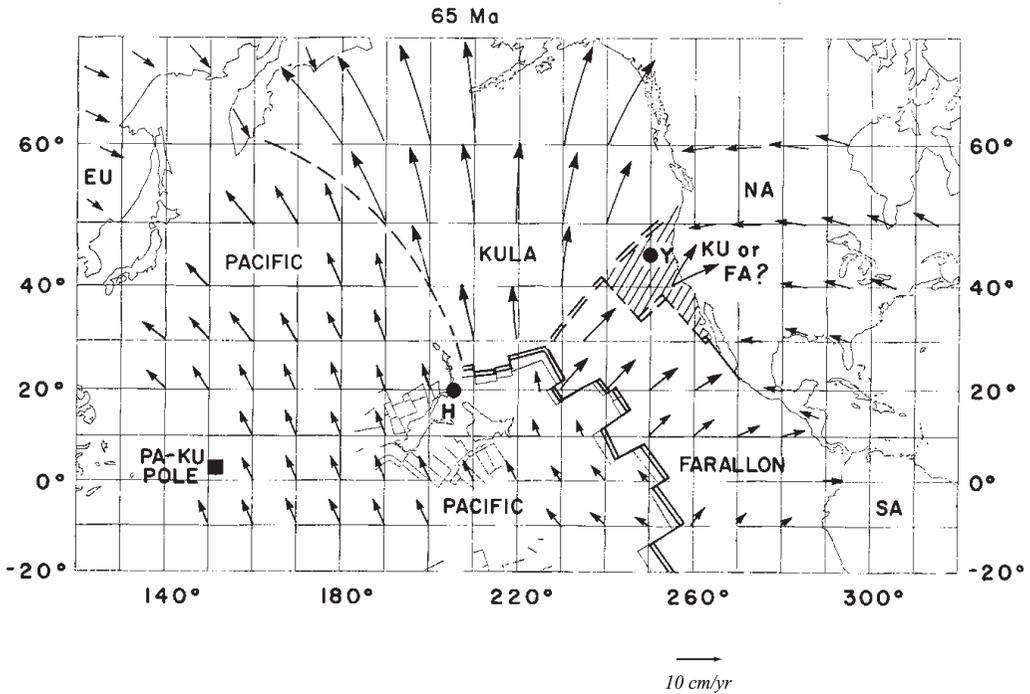


図 3 太平洋地域に 65 Ma (6500 万年前) に存在した海洋プレートの位置と運動の、ホットスポットトレスを用いた復元 (Engebretson *et al.*, 1985)。

PACIFIC (PA): 太平洋プレート, KULA (KU): クラプレート, FARALLON (FA): ファラロンプレート, NA: 北米プレート, EU: ユーラシアプレート, SA: 南米プレート。

Fig. 3 Reconstruction of velocities and positions of plates in the Pacific region at 65 Ma (Engebretson *et al.*, 1985)

PA: Pacific plate, KU: Kula plate, FA: Farallon plate, NA: North American plate, EU: Eurasian plate, SA: South American plate.

れ、地質学的にプレートを過去の位置に復元する際には大変有用である。しかし地球物理学者特に地震学者にとってプレート運動は、現在プレートが、ある地点でどういう速度で運動しているかを指すことが多い。地質学者でも第四紀の変動を扱う学者にとってはそのような現在のプレート運動の方が有用である。これはプレート運動が多くの場合第四紀程度のタイムスケールで変化しないからである。このような現在の運動 (= 速度) と、先に述べた有限回転との関係は、ユークリッド空間における有限運動と速度の関係に対応している。図 4 にそのような対応関係を示す。 $\mathbf{x}(t)$  をユークリッド空間内の位置ベクトルとすると、その時間微分が速度ベクトル  $\mathbf{v}$  となる。これに

対して極  $P$  の回りの回転  $\omega$  を時間微分すると回転の角速度  $\theta$  が得られる。これを有限回転に対比して、無限小回転と呼ぶ。

### V. ある地点でのプレート運動速度とオイラーベクトル

無限小回転は、有限回転の時間微分で角速度に相当するが、それ自体は地表のある点におけるプレートの運動速度を与えてくれているわけではない。それでは速度をどのようにして求めるかを述べよう。図 5 に、プレート運動を計算したい地点の位置ベクトルを  $\mathbf{x}$ 、 $\mathbf{x}$  におけるプレート運動速度ベクトルを  $\mathbf{v}$  で示す。O は地球の中心、P を回転極とする。 $\mathbf{x}$  から OP に垂線を下ろし、その長さを

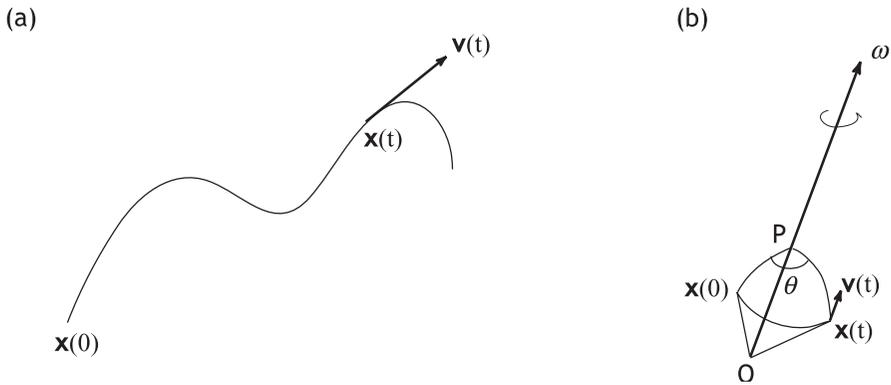


図 4 (a)ユークリッド空間における運動  $\mathbf{x}(t)$  と速度  $\mathbf{v}$  の関係.  $\mathbf{v}$  は  $\mathbf{x}$  の時間微分である. (b)回転  $\theta$  を時間微分したものが  $\omega$  であるが, これは (a) の  $\mathbf{x}$  と  $\mathbf{v}$  に対応している.

Fig. 4 (a) Finite motion in an Euclid space. Differentiation of  $\mathbf{x}(t)$  by time  $t$  gives velocity  $\mathbf{v}$ . (b) Differentiation of  $\theta$  by time  $t$  gives angular velocity  $\omega$ .

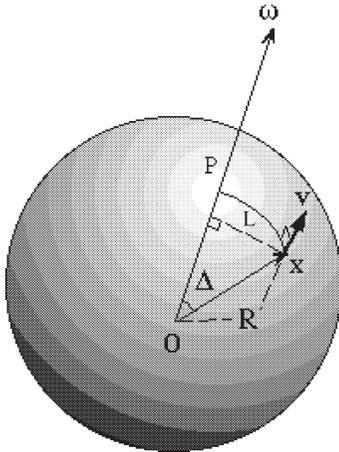


図 5 P: 回転極, O: 地球の中心,  $\mathbf{x}$ : 地表のある点の位置ベクトル, とする.  $L$  は  $\mathbf{x}$  から  $OP$  に下ろした垂線の長さ,  $\Delta$  は  $OP$  と  $\mathbf{x}$  の角距離,  $R$  は地球の半径である.  $\mathbf{x}$  における速度  $\mathbf{v}$  は  $OP$ ,  $\mathbf{x}$  両者に直交する. 速度の絶対値は  $L\omega$  である.  $OP$  の方向に大きさ  $\omega$  を持つベクトルで定義されるオイラーベクトル  $\omega$  を導入すると, これらの関係は  $\mathbf{v} = \omega \times \mathbf{x}$  と書ける.

Fig. 5 P: pole of rotation, O: center of the Earth, and  $\mathbf{x}$ : position vector of an arbitrary surface point.  $\Delta$  is the angle between  $OP$  and  $\mathbf{x}$ , and  $L$  is the arm length of position  $\mathbf{x}$  to  $OP$ .  $R$  is the radius of the earth

Velocity vector  $\mathbf{v}$  at  $\mathbf{x}$  is perpendicular to both  $OP$  and  $\mathbf{x}$ . The absolute value of  $\mathbf{v}$  is  $L\omega$ . By introducing an Euler vector  $\omega$  directing  $OP$ , and whose magnitude is  $\omega$ , these relationships are expressed by  $\mathbf{v} = \omega \times \mathbf{x}$ .

$L$  としよう. 地球の平均半径を  $R$ ,  $OP$  と  $\mathbf{x}$  の挟む角を  $\Delta$  とすると  $L = R \sin \Delta$  であるから, 回転の角速度を  $\omega$  とすれば

$$|\mathbf{v}| = L \cdot \omega = R \sin \Delta \cdot \omega \quad (2)$$

である. ただし  $\omega$  で用いる角度はラジアンで測る必要がある. したがって  $\omega$  が与えられ,  $\Delta$  が求まれば速度の絶対値をこの式によって計算できる.  $\Delta$  の求め方は後に述べる. 速度ベクトル  $\mathbf{v}$  の方向は  $OP$  と  $\mathbf{x}$  の貼る面に垂直になる. すなわち

$$\mathbf{v} \perp OP, \mathbf{x} \quad (3)$$

である. これから  $\mathbf{v}$  の方向が決まる. この方向が北から時計回りに何度あるかを求める方法も後で述べよう.

式(2), (3)よりも  $\mathbf{v}$  を簡潔に表す方法がある. そのために,  $OP$  の方向を向きその大きさ(絶対値)が  $\omega$  であるベクトル  $\omega$  を導入する. このベクトルは無限小回転ベクトル, オイラーベクトル,  $\omega$  ベクトルなどと呼ばれる. このベクトルを用いて  $\mathbf{v}$  は

$$\mathbf{v} = \omega \times \mathbf{x} \quad (4)$$

表 2 RM2 グローバルモデルによるオイラーベクトル( Minster and Jordan, 1978 ).

Table 2 Euler vectors of RM2 global model( Minster and Jordan, 1978 ).

Plate Pair	Relative Rotation Vector						Error Ellipse		
	$\phi$ N	$\sigma_\phi$ deg	$\lambda$ E	$\sigma_\lambda$ deg	$\omega$ deg/m.y.	$\sigma_\omega$ deg/m.y.	$\zeta_{\max}$ deg	$\sigma_{\max}$ deg	$\sigma_{\min}$ deg
NOAM-PCFC	48.77	1.10	- 73.91	1.94	0.852	0.025	S71 E	1.30	1.08
COCO-PCFC	38.72	0.89	- 107.39	1.01	2.208	0.070	S37 E	1.00	0.63
NAZC-PCFC	56.64	1.89	- 87.88	1.81	1.539	0.029	N09 E	1.91	0.96
EURA-PCFC	60.64	1.04	- 78.92	3.04	0.977	0.027	Z78 E	1.51	1.02
INDI-PCFC	60.71	0.77	- 5.79	1.83	1.246	0.023	S82 E	0.90	0.76
ANTA-PCFC	64.67	0.90	- 80.23	2.32	0.964	0.014	N52 E	1.11	0.75
COCO-NOAM	29.80	1.06	- 121.287	2.07	1.489	0.070	S75 E	1.84	0.99
AFRC-NOAM	80.43	1.57	56.36	35.29	0.258	0.019	N86 E	5.83	1.51
EURA-NOAM	65.85	6.17	132.44	5.06	0.231	0.015	S14 E	6.36	1.39
NOAM-CARB	- 33.83	9.19	- 70.48	2.76	0.219	0.052	S13 E	9.42	0.97
COCO-CARB	23.60	1.48	- 115.55	2.26	1.543	0.084	S63 E	2.24	1.21
NAZC-CARB	47.30	5.37	- 97.57	4.57	0.711	0.056	S19 E	5.59	2.67
COCO-NAZC	5.63	1.40	- 124.40	2.61	0.972	0.065	N89 E	2.60	1.40
NOAM-SOAM	25.57	7.12	- 53.82	6.22	0.167	0.029	S14 E	7.22	5.49
CARB-SOAM	73.51	11.75	60.84	48.86	0.202	0.038	S52 E	16.84	6.84
NAZC-SOAM	59.08	3.76	- 94.75	3.73	0.835	0.034	S05 E	3.77	1.90
AFRC-SOAM	66.56	2.83	- 37.29	2.65	0.356	0.010	S08 E	2.85	0.98
ANTA-SOAM	87.69	1.30	75.20	79.29	0.302	0.018	N84 E	3.22	1.26
INDI-AFRC	17.27	0.97	46.02	1.06	0.644	0.014	S47 E	1.24	0.66
ARAB-AFRC	30.82	3.44	6.43	11.48	0.260	0.047	S79 E	10.02	2.93
AFRC-EURA	25.23	4.25	- 21.19	0.98	0.104	0.036	S01 E	4.25	0.89
INDE-EURA	19.71	1.40	38.46	2.66	0.698	0.024	S65 E	2.72	0.90
ARAB-EURA	29.82	2.53	- 1.64	9.57	0.357	0.054	S85 E	8.33	2.45
INDI-ARAB	7.08	2.15	63.86	2.30	0.469	0.066	S51 E	2.51	1.89
NAZC-ANTA	43.21	4.50	- 95.02	3.28	0.605	0.039	S01 E	4.50	2.39
AFRC-ANTA	9.46	3.77	- 41.70	3.55	0.149	0.009	S42 E	4.93	1.45
INDI-ANTA	18.67	1.16	32.74	1.41	0.673	0.011	S62 E	1.39	1.10

NOAM : 北米, PCFC : 太平洋, COCO : ココス, NAZC : ナスカ, EURA : ユーラシア, INDI : インド オーストラリア, ANTA : 南極, AFRC : アフリカ, CARB : カリブ海, SOAM : 南米, ARAB : アラビアの各プレート .  $\sigma$  は標準誤差を表す .

と表される。一般にベクトル  $\mathbf{a}$  とベクトル  $\mathbf{b}$  のベクトル積  $\mathbf{a} \times \mathbf{b}$  を  $\mathbf{c}$  とすれば

$$|\mathbf{c}| = |\mathbf{a}| |\mathbf{b}| \sin \Delta \quad (5)$$

$$\mathbf{c} \perp \mathbf{a}, \mathbf{b} \quad (6)$$

の性質がある。ここで  $\Delta$  は  $\mathbf{a}$ ,  $\mathbf{b}$  の挟む角である。

ベクトル  $\omega \times \mathbf{x}$  は, (5), (6) の関係を  $\omega$  と  $\mathbf{x}$  に対して持っていることが式 (2), (3) からわかるので, (4) が成り立つことがわかる。

このベクトル積による速度ベクトルの表示は, 実際にベクトルをある地点で求めるためにはそれほど便利ではない。しかし式 (4) はなんと言っても簡潔である。これによれば, プレート運動とは, すなわちオイラーベクトルのことであると

言ってもよい。なぜならば、このベクトルが与えられれば、任意の地点での速度ベクトル  $\mathbf{v}$  が式 (4) によって計算されるからだ。このオイラーベクトルの中身は、具体的には極 P の緯度  $\phi$ 、経度  $\lambda$ 、回転角速度  $\omega$  の三つのパラメーターからなっている。したがって世界のプレート運動をリストアップした表は、各プレートの、どのプレートに対する（あるいは絶対運動の場合にはホットスポットか NNR 系に対する）運動であることを明示した上で、 $\phi$ 、 $\lambda$ 、 $\omega$  の 3 つのパラメーターを並べたもの（例えば、表 2、Minster and Jordan, 1978）になっている。

式 (4) が有用なのは簡潔であることにとどまらない。 $\omega$  はベクトルなので足し算が効くのである。A, B, C を三つのプレートとすると

$${}_A\omega_C = {}_A\omega_B + {}_B\omega_C \quad (7)$$

が成り立つ。これを見るには、任意の地点  $\mathbf{x}$  において速度ベクトル間に

$${}_A\mathbf{v}_C = {}_A\mathbf{v}_B + {}_B\mathbf{v}_C \quad (8)$$

が成り立つことを用い、これに式 (4) を代入して移行すると

$$({}_A\omega_C - {}_A\omega_B - {}_B\omega_C) \times \mathbf{x} = 0 \quad (9)$$

が得られるが、これが任意の地点  $\mathbf{x}$  で成り立つことから式 (7) が成り立つことになる。この式 (7) は三つのプレート間のオイラーベクトルの式であるが、プレートの数が何個でも同様な式が成り立つ。すなわち 1, 2, ..., n 個のプレート  $A_1, A_2, \dots, A_n$  に対して

$${}_{A_1}\omega_{A_n} = {}_{A_1}\omega_{A_2} + {}_{A_2}\omega_{A_3} + \dots + {}_{A_{n-1}}\omega_{A_n} \quad (10)$$

である。この式によれば、 $A_1$  と  $A_n$  の運動を直接知らなくても、 $A_1$  と  $A_2$ ,  $A_2$  と  $A_3$ , ...,  $A_{n-1}$  と  $A_n$  のオイラーベクトルが知られていれば、 $A_1$  と  $A_n$  間のオイラーベクトル  ${}_{A_1}\omega_{A_n}$  を求めることが

できることになる。これは、それらの間の運動のオイラーベクトルを求めるための直接的な情報がないプレートの対に対して、情報があるプレートの対のオイラーベクトル足し合わせて行くことにより、オイラーベクトルが求まることを意味しており、プレートテクトニクスの有益さを示している。例えば日本海溝で、太平洋プレートがユーラシアプレートに対して運動する速度が最初に出された時、それには日本海溝における情報は一切使われず、太平洋プレートと北米プレート、北米プレートとユーラシアプレートのオイラーベクトルを足しあわせて太平洋プレートのユーラシアプレートに対するオイラーベクトルが求められ、それから速度が計算されたのであった (Le Pichon, 1968)。

## VI. ある地点でのプレート運動速度の求め方

オイラーベクトルは、式 (4)、(10) の簡潔性から大変有用ではあるが、実際に式 (4) を用いてある地点  $\mathbf{x}$  での速度ベクトル  $\mathbf{v}$  を求めるには、三次元座標系を導入し、ベクトル演算を行い、その結果えられたベクトルを地表面に投影するというを行わねばならない。これは FORTRAN などでプログラムを書きまえばそれほど難しくはないが (瀬野, 1995, p.184)、それはおっくうだという人には、もっと簡単に速度ベクトルを求める方法を紹介しよう。球面上に、それぞれの頂点を大円で結んだような三角形をつくる (図 6a)、このような三角形を球面三角形と呼ぶ。各頂点における角を A, B, C とする。AB, BC, CA の各辺に対応する角距離を c, a, b とすると、これらの間には余弦則と呼ばれる

$$\cos c = \cos a \cdot \cos b + \sin a \cdot \sin b \cdot \cos C \quad (11)$$

の関係が成り立つことが知られている。ここで三つの頂点 A, B, C をそれぞれ回転極 P, 速度を求める地点  $\mathbf{x}$ , 北極 N に対応させる。P,  $\mathbf{x}$  を緯度、経度で表し、 $(\phi_p, \lambda_p)$ 、 $(\phi, \lambda)$  と添字で区別する。a = 90° -  $\phi$ , b = 90° -  $\phi_p$ , c =  $\Delta$ , C =  $\lambda - \lambda_p$  であるから、これらを (11) に代入

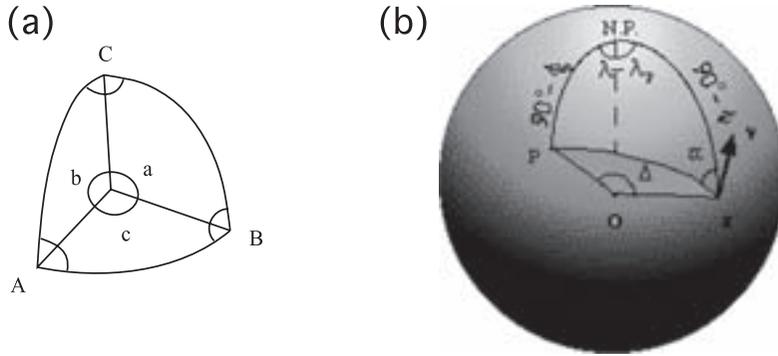


図 6 (a) 角 C, A, B を持つ球面三角形 . C, A, B それぞれに向かい合う辺は角距離 c, a, b で表されている .  
 (b) 北極 (N.P.), 回転極 P (  $\phi_p, \lambda_p$  ) 地点  $\mathbf{x}$  (  $\phi, \lambda$  ) の三点を頂点とする球面三角形 .  $\alpha$  は地点  $\mathbf{x}$  から回転極を見込む方向,  $\Delta$  は OP と  $\mathbf{x}$  の角距離 .

Fig. 6 (a) Spherical triangle with vertexes A, B, and C. The three sides are represented by a, b, and c.  
 (b) Spherical triangle with vertexes North Pole (N.P.), rotation pole P (  $\phi_p, \lambda_p$  ) and point  $\mathbf{x}$  (  $\phi, \lambda$  )  $\Delta$  is the angle between OP and  $\mathbf{x}$ , and  $\alpha$  is the direction of the pole at  $\mathbf{x}$ .

して,

$$\begin{aligned} \cos \Delta &= \cos(90^\circ - \phi) \cdot \cos(90^\circ - \phi_p) + \\ &\quad \sin(90^\circ - \phi) \cdot \sin(90^\circ - \phi_p) \cdot \cos(\lambda - \lambda_p) \\ &= \sin \phi \cdot \sin \phi_p + \cos \phi \cdot \cos \phi_p \cdot \cos(\lambda - \lambda_p) \end{aligned} \quad (12)$$

を得る。この式から  $\Delta$  を求め、式 (2) に、 $R = 6371 \text{ km}$ ,  $\omega$  の絶対値とともに代入すると速度  $\mathbf{v}$  の絶対値が求まる。 $\mathbf{v}$  の方向は、図 6 (b) に示す角度  $\alpha$  を用いると、北から時計回りに  $90^\circ - \alpha$  である。すなわち  $\alpha$  を求めれば方向がわかる。このために再び余弦則を用いる。C に対応する角を  $\alpha$  として、 $C = \alpha$ ,  $c = 90^\circ - \phi_p$ ,  $b = \Delta$ ,  $a = 90^\circ - \phi$  を式 (11) に代入して

$$\begin{aligned} \cos(90^\circ - \phi_p) &= \cos(90^\circ - \phi_p) \cdot \cos \Delta + \\ &\quad \sin(90^\circ - \phi) \cdot \sin \Delta \cdot \cos \alpha \end{aligned}$$

すなわち

$$\sin \phi_p = \sin \phi \cdot \cos \Delta + \cos \phi \cdot \sin \Delta \cdot \cos \alpha \quad (13)$$

を得る。この式から  $\alpha$  を求める。図 6 では極 P が計算地点の西に位置しているが、もしこれが東に位置している場合は、速度の方向は  $\alpha + 90^\circ$  になることに注意する。

## VII . オイラーベクトルをどうやって求めるか

プレート運動速度  $\mathbf{v}$  をある地点で得るためには、表 2 のようなオイラーベクトルが求まっていなければならないことになるが、それらを求めるにはどうすればいいのだろうか。これは、VI で式 (2) と式 (3) の性質を使ってプレート運動を計算したのと逆の手続きを進めていけばよい。プレート A のプレート B に対する相対運動のオイラーベクトルを求める場合を示すと、A と B の境界に位置する  $\mathbf{x}$  と  $\mathbf{y}$  の 2 地点で速度  $\mathbf{v}$  の方向のデータがそれぞれ一つずつ得られたとしよう (図 7)。これは、トランスフォーム断層の走向、プレート境界で起こる地震 (プレート間地震という) のスリップの方向、あるいは GPS によ

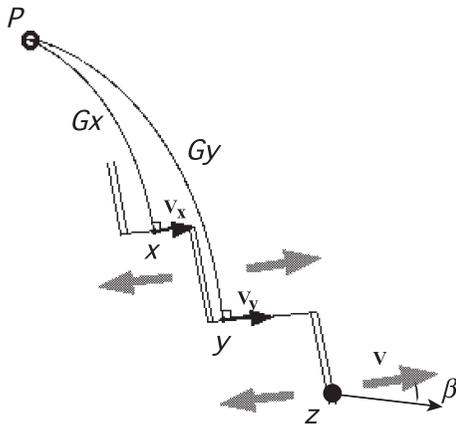


図 7 オイラーベクトルの決定方法．地点  $x$ ,  $y$  でプレート運動速度  $v$  の方向のデータが与えられている．

これらの点でそれぞれ速度  $v_x$ ,  $v_y$  に直交する大円を描き、それらの交点をつくると、それが回転極を与える．地点  $z$  では、ある方向に沿った速度  $v$  の大きさのデータが与えられている．速度の方向を  $P$  から知り、データが得られている方向との角度を  $\beta$  とする．さらに  $Pz$  の角距離  $\Delta$  を知れば、式 (14) を用いて角速度  $\omega$  が決まる．

Fig. 7 Method determining an Euler vector. Velocity direction data are given at points  $x$  and  $y$ . Draw great circles perpendicular to the velocity directions at these points and obtain the intersection point. This gives rotation pole  $P$ . At point  $z$ , a datum of the velocity magnitude is given in a certain direction. Let the angle between this direction and the velocity direction be  $\beta$ . Calculate angle  $\Delta$  between  $P$  and  $z$ ; then, using equation (14), obtain angular velocity  $\omega$ .

る速度の方向などである． $x$  の地点からそこでの速度  $v_x$  に直交するように大円  $G_x$  を描く．同様に  $y$  の地点からそこでの速度  $v_y$  に直交するように大円  $G_y$  を描く．式 (3) と図 5 によれば  $v_x$  は  $OP$ ,  $x$  の貼る面に直交するので、 $P$  は  $G_x$  の上に位置する．同様に  $P$  は  $G_y$  の上に位置する．したがってこれらを同時に満足する点すなわち  $G_x$  と  $G_y$  の交点が  $P$  を与える．

さらに地点  $z$  で、速度  $v$  のある方向に沿った成分の大きさのデータ  $v'$  が得られたとする． $OP$  と  $z$  の挟む角  $\Delta$  を式 (12) によって求める．つづいて  $z$  における速度  $v$  の方向を、式 (13) か

ら  $\alpha$  を求めることにより求める．速度  $v$  方向とデータが得られている方向が挟む角を  $\beta$  とすれば

$$v'/\cos \beta = R \sin \Delta \cdot \omega \quad (14)$$

が成り立つから、この式から  $\omega$  が求まる．従って極  $P$  と併せてオイラーベクトルを表す三つのパラメーター  $\phi$ ,  $\lambda$ ,  $\omega$  が求まったことになる．

すなわちオイラーベクトルを求めるには、最低限、速度  $v$  の方向のデータが二つ、速度  $v$  の大きさのデータが一つあればよい．しかし実際に得られるデータはもっと数が多いことが普通である．このような場合は最小自乗法を用いるのが常套手段である．すなわちある地点  $x_i$  でデータ  $d_{oi}$  が得られたとする．仮のオイラーベクトルを与えてその地点での予測値を計算し  $d_{ci}$  として

$$\chi_v^2 = \sum |d_{oi} - d_{ci}|^2 / \sigma_i^2 \quad (15)$$

を最小にするようにオイラーベクトルを求める．ここで  $\sigma_i$  はデータの観測誤差である．

## VIII . プレート運動決定の歴史

V で述べたようなオイラーベクトルが最初に決定されたのは Morgan (1968) においてである．その前年の論文で McKenzie and Parker (1967) が太平洋プレートの北米プレートに対する運動の極  $P$  を求めていた．いずれにせよこの頃がプレート運動が決定され始めた時期であり、それは剛体としてのプレート運動という概念が実体として確立され始めた時であると言ってよい．もちろんそれ以前にプレートテクトニクスというパラダイムは、マントル対流、大陸移動、海洋底拡大などの考えが海洋地域から得られたデータによって急速に確かなものになるにつれ、次第にその地位を固めつつあった．1960 年代後半にプレート運動が実際に決められたことは、パラダイムとしてのプレートテクトニクスの確立に強力な支持基盤を提供したと言えるだろう．その後はデータ数とその精度が増すに従ってオイラーベクトルのセットが改訂・更新されて来たが、それはその運動が決定



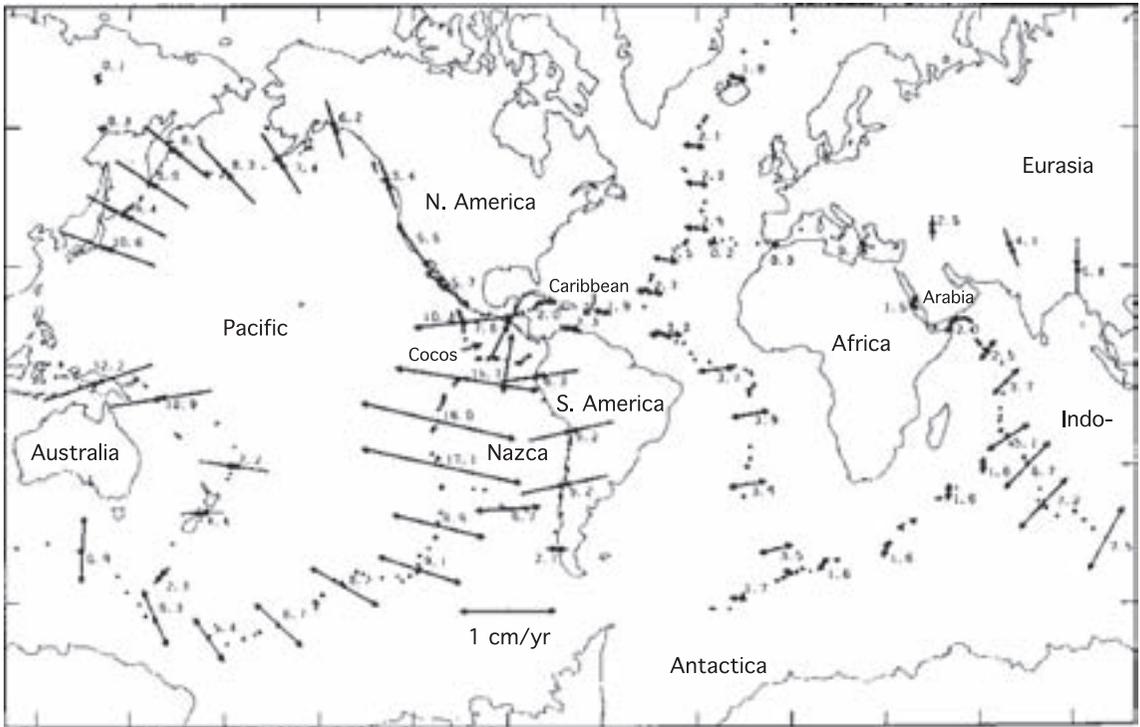


図 9 RM2 (Minster and Jordan, 1978) デルによるプレート間運動速度の分布 .

Fig. 9 Distribution of relative plate velocities based on RM2 model (Minster and Jordan, 1978).

この後 Minster *et al.* (1974) Chase (1972, 1978) Minster and Jordan (1978) などのグローバルプレート運動モデルが相次いで出される。これらのうち最後のものは RM2 (Model Relative Motion 2) と呼ばれ、出されてから 10 余年プレート運動の代表的モデルとして使われた。このモデルのオイラーベクトルを表 2 に、それによるプレート間相対運動速度の分布を図 9 に示す。ここでは Le Pichon (1968) が扱ったプレートに加えて、ココス、ナスカ、カリブ海、アラビアの中小プレートが加えられている。このモデルも、ノースウエスタン大学のグループによる NUVEL-1 (DeMets *et al.*, 1990) が出されるに及んでそれにとって替わられることになる。NUVEL-1 ではインド オーストラリアプレートが、インドとオーストラリアプレートに分割された。これはインドの南のインド洋中に圧縮変形が

見られること、インド洋の相対運動データを説明するには二つのプレートに分けた方がよいことがわかったためである。

図 8 に示されるフィリピン海、オホーツク、ファンデフカ、スコチアなどの中小プレートは RM2 や NUVEL-1 には含まれていない。これはこれらのプレートの運動が決定されていなかったわけでは必ずしもなく、これらのプレートはプレート境界として中央海嶺やトランスフォーム断層を含まないために、信頼性の高い解を得にくいということを反映している。例えばフィリピン海プレートはその西側をユーラシアプレートとの境界、東側を太平洋プレートとの境界に囲まれている。これらの境界は地形的には海溝で示される沈み込み境界 (収束境界) であり、プレート間地震のすべり方向 (スリップベクトル) だけが相対運動の方向のデータとして存在している。Seno *et*

al. (1993) はフィリピン海プレートの運動を決定したが、スリップベクトルは速度の大きさの情報を含まないため、スリップベクトルだけでは運動が決定できない。それを補うために

$$PH\omega_{PA} = PH\omega_{EU} + EU\omega_{PA} \quad (16)$$

の関係を用いた。ここで PH, PA, EU はそれぞれフィリピン海プレート、太平洋プレート、ユーラシアプレートを表す。EU $\omega_{PA}$  は NUVEL-1 を使用し、そこで速度の大きさの情報が入ることになる。ここで PH $\omega_{EU}$  をパラメーターとして仮定すると、式(16)から PH $\omega_{PA}$  が求まる。これらの PH $\omega_{EU}$  と PH $\omega_{PA}$  からデータに対する予測値を西側、東側の境界で計算し、式(15)を最小とするような PH $\omega_{EU}$  の最適値を求めたのである。これと同様にしてオホーツクプレートの回りのプレート間地震のスリップベクトルを用いることにより、オホーツクプレートの運動も決定できる (Seno et al., 1996)。これらの解による日本列島付近のプレート相対運動を図 10 に示す。Wei and Seno (1998) は、アムールプレートを含めた東アジアのプレートの運動の決定を、バイカル湖付近の地震スリップベクトルデータをさらに加えて同様な方法で行っているが、この場合データ数が少なく信頼性にやや欠ける。ファンデフカプレートやスコチアプレートに対しても同様な方法でプレート運動決定が行われている。また従来拡大速度が遅く決定が困難であったアフリカ地溝帯の東のソマリアプレート、西のヌビアプレート間の相対運動も決定されるようになった (Chu et al., 1999)。

### IX. 宇宙測地技術によるプレート運動

NUVEL-1 やその他の小プレートに対する運動モデルは現在まで広く使われているが、これらのモデルで使用されたデータは主として、海洋底から得られるトランスフォーム断層の走向、地磁気縞模様、地震のスリップベクトルであった。前二者は、過去 3 m.y. ほどの期間を平均した速度データである。これに対して 1980 年代か

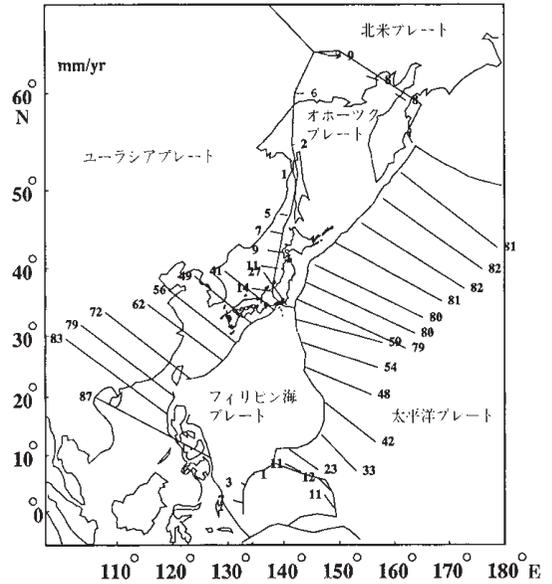


図 10 日本付近のプレート境界におけるプレート相対運動 (Seno et al., 1993, 1996). 速度の単位は mm/yr .

Fig. 10 Plate motions at the plate boundaries near the Japanese islands (Seno et al., 1993; 1996). The unit of the velocities is mm/yr.

ら VLBI (Very Long Baseline Interferometry), SLR (Satellite Raser Ranging), GPS などの宇宙測地技術を用いて速度データが得られはじめ、それらは大局的には上で述べたグローバルプレート運動モデルと調和するということが確かめられた。VLBI, SLR は高価であるためデータ数が少なかったが、安価な GPS が急速に普及し精度も向上するに及んで、宇宙測地技術によって得られるデータは GPS によるものが圧倒的に多くなって来ている。また安定した精度よいデータが得られるようになったため、宇宙測地技術だけからグローバルなプレート運動を決めることも行われるようになって来た。

宇宙測地技術によって得られる地表観測点の位置と速度を表す座標系として、地球に固定したある仮想的な座標系 ITRS (International Terrestrial Reference System) が考えられ、これは式(1)を満たす NNR 系とされている。それ



図 11 宇宙測地技術によって得られた速度ベクトルの分布 (Prawirodirdjo and Bock, 2004). ITRF2000 という測地基準系で表現された一種の絶対運動である。

Fig. 11 Surface velocities obtained by GPS, VLBI, and SLR in ITRF2000 (Prawirodirdjo and Bock, 2004)

を表現する具体的モデルとして ITRF (International Terrestrial Reference Frame) が 1984 年以来構築され更新されてきた。一方, NUVEL-1 の相対運動を用いて NNR 系とすることができる (NNR NUVEL-1 と呼ばれている)。NNR NUVEL-1 は ITRS にかなり近いものと考えられるから測地データの少ない ITRF94 までは, NNR NUVEL-1 に観測点の速度ができるだけ近くなるような拘束条件を与えて ITRF を構築していたが, ITRF96 以降は, 系全体の回転ができるだけ NNR NUVEL-1 のそれに近くなる, というように条件が緩和された (Altamimi *et al.*, 2002)。ここに至って宇宙測地技術は独自のグローバルプレート運動を与えるようになり, 各 ITRF を基準系としたプレート運動が推定され始めた (Sillard *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 1999; Altamimi *et al.*, 2002)。しかし安定した大陸に観測点が集中する ITRF には限界もある。テクトニクスに有用なプ

レート運動の議論には, 小プレートのデータやプレート境界付近の変動帯の変形を取り入れるなど細かい検討を必要とする。そのような検討をある程度行ってプレート運動を決定したものに, ITRF94 に準拠した Larson *et al.* (1997), ITRF97 に準拠した REVEL (Sella *et al.*, 2002), ITRF2000 に準拠した Prawirodirdjo and Bock (2004) のモデル, などのグローバルモデルがある。図 11, 表 3 に Prawirodirdjo and Bock (2004) のモデルによる速度ベクトルとオイラーベクトルを示す。これには日本付近のアムールプレートが含まれているが, フィリピン海プレートは含まれていない。アムールプレートのデータも少なく, よく運動が決まっているとは言い難い (これより前 Heki *et al.* (1999) も GPS データを用いてアムールプレートの運動の決定を行っているが, 同様に信頼性に欠ける)。一方, REVEL にはフィリピン海プレートの運動が含まれるが,

表 3 宇宙測地技術を用いて求められた ITRF2000 基準系のオイラーベクトル (Prawirodirdjo and Bock, 2004) .

Table 3 Euler vectors obtained by GPS etc. in ITRF2000 reference frame ( Prawirodirdjo and Bock, 2004 )

Plate	Longitude, E	Latitude, N	$\omega$ deg/Myr	Error Ellipse, deg			$X_y^2$	N
				$\sigma_{maj}$	$\sigma_{min}$	Azimuth		
Amur	- 126.646	63.899	0.316 ± 0.021	10.85	0.88	146	0.7	3
Anta	- 125.655	60.683	0.222 ± 0.006	0.77	0.56	8	1.6	6
Arab	3.576	51.341	0.546 ± 0.014	1.49	0.28	157	1.4	7
Aust	37.590	33.472	0.618 ± 0.003	0.93	0.18	154	1.2	9
Carb	- 90.741	33.648	0.314 ± 0.021	2.80	0.81	146	1.0	3
Eura	- 99.691	57.246	0.260 ± 0.002	0.81	0.18	52	1.1	18
Indi	- 41.986	45.720	0.487 ± 0.015	12.11	0.73	29	0.7	2
Nazc	- 101.161	45.410	0.652 ± 0.010	1.83	0.57	93	8.8	2
Noam	- 84.702	- 3.583	0.200 ± 0.003	0.87	0.25	101	1.3	22
Nubi	- 82.685	51.627	0.790 ± 0.004	1.82	0.92	175	0.8	7
Pacf	110.161	- 63.832	0.670 ± 0.003	0.59	0.28	2	1.2	5
Sier	50.854	- 56.539	0.673 ± 0.284	11.17	0.22	71	1.5	3
Sina	10.887	49.230	0.627 ± 0.128	7.72	0.23	145	1.7	6
Soam	- 135.798	- 21.086	0.108 ± 0.003	6.33	1.80	171	0.4	5
Soch	- 117.403	61.428	1.088 ± 0.008	8.13	0.63	135	1.1	3
Soma	- 106.378	51.305	0.326 ± 0.017	3.87	1.40	36	1.6	3
Such	- 86.799	32.565	0.462 ± 0.064	7.00	0.84	113	4.0	2

N はデータ数, Amur : アムール, Anta : 南極, Arab : アラビア, Aust : オーストラリア, Carb : カリブ海, Eura : ユーラシア, Indi : インド, Nazc : ナスカ, Noam : 北米, Nubi : ヌビア, Pacf : 太平洋, Sier : シエラ, Sina : シナイ, Soam : 南米, Soch : 南シナ, Soma : ソマリア, Sush : スンダの各プレート . ヌビアはアフリカの地溝帯の西, ソマリアは東のプレート, シエラは北米のシエラネバダを含むマイクロプレート, シナイはシナイ半島付近のマイクロプレートである .

やはりデータが実質 3 個と少なく, またパラオというプレート境界近傍の点を含んでいるためその解の信頼性は乏しい。すなわち宇宙測地技術によるデータは今後ますます有用なデータを与えることになると考えられるが, 変動地域の影響を受けるためのデータの信頼性の問題や海域の場合数の少なさの制約もあり, アジアの小プレートや西太平洋の小プレートの多くは, まだ宇宙測地技術によってはその運動が決定される段階には至っていないと言える (瀬野, 2003; Steblov *et al.*, 2003 も参照)。

#### X . おわりに : 剛体プレート運動を超える問題

これまではプレートを剛体として扱い, その運動がどのように記述されるかを扱ってきた。しか

しプレートを剛体として扱うことはあくまでも近似であることを知っておく必要がある。現実のプレートは長い年月のうちにその境界で力を受け, あるいは自分自身の内部の応力によって変形する。海洋プレートの場合, その変形は比較的小さいが, 大陸と大陸が衝突する衝突帯では, 大陸プレートは大きく変形している。インドプレートが 50 Ma 以降衝突しているユーラシアプレート南部 (アジアプレート) がそのよい例である。ここでは, 衝突された東アジアは, モンゴルからシベリア南部に至る広い範囲で, 横ずれ断層運動や逆断層運動などで大きな変形を被っている (Molnar and Tapponnier, 1975)。アルプスからイランに至る地域も, アフリカやアラビア半島などかつての Gondwana 大陸の一部が, ヨーロッパ 西ア

ジアに対して中生代以来衝突してきたために、幅をもった変形帯を作っている (Sengor *et al.*, 1980)。このような変形帯を一枚の剛体プレートとして扱うことは難しい。

またプレートがなぜ運動をするのか、というプレート運動の原動力の問題は、本論文で示したようなプレート運動学 (プレート・キネマティクスと呼ばれる) の範囲を超えている。これを扱うためには、プレートに働いている力 (それらはスラブ引っぱり力など重力に起因するものが主なものである) を考察しなければならない (瀬野, 2001 参照)。究極的には、プレートは地球内部の熱を逃がすために運動しているのだと言える。しかし山脈の形成メカニズムや上に述べた大陸プレートの内部変形のプロセスなどを具体的に明らかにすることはまだ完全には解決されたとは言えず、将来に残された興味ある課題である。

## 謝 辞

笠原順三氏をはじめとする本特集号編集委員会からは改善のための意見を頂いたので感謝する。

## 文 献

- Altamimi, Z., Sillard, P. and Boucher, C. (2002) ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science application. *J. Geophys. Res.*, **107**(B10), 2214, doi: 10.1029/2001JB000561.
- Chase, C.G. (1972) The N plate problem of plate tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **29**, 117-122.
- Chase, C.G. (1978) Plate kinematics: The Americas, east Africa, and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **37**, 355-368.
- Chu, D. and Gordon, R.G. (1999) Evidence for motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian ridge. *Nature*, **398**, 64-67.
- DeMets, C.R., Gordon, R.G., Argus, D. and Stein, S. (1990) Current plate motions. *Geophys. J. Inter.*, **101**, 425-478.
- Engebretson, D.C., Cox, A. and Gordon, R.G. (1985) Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **206**, 59 pp..
- Harada, Y. and Hamano, Y. (2000) Recent progress on the plate motion relative to hotspots. The History and Dynamics of Global Motions. *Geophys. Monogr.*, **121**, 327-338.
- Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N.F., Ivaschenko, A. and An, K.-D. (1999) The Amurian plate motion and current plate kinematics in eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, **104**, 29147-29155.
- Larson, K.M., Freymueller, J.T., Philipson, S. (1997) Global plate velocities from the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9961-9981.
- Le Pichon, X. (1968) Sea-floor spreading and continental drift. *J. Geophys. Res.*, **73**, 3661-3695.
- McKenzie, D.P. and Parker, R.L. (1967) The north Pacific: An example of tectonics on a sphere. *Nature*, **216**, 1276-1280.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P. and Haines, E. (1974) Numerical modelling of instantaneous plate tectonics. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **36**, 541-576.
- Minster, J.B. and Jordan, T.H. (1978) Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- Molnar, P. and Tapponnier, P. (1975) Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- Morgan, W.J. (1968) Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. *J. Geophys. Res.*, **73**, 1959-1981.
- Prawirodirdjo, L. and Bock, Y. (2004) Instantaneous global plate motion model from 12 years of continuous GPS observations. *J. Geophys. Res.*, **109**, B08405, doi: 10.1029/2003JB002944.
- Sella, G.F., Dixon, T.H. and Mao, A. (2002) REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, **107**(B4), 10.1029/2000JB000033.
- Sengor, A.M.C., Yilmaz, Y. and Ketin, I. (1980) Remnants of a pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleo-Tethys? *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **91**, 599-609.
- 瀬野徹三 (1995) プレートテクトニクスの基礎. 朝倉書店.
- 瀬野徹三 (2001) 続プレートテクトニクスの基礎. 朝倉書店.
- 瀬野徹三 (2003) 日本付近のプレートとその運動. *SEISMO*, no. 2, 9-11.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A.E. (1993) A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *J. Geophys. Res.*, **98**, 17941-17948.
- Seno, T., Sakurai, T. and Stein, S. (1996) Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate? *J. Geophys. Res.*, **101**, 11305-11315.
- Sillard, P., Altamimi, Z. and Boucher, C. (1998) The ITRF96 realization and its associated velocity field. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 3223-3226.
- Steblov, G.V., Kogan, M.G., King, R.W., Scholz, C.H., Burgmann, R. and Frolov, D.I. (2003) Imprint of the North American plate in Siberia revealed by GPS. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1924, doi: 10.1029/2003GL017805.
- Wei, D. and Seno, T. (1998) Determination of the Amurian plate motion. In Flower, M., Chung, S.-L.,

Lo, C.-H. and Lee, T.-Y.: *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Geodynam. Series, **27**, 337-346.  
Zhang, Q., Zhu, W. and Xiong, Y. (1999) Global plate

motion models incorporating the velocity field of ITRF96. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2813-2816.

(2005年3月17日受付, 2005年9月14日受理)