地震発生前の異常地殻変動継続時間と マグニチュードとの関係

国土地理院 藤 井 陽 一 郎

(昭和 49 年 1 月 25 日受理)

Relation between Duration Period of the Precursory Crustal Movement and Magnitude of the Earthquake

Yoichiro FUJII

Geographical Survey Institute

(Received January 25, 1974)

Based on some examples of the vertical crustal movement accompanied with earthquakes, the detailed phases of a cycle of seismic crustal movement are formulated as follows,

- α : steady state movement
- β_1 : state of dilatancy
- β_2 : unstable movement following β_1 phase
- γ_1 : pre-seismic slip
- γ_2 : co-seismic slip
- γ_3 : post-seismic slip
- δ : transient state movement.

The crust is deformed linearly with time under tectonic stress field (α phase). After the accumulation of strain, the multiplication of cracks starts (β_1 phase). The unstable and pulsative movement follows to the β_1 phase (β_2 phase). The β_1 and β_2 phases might correspond to the stress concentration around the future slip plane. Just before the earthquake, the pre-seismic slow slip may be caused on the fault plane (γ_1 phase). At the time of earthquake, rapid slip on the fault plane emits the elastic waves (γ_2 phase). Following the earthquake movement of β and γ phases, the transient phase may be caused under tectonic stress (δ phase).

Analysing the selected eight examples of precursory crustal movement, duration period of β_1 and β_2 phases, that is, the period from the start of anomalous crustal movement to the occurrence of earthquake, are estimated. There exists a relation between the estimated duration period t and the magnitude of earthquakes M :

$$\log t \text{ (year)} = 0.52 M - 2.80.$$

On the other hand, the equated radius r of anomalous crustal movement is expressed as

$$\log r \text{ (km)} = 0.51 M - 2.27 \text{ (Dambara, 1966).}$$

Then, the duration period of anomalous crustal movement and the radius of anomalous area seems to be in linear relation, $r = 3.4 \text{ km/year} \cdot t$.

This fact can be interpreted as follows. As anomalous crustal movement appears, the

dilatancy starts from nucleus points or lines in the area and grows out with the constant velocity of several kilometers per year. The existence of this kind of propagation can be assumed from the equation of diffusion in the theory of porous medium. Finally the dilatancy will fill up some volume, which may correspond to the earthquake volume. The author discussed in other paper the horizontal propagation of precursory movement in case of the Niigata earthquake of 1964, and found that the velocity of expansion is 2~3 km/year in its beginning and 10 km/year in the last. This observed velocity shows a good coincidence with the derived value mentioned above.

§ 1. はじめに

地震発生前の長期にわたる歪蓄積の過程, 前兆地殻変動の出現, 地震時の急激な地殻変動, 地震発生後の余効的な地殻変動, これら一連の地殻変動の過程を地震性地殻変動とよぶことにすると, このような地震性地殻変動について, その各段階を区分することができる. 1968 年に MESHERIKOV (1968) は α, β, γ の各相を提案した. LENSEN (1971) によると, 同じ年, 彼は α, β, γ のほかにさらに δ 相をつけ加えた. SCHOLZ (1972) も LENSEN と同じく地震性地殻変動を 4 つの相に区分している.

FUJITA and FUJII (1973) は, $\alpha, \beta, \gamma, \delta$ の区分をさらに細分化し, $\alpha, \beta_1, \beta_2, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \delta$ の各段階に区分した. LESEN (1971) も述べているごとく, このような地震性地殻変動の各相を特徴づける量, すなわちその相の地殻変動の大きさとか継続時間とかが, 地震のマグニチュードに関係することが考えられる. FUJII (1973) は, 前兆地殻変動の継続時間とマグニチュードとの関係を求めようとした.

この論文では, まず, $\alpha, \beta_1, \beta_2, \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \delta$ の各相の区分の根拠について述べ, 前兆地殻変動の相である β 相の地殻変動の継続時間とマグニチュードとの関係を利用可能なかぎりの資料を集めて推定し, さいごに, 求めた関係式を, 前兆地殻変動がある時間かかつて拡大していき, こうして決定する領域がいわゆる地震体積であるという立場から, 解釈してみた.

§ 2. 地震性地殻変動の各相

我々の区分は次のとおりである.

α 相: 定常的な歪蓄積の過程

β_1 相: 主破壊に先行して微小破壊が始まり歪速度が著しく増大する過程で, 地殻はダイラタンシーの状態にはいる

β_2 相: β_1 相に続く不安定かつ脈動的な地殻変動のみとめられる過程

γ_1 相: 地震発生の直前, 断層面の上をゆつくり回りだす過程

γ_2 相: 断層面の上を回り, 地震波が放射される過程

J. A. Mesherikov (1968)

 α β γ

G. L. Lensen (1968)

 α secular β pre-earthshift γ earthshift δ post-earthshift

] elastic

] non-elastic

N. Fujita and Y. Fujii (1973)

 α $\beta \dots \beta_1, \beta_2$ $\gamma \dots \gamma_1, \gamma_2, \gamma_3$ δ $\gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_3$: geodetic slip γ_2 : seismological slip

Fig. 1. Detailed phases of seismic crustal movement.

 γ_3 相: 地震ご断層面の上をゆつくり迂る過程 δ 相: つぎの α 相に移行するせん移的な過程.

以上のうち, α 相は elastic な過程であるが, β, γ, δ の各相は, γ_2 相を除き anelastic な過程である. 測地測量では $\gamma = \gamma_1 + \gamma_2 + \gamma_3$ が把握できるが, 地震波の解析では γ_2 が求められる. それで γ を geodetic slip, γ_2 を seismological slip と名づける.

地殻は, tectonic な stress の場で, 時間につき 1 次的に変形していく. これが α 相である. 歪の蓄積がある限界値に近づくと, 微小クラックが爆発的に増大する. これが β_1 相である. このあと, 変動は横ばいで不安定な β_2 相がつづく. β_1 と β_2 の相を一緒にした β 相が前兆地殻変動の過程である. このときには, 地震時の断層のまわりで応力集中が始まっていると考えられる. 断層面で, 部分破壊が進行し又は部分熔解のような現象も起つて, 地震直前

pre-seismic slip が始まる。これが r_1 相である。地震のときには、co-seismic slip が断層面上でおきて、地震波が放射される。地震後、しばらくの間 post-seismic slip が続き、急激に平衡状態になろうとする。逆断層運動の場合など、のりあげた側のブロックが重力で下り落ちてくる、などのことも考えられる。そのあと、 δ 相というせん移的な相があつて、つぎの α 相へうつる。以上で地震にともなう1サイクルの地震性地殻変動が完了する。

以上の各相のうち、実際の地震ではある相が欠けてもよいし、また、各相の運動のセンスは、

Fig. 2. Levelling lines in Niigata area (upper) and virtual crustal movement accompanied with Niigata earthquake of 16 June, 1964 (lower). Change of height of B.M. 6503, 6491, 6472, 4411, and 4415 referring to B.M. 4438 are shown in Figs. 3, 4, and 5.

相互にいろいろであつてよいと考えられる。

以上のような地震性地殻変動は、測地測量で検出された地震にともなう地殻変動の実例を総括して、定式化された。Fig. 2 に、1964 年 6 月 16 日の新潟地震 (M 7.5) にともなう地殻上下変動を示したが、地震で沈下した水準点のうち、B.M. 6503, 6491, 6472, 4415, 4411 の高さの時間変化を、Figs. 3, 4, 5 に示した。これらの水準点の位置は Fig. 2 に示してある。又高さの時間変化を算出するにあたって基準とした水準点は B.M. 4438 である。Fig. 3 には B.M. 6491 の高さの時間変化を示したが、1890 年代より 1950 年代のなかばまで続く定常的な変動が α 相であり、そのあと続く異常隆起運動が β 相である。地震時の沈下が γ 相であり、そのあともう一度隆起運動が始まっているのが δ 相である。Fig. 4 には B.M. 6472, 4411, 4415 の高さの時間変化を示した。これらの水準点は、新潟の地盤沈下地帯に属しているので 1950 年代のなかば以後の測定回数は極めて多い。それで、地盤沈下による経年的沈下はさし引いて、 β 相の運動をくわしく見られるように、図示した。これをみると、するどい隆起の β_1 相につづいて、鋸歯状の凹凸運動を β_2 相でくりかえしている状態がよみとれる。Fig. 5 には、B.M. 6503 の高さの時間変化を示した。ここでは、地震時の急激な沈下である

Fig. 3. Vertical Movement of B.M. 6491 showing the phases of α , β , γ , and δ . Location of bench mark is shown in Fig. 2.

Fig. 4. Vertical Movement of some bench marks showing characteristics of β phase. Location of bench marks are shown in Fig. 2.

r_2 相の運動について、約1年間 r_2 相の運動と同じセンスで r_3 相の運動があることが認められる。

以上の新潟地震の例では、 r_2 相に先行する r_1 相の存在は確証できない。しかし、たとえば松沢 (1933) がとりまとめている歴史時代の地震で、地震が発生するまえに海岸が隆起したなどのいくつかの例は、 r_1 相の存在を暗示するものであろう。そして、測地測量で r_1 相がキャッチできた例としてはアメリカで実施した San Andreas 断層にソウジジメーターによる断層運動の調査がある。Fig. 6 に示す No. 20 の辺長の長さを 10 数分おきに測定していたときちょうど 1960 年 1 月 20 日に $M 5.0$ の地震が発生した。Fig. 6 をみると地震発生前 25 km の辺長が 10 数分の間に 10 cm 以上ものびている。これが r_1 相であると考えられる。この歪速度は 8×10^{-2} /year 程度で、ふつうの tectonic な歪速度は $2 \sim 4 \times 10^{-7}$ /year のオーダーであるから、 10^6 倍もの速度でのびたことが分る。地震発生後は同じオーダーの歪速度で辺長がちぢんでいる。これが r_3 相であろう。なお、このような San Andreas 断層の断層運動

を計測し報告書をまとめた HOFMANN (1968) では、地震前後の変動を点線でつないだように表示してあるが、これでは地震波が出ていつた相が確定しないので、よりくわしくは現筆者が表示したごとく γ_1 , γ_2 , γ_3 と分けるのが妥当であろう。

最後に、Fig. 7 では δ 相の例を示した。1927 年 3 月 7 日の北丹后地震 ($M 7.5$) では郷村・山田の 2 断層が生じたことはよく知られた事実であるが、このときの断層運動で隆起したブロック上の B. M. 1228 と 1235 の水準点の高さの時間変化を B. M. 1221 を基準に追跡すると図のごとくなる。隆起したブロックがその後も隆起運動を続け、しかもその隆起率はしだいに減少しており、このような運動が今日まで続いていることが分る。すべての地震の δ 相の地殻変動がこんなに長期間つづくものかどうかは他の例を調べてみないと分らないが、とに角、 δ 相の 1 例として、Fig. 7 のような例もあるわけである。

Fig. 5. Vertical movement of B. M. 6503 showing the γ_3 and δ phases. Location of bench mark is shown in Fig. 2.

§ 3. 前兆地殻変動の継続時間の推定

つぎに、信頼できる実例を選択して、 β 相の継続時間すなわち地震発生前の前兆地殻変動の継続時間とマグニチュードとの関係を調べることを試みる。

このようなことを試みる場合、そのデーターを使用する測地測量が震源域のどの付近で行なわれたものか、ということが一つの大きな問題である。藤井 (1973) は、前兆地殻変動領域の拡大を主張しているのであるから、くりかえし測地測量を行なつて地殻変動を追跡するその測地点が震源域のどこにあるかで、推定される前兆地殻変動の継続時間が異なる。すなわち、観測値をある標準状態に化成し、正規化することが必要である。しかし今はそういう正規化を行なう準備がないから、正規化は行なわず、話を先へ進める。また、従来前兆地殻変動が検出され

Fig. 6. Change in length of line 20 crossing San Andreas fault. Data are taken from HOFMANN (1968). HOFMANN interpretes the data as shown in dotted line but the present author as full line. The figure shows rapid increase in length just before earthquake (γ_1 phase), slip movement at the time of earthquake (γ_2 phase) and post-earthquake movement (γ_3 phase). Near the line 20 an earthquake of magnitude 5.0 occurred in 20 Jan., 1960.

たと称されている二つ井地震 (1955), 北美濃地震 (1961), 長岡地震 (1961), Tashkent 地震 (1966) などについても一度調べてみると, 北美濃地震の場合は水準路線が余震域からあまりにも遠かつたり, 他の3つの地震では地震前の測定がかなり前の測定であつたりして, 前兆現象が果して把握できたのか疑問がもたれる。それで, 今回はこのような疑の生じたデータは, 少くとも前兆地殻変動の継続時間を推定するには適さないという立場で, 採用しなかつた。もつとも, このような処置をすることで, 前兆地殻変動領域が著しく大きいとか, 前兆地殻変動継続時間が著しく長いとかの地震もある, という例がおちてしまう危険もある。

吟味した結果, 採用できると判断された例は8例となつた。Fig. 8~Fig. 15 に, これらの前兆地殻変動の継続時間を推定した例を図示した。

Fig. 8 は, 1946 年 12 月 21 日の南海道地震 (M 8.1) 前後の細島に対する土佐清水の平

Fig. 7. Change of height of B. M. 1228 and 1235 referring to B. M. 1221. Both bench marks are located at the top of upheaval accompanied with fault movement of Tango earthquake of 1927. The figures show the vertical movement in δ phase.

均海面の差を示す。海面を不動とすれば、細島基準の土佐清水の地殻上下変動を示す。データは国土地理院地殻活動調査室 (1971) による。地震発生前土地が隆起し、そのご横ばいの不安定な変動が続いていることが認められるので、これを β 相と考えた。 t は13年程度と推定できる。

Fig. 9 は、1923 年 9 月 1 日の関東地震 (M 7.9) の例である。上段の図は、檀原 (1964) による油壺の地殻上下変動であり、下段は平均海面の移動平均計算による同じく油壺の上下変動図である。地震前 10 数年前より油壺の沈下がとまり変動が横ばいとなつていることが認められる。 β 相の確認は下段の図【地殻活動調査室 (1971)】のほうが容易なので、これより t は 12 年程度と推定した。

Fig. 10 は、1964 年 6 月 16 日の新潟地震 (M 7.5) の例で、比較的早い時期に前兆が始まった B. M. 6515 の高さの時間変化である。 t は 12 年とした。

Fig. 11 は、1969 年 9 月 9 日の岐阜県中部地震 (M 6.6) の例で、B. M. 728 に準拠した B. M. 744 の高さの変化を示した。図には濃尾地震の影響も認められる。たて軸に変動量、よ

Fig. 8. Vertical movement of crust at TOSASHIMIZU relative to HOSOJIMA before and after the Nankaido earthquake of 1946. The figure is obtained from the difference of monthly mean sea level between the two stations and shows the unstable movement of crust before occurrence of the earthquake.

こ軸に水準点の位置をとつた変動図 [国土地理院測地部・地殻活動調査室 (1973)] では、B. M. 744 付近では 1966 年～1969 年間の上下変動のパターンは、1941 年～1966 年間のパターンと全く逆であつて、1966 年には前兆が始まっていたと推定できる。この指摘は田中・塚原 (1973) による。 t は 5.0 年と推定した。

Fig. 12 は、有名な Hollister の南の Winery で行なわれた断層クリープの観測の例で、1961 年 4 月に M 5.5 の 2 回の地震があつたが、この前後でのクリープを示す。地震発生に先行しクリープが加速され、地震後は 3～4 年して定常クリープにもどつていることがあざやかにみとめられる [SCHOLZ, MOLNAR and JOHNSON (1972)]. t は 2.2 年である。

Fig. 13 は、1927 年 10 月 27 日の関原地震 (M 5.3) の例で、地震発生前に、地震時の変動と同じく B. M. 3757, B. M. 3758 あたりが隆起していたことはしばしば引用される有名な事実である [IMAMURA (1928 a, 1928 b)]. t は 9 ヶ月と推定した。

Fig. 14 は、HOFMANN (1968) にある、1964 年 11 月 16 日の Corralitos 地震 (M 5.0) の例で、地震前、No. 11 の辺長が急にのびていることが認められる。 t は 10 ヶ月程度と推定した。

Fig. 9. Vertical movement of crust at ABURATSUBO before and after the Kanto earthquake of 1923 showing the unstable movement before occurrence of the earthquake. Upper: Vertical movement of crust at ABURATSUBO obtained by DAMBARA (1964). Lower: Vertical movement of crust at ABURATSUBO obtained by running means of monthly mean sea level (Crustal Activity Research Office of G. S. I., 1971).

さいごに、Fig. 15 は、松代群発地震中の地震の1つ、1967年9月14日の麻積地震 (M 5.0) の例である。データは、国土地理院 (1969) による。地震発生前、それまでの変形のモードが変わった。 t は5ヶ月と推定した。

Fig. 10. Change of height of B.M. 6515 showing the duration period of precursory crustal movement in Niigata earthquake of 1964.

§ 4. 前兆地殻変動の継続時間とマグニチュードとの関係

以上の考察の結果をとりまとめて Table 1 に示した。これをプロットしたのが Fig. 16 である。ここで、継続時間は年単位で示してある。

データの数も少なく、前述のごとく正規化すべきところも正規化していないので、大まかな見積りとどまるが、前兆地殻変動の継続時間 t (Year) とマグニチュード M との関係は

$$\log t = -2.80 + 0.52 M \quad (1)$$

となる。

§ 5. 前兆地殻変動領域の拡大と地震体積

(1) においてマグニチュード M の係数が 0.5 に近くなつたので、このことは地震体積

Fig. 11. Change of height of B.M. 774 referring to B.M. 728 showing the duration period of precursory crustal movement before the Gifuken-Chubu earthquake of 1969.

の思想と関係あるものと考え、つぎのごとき解釈を試みた。

檀原 (1966) によれば、地震にともなう地殻変動領域を半径 r km の円で近似したとき、この r とマグニチュード M との関係は

$$\log r = -2.27 + 0.51 M \quad (2)$$

である。それで M の項は (1) と (2) とで等しいと近似して、(2) から (1) をひいて

$$r = 3.4 \text{ km/year} \cdot t \quad (3)$$

を得る。すなわち、前兆地殻変動の継続時間 t と変動領域の r とは 1 次的な関係にある。

以上はつぎのごとく解釈できる。前兆地殻変動が始まるということは、地殻歪の場において、あるいくつかの“地震のたね”から出発して地殻がダイラタンシーの状態に入ることである。これは、1 年あたり数 km 程度の一定の速度でまわりに伝播していく。このダイラタンシーはある領域をみたして停止するが、これが地震体積 [TSUBOI (1956)] に外ならない。

藤井 (1973) は、1964 年の新潟地震の場合につき、異常地殻変動領域の拡大を論じたことがある。変動の開始時において、拡大の水平方向の速度は 2~3 km/year, さいごに 10 km/year

Fig. 12. Cumulative record of fault creep at the Almaden-Cienega Winery on the San Andreas fault showing the precursory movement of the earthquake of 1961 [SCHOLZ, et al. (1972)].

Fig. 13. Change of height of B.M. 3757 and 3758 referring to B.M. 3755 showing the duration period of precursory crustal movement of Sekihara earthquake of 1927.

Fig. 14. Change of side length of 11, 12, and 13 crossing the San Andreas fault showing the precursory crustal movement of Corralitos earthquake of 1964 [HOFMANN (1968)].

Fig. 15. Change of height of B.M. 5101 referring to B.M. 3661 showing the duration period of precursory crustal movement of Omi earthquake of 1967.

Table 1. The estimated duration periods of precursory crustal movement for some earthquakes

Earthquake	Year	Magnitude	Duration Period	Method
NANKAIDO	1946	8.1	13 Years	tide observation
KANTO	1923	7.9	13	tide observation
NIIGATA	1964	7.5	12	levelling
GIFUKNE-CHUBU	1969	6.6	5.0	levelling
WINERY	1961	5.7	2.2	creep measurement
SEKIHASA	1927	5.4	0.75	levelling
CORRALITOS	1964	5.2	0.83	side length measurement by gedimeter
OMI	1967	5.0	0.41	levelling

Fig. 16. Relation of duration period of precursory crustal movement in years and magnitude of earthquake.

程度であつた。この観測値は、前述の導出値とオーダーは一致しているとしてよい。

§ 6. 地震予知への応用

多孔性媒質の理論 [たとえば, JAEGER (飯田訳), (1968)] によれば, 間隙水圧 p , 間隙体積の変化率 θ , 体積膨張率 Δ などが, 拡散の方程式

$$\frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} = \frac{1}{c} \frac{\partial \Delta}{\partial t}$$

を満足する (1 次元の場合). $1/c$ は拡散率である. この式は, $\text{grad } \Delta$ に比例する拡散フラックスを考へて導けるものでダイラタンシーの状態が一定の速度で拡散することを示し

ていて, 前兆地殻変動領域の拡大があつてもおかしくはないことが分る.

それで, その基準の確立が未解決ではあるが, ある異常地殻変動が前兆であることがはつきりすれば, (2) によつて r から M が推定でき, M が分れば (1) によつて, 前兆開始より地震発生までの時間が分る.

とはいつても, すべての地震に前兆現象があるかどうか分らず, またすべての前兆現象が (1) に従うかどうか分からない. また, 前兆現象があつたときにも, 個々の地震は活構造的な環境・各種の副因による影響をうけて (1) 式の示すところとは異なつた発生のしかたをすることが考えられる. しかし, ある種の地震の平均的な過程を示すものとして, (1) 式は地震予知上役立つものと考えられる.

Table 2. The calculated duration period of precursory crustal movement for each magnitude of earthquake

Magnitude M	Duration Period t
3	18 days
3.5	1.3 months
4	2.1
4.5	4.2
5	6.9
5.5	1.1 years
6	1.9
6.5	3.8
7	6.2
7.5	13
8	20
8.5	40

文 献

- 檀原 毅, 1964, 日本における過去 60 年間の上下変動三浦半島特論, 測地学会誌, **10**, 71~82.
 檀原 毅, 1966, 松代地震に関連した地殻の上下変動, 測地学会誌, **12**, 18~45.
 藤井陽一郎, 1973, 地震発生前における異常地殻変動領域の拡大, 地震 **2**, **26**, 43~54.
 FUJII, Y., 1973, Relation between Duration Period of the Pre-Seismic Crustal Movement and Magnitude of the Earthquake, Journ. Geod. Soc. Jap., **19**, 57~58.
 FUJITA, N., and Y. FUJII, 1973, Detailed Phases of Seismic Crustal Movement, Journ. Geod. Soc. Jap., **19**, 55~56.
 HOFMANN, R. B., 1968, Geodimeter Fault Movement Investigation in California, Bull. Department of Water Resources, No. 116-6.
 IMAMURA, A., 1928a, A Note on the Result of Precise Levelling in the Littoral Region of

- Etigo and Sinano, *Proc. Proc. Imp. Acad.*, **4**, 56~59.
- IMAMURA, H., 1928 b, Supplementary Note on the Result of Precise Levelling in Etigo and Sinano, *Proc. Imp. Acad.*, **4**, 109-111.
- JAEGER, J. C. (飯田汲事訳), 1968, 弾性・破壊・流動論, 共立出版株式会社.
- 国土地理院, 1969, 松代群発地震に伴う測地測量報告書 (第5報).
- 国土地理院地殻活動調査室, 1971, 地震発生の前後における驗潮記録について, 地震予知連絡会会報, **5**, 67-71.
- 国土地理院測地部・地殻活動調査室, 1973, 中部地方の上下変動 (1), 地震予知連絡会会報, **9**, 74-78.
- LENSSEN, G. J., 1971, Phases, Nature and Rates of Earth Deformation, Recent Crustal Movement, Royal Society of New Zealand, *Bull.*, **9**, 97-105.
- 松沢武雄, 1933, 地震, 岩波書店,
- MESHERIKOV, J. A., 1968, Recent Crustal Movements in Seismic Region: Geodetic and Geomorphic Data, *Tectonophysics*, **6**, 29-39.
- SCHOLZ, C., 1972, Crustal Movements in Tectonic Areas, *Tectonophysics*, **14**, 201-217.
- SCHOLZ, C., P. MOLNAR, and T. JOHNSON, 1972, Detailed Studies of Frictional Sliding of Granite and Implications for the Earthquake Mechanism, *Journ. Geophys. Res.*, **77**, 6392-6406.
- 田中 稔・塚原弘一, 1973, 岐阜県中部地震 (1969. 9. 9) 域の地殻変動, 地震学会講演予稿集, No. 1, 219.
- TSUBOI, C., 1956, Earthquake Energy, Earthquake Volume, Aftershock Area, and Strength of the Earth's Crust, *Journ. Phys. Earth*, **4**, 63-66.