

Czy metamorfizmowi wysokociśnieniowemu potrzebne są takie głębokości?

Mente,
maleo
et...?





mente

et...?

maleo





POWODY ZAINTERESOWANIA TEMATEM

- 1. Słabe i „a priori” uzasadnienie dla głębokościowej interpretacji zmian „ciśnienia” litosferycznego;**
- 2. Błędy aksjomatyczne modelu litostatycznego;**
- 3. Kilkudziesięciometrowe serie basenowe ze strefowymi objawami metamorfizmu regionalnego;**
- 4. Niewielki udział i bardzo przypadkowe rozmieszczenie produktów UHPM;**
- 5. Niedostatek rzetelnej analizy fizyczno-mechanicznej zjawisk dynamicznych w litosferze.**

Siła - wektorowa wielkość fizyczna będąca miarą oddziaływań fizycznych między ciałami.

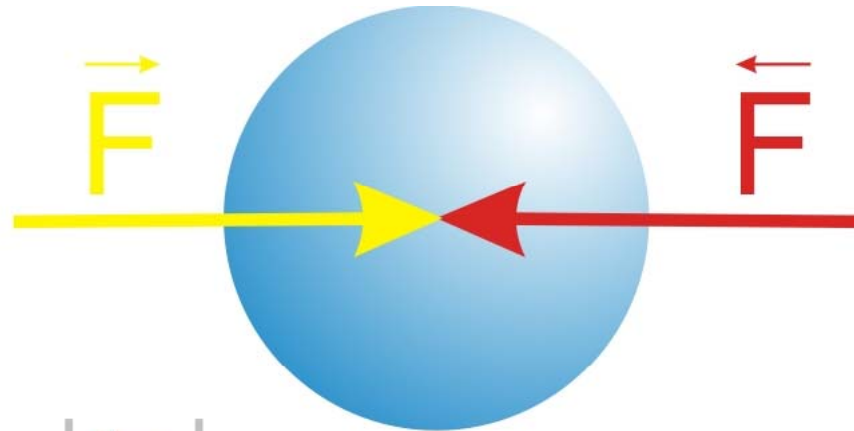
Siłę przedstawia szybkość zmiany pędu w czasie t : $\mathbf{F} = \frac{d\mathbf{p}}{dt}$

Przy stałej masie m , korzystając z definicji pędu, można ją wyłączyć przed różniczkę:

$$\mathbf{F} = \frac{d(m\mathbf{v})}{dt} = m \frac{d\mathbf{v}}{dt}$$

co daje wzór z wykorzystaniem przyspieszenia \mathbf{a} :

$$\mathbf{F} = m\mathbf{a}$$

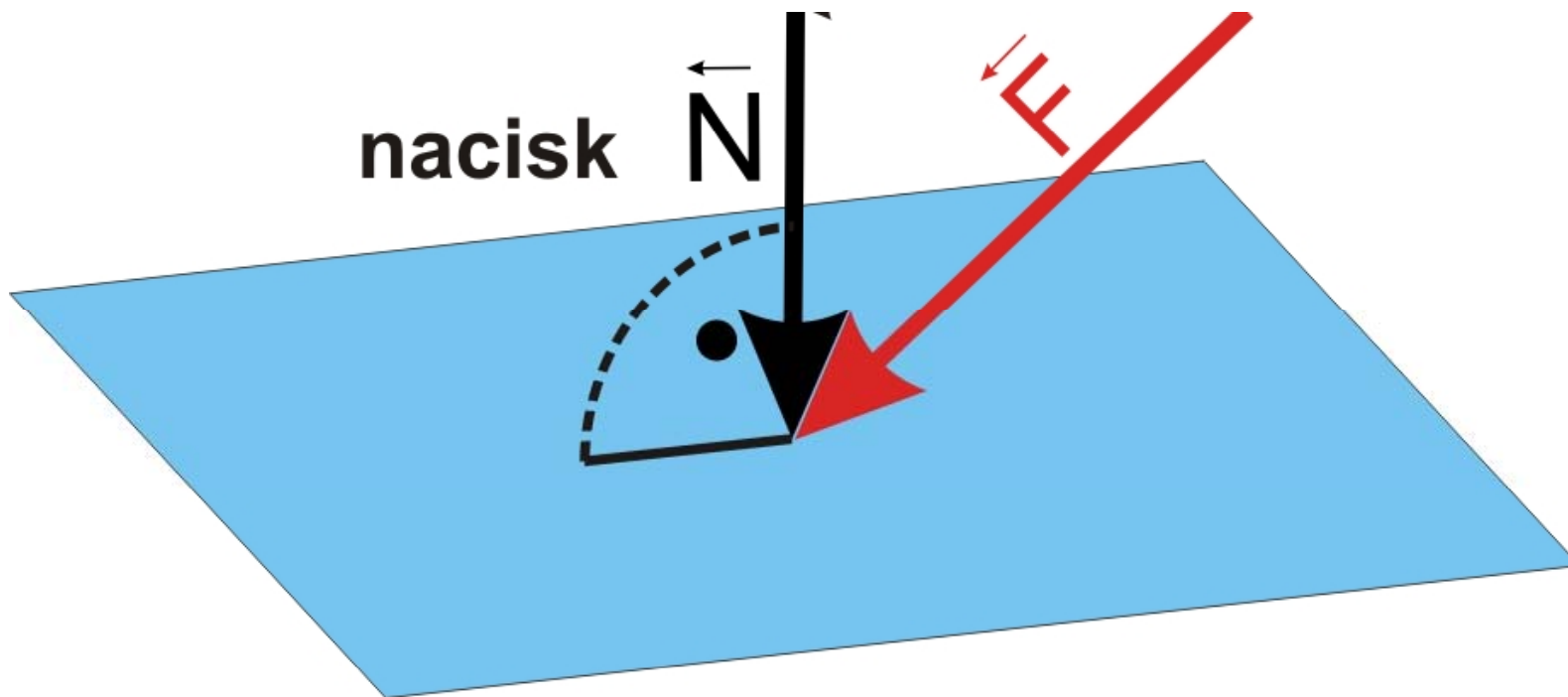


$$|\vec{F}| = |\vec{F}|$$

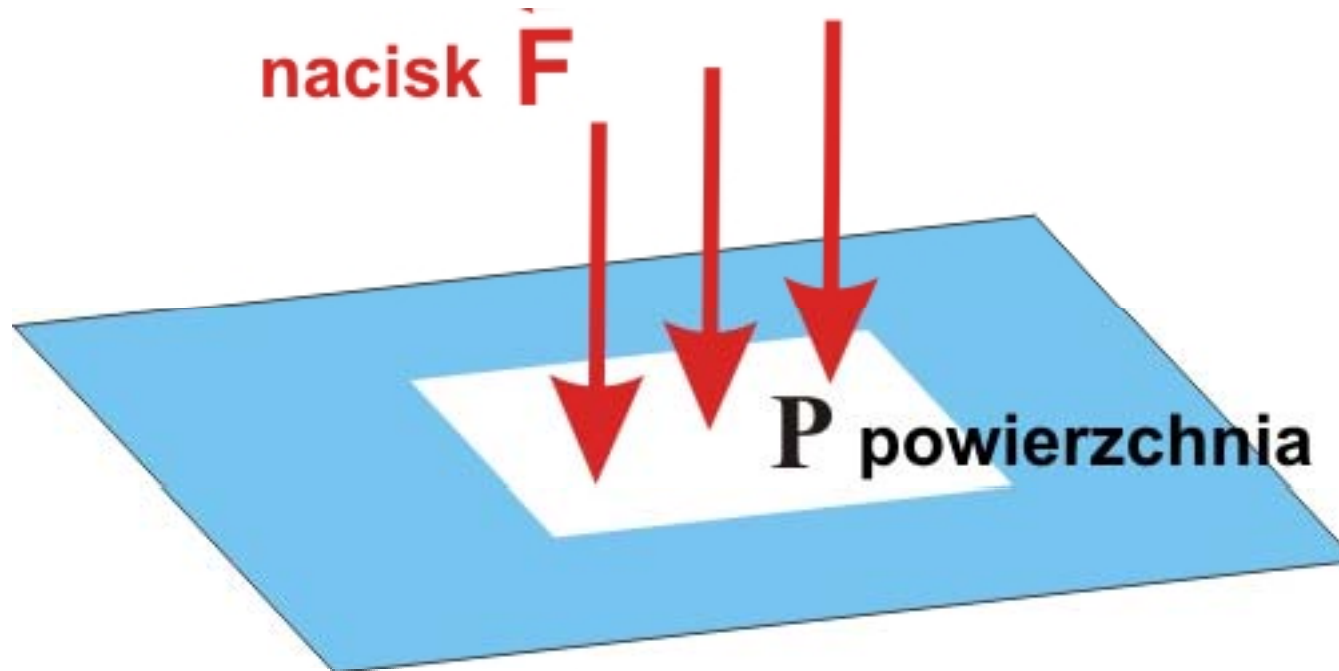
Nacisk - jest jedną z najczęściej spotykanych w codziennym świecie sił. Siły tej nie wiążemy z jakimś konkretnym oddziaływaniem, lecz z rolą jaką pełni wobec ciała.

Siła nacisku zawsze związana jest z jakąś powierzchnią.

Siła nacisku ma jedną ważną własność: jest **prostopadła** do powierzchni, na którą działa.

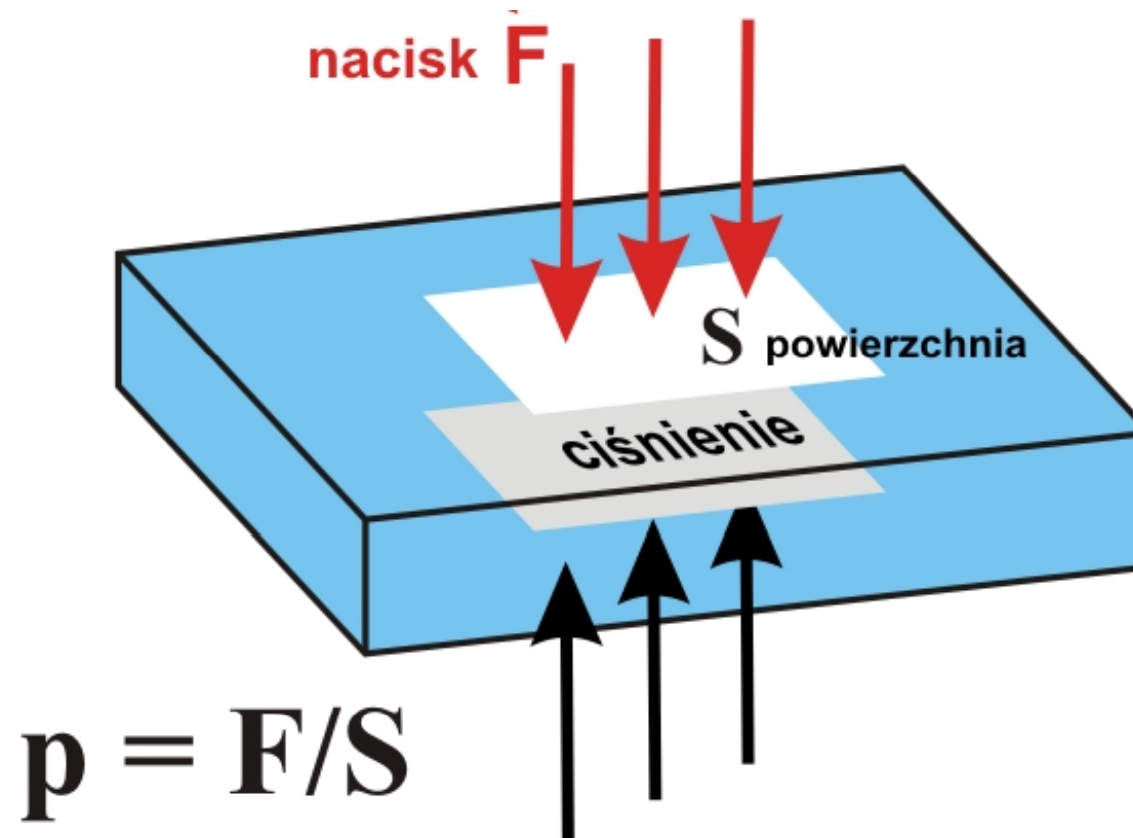


Nacisk płynu (parcie) – kiedy na powierzchnię ciał zanurzonych w płynach (cieczach, gazach) działa ze strony płynu siła nacisku zwana jest wtedy **parciem**.



Nacisk płynu (parcie) – jest zawsze skierowane prostopadle do powierzchni. Parcie na określoną powierzchnię jest określane mianem **ciśnienia** – p .

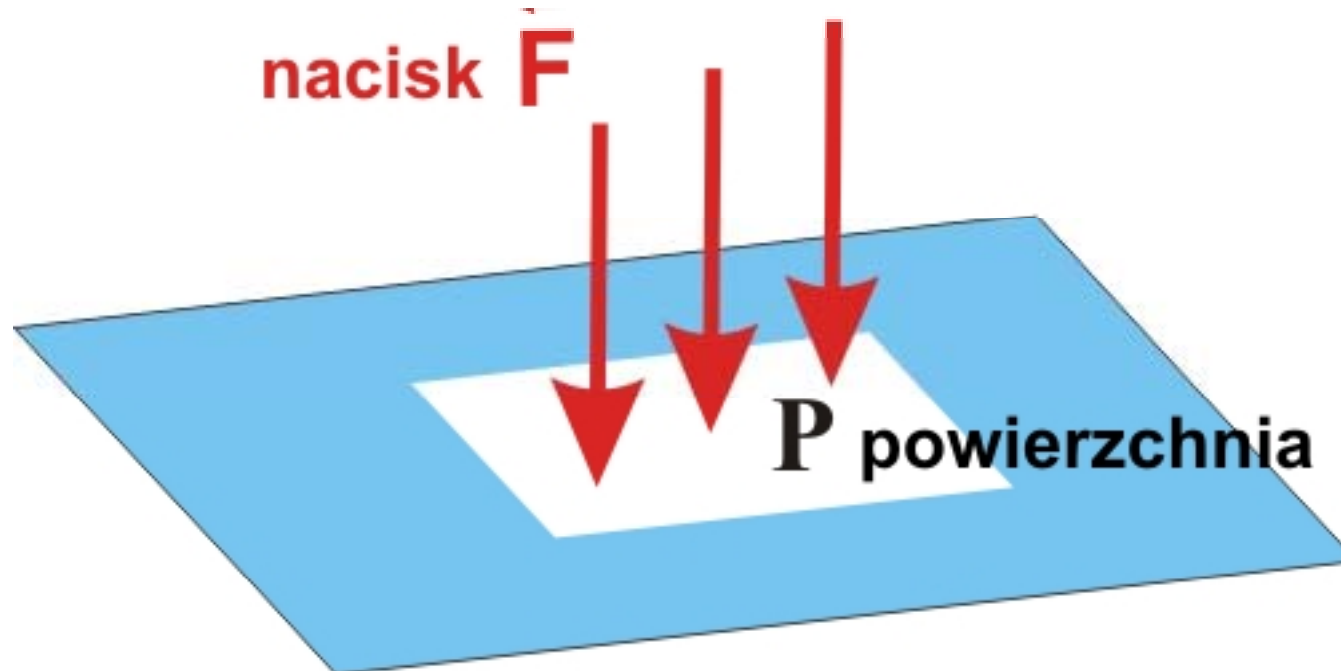
Jeżeli na danej głębokości w płynie panuje ciśnienie o wartości p , wtedy wartość **sily parcia** można obliczyć ze wzoru: **$F_{\text{parcia}} = p * S$**



Nacisk w ośrodkach sprężystych (naprężenie) - zależy od kierunku, w którym jest rozpatrywane. Mimo iż pole powierzchni przekroju P dąży do zera, czyli przekrój dąży do punktu, istotne jest jaki kierunek miała normalna do powierzchni przekroju:

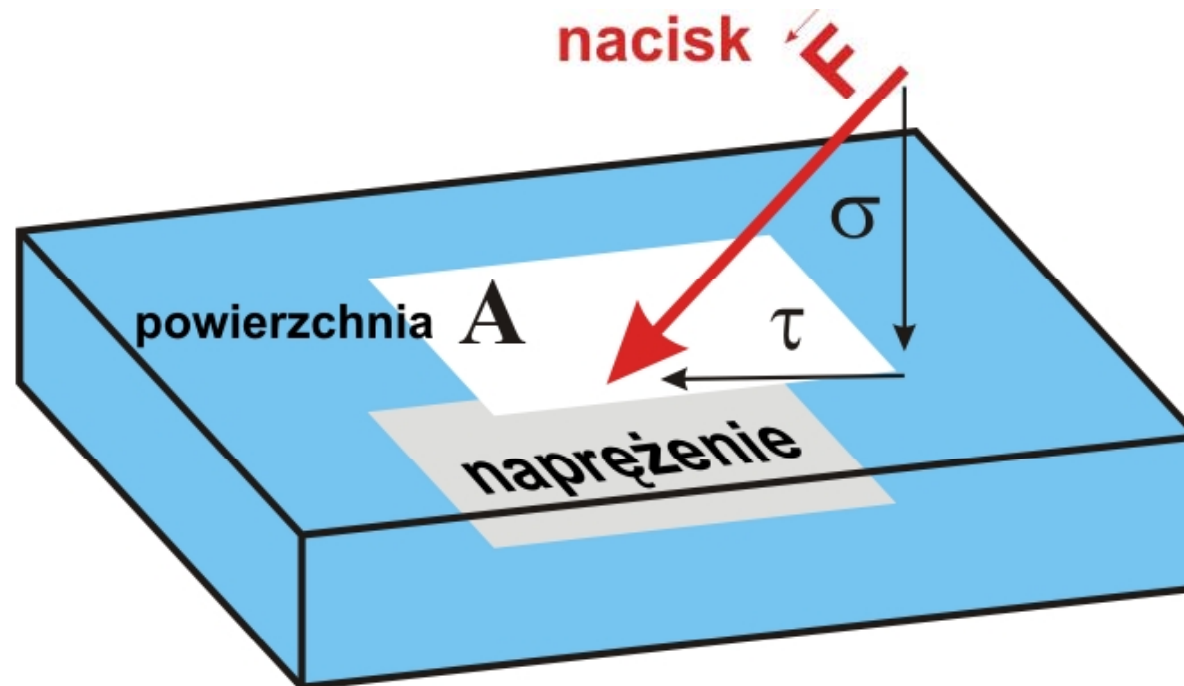
$$\vec{s} = \lim_{A \rightarrow 0} \frac{\vec{F}}{A}$$

gdzie: s – wektor naprężenia, F - wektor sił wewnętrznych w ciele działających w przekroju, P - pole przekroju.



Wektor naprężenia występujący w dowolnym przekroju można rozłożyć na dwie składowe:

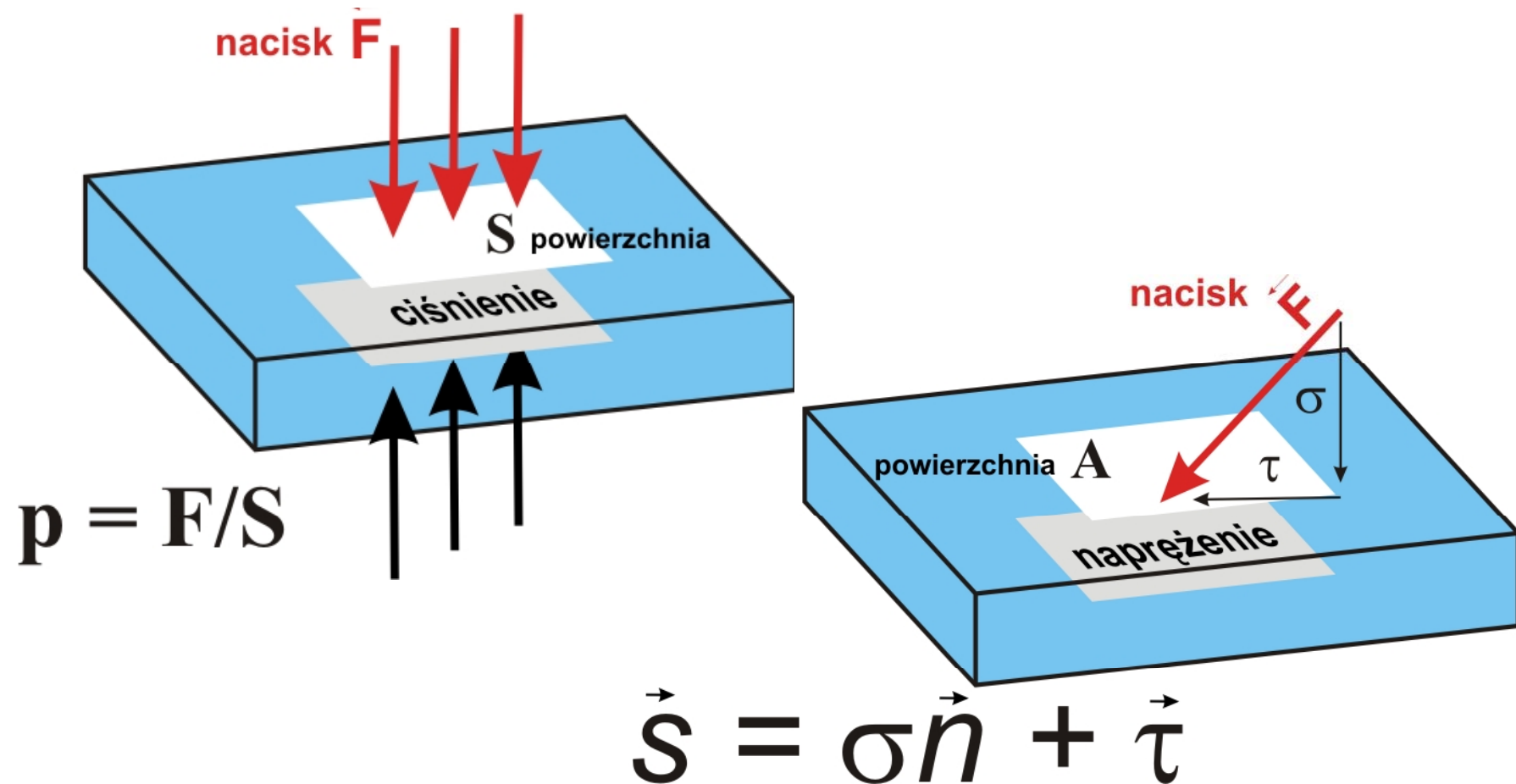
gdzie: σ - składowa normalna (prostopadła do powierzchni), \mathbf{n} - wektor normalny do powierzchni, τ - składowa ścinająca (równoległa do powierzchni).



$$\vec{s} = \sigma \vec{n} + \vec{\tau}$$

ciśnienie – *ang.* **pressure**, tension

naprężenie – **strain**, tension, stress, stretch

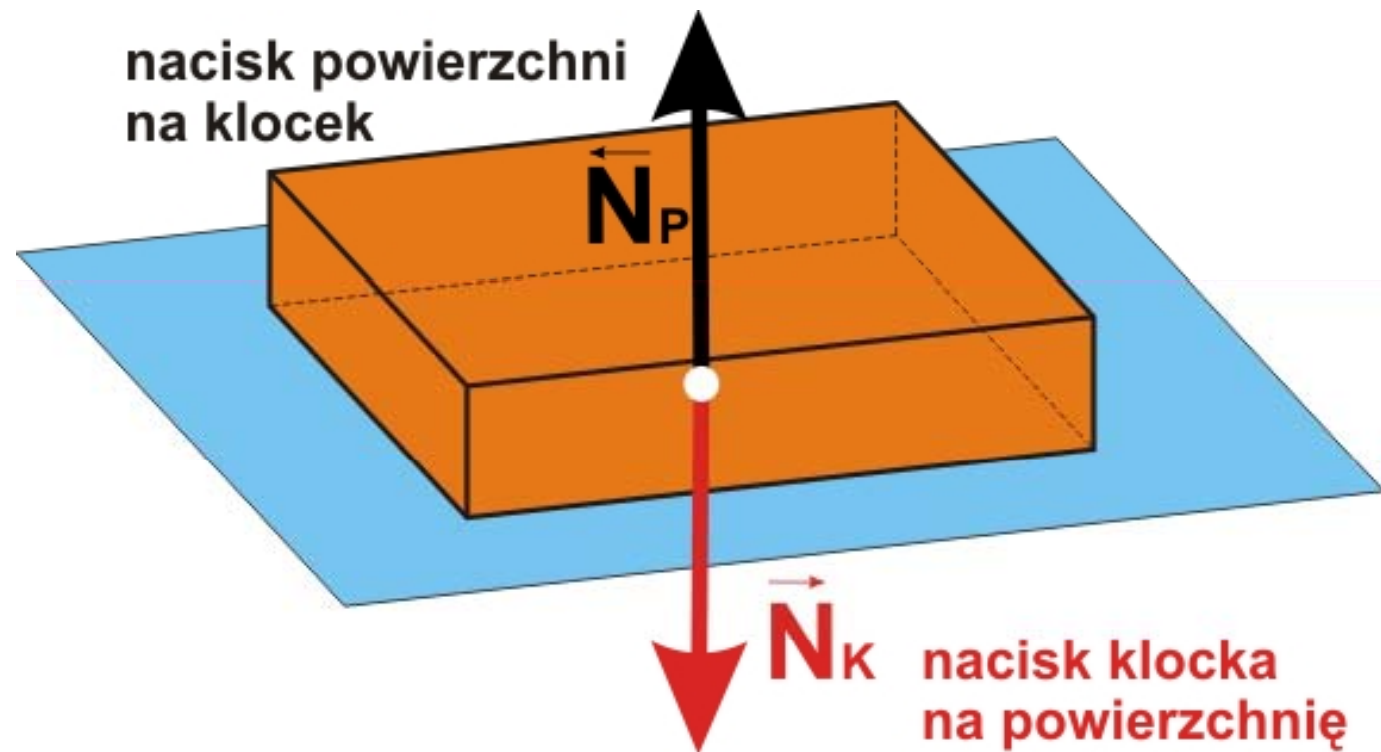


Przykład sytuacji, w której siły mają równe wartości i przeciwne zwroty, lecz nie **równoważą się**:

nacisk powierzchni na ciało (podtrzymujący to ciało przed upadkiem i skierowany do góry) \vec{N}_P

nacisk ciała na powierzchnię pod nią (przyciskający ją i skierowany w dół) \vec{N}_K

ponieważ siły te **działają na różne ciała**, więc nie mogą się równoważyć i nie można ich ze sobą sumować, ani odejmować od siebie.

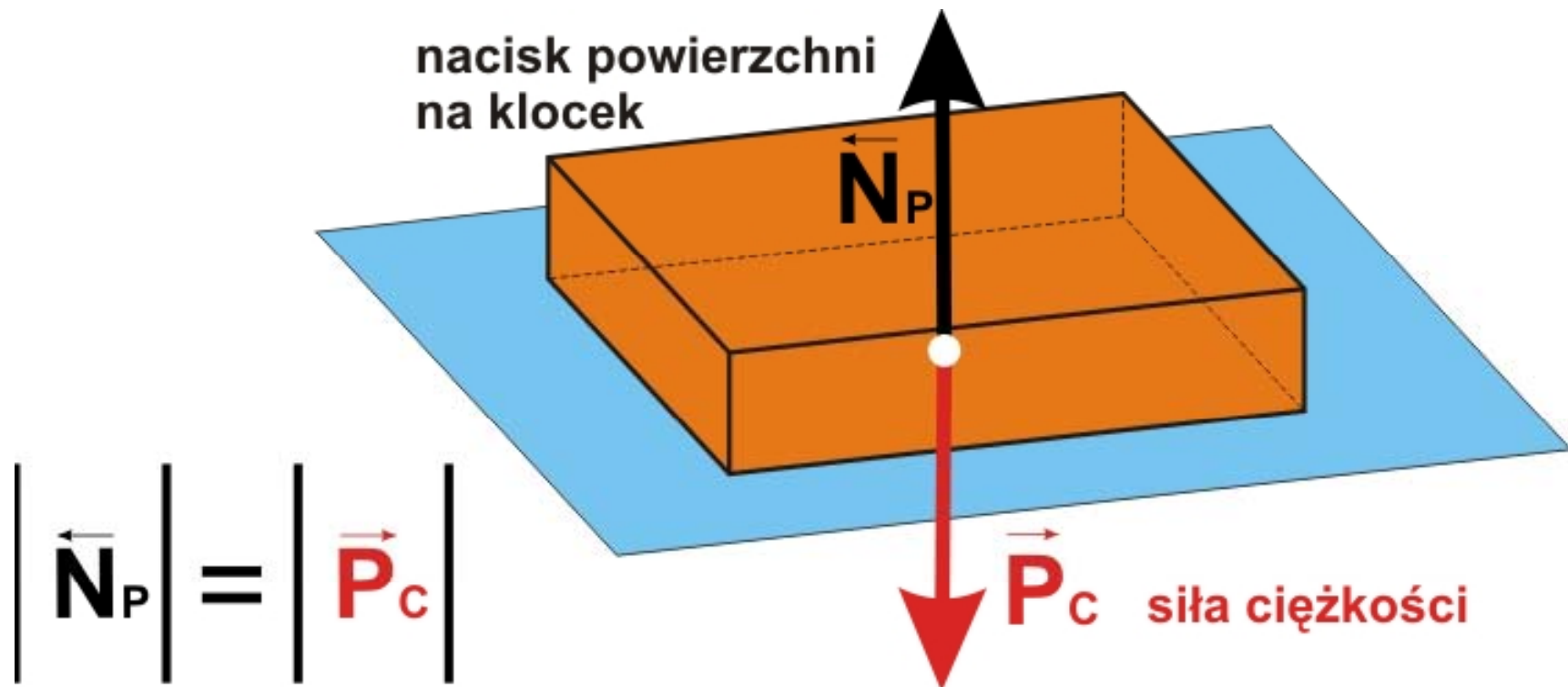


Przykład sił działających na ciało, które **równoważą się**, dzięki czemu klocek ani nie spada, ani nie wznosi się do góry:

siła ciężkości (ciągnąca ciało w dół) \vec{P}_c

siła nacisku podtrzymująca ciało przed upadkiem (nacisk skierowany ku górze) \vec{N}_p

ponieważ siły te **działają na to samo ciało**, więc mogą się równoważyć się i można je ze sobą sumować oraz odejmować od siebie.

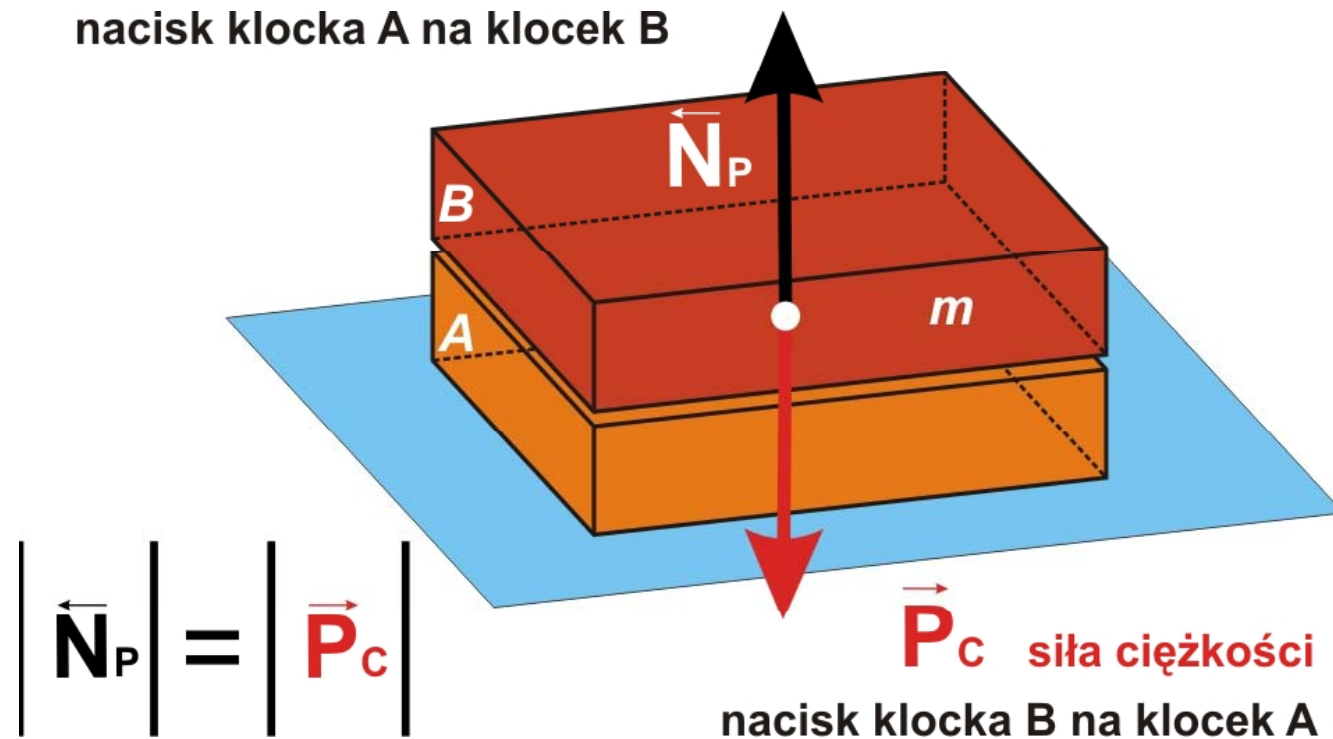


Na klocek **B** działają dwie siły:

Siła ciężkości o wartości $\vec{P}_c = m * g$ (skierowana w dół, na klocek A)

Siła nacisku od klocka dolnego $\vec{N}_p = m * g$ (skierowana do góry, równoważąca ciężar klocka B)

Jeżeli klocek **B** nie przyspiesza powyższe siły równoważą się (wartości obu sił są równe).



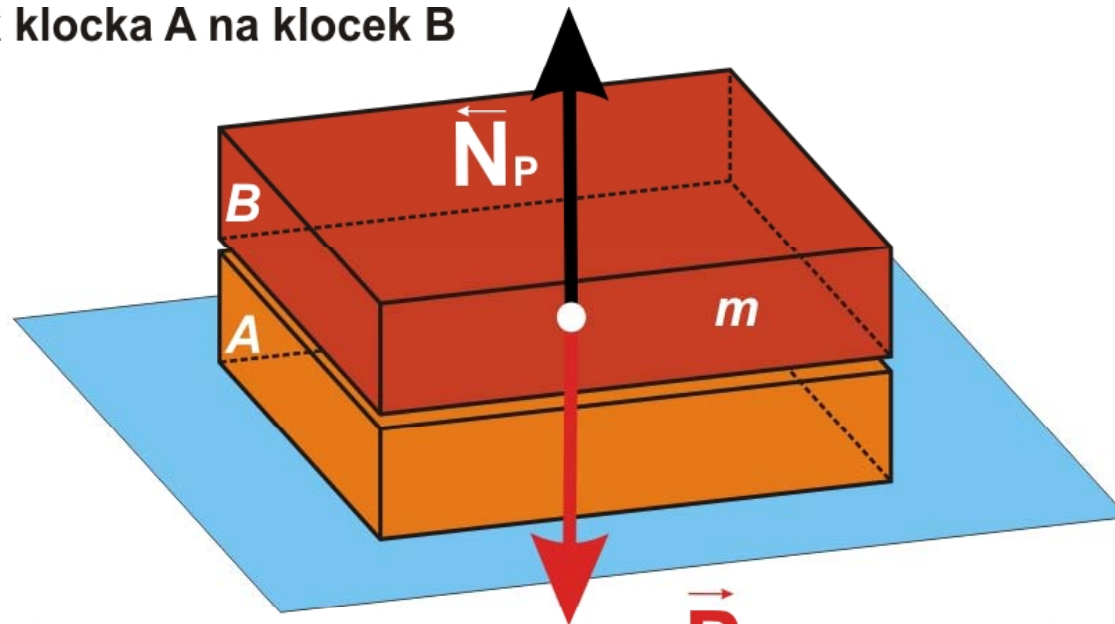
Na **klocek B** działają dwie siły:

Siła ciężkości o wartości $P_c = m * g$ (skierowana w dół, na klocek A)

Siła nacisku od klocka dolnego $N_P = m * g$ (skierowana do góry, równoważąca ciężar klocka B)

Jeżeli klocek **B** nie przyspiesza powyższe siły równoważą się (wartości obu sił są równe).

nacisk klocka A na klocek B

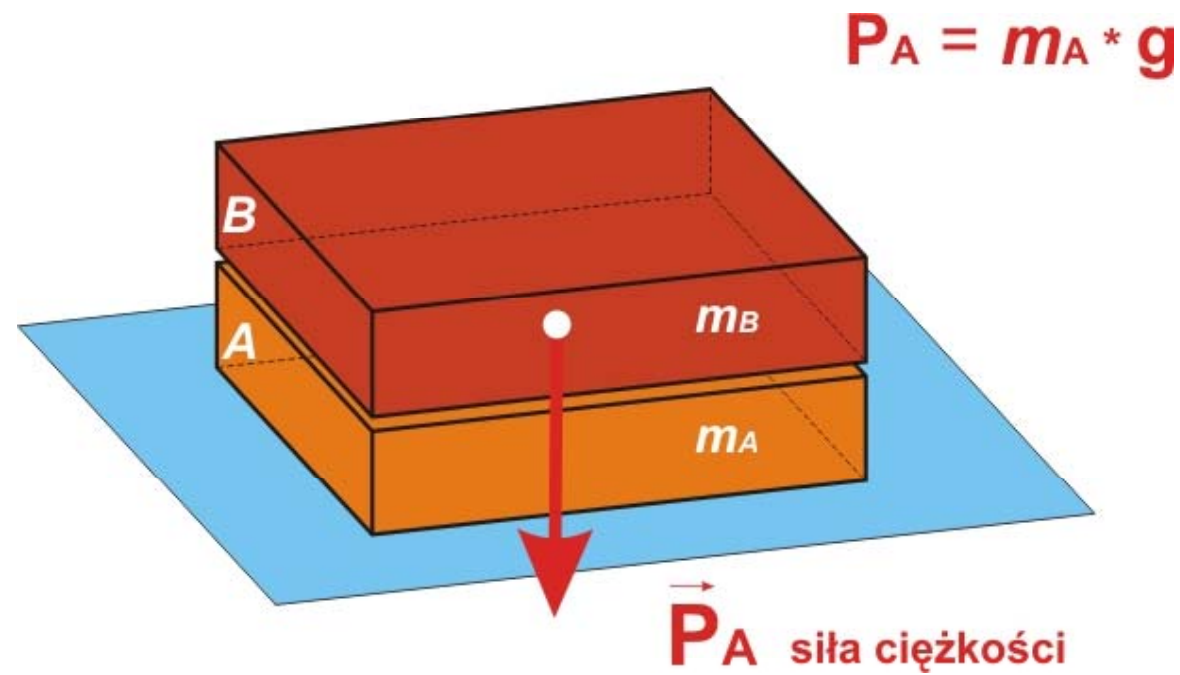


$$P_c = mg$$

\vec{P}_c siła ciężkości
nacisk klocka B na klocek A

Na **klocek A** działają trzy siły:

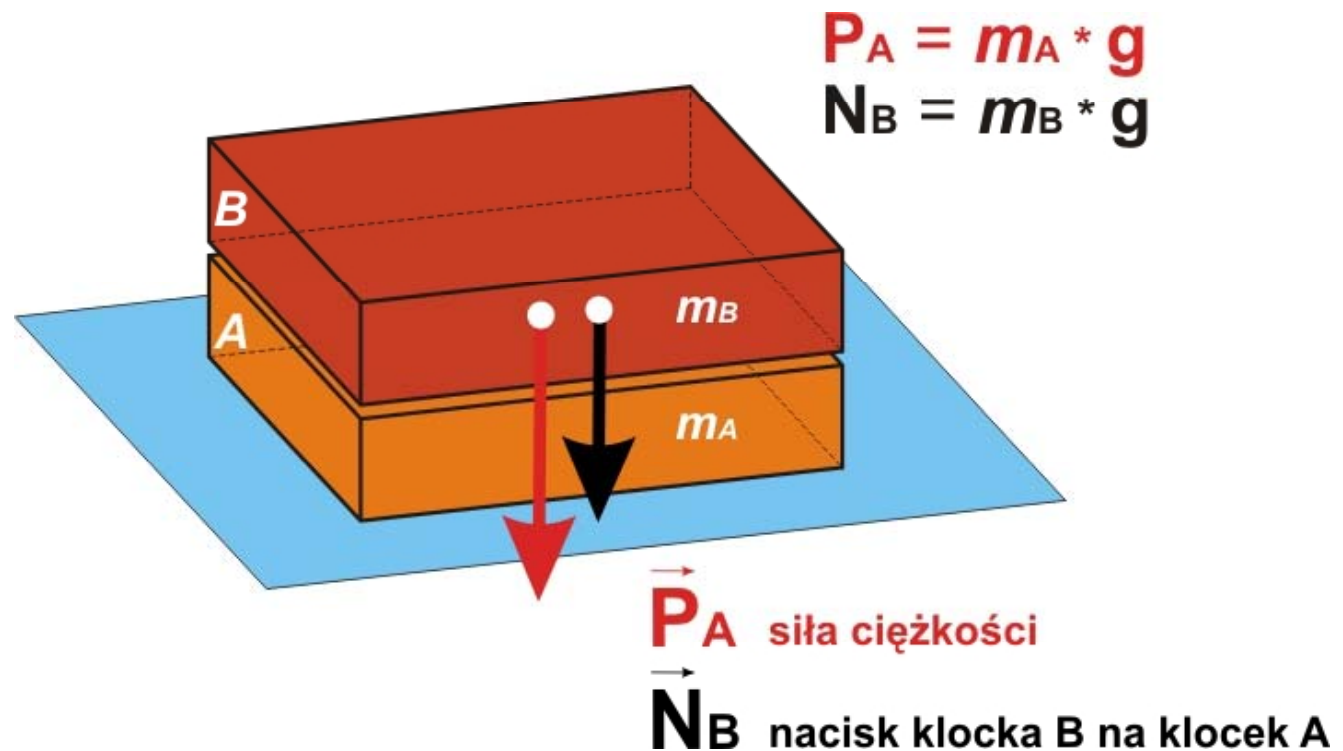
Siła ciężkości o wartości $P_A = m_A * g$ (skierowana w dół)



Na **klocek A** działają trzy siły:

Siła ciężkości o wartości $\mathbf{P}_A = m_A * g$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od klocka górnego B $\mathbf{N}_B = m_B * g$ (skierowana w dół)

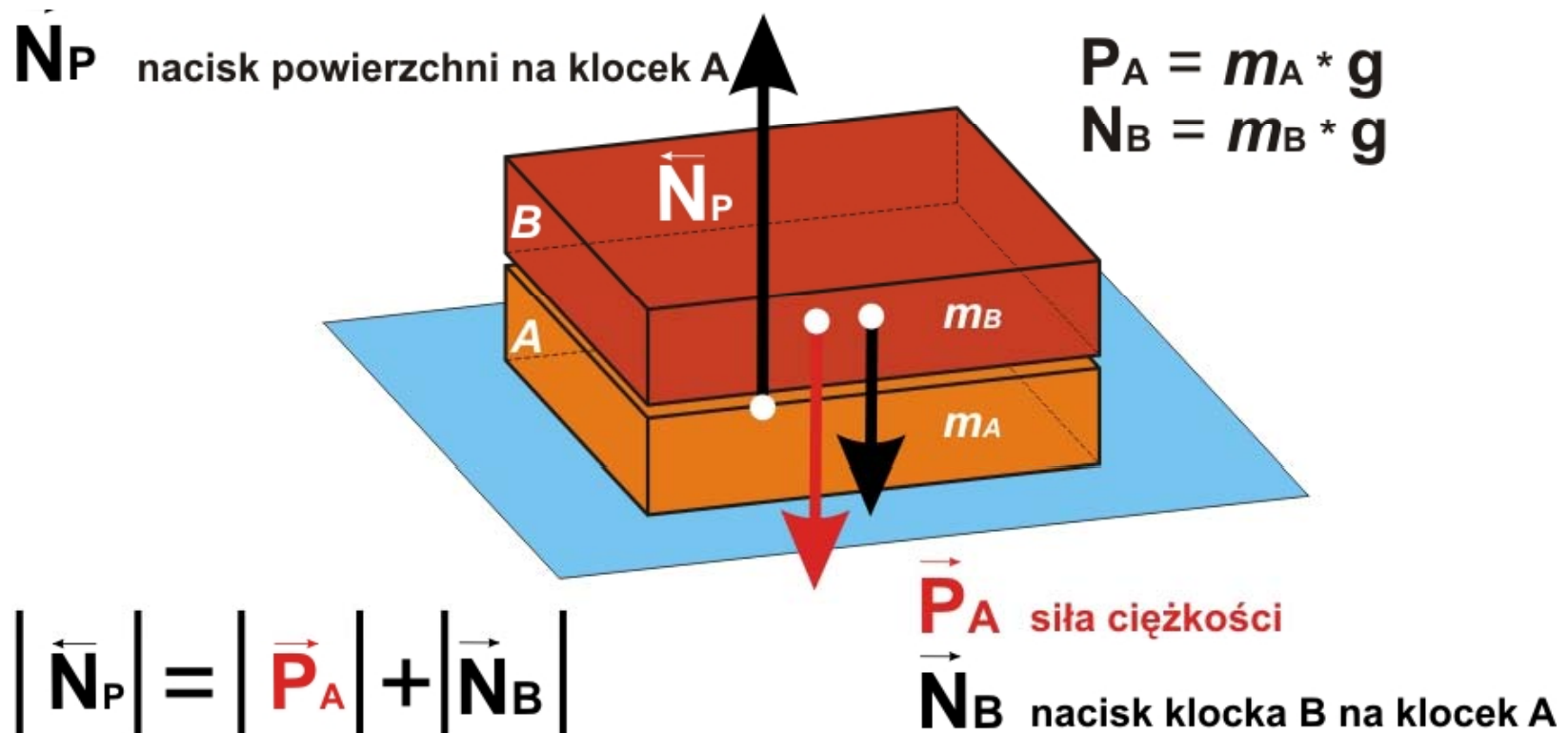


Na **klocek A** działają trzy siły:

Siła ciężkości o wartości $\vec{P}_A = m_A * \vec{g}$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od klocka górnego B $\vec{N}_B = m_B * \vec{g}$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od powierzchni \vec{N}_P



Na **klocek A** działają trzy siły:

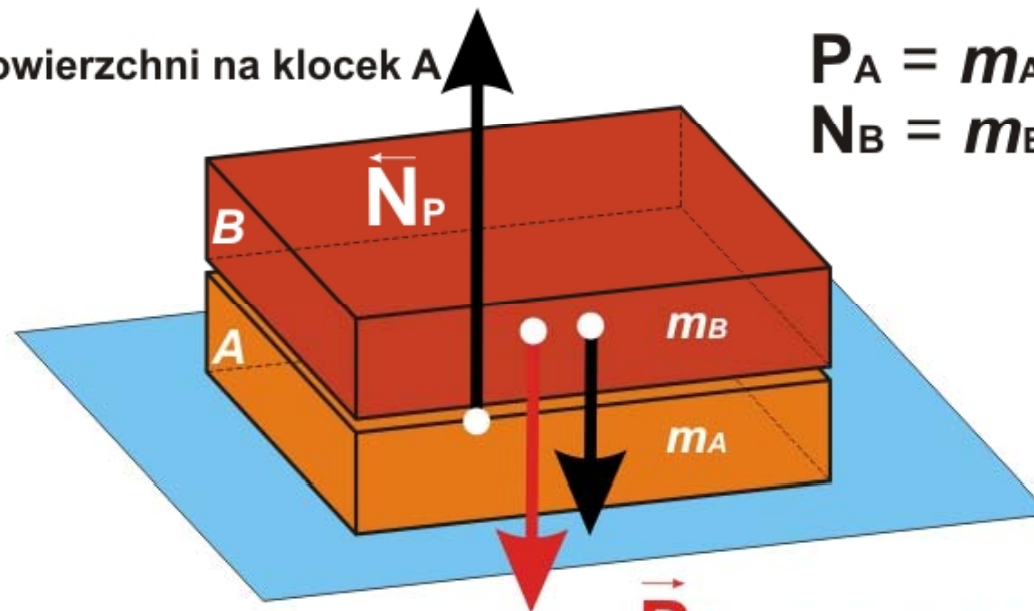
Siła ciężkości o wartości $\vec{P}_A = m_A * \vec{g}$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od klocka górnego B $\vec{N}_B = m_B * \vec{g}$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od powierzchni \vec{N}_P

Jeżeli klocek **A** nie przyspiesza powyższe siły równoważą się (wartości obu sił są równe).

\vec{N}_P nacisk powierzchni na klocek A



$$\vec{P}_A = m_A * \vec{g}$$
$$\vec{N}_B = m_B * \vec{g}$$

$$|\vec{N}_P| = |\vec{P}_A| + |\vec{N}_B|$$

\vec{P}_A siła ciężkości

\vec{N}_B nacisk klocka B na klocek A

Na **klocek A** działają trzy siły:

Siła ciężkości o wartości $\vec{P}_A = m_A * \vec{g}$ (skierowana w dół)

Siła nacisku od klocka górnego B $\vec{N}_B = m_B * \vec{g}$ (skierowana w dół)

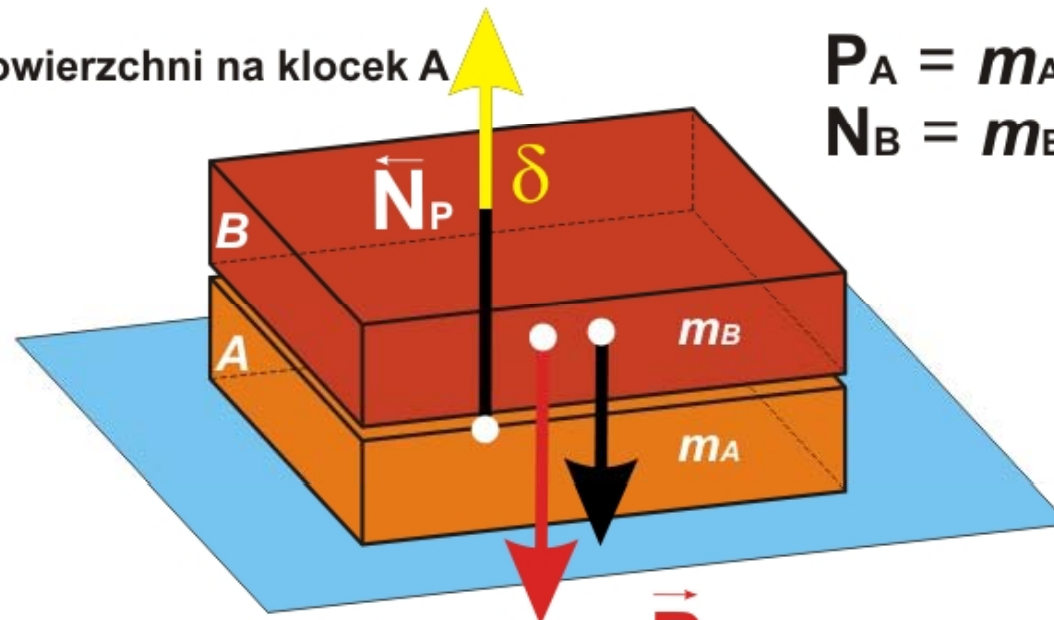
Siła nacisku od powierzchni \vec{N}_P

Jeżeli klocek **A** nie przyspiesza powyższe siły równoważą się (wartości obu sił są równe).

\vec{N}_P nacisk powierzchni na klocek A

$$\begin{aligned} \vec{P}_A &= m_A * \vec{g} \\ \vec{N}_B &= m_B * \vec{g} \end{aligned}$$

$$\delta = \vec{N}_B$$



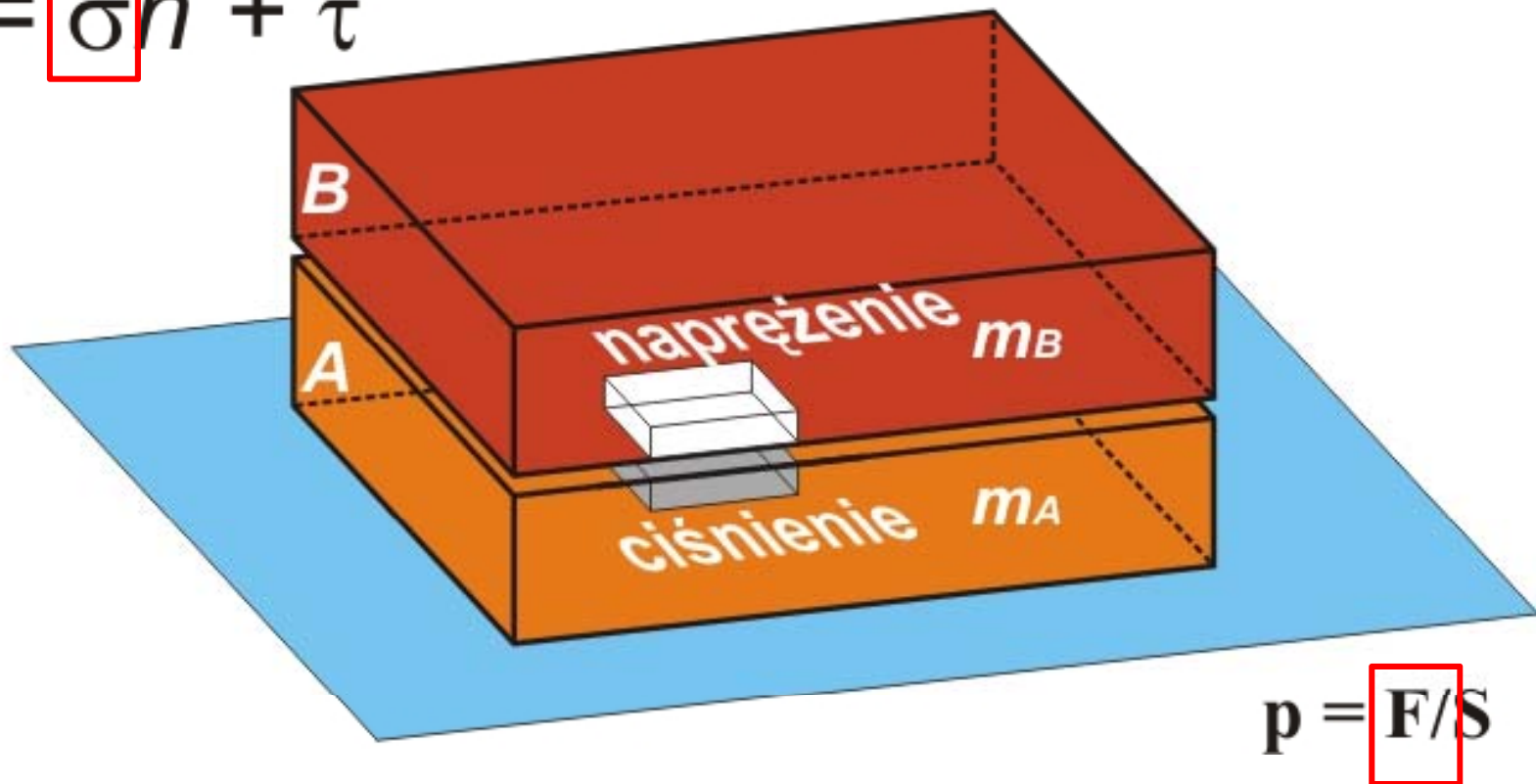
$$|\vec{N}_P| = |\vec{P}_A| + |\vec{N}_B|$$

\vec{P}_A siła ciężkości

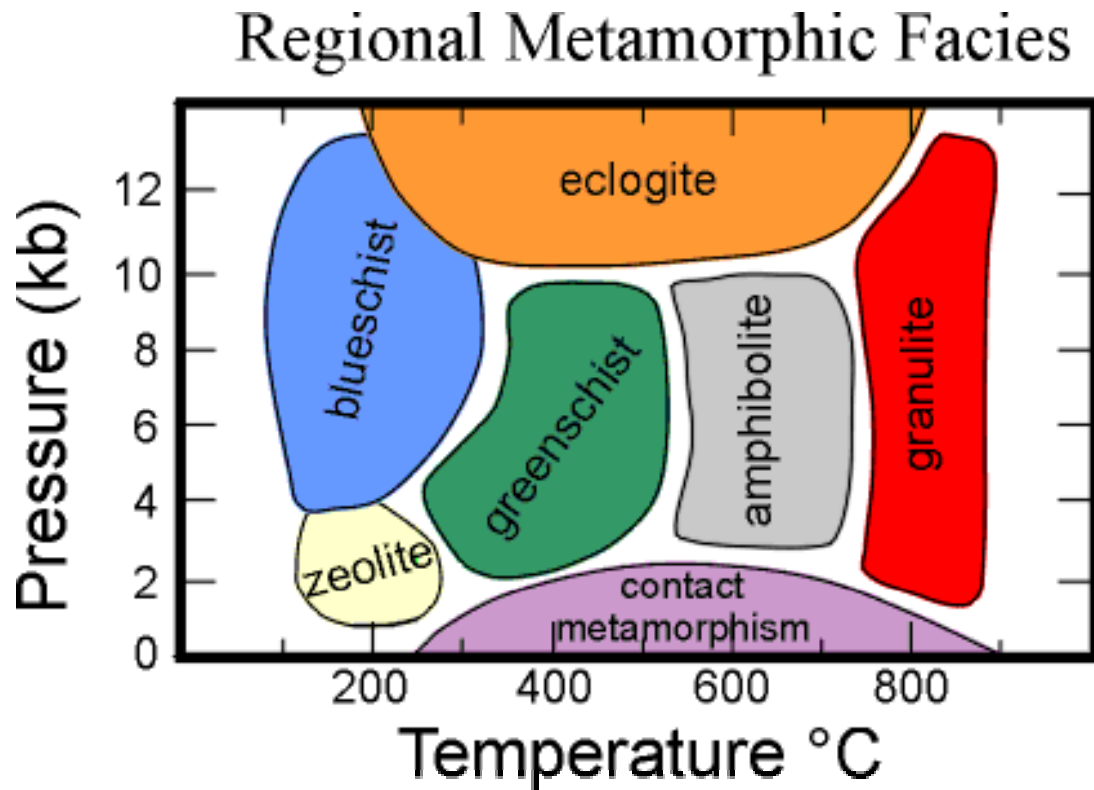
\vec{N}_B nacisk klocka B na klocek A

$$(\sigma, \mathbf{F}) \quad \mathbf{N}_B = m_B * \mathbf{g}$$

$$\hat{s} = \sigma \vec{n} + \vec{\tau}$$



metamorfizm regionalny



Zeolite - Transitional from sedimentary conditions. P 2-4 kb and T 200-300 degrees C.

Greenschist - Low temperature and pressure facies of regional metamorphism. P 3-8 kb and T 300-500 degrees C. Characterized by the green minerals chlorite, epidote and actinolite.

Amphibolite - Moderate to high temperature and low pressure regional metamorphic facies. P 3-8 kb and T 500-700 degrees C. Characterized by the presence of amphibole.

Granulite - High temperature and low to moderate pressure regional metamorphic facies. P 3-12 kb and T >650 degrees C. Characterized by quartz, feldspar, same minerals in a granite, hence the name.

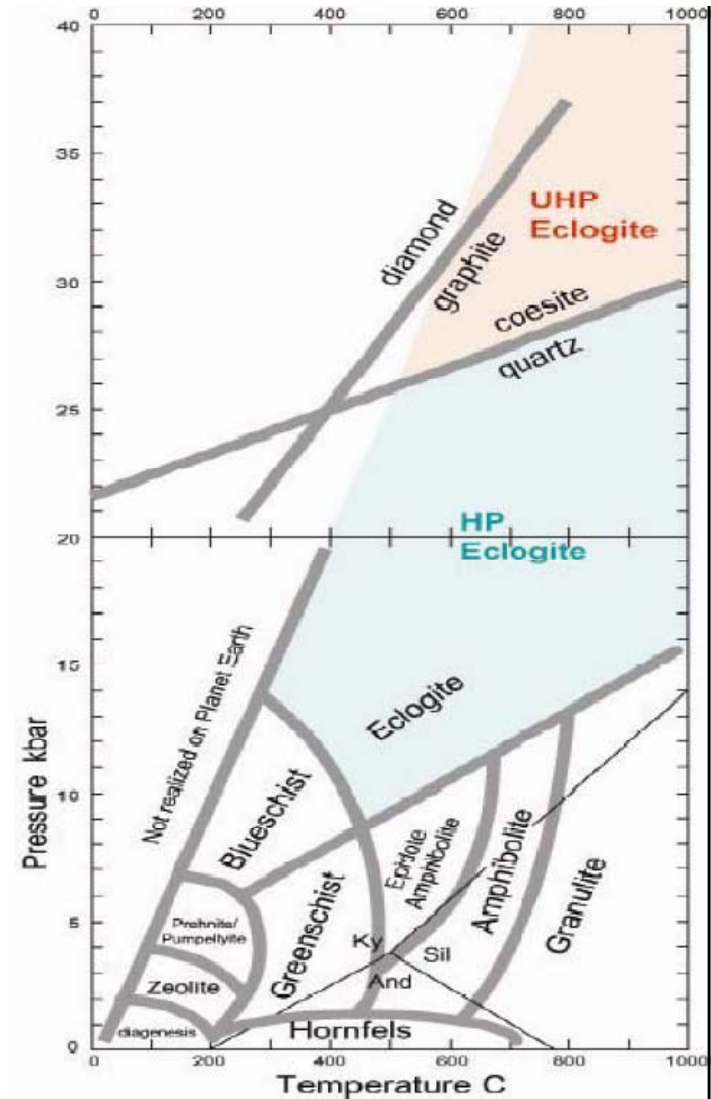
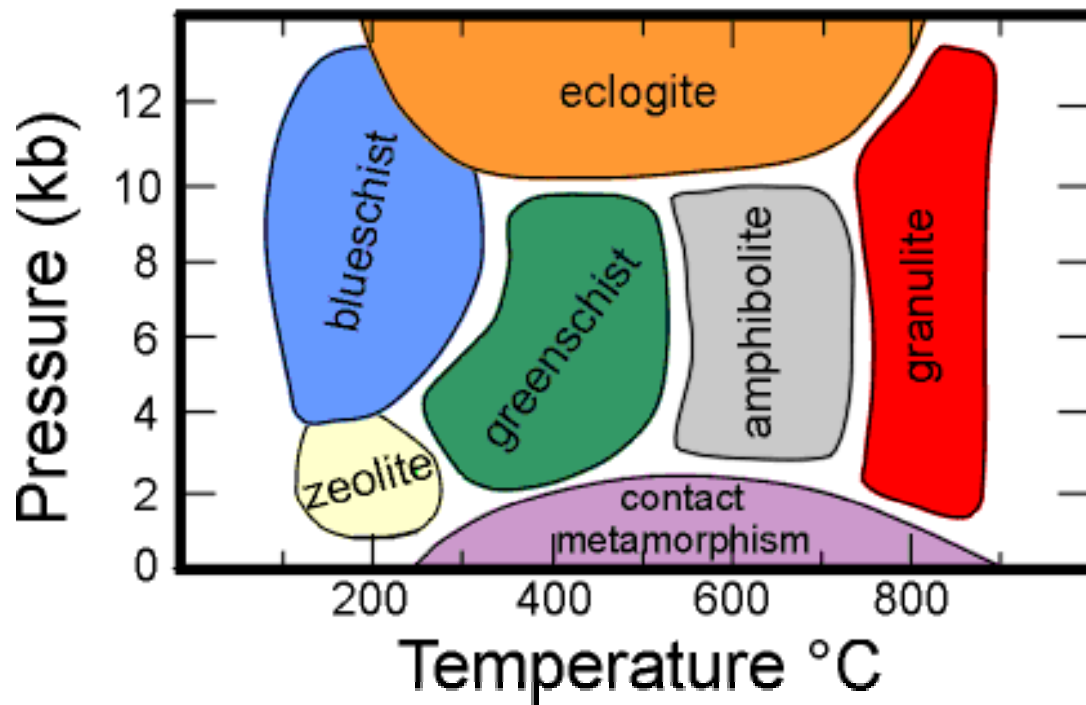
Blueschist - Low temperature and high pressure metamorphic facies. Occurs only in areas of abnormally low geothermal gradients. P >4 kb and T 200-450 degrees C. Name from the blue mineral glaucophane. Common rock type on Catalina Island. Actually very rare in much of the world.

Eclogite - Mantle rock, probably not a valid metamorphic facies. Requires P >10 kb and T from 350-750 degrees C.

HPM – High Pressure Metamorphism

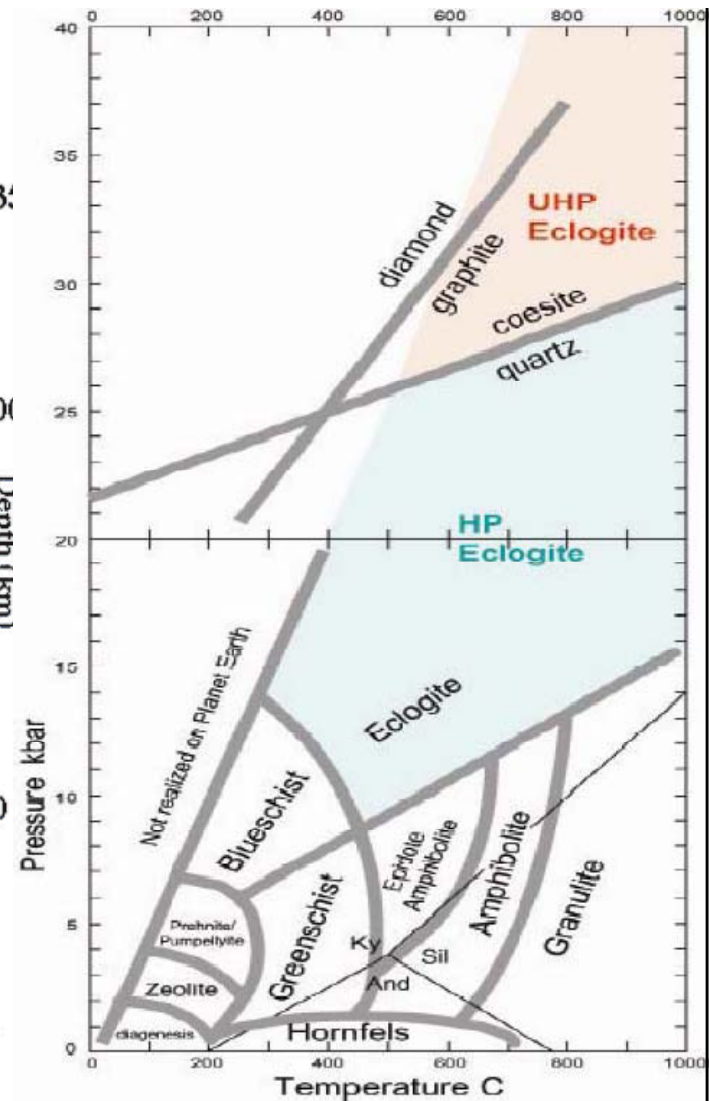
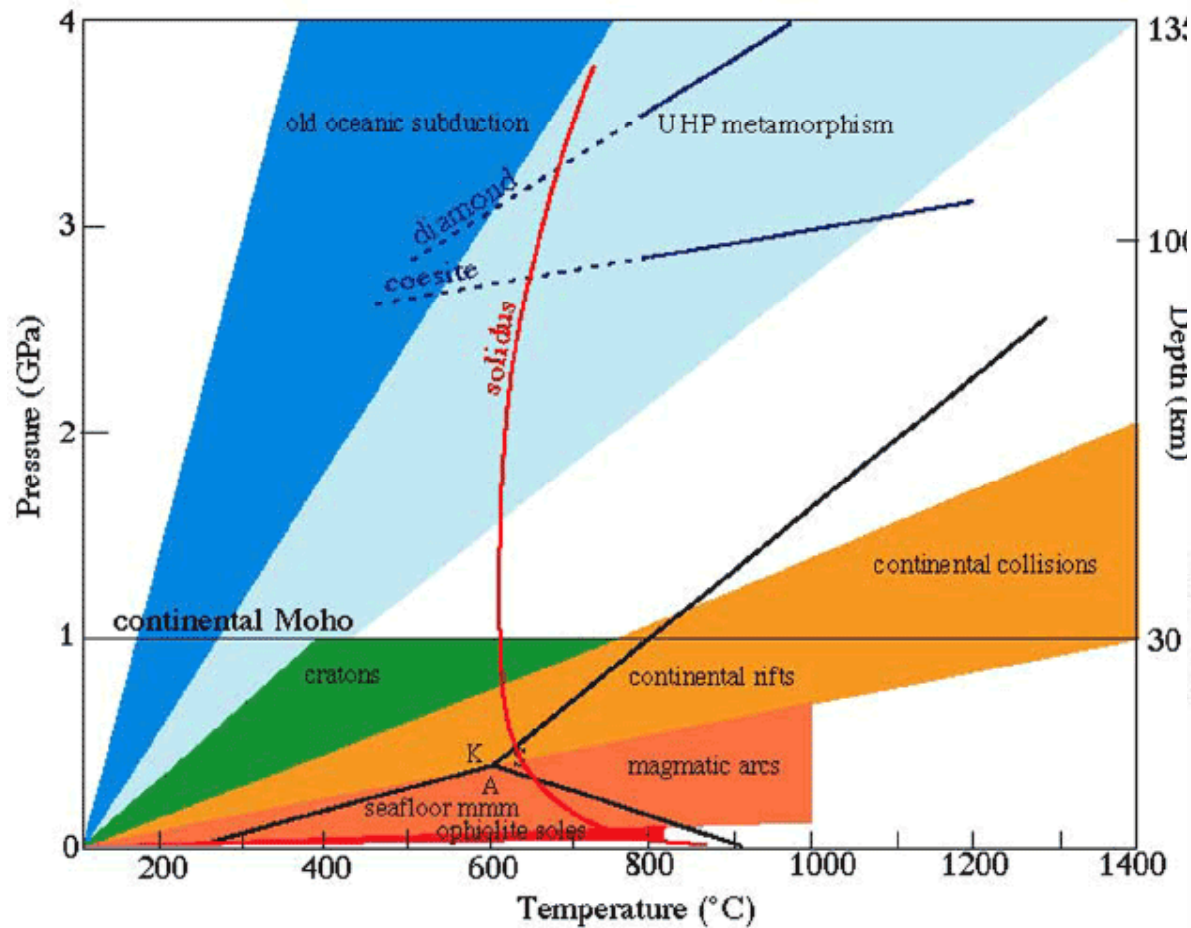
UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism

Regional Metamorphic Facies



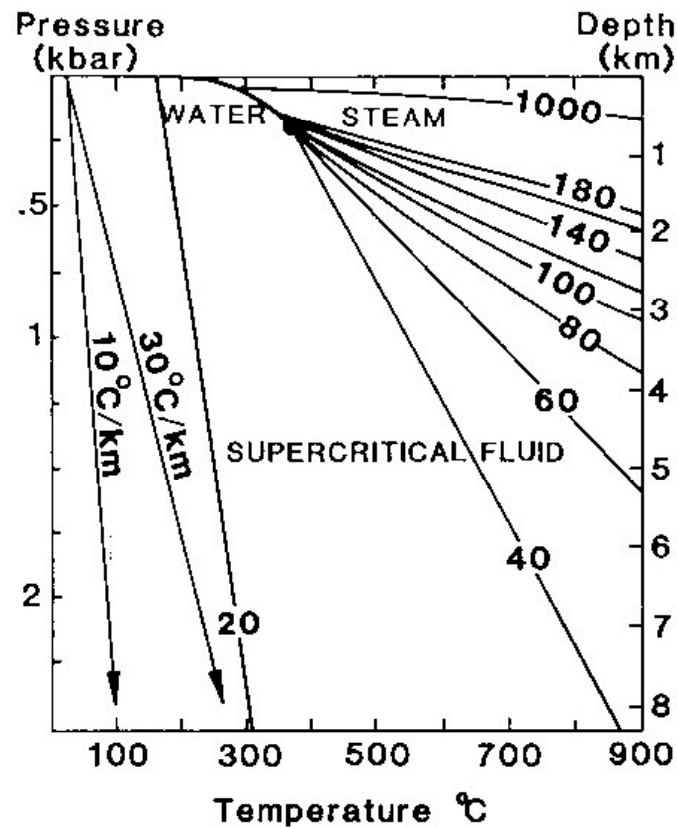
HPM – High Pressure Metamorphism

UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism

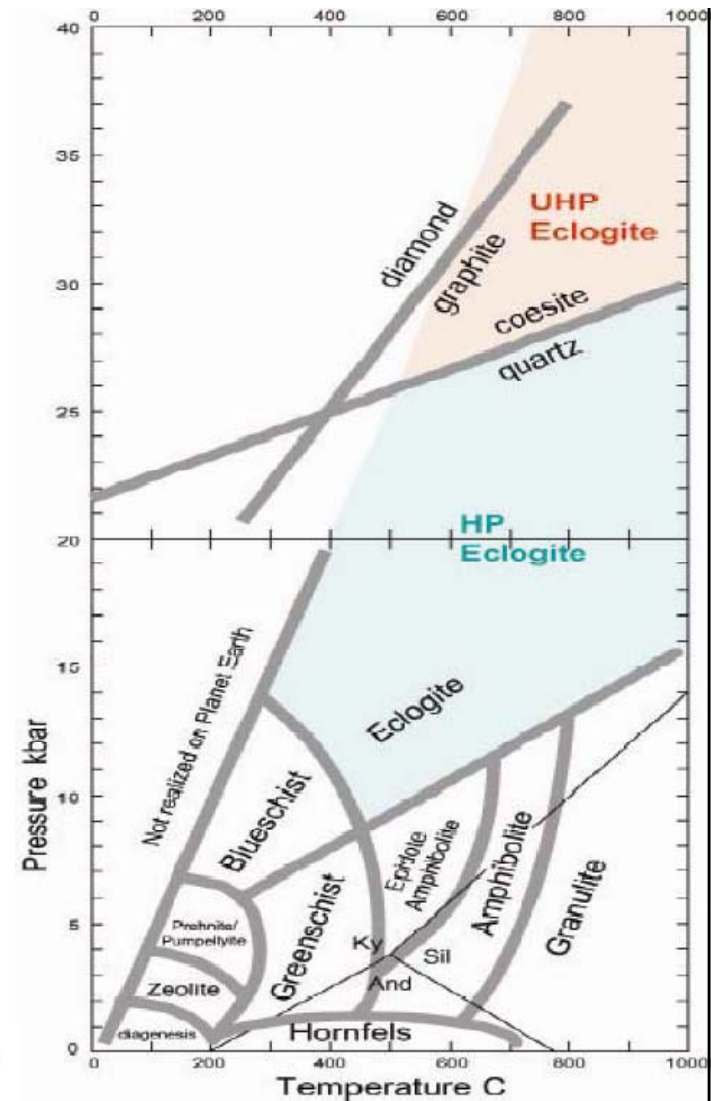


HPM – High Pressure Metamorphism

UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism

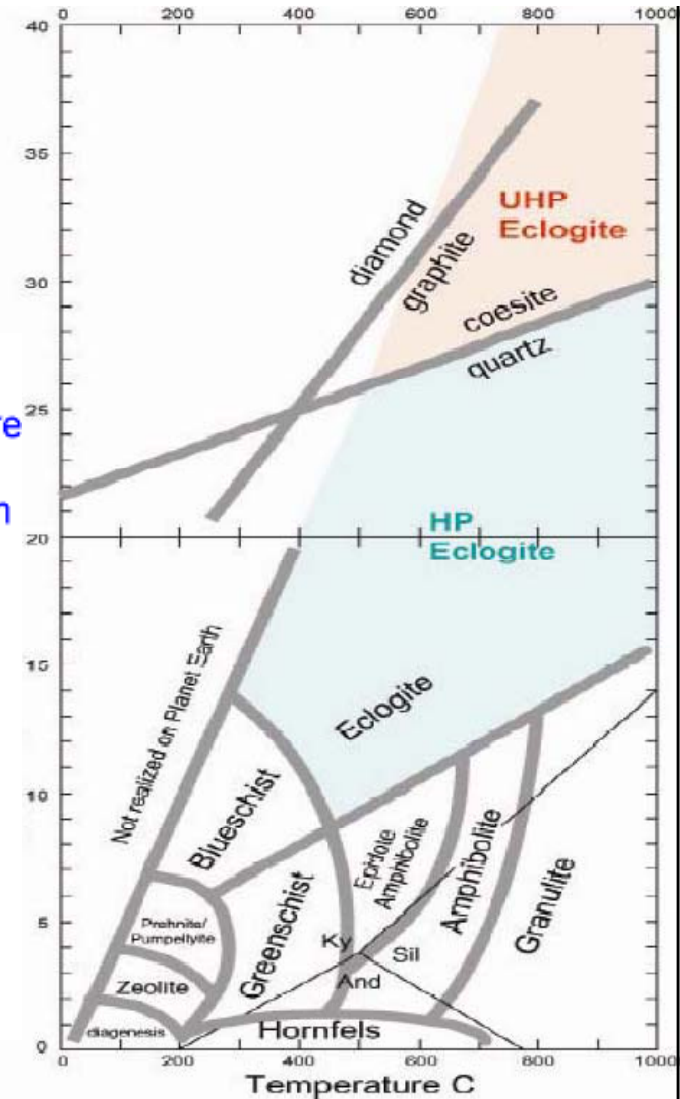
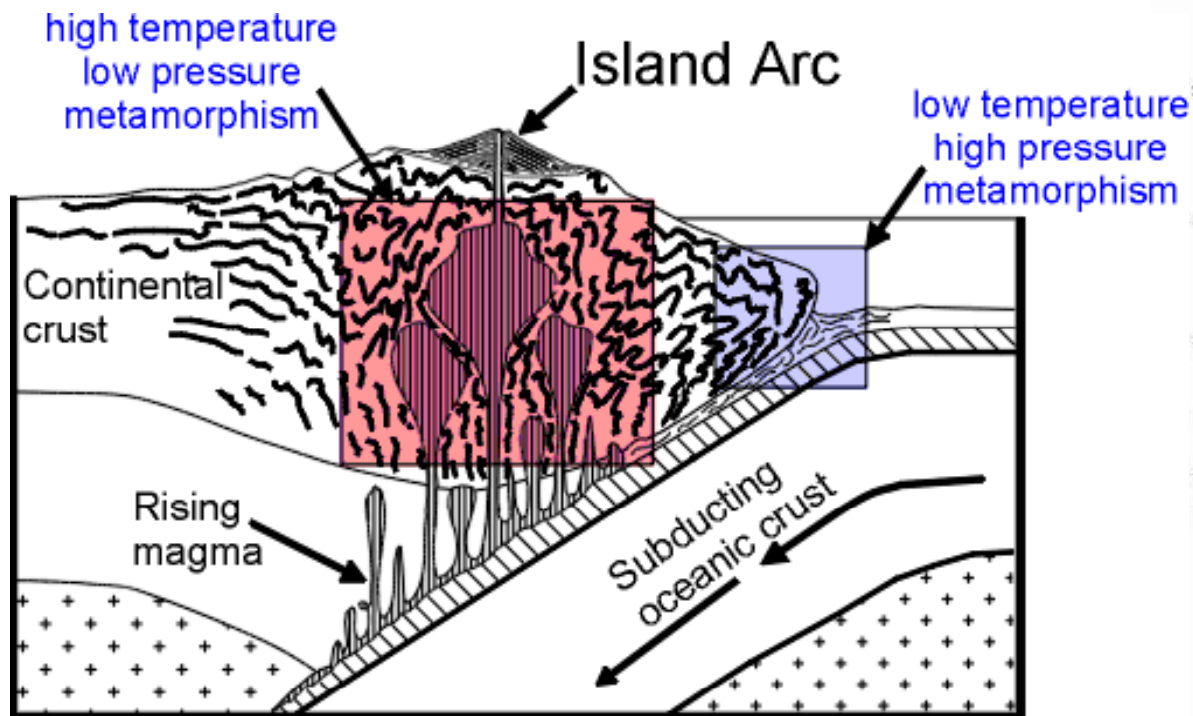


Burnham, C.W., Holloway, J.R. & Davis, N.F., 1969. Thermodynamic properties of water to 1000°C and 10,000 bars. Geological Society of America Special Publication No. 132.



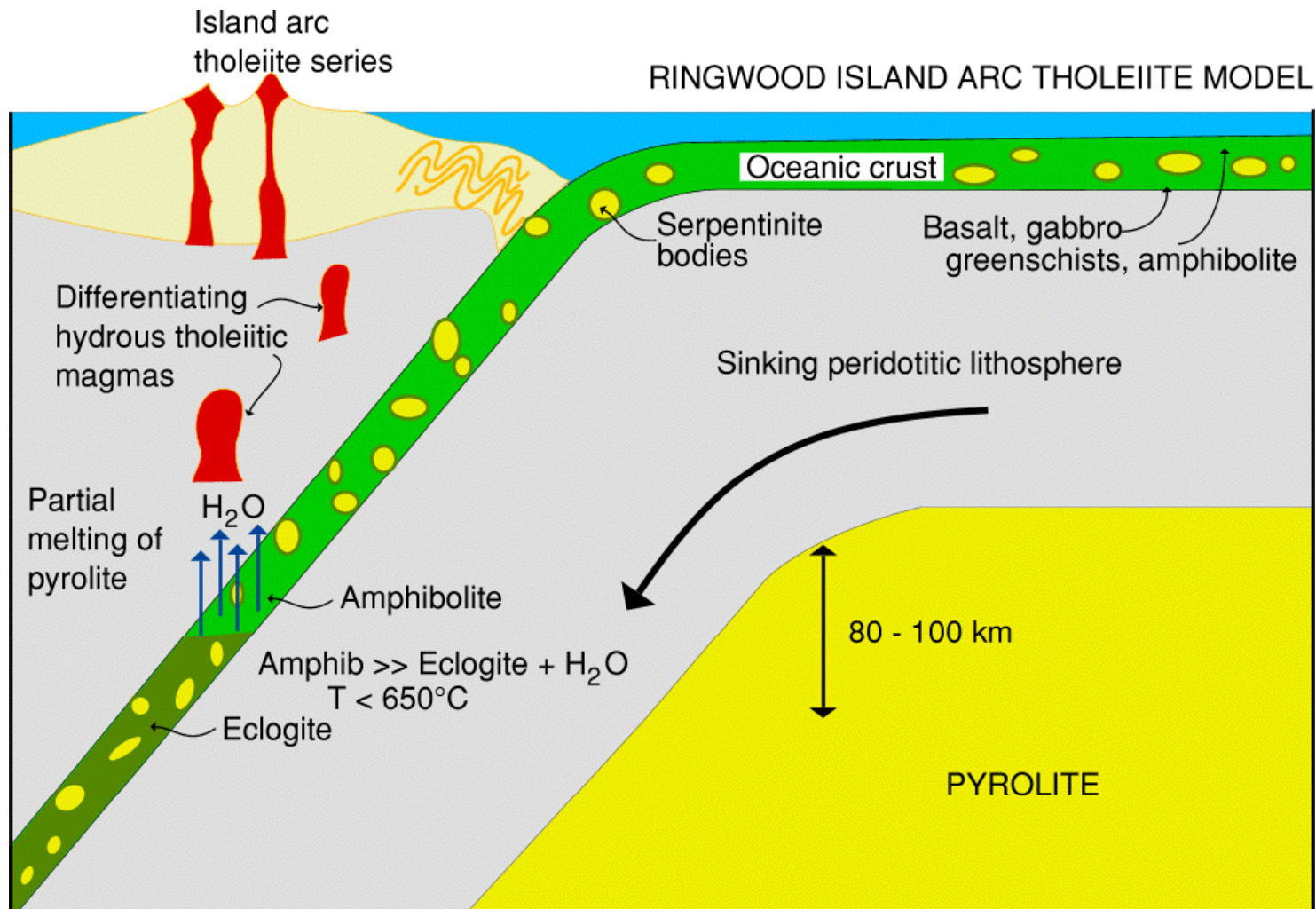
HPM – High Pressure Metamorphism

UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism



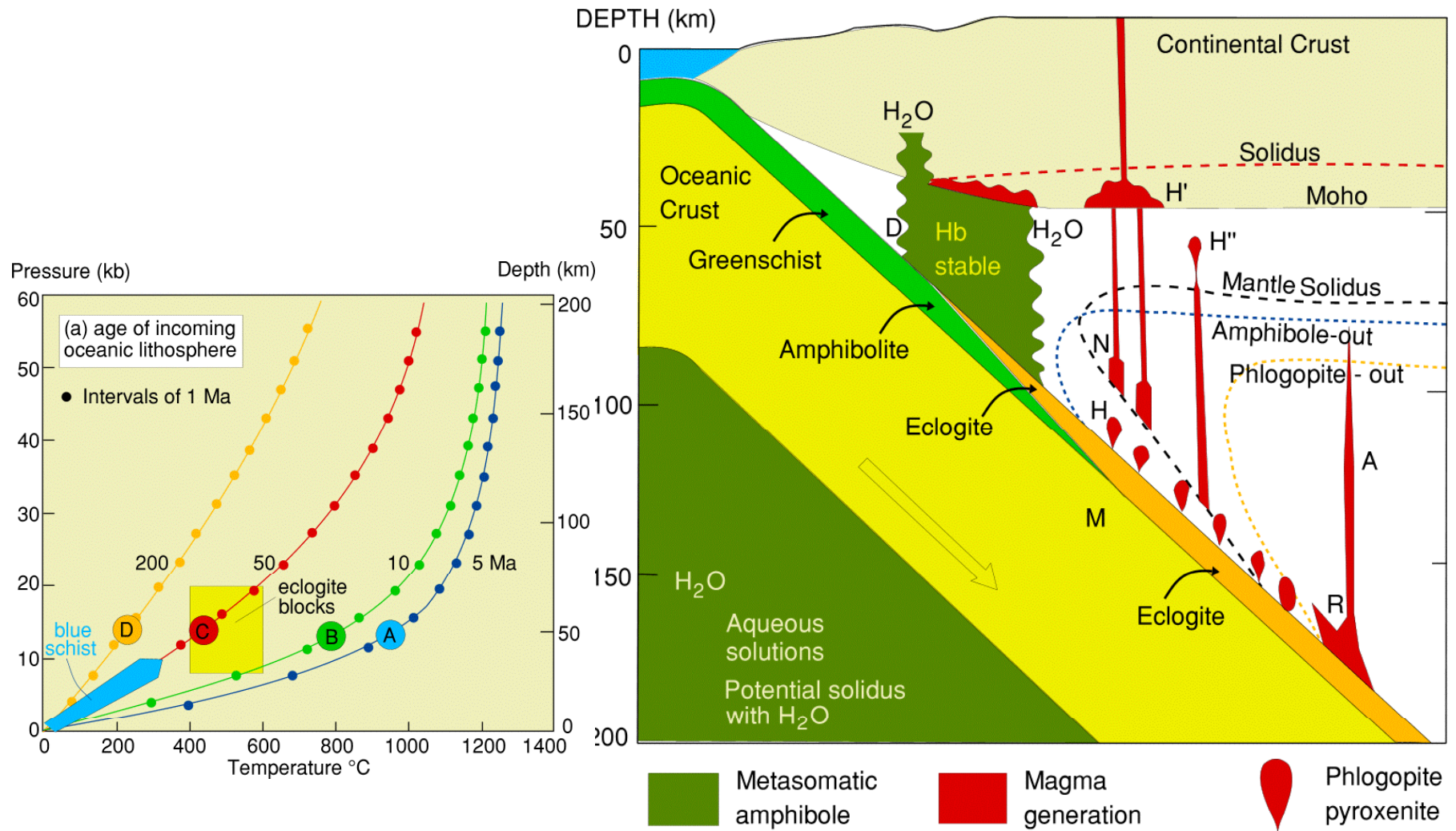
HPM – High Pressure Metamorphism

UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism



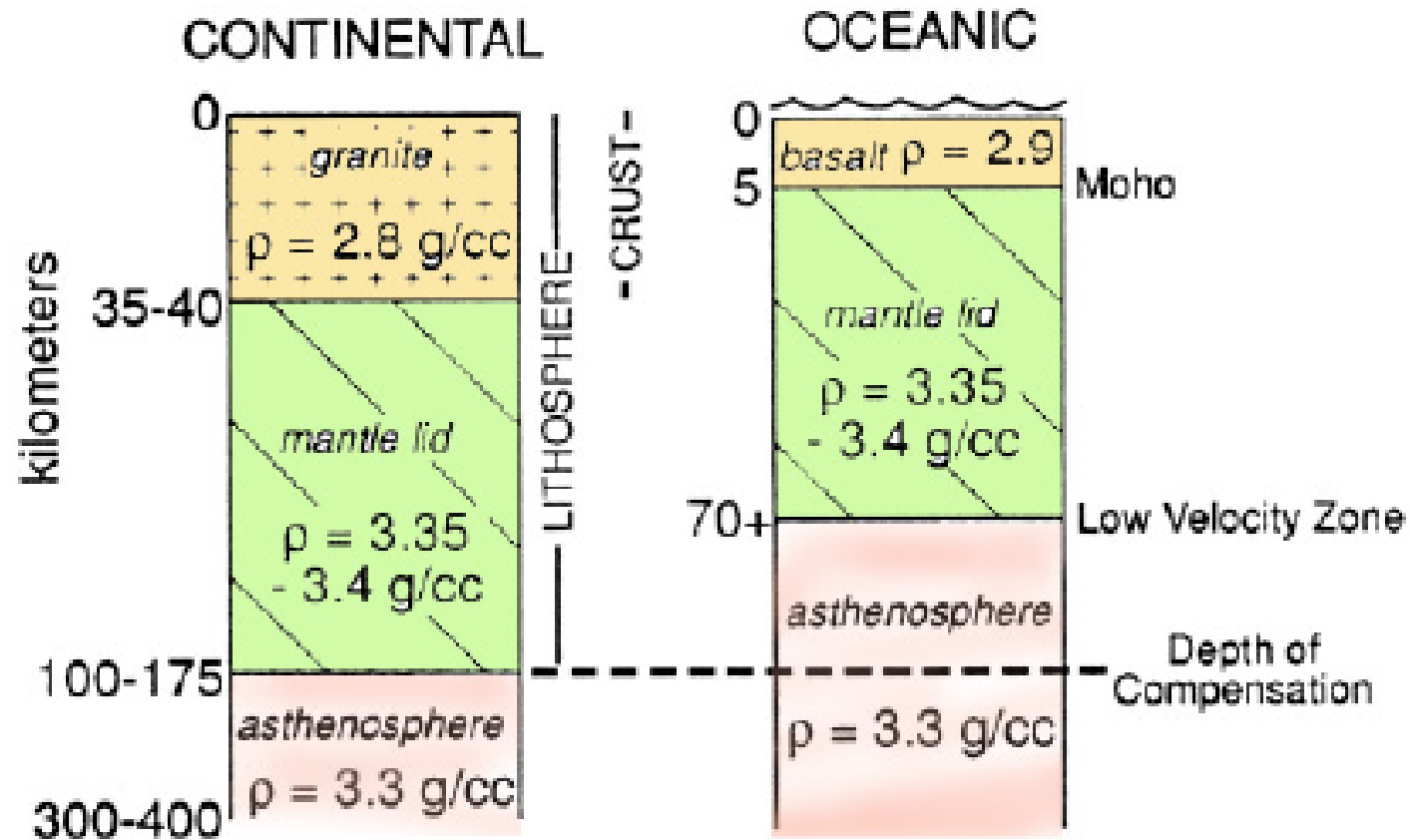
HPM – High Pressure Metamorphism

UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism



HPM – High Pressure Metamorphism

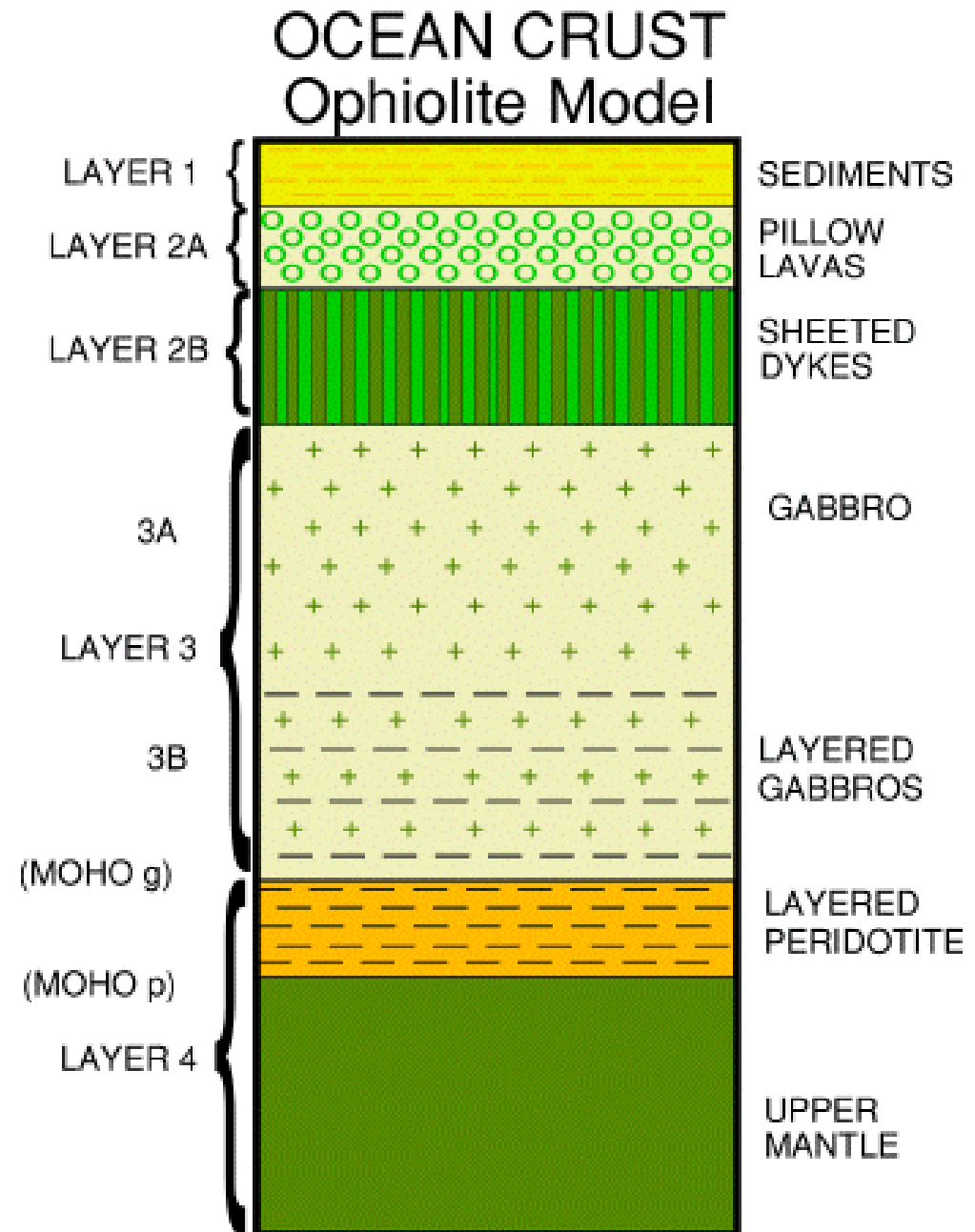
UHPM – Ultra High Pressure Metamorphism



$$p = \rho * h * g$$

FAKTY

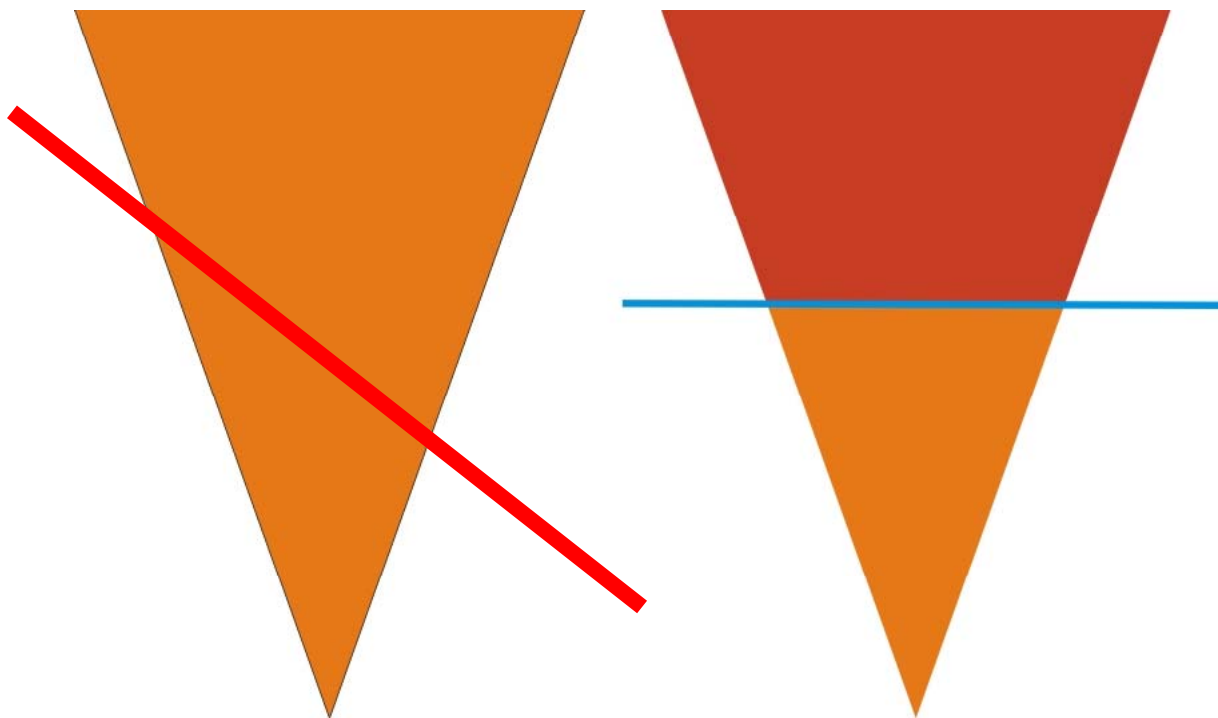
Wyraźne rozwarstwienie skorupy oceanicznej



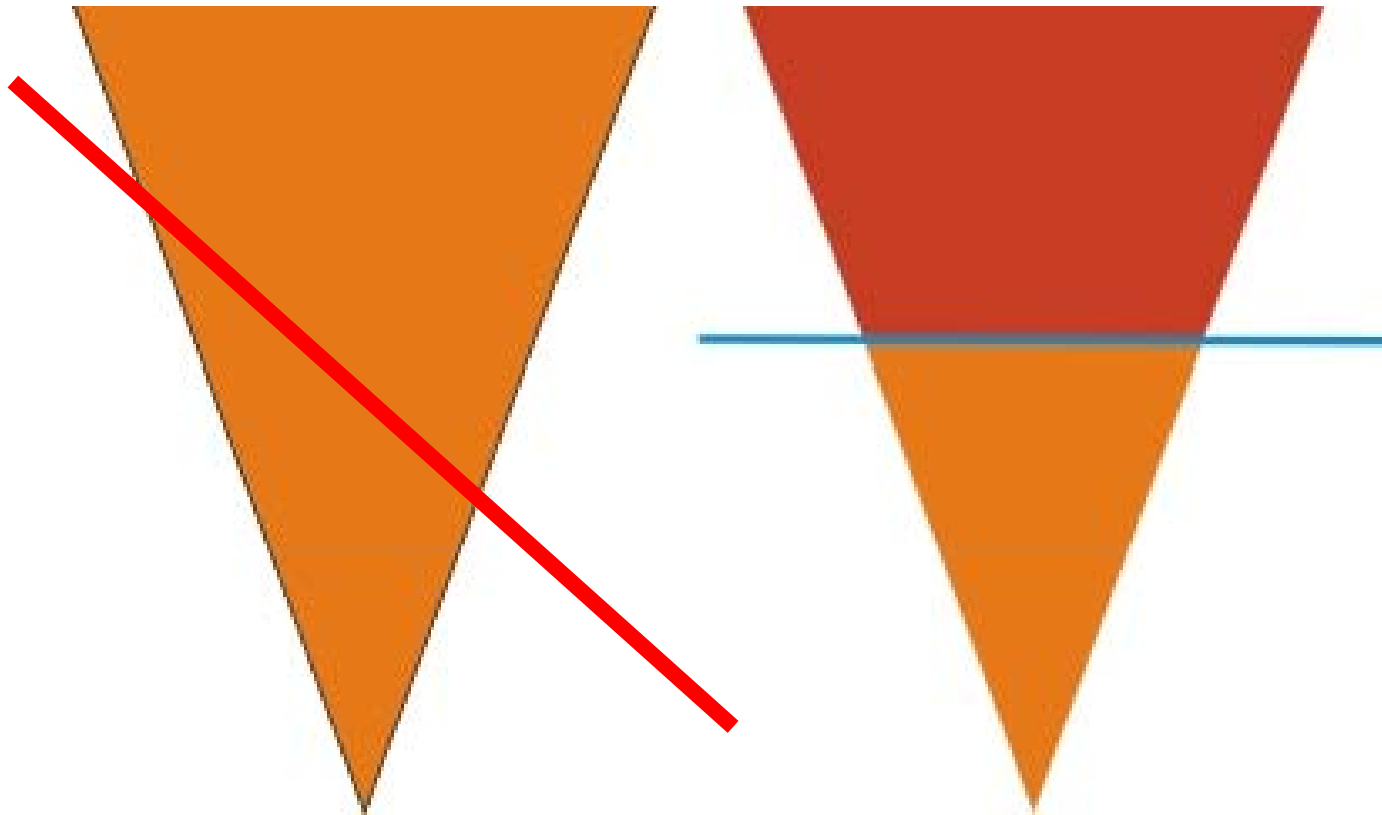
SPRZECZNOŚĆ AKSJOMATYCZNA

Modele przyjęte dla wyjaśnienia **HPM** oraz **UHPM** opierają się na prostym modelu litostatycznym. **Ciśnienie litostatyczne** jest obliczane w jednorodnym ośrodku jako funkcja głębokości, podczas, gdy ośrodek jest **niejednorodny i ma wyraźne granice**.

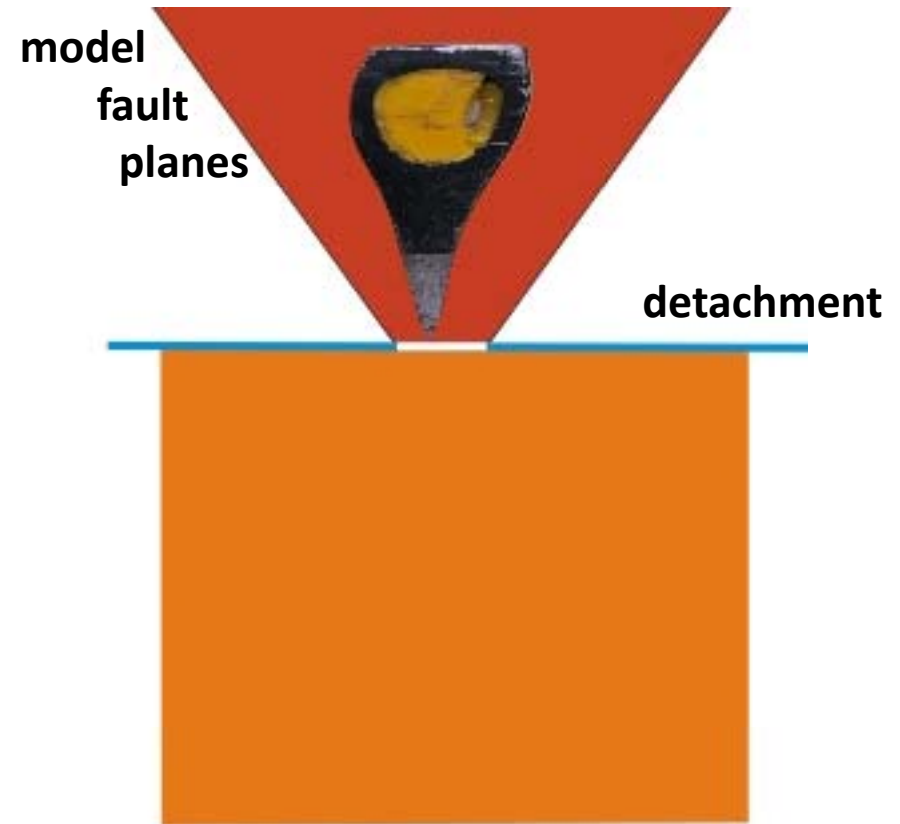
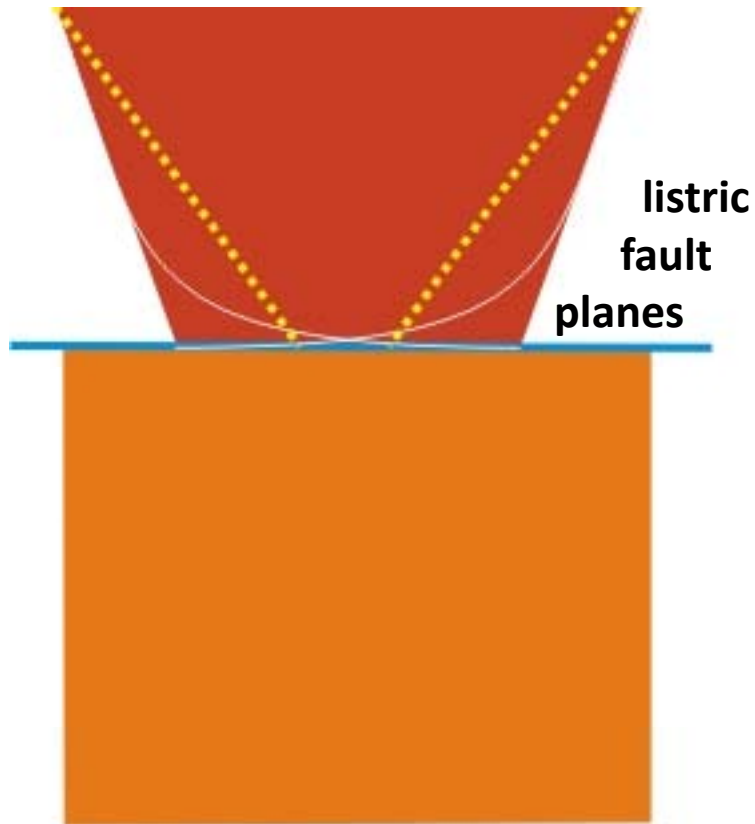
$$p = \rho * h * g$$



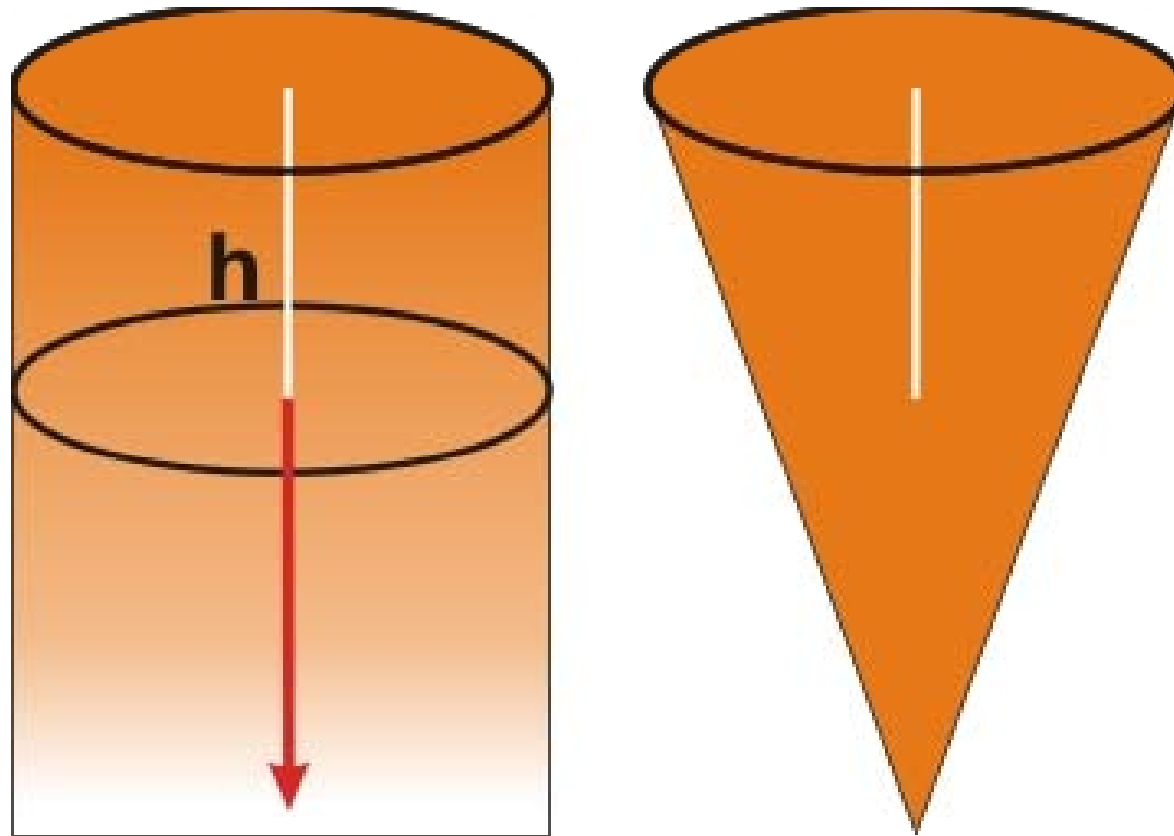
Model warstwowy zmian ciśnienia



Model warstwowy zmian ciśnienia

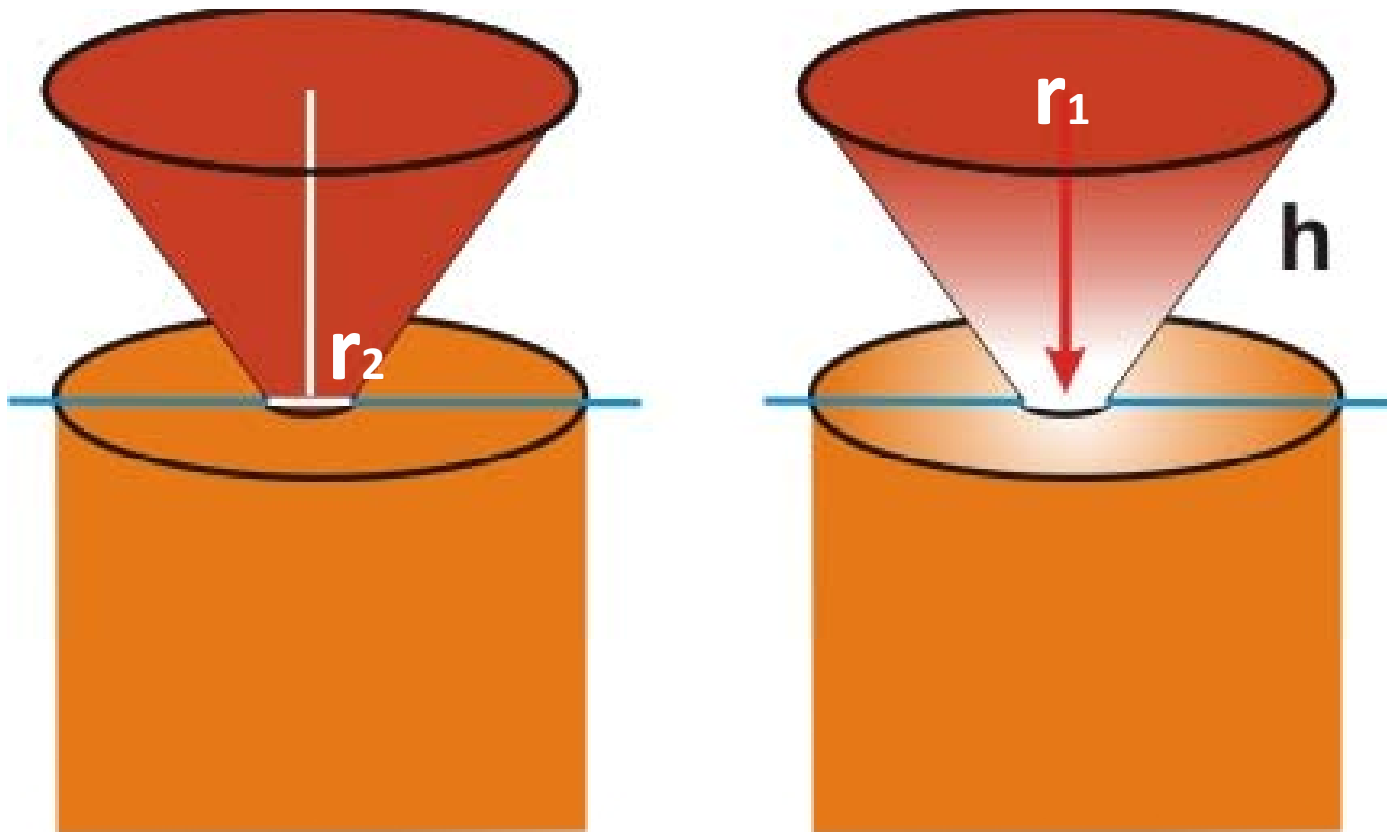


Model warstwowy zmian ciśnienia



$$p = \rho * h * g$$

Model warstwowy zmian ciśnienia



$$p = \frac{m * g}{S}$$

$$m = \rho * V$$

$$V = \Pi h * \frac{(r_1^3 - r_2^3)}{3}$$

$$S = \Pi r_2^2$$

Skala różnic modelowych

$$p = \rho * h * g$$

$$p = \frac{m * g}{S}$$

$$n = \frac{r_1}{r_2}$$

$$p * N = p$$

$$N = \frac{(n^3 - 1)}{3n}$$

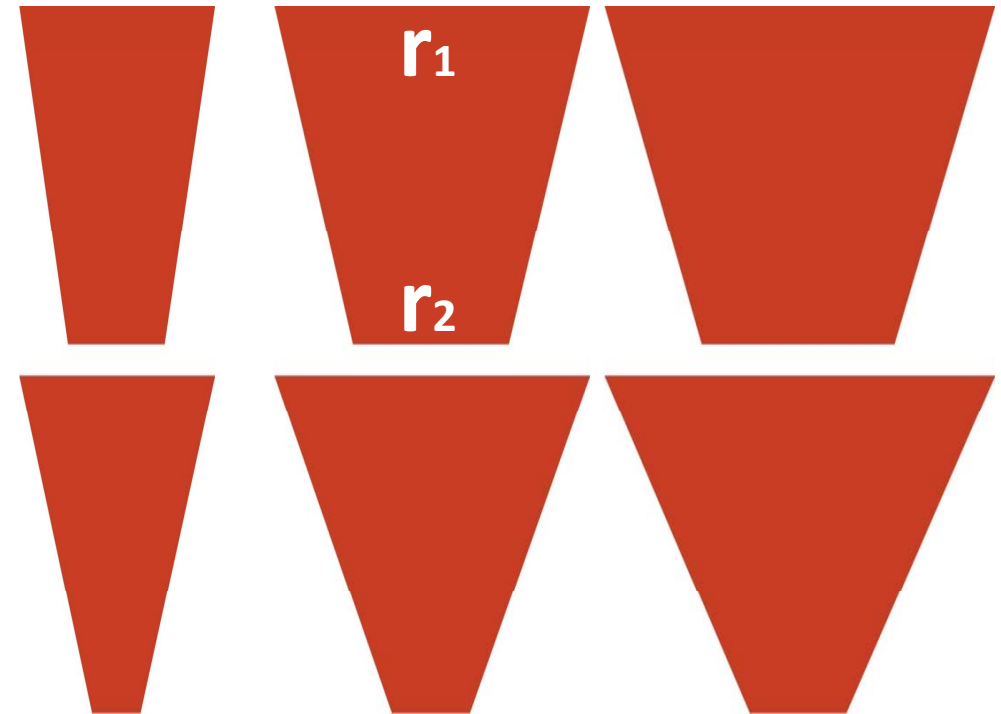
Skala różnic modelowych

$$n = 2 \quad N = 1,16$$

$$n = 3 \quad N = 2,88$$

$$n = 4 \quad N = 5,25$$

$$n = 5 \quad N = 8,26$$



Skala różnic modelowych

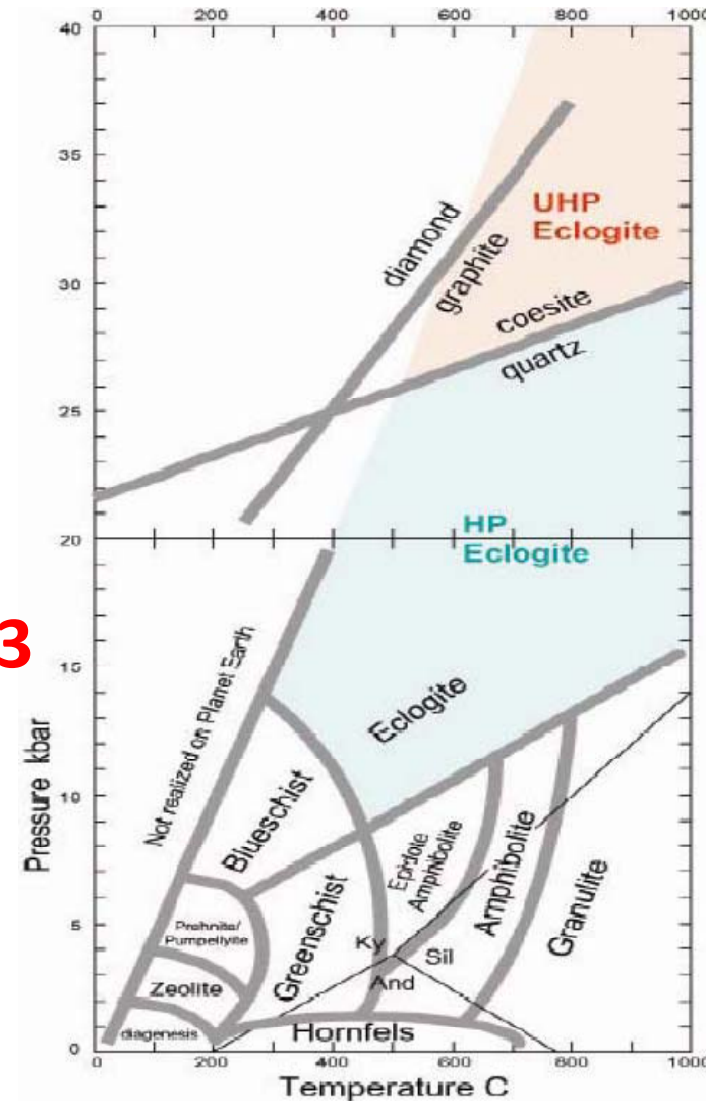
120 km

$n = 3$

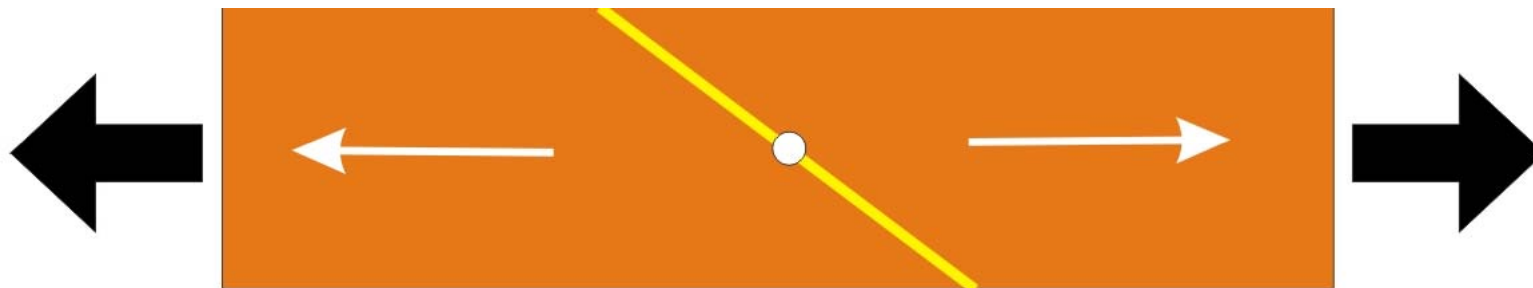
44 km

$n = 3,3$

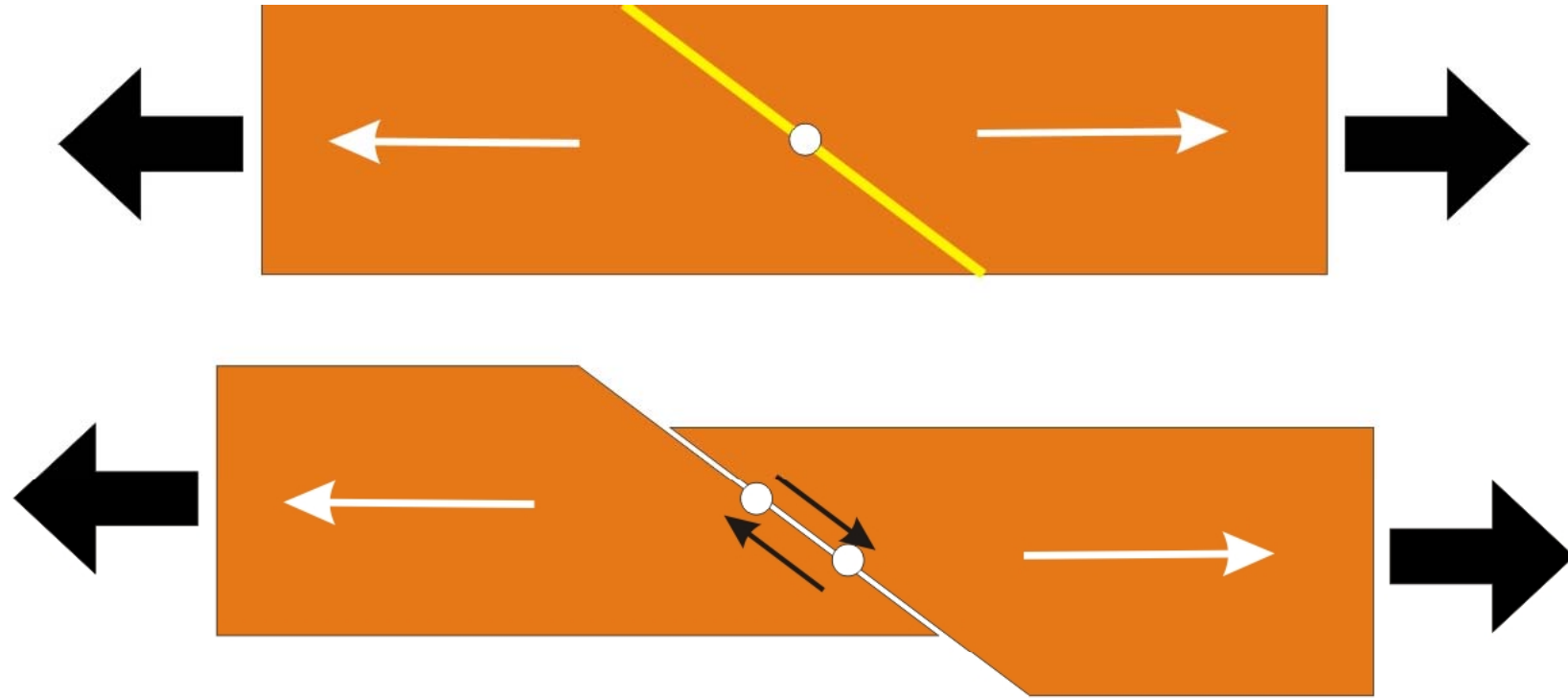
32 km



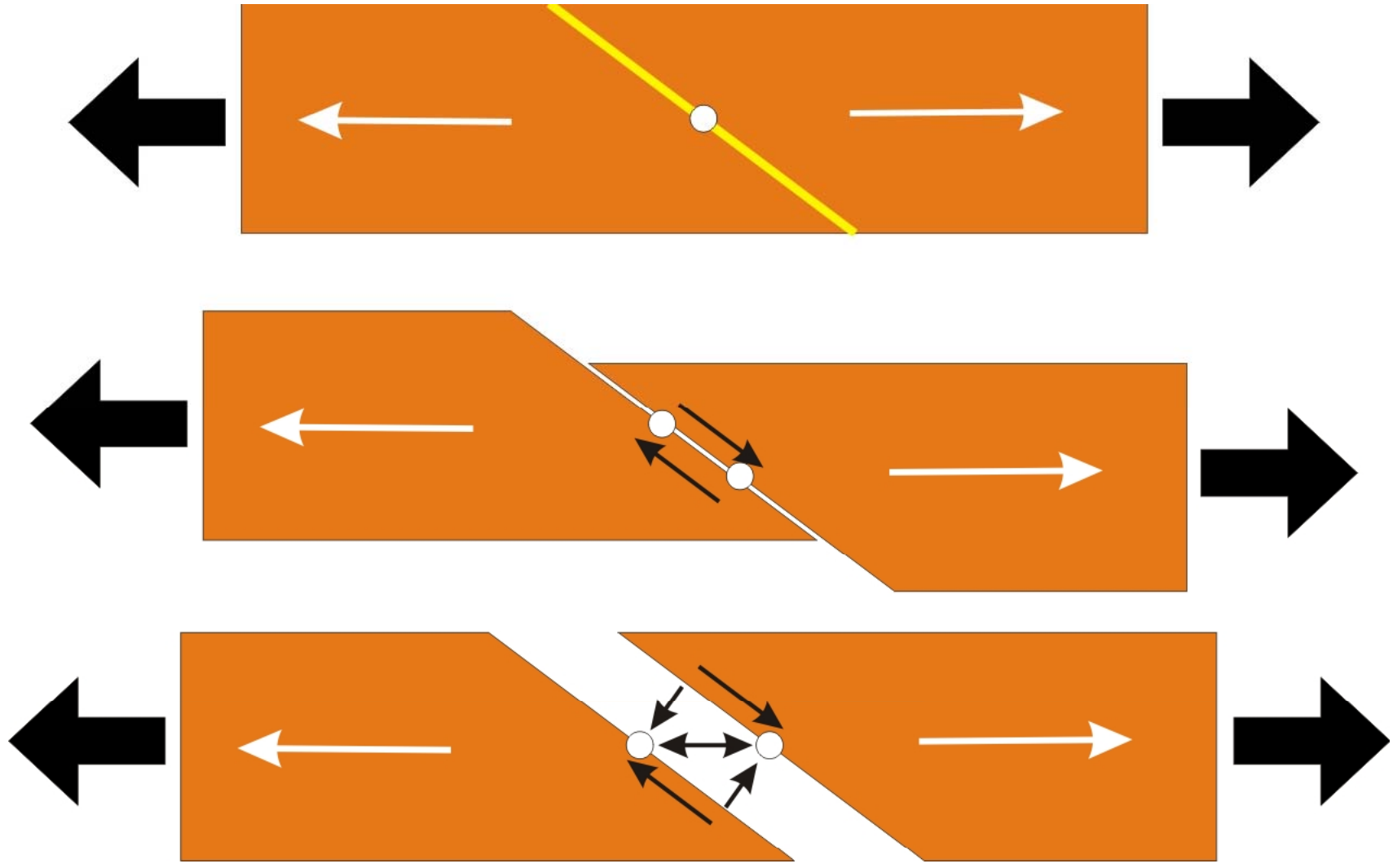
PROSTE ŚCINANIE W WARUNKACH ROZCIĄGANIA



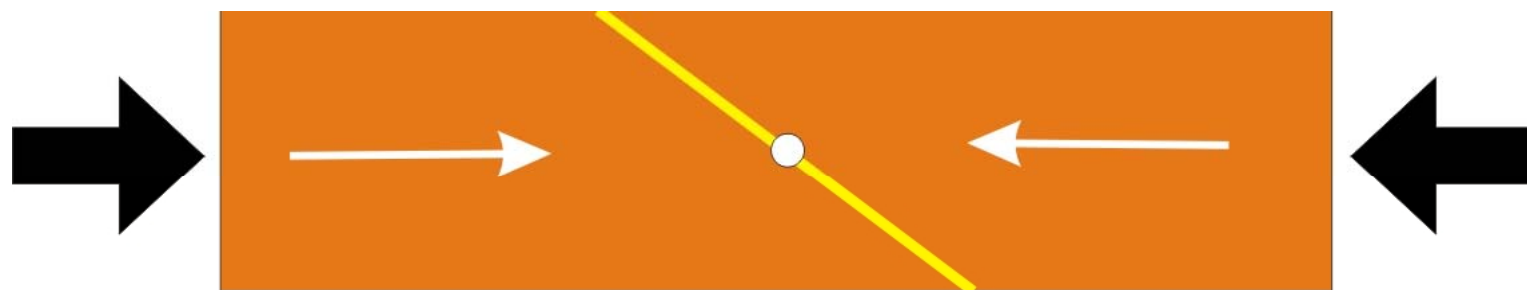
PROSTE ŚCINANIE W WARUNKACH ROZCIĄGANIA



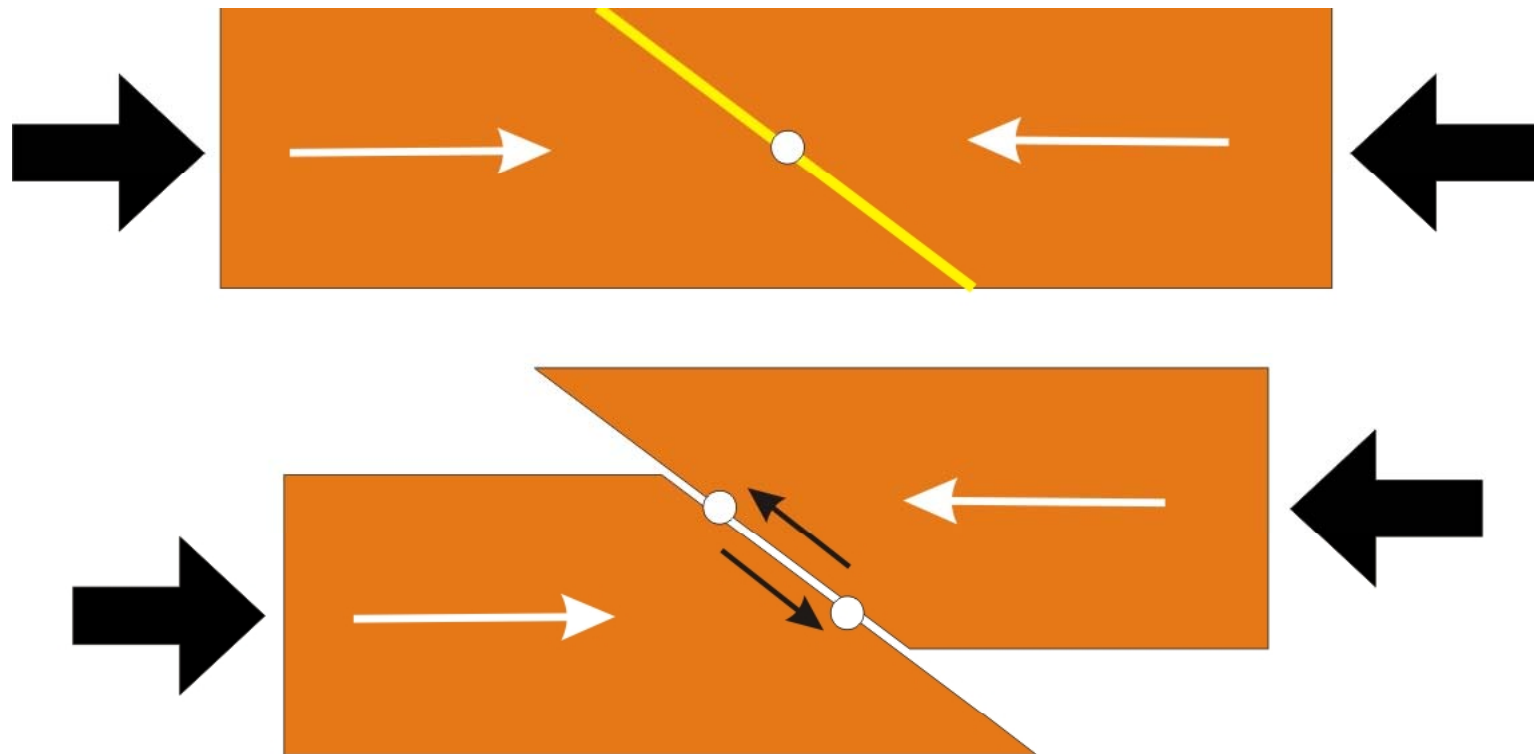
PROSTE ŚCINANIE W WARUNKACH ROZCIĄGANIA



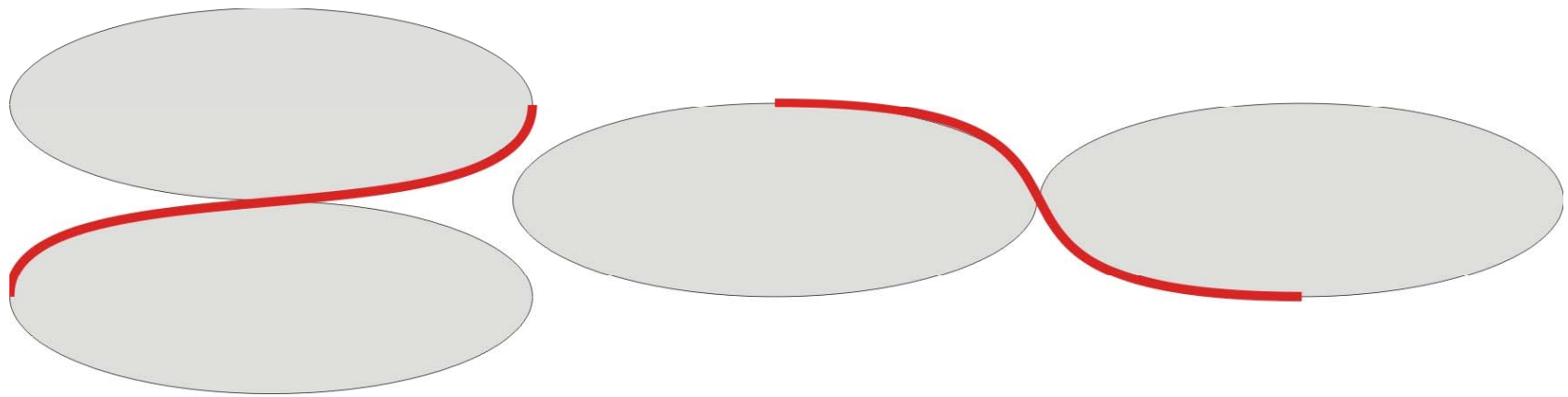
PROSTE ŚCINANIE W WARUNKACH ŚCISKANIA



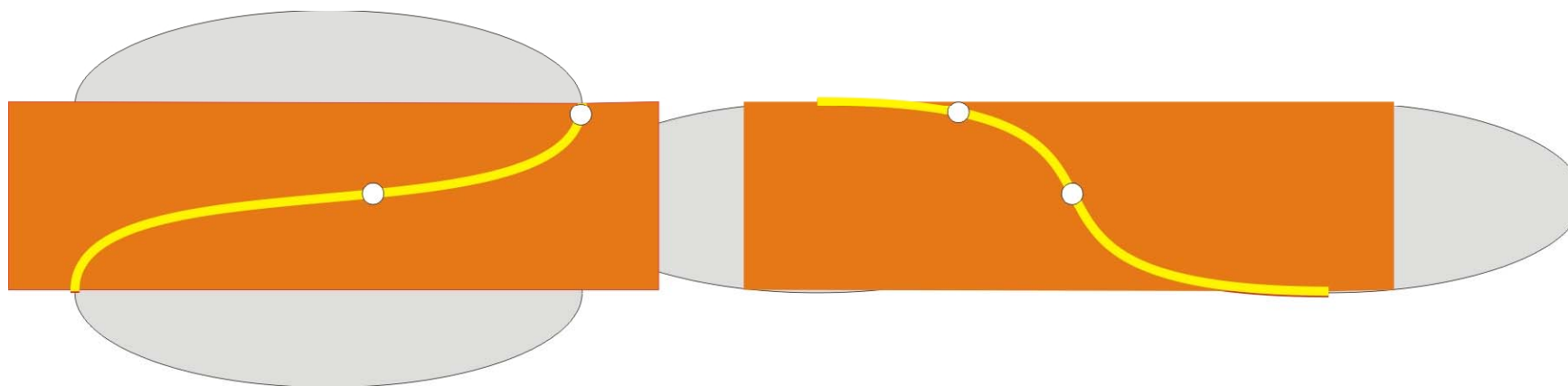
PROSTE ŚCINANIE W WARUNKACH ŚCISKANIA



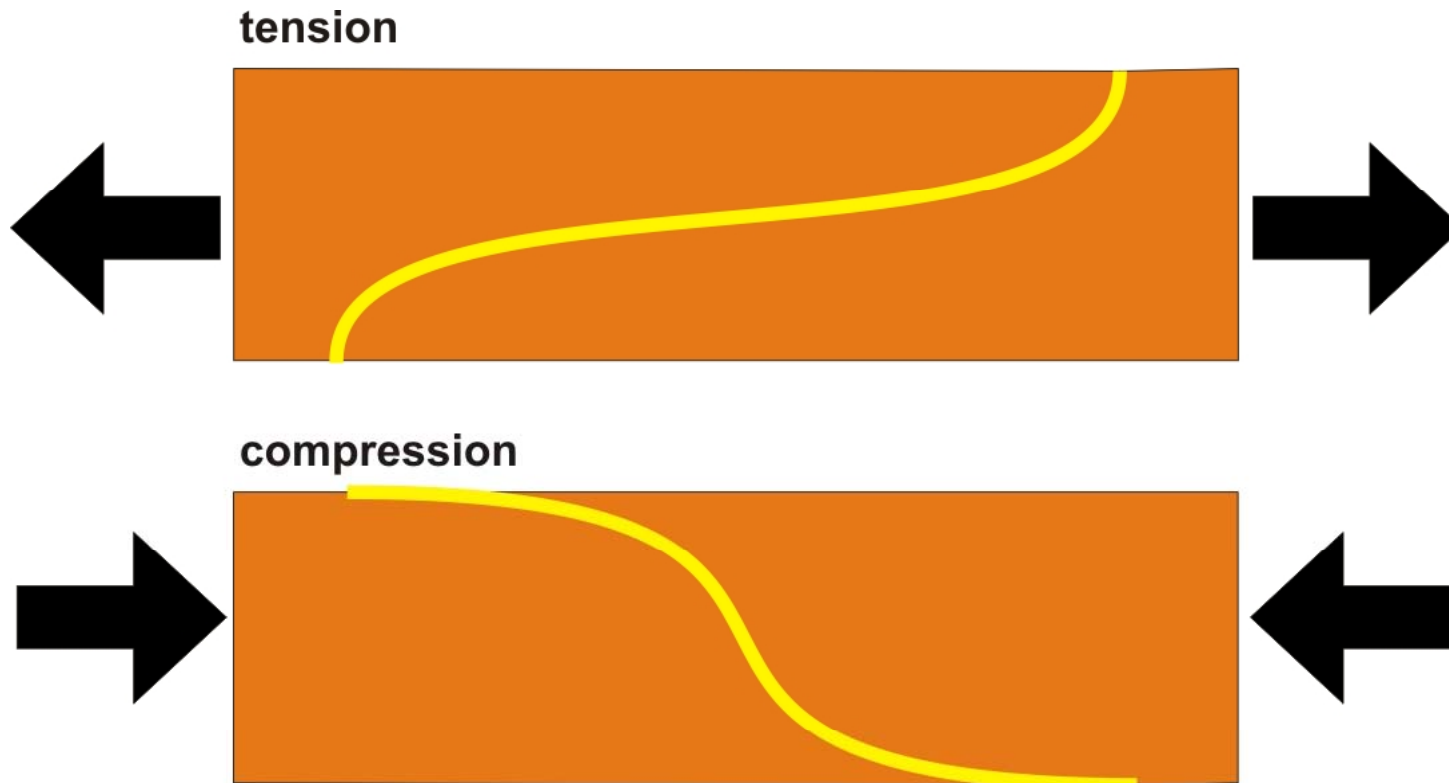
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



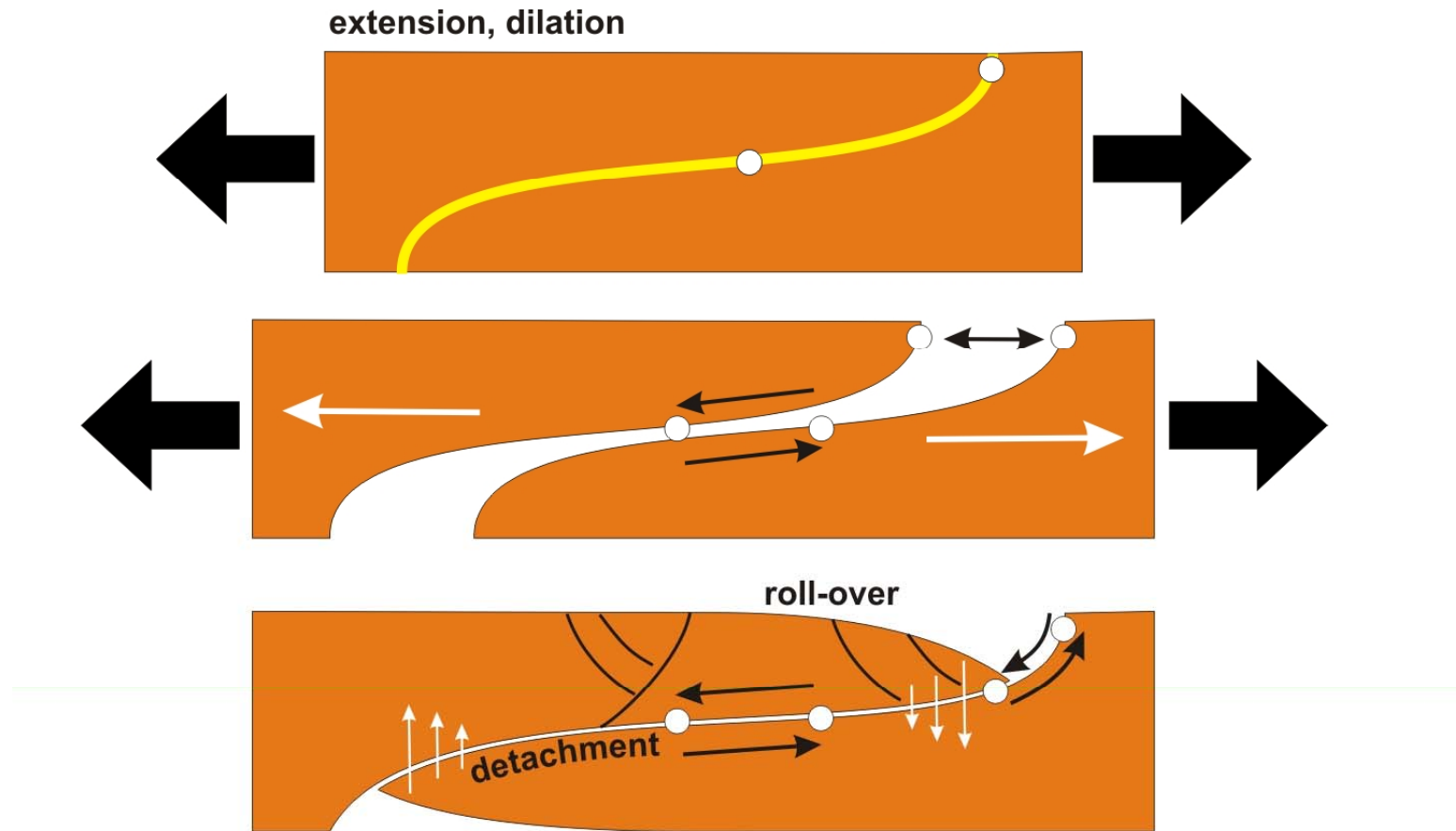
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



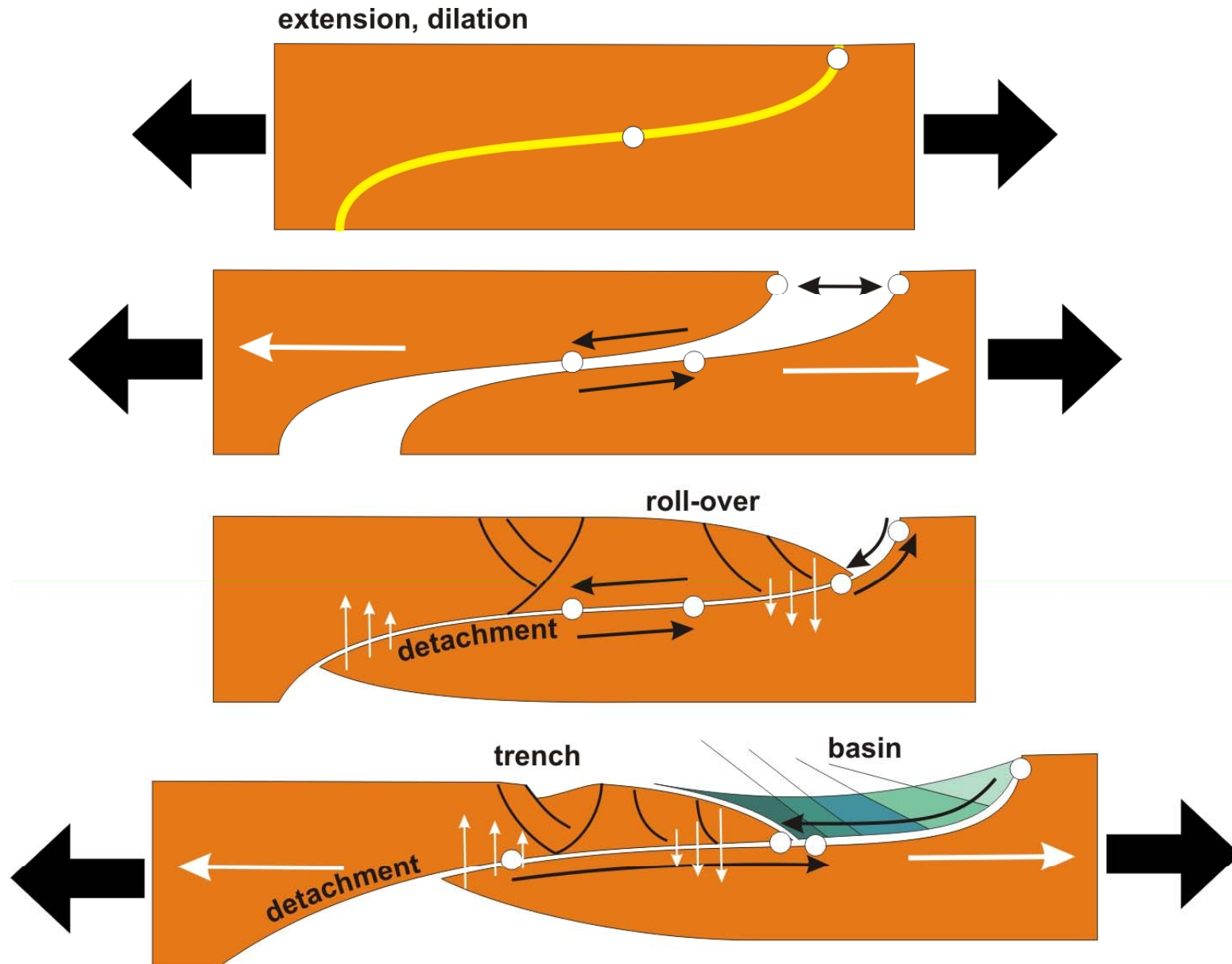
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



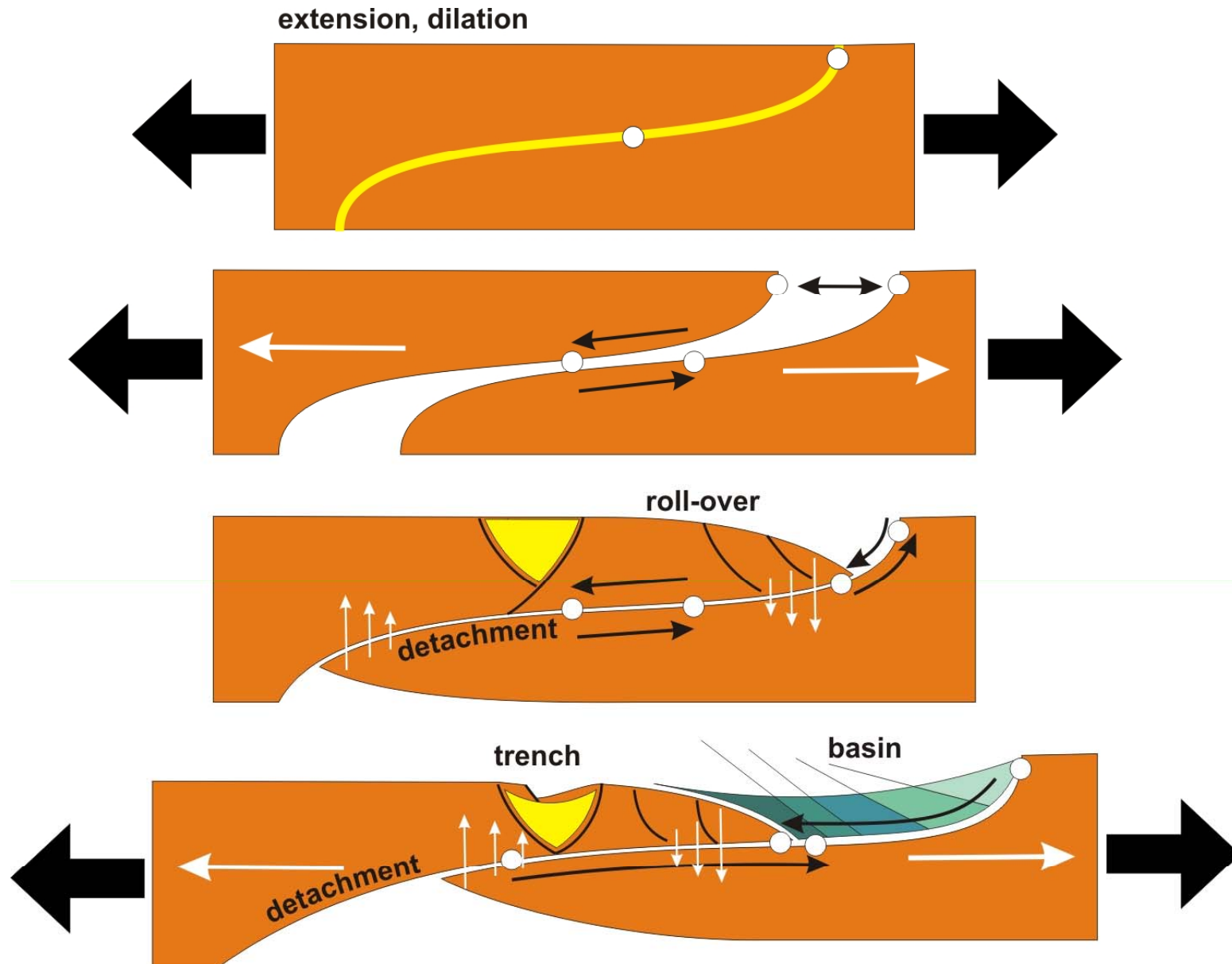
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

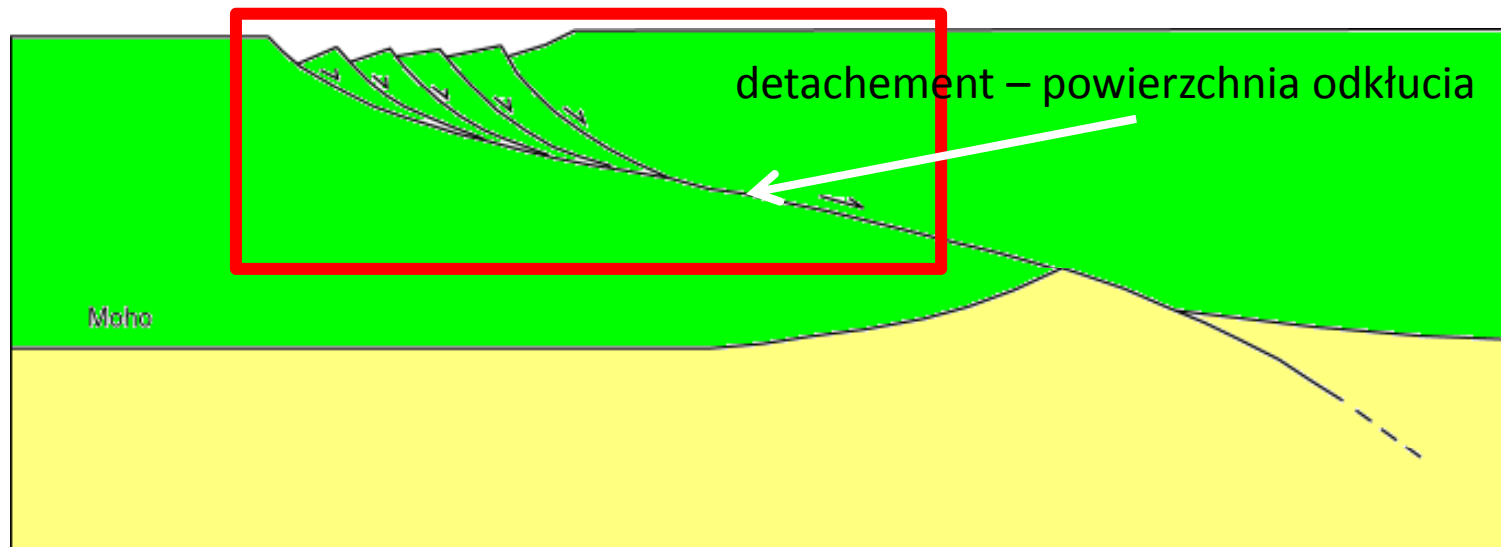
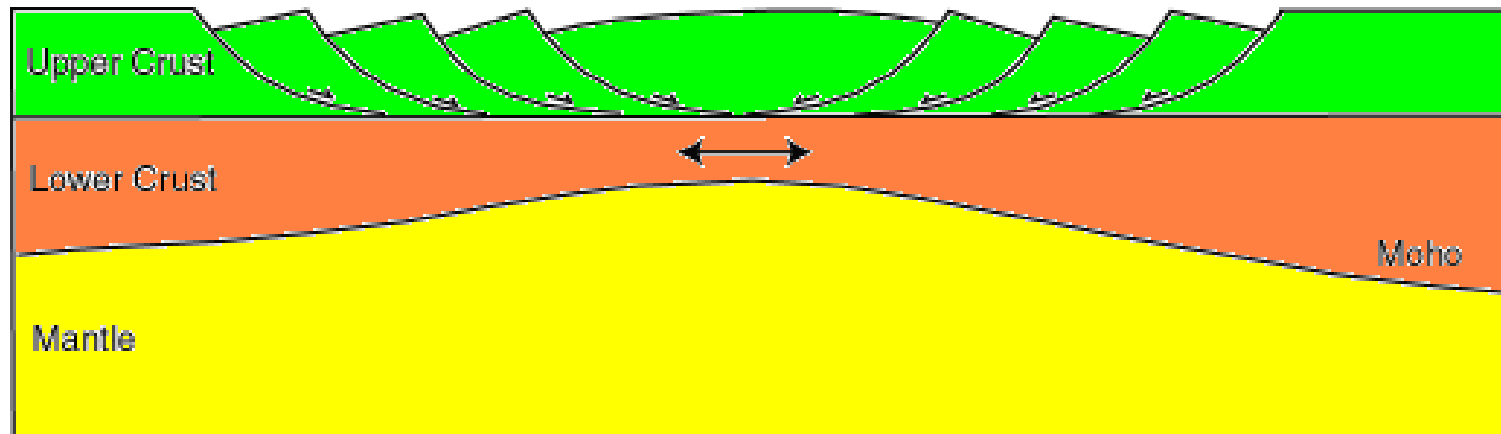


WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



FAKTY

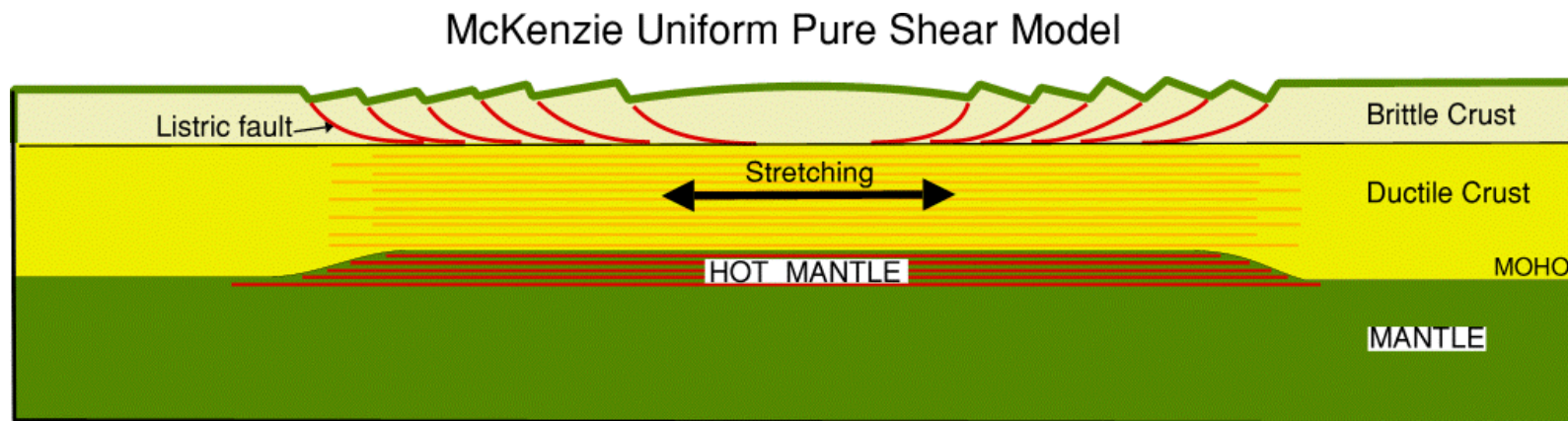
Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej



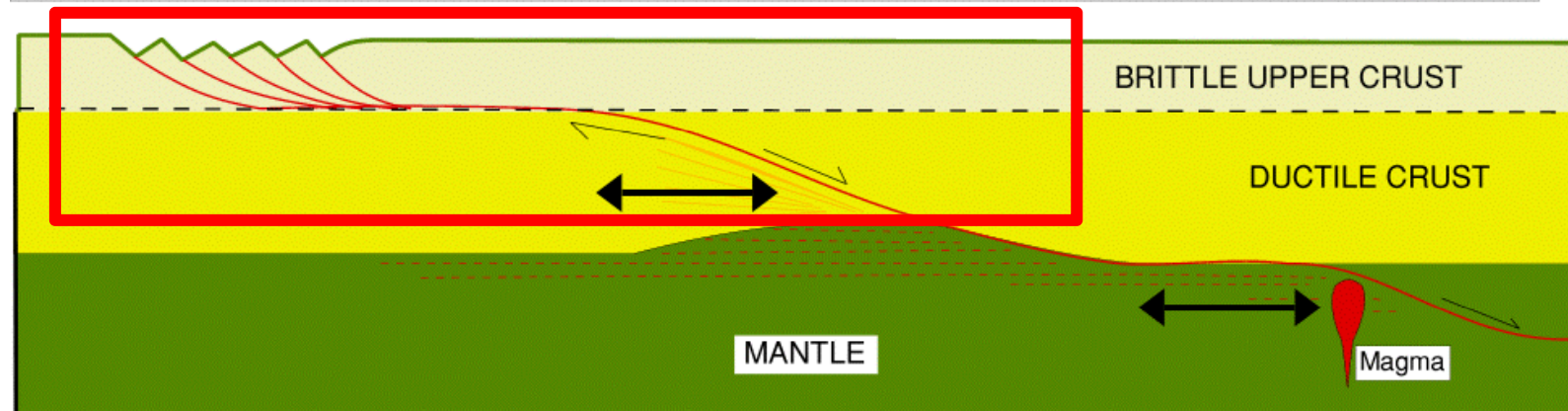
Wrnicke 1981 (Basin and Range Province)

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej



CONTINENTAL EXTENSION: DELAMINATION MODEL OF Lister et al. (1986)



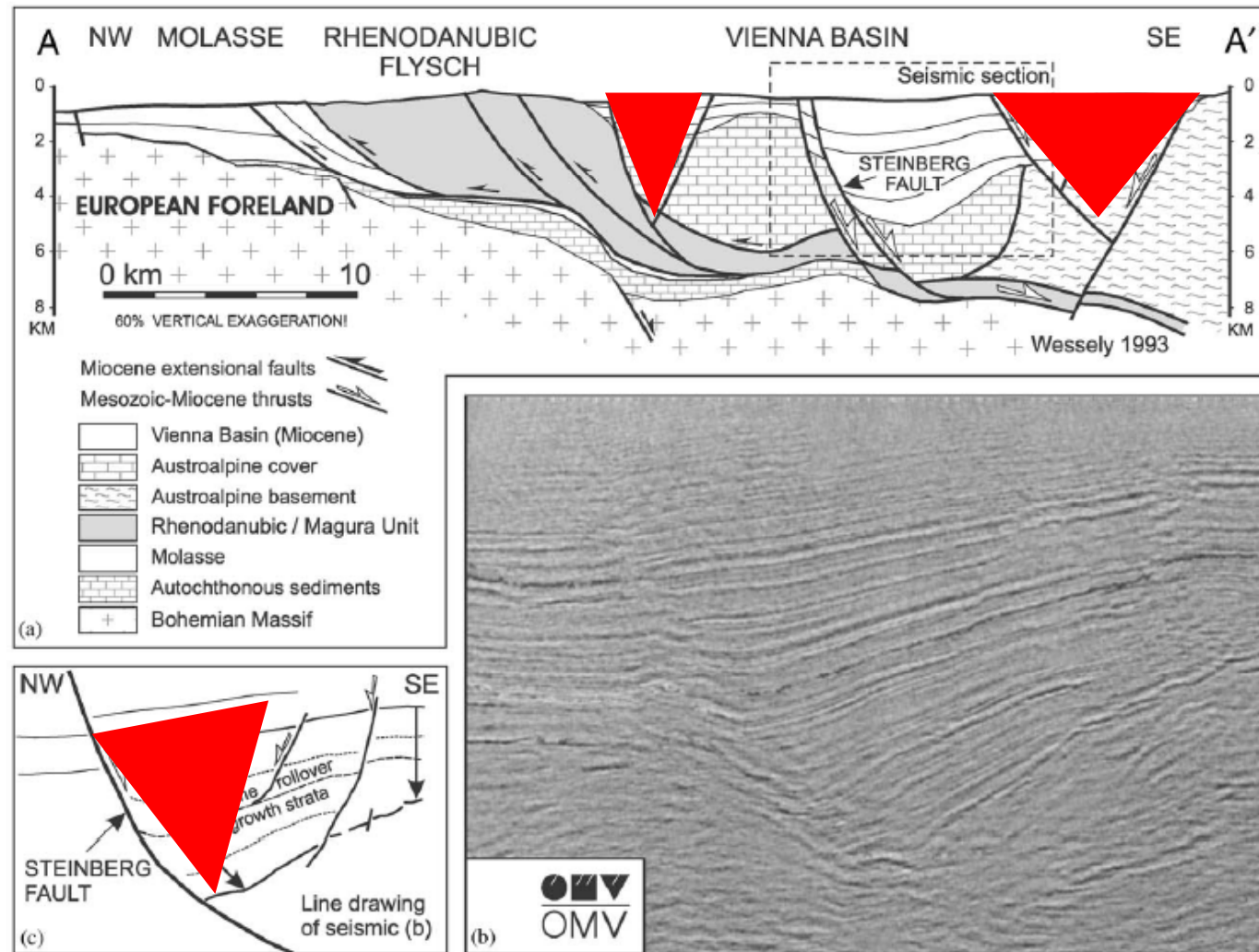


Fig. 5. (a) Cross-section through the northern Vienna Basin after Wessely (1993). Note location of the major listric normal faults (Steinberg fault system, 5.6 km vertical throw), which root in the Alpine–Carpathian floor thrust. Location of major faults in the NW part of the basin results in an asymmetrical basin with strata tilted towards NW. See Fig. 2 for location of the section. (b, c) Seismic section crossing the listric Steinberg Fault depict rollover, hanging wall collapse and growth strata dipping gently to NW. Seismic sketches are not to scale and non depth converted. Seismic data by courtesy of OMV Austria.

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

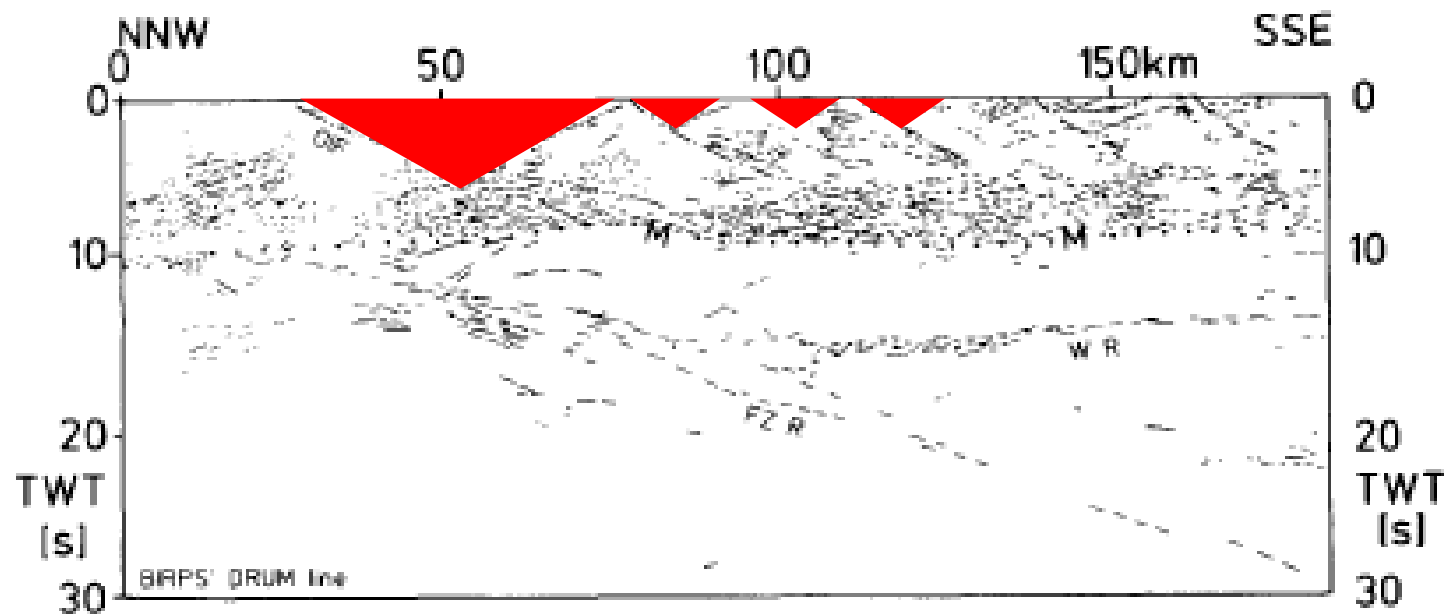


Fig. 7. Possible mantle faults and extensional (domino type) crustal faults along BIRPS' DRUM line, north of Scotland (Flak and Warner, 1990). For scale see Fig. 3. *OIF* = Outer Island Fault; *FR* = Flannan reflector; *M* = Moho; *WR* = W-reflector (?)

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

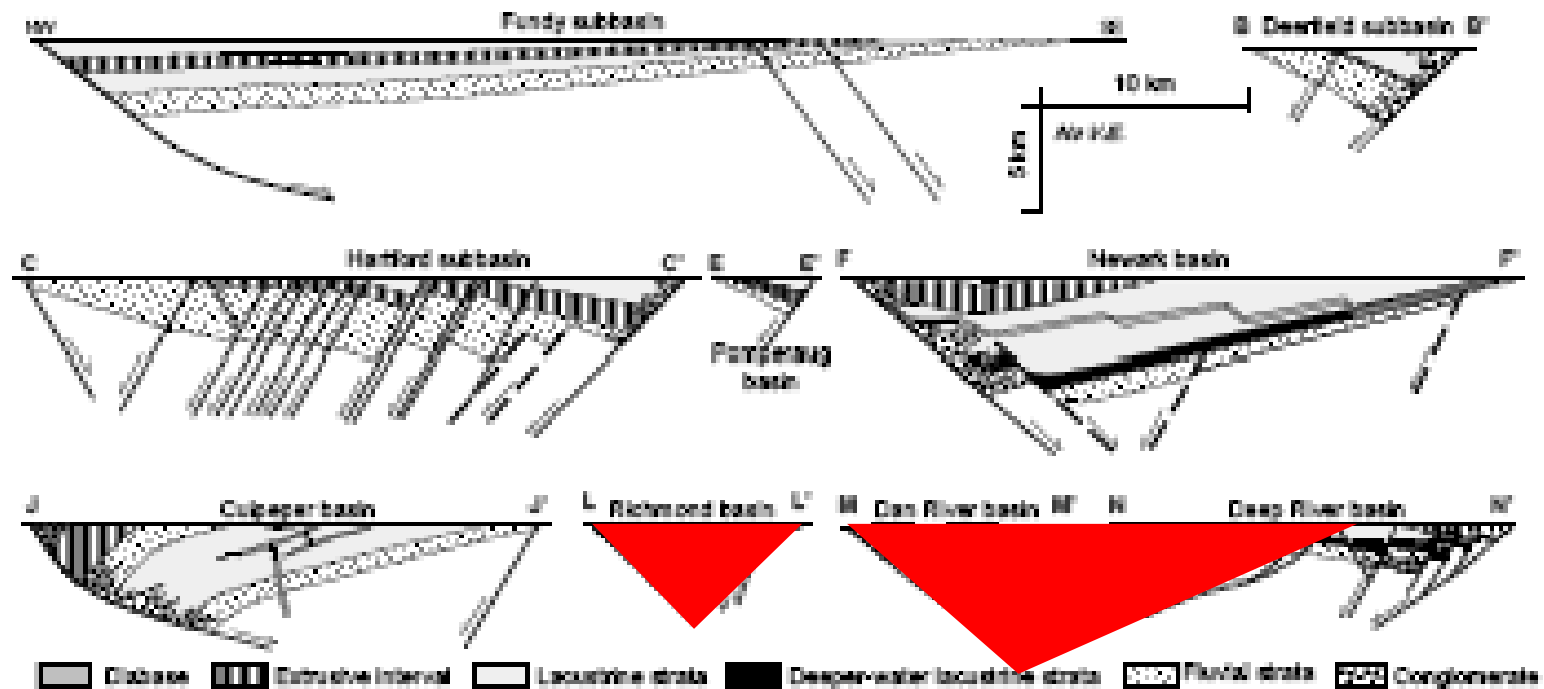


Figure 16. Transverse cross sections of Mesozoic rift basins, eastern North America. Note the asymmetrical nature of most basins and increase in stratal thickness toward growth border fault systems. Modified from Schlieche (1993).

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

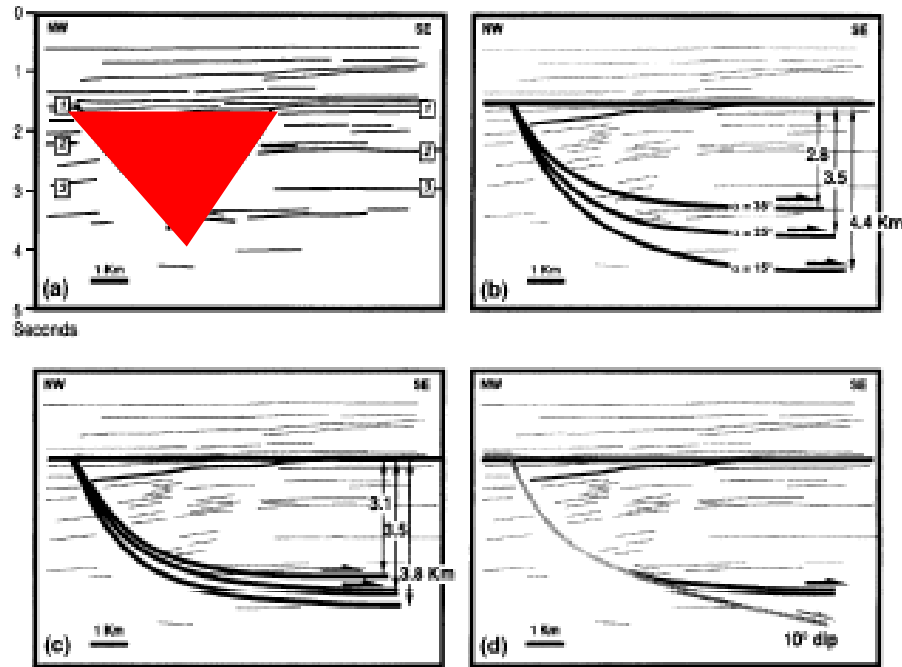


Figure 14—(a) Interpreted line drawing of time-migrated seismic section from the Haltenbanken area, offshore Norway (displayed with a vertical exaggeration assuming a velocity of 5000 m/s) (after Withjack et al., 1989). [1] is the base Cretaceous unconformity, [2] is the Triassic/Jurassic contact, and [3] is the top of the Triassic salt. The thickness of the salt is unknown. (b) Fault-prediction models for different shear angles. The assumed fault dip at the base Cretaceous unconformity is 60°, and the fold shape is that of the base Cretaceous unconformity. With shear angles of 35°, 25°, and 15°, the predicted detachment depths are 2.8, 3.5, and 4.4 km, respectively, below the base Cretaceous unconformity. (c) Fault-prediction models for different fault dips. The assumed shear angle is 35°, and the fold shape is that of the base Cretaceous unconformity. With fault dips of 55°, 60°, and 65°, the predicted detachment depths are 3.1, 3.5, and 3.8 km, respectively, below the base Cretaceous unconformity. (d) Fault-prediction models for different footwall correlations. The assumed shear angle is 25°, the fault dip at the base Cretaceous unconformity is 60°, and the fold shape is that of the base Cretaceous unconformity. With a footwall correlation 150 m higher than the one used in the previous examples, the predicted detachment (gray line) is no longer flat, but dips 10° to the southeast.

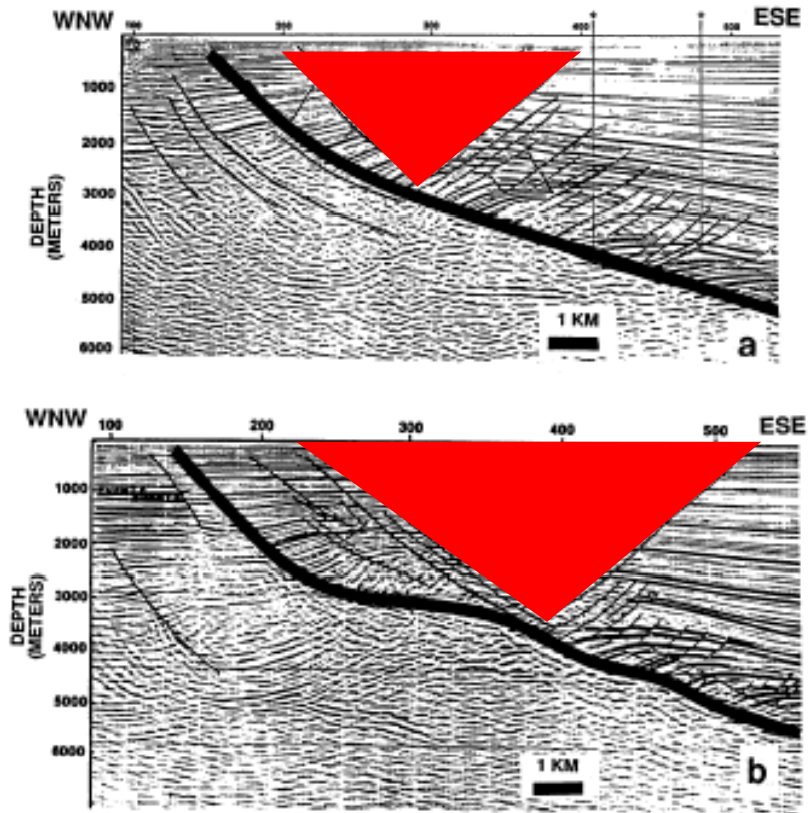


Figure 15—Interpreted, depth-migrated seismic lines from the Corsair (Brazos Ridge) fault of offshore Texas (after Christensen, 1985). (a) Section showing Corsair fault with concave-upward fault bend and secondary normal faults. (b) Section showing Corsair fault with concave-upward and convex-upward fault bends and secondary normal faults.

1993 Withjack & Peterson

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

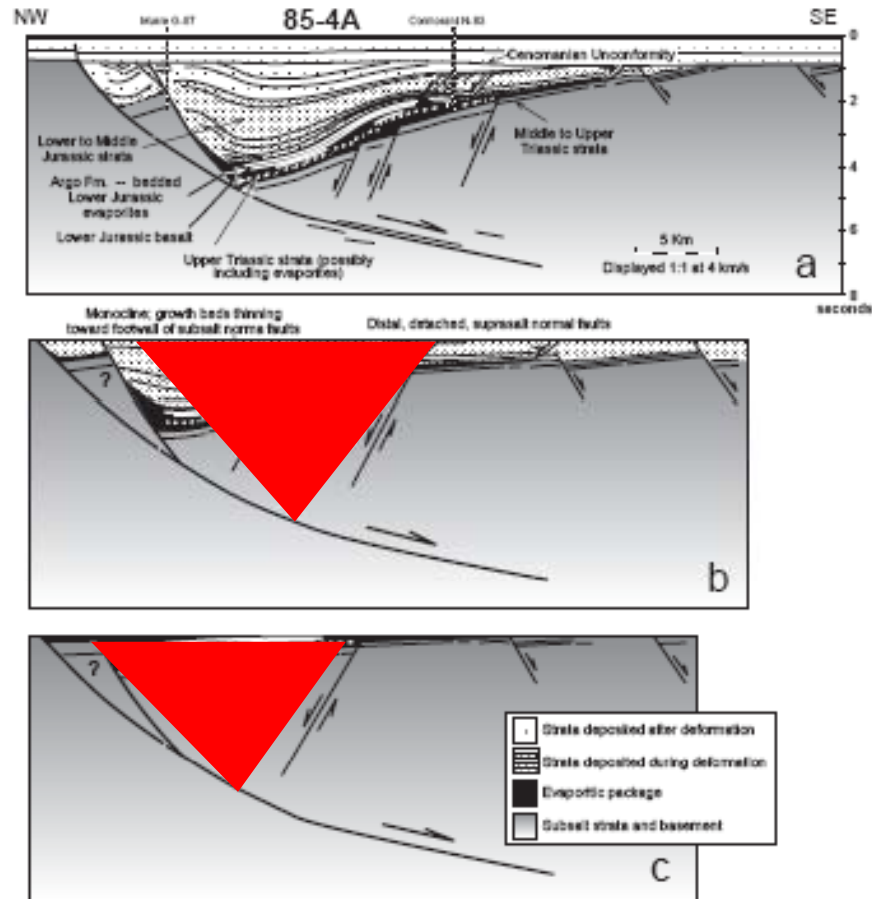
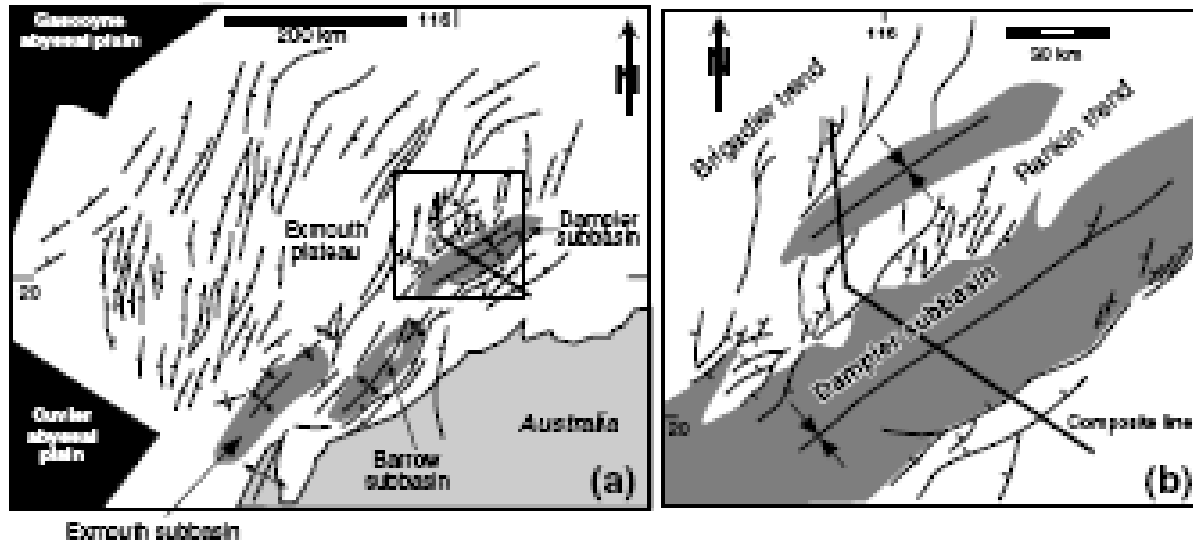


Figure 19—Southern Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks, offshore Newfoundland. (a) Line drawing of time-migrated seismic section 85-4A. (b) Restoration for the Middle Jurassic during deposition of the Whale member. See Appendix for restoration approach. Cormorant fold developed above subsalt normal faults, antithetic to Murres boundary fault. Some detached, suprasalt normal faults formed far from the subsalt normal faults. (c) Restoration for the Early Jurassic during deposition of upper evaporitic package (i.e., Argo Formation).

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady



FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

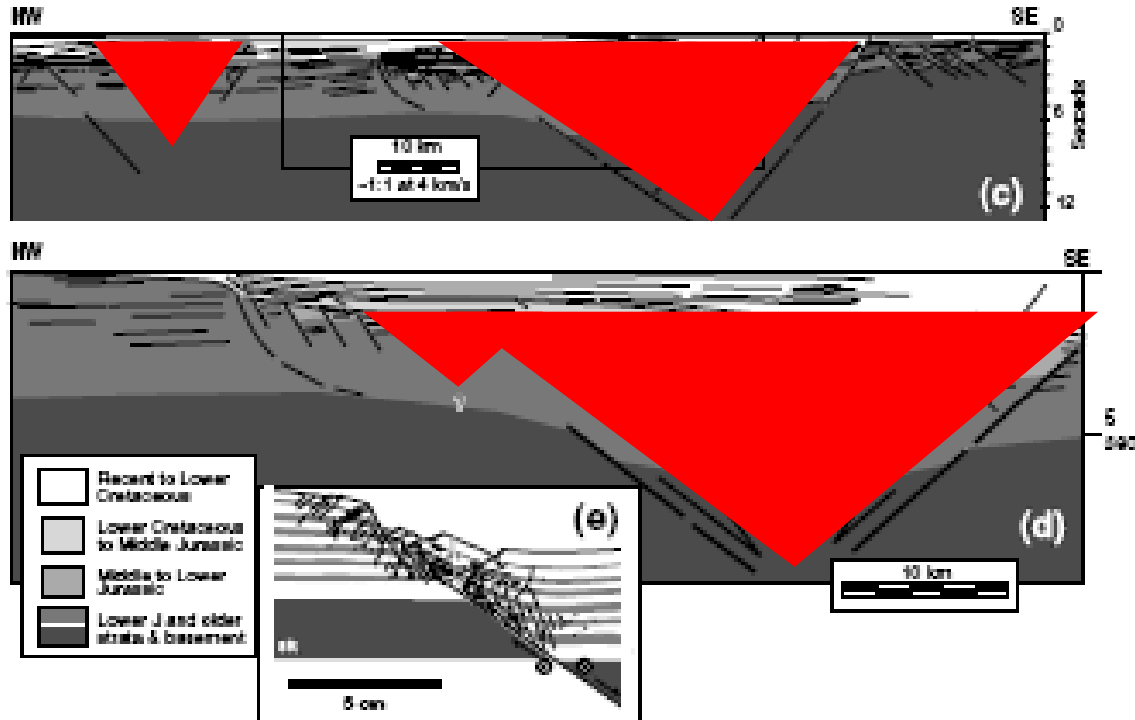


Figure 13. (a) Simplified geologic map of the northwest shelf of Australia showing the fault pattern on the Erombath Plateau and the distribution of subbasins and regional folds. Box shows area detailed in (b). Based on Vincent and Tilbury (1988), Stagg and Colwell (1994), and Romina et al. (1997). (b) Structural map for Dampier subbasin. Faults active during rifting have two distinct trends: northeast, subparallel to the trend of the Dampier subbasin, and north-northeast. Faults with the north-northeast trend are slightly older than those with the northeast trend. The thick line gives the location of the composite seismic line in (c). Based on Vincent and Tilbury (1988), Stagg and Colwell (1994), and Romina et al. (1997). (c) Interpretation of regional composite seismic profile across the Dampier subbasin showing an inclined offset of top basement and secondary faults and folds in the Jurassic and Cretaceous sedimentary cover. Box shows area detailed in (d). Based on Jablonowski (1997). (d) Part of composite seismic profile restored to top of Upper Cretaceous. (e) Comparable cross section from oblique-slip model (experiment VI).

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

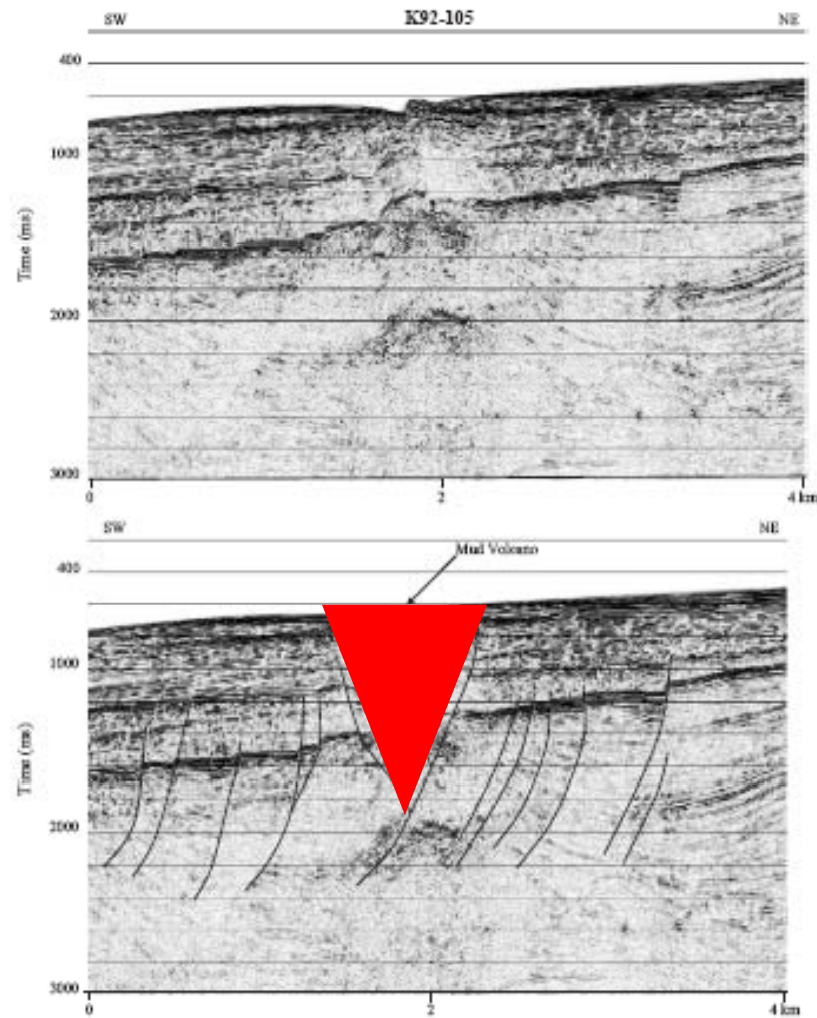


Fig. 2. Uninterpreted and interpreted seismic section of traverse K92-105 (see Fig. 1 for exact location) running almost perpendicular to the strike of the fault corridor reconstructed on the basis of the mud volcano alignment. Evidence of flower structures is visible.

2005 Viola et al

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

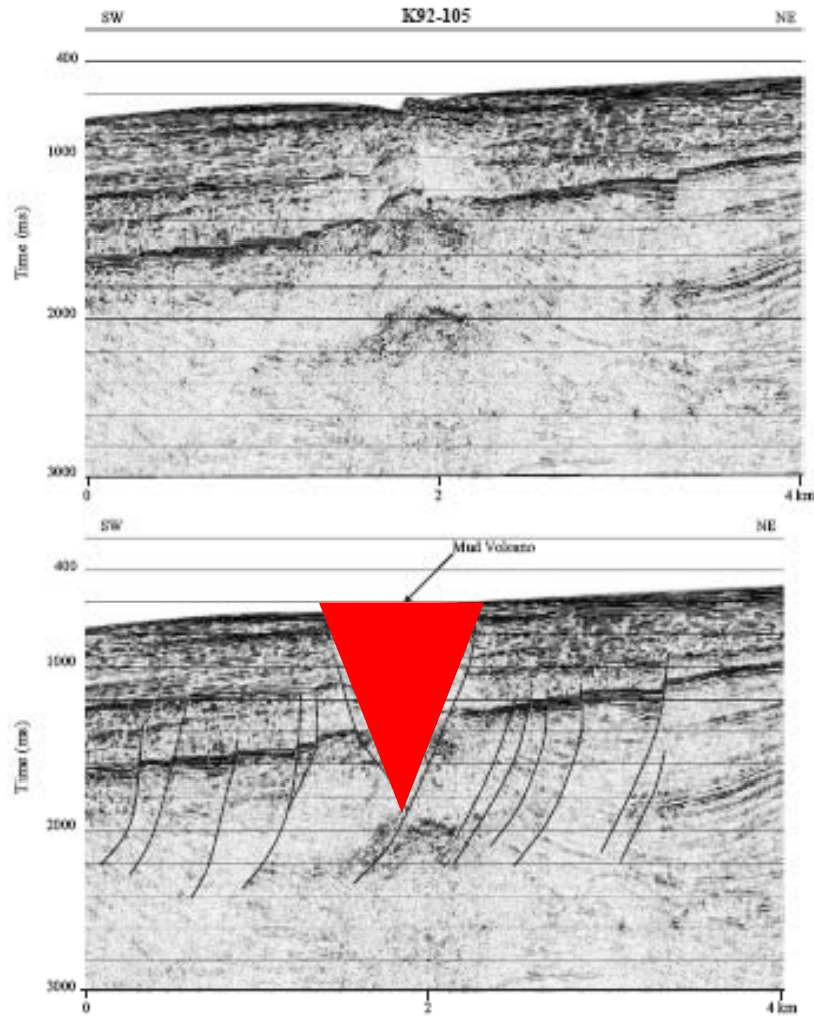
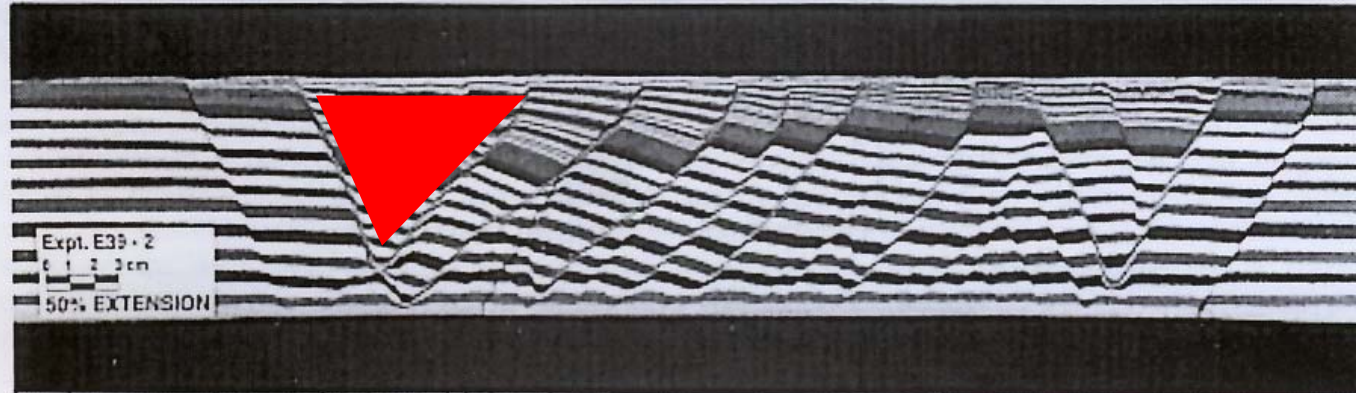


Fig. 2. Uninterpreted and interpreted seismic section of traverse K92-105 (see Fig. 1 for exact location) running almost perpendicular to the strike of the fault corridor reconstructed on the basis of the mud volcano alignment. Evidence of flower structures is visible.

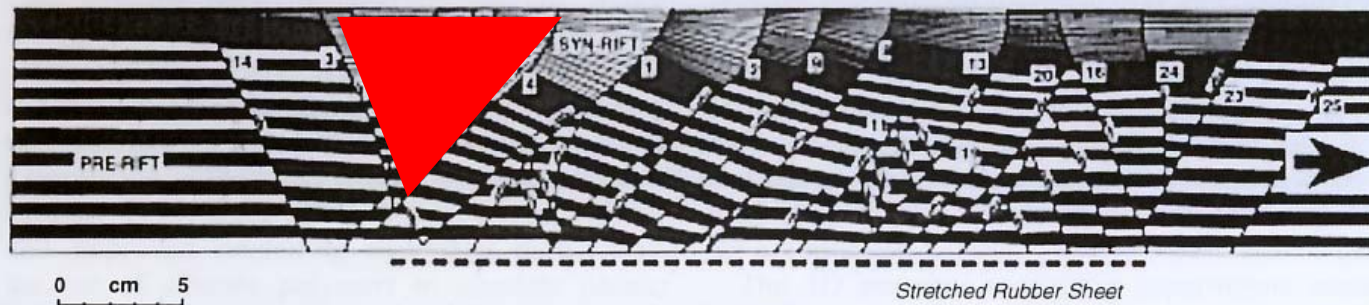
2005 Viola et al

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady



E-39 SIMPLE RIFT

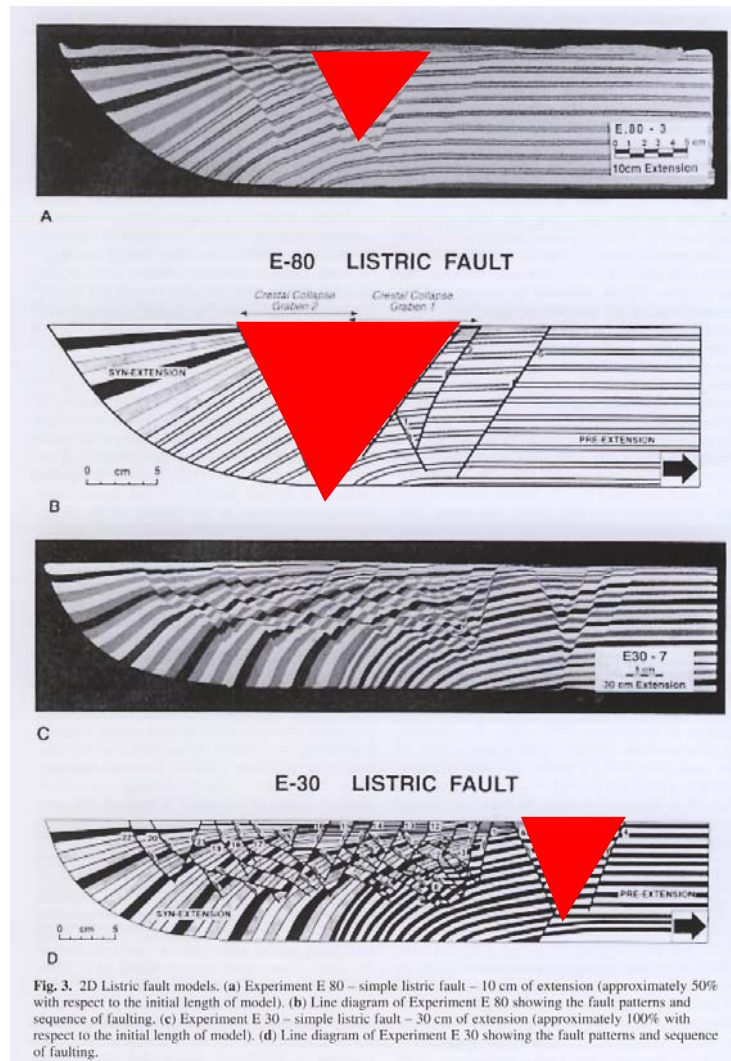


B

Fig. 2. 2D rift model. (a) Experiment E39 after 10 cm of extension (50% with respect to the initial length of the stretched rubber sheet at the base of the model). (b) Line diagram of Experiment E39 showing the fault patterns and sequence of faulting.

FAKTY

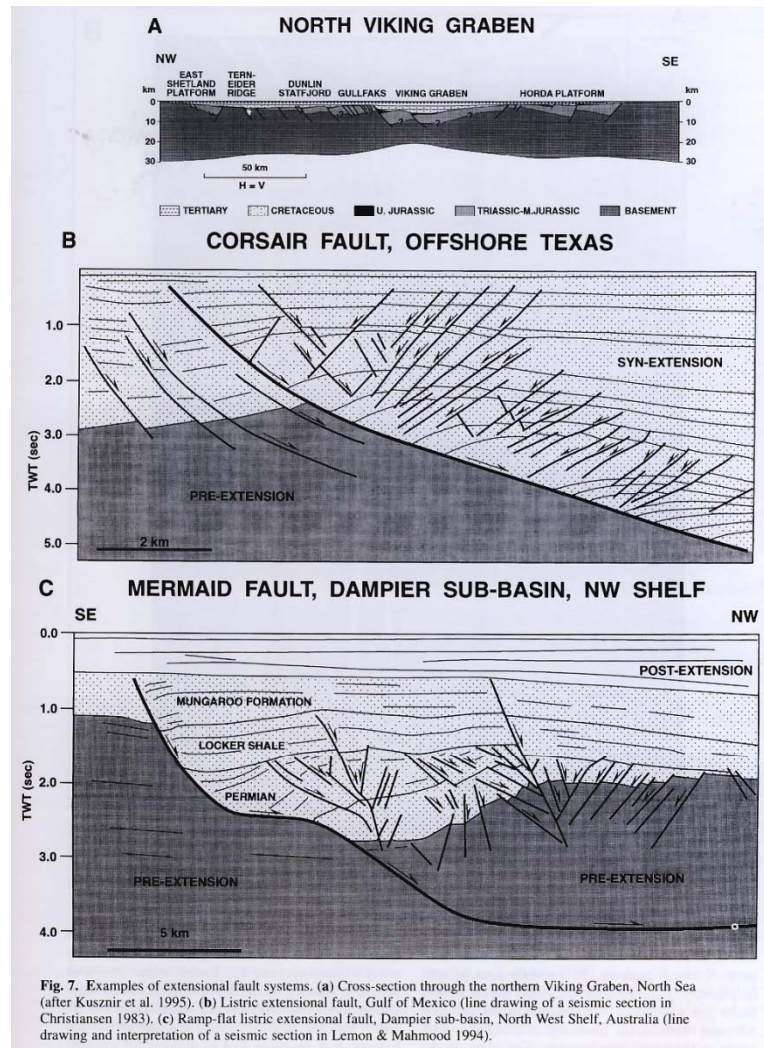
Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady



2002 McClay

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady



FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

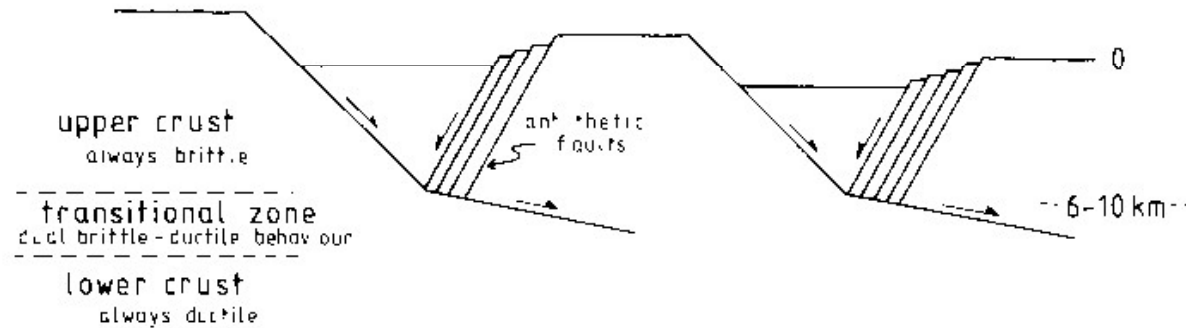


FIG. 6. Summary cross-section to illustrate the gross geometry of the normal faults investigated by Eyidogan & Jackson (1985). Note the change of dip at the base of the 'always brittle' crust. This section is designed to show the crude geometry of the faults and basement only. The effects of tilting, sediment fill and footwall uplift are not shown. Although the faults are shown as planar segments, they may in reality have limited curvature. Note that the very low-angle surface in the 'transitional zone' may only be a 'fault' (*sensu stricto*) at high strain rates.

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej - przykłady

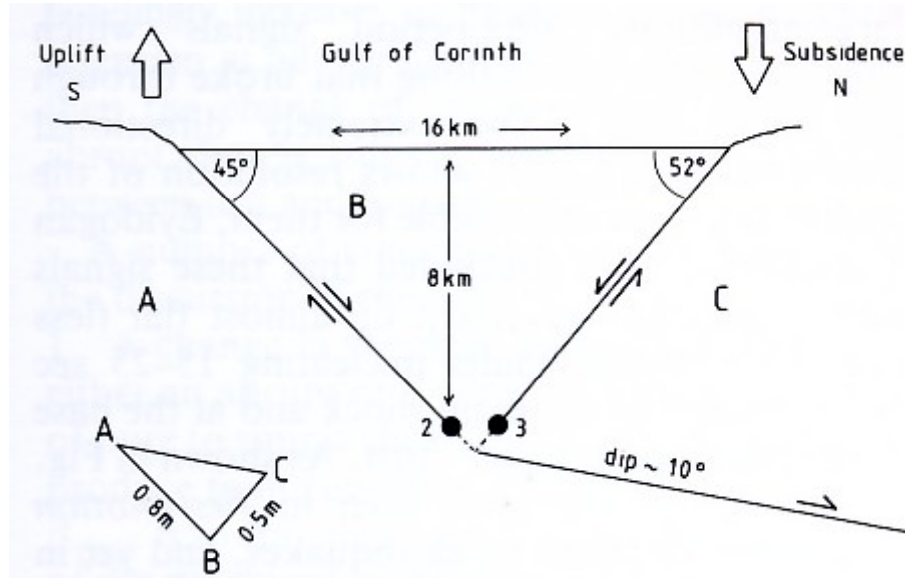
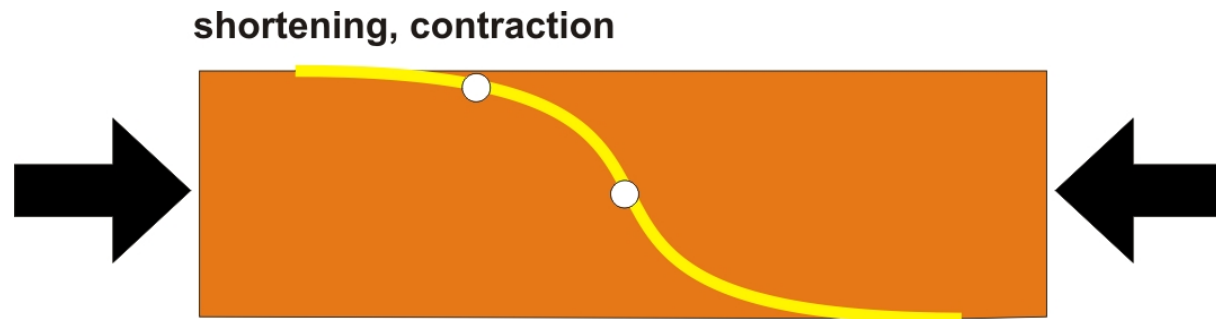
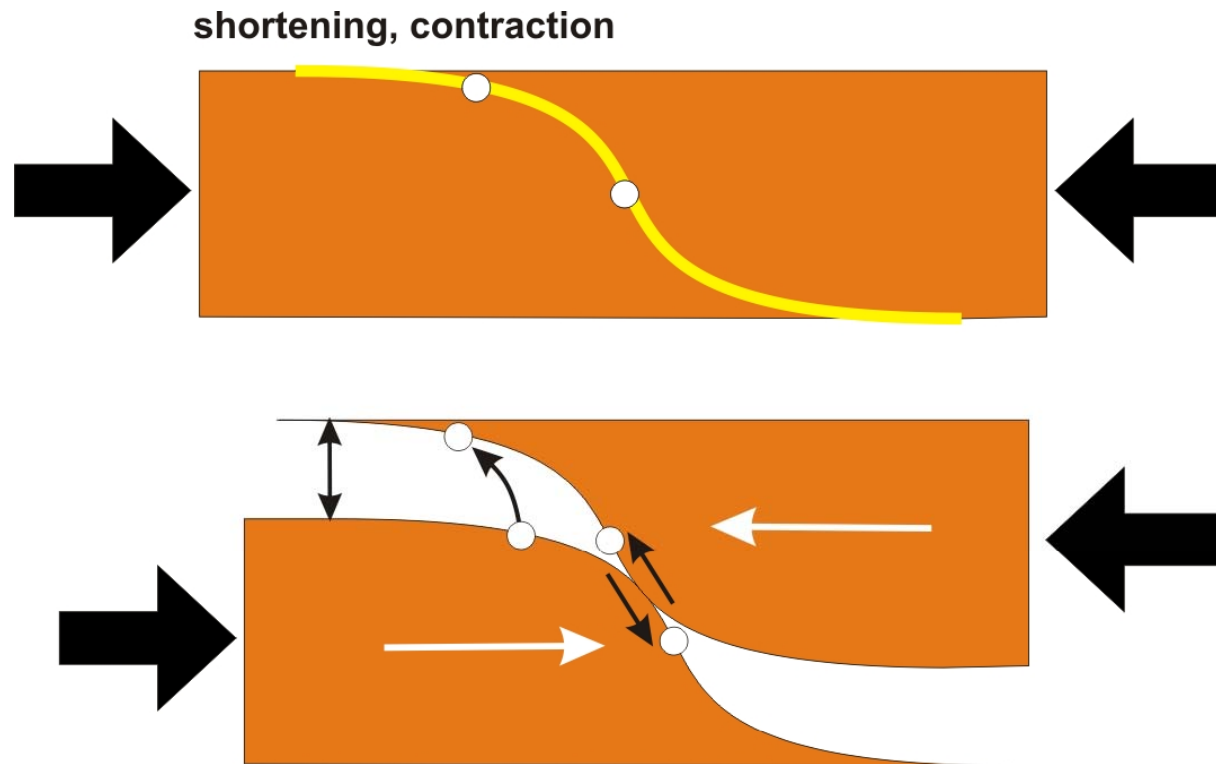


FIG. 5 A cross-section through the eastern Gulf of Corinth (Greece) constructed from seismic and surface data obtained from the earthquakes in 1981. Note the asymmetry of the vertical movement of the coastline. The dip of the very low-angle fault below the hypocentres of events 2 (1981.2.26) and 3 (1981.3.4) was estimated from the vector triangle on the left, showing the directions and amounts of the relative motions between blocks A, B and C. (see King *et al.* 1984).

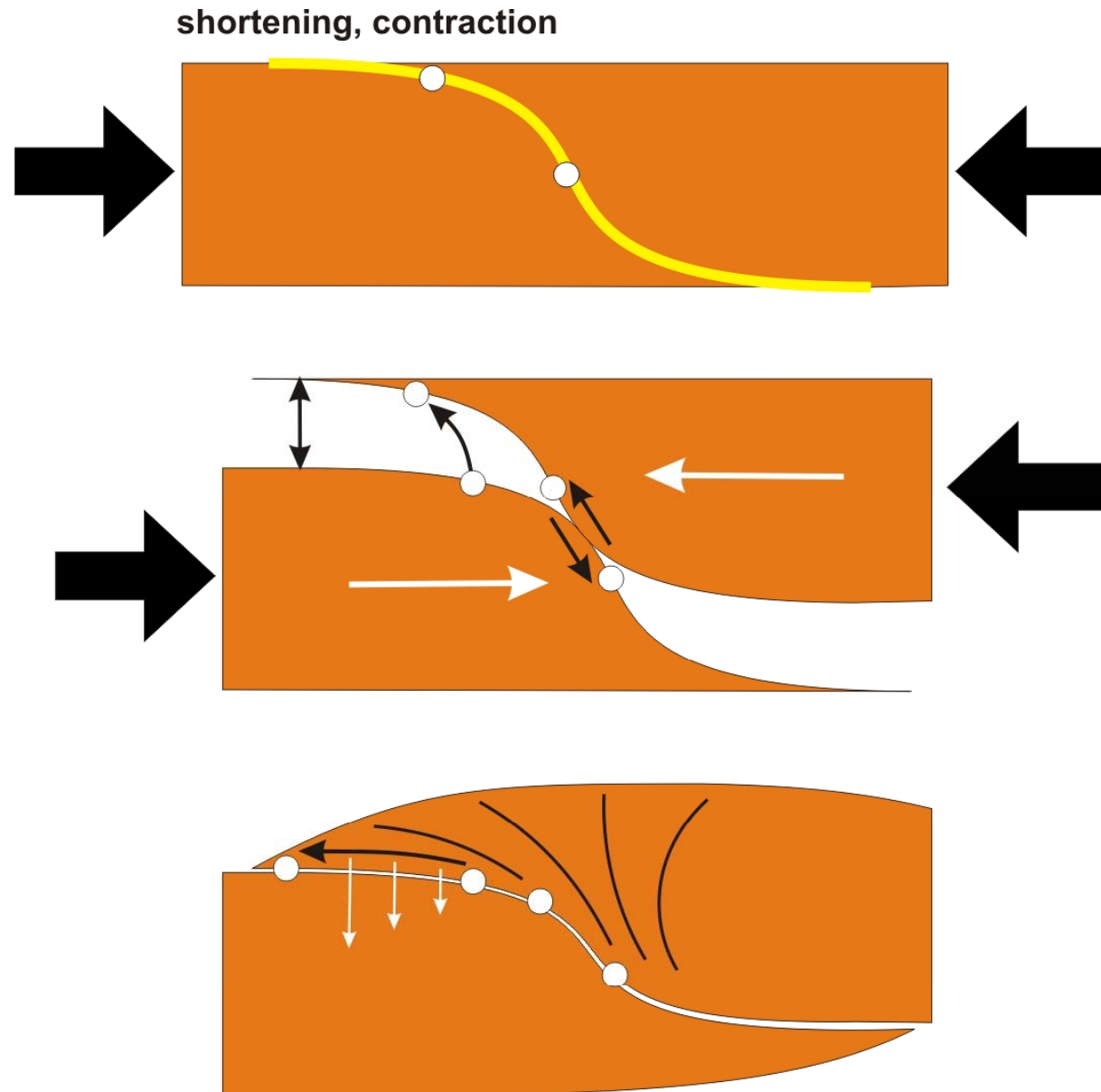
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANANIA



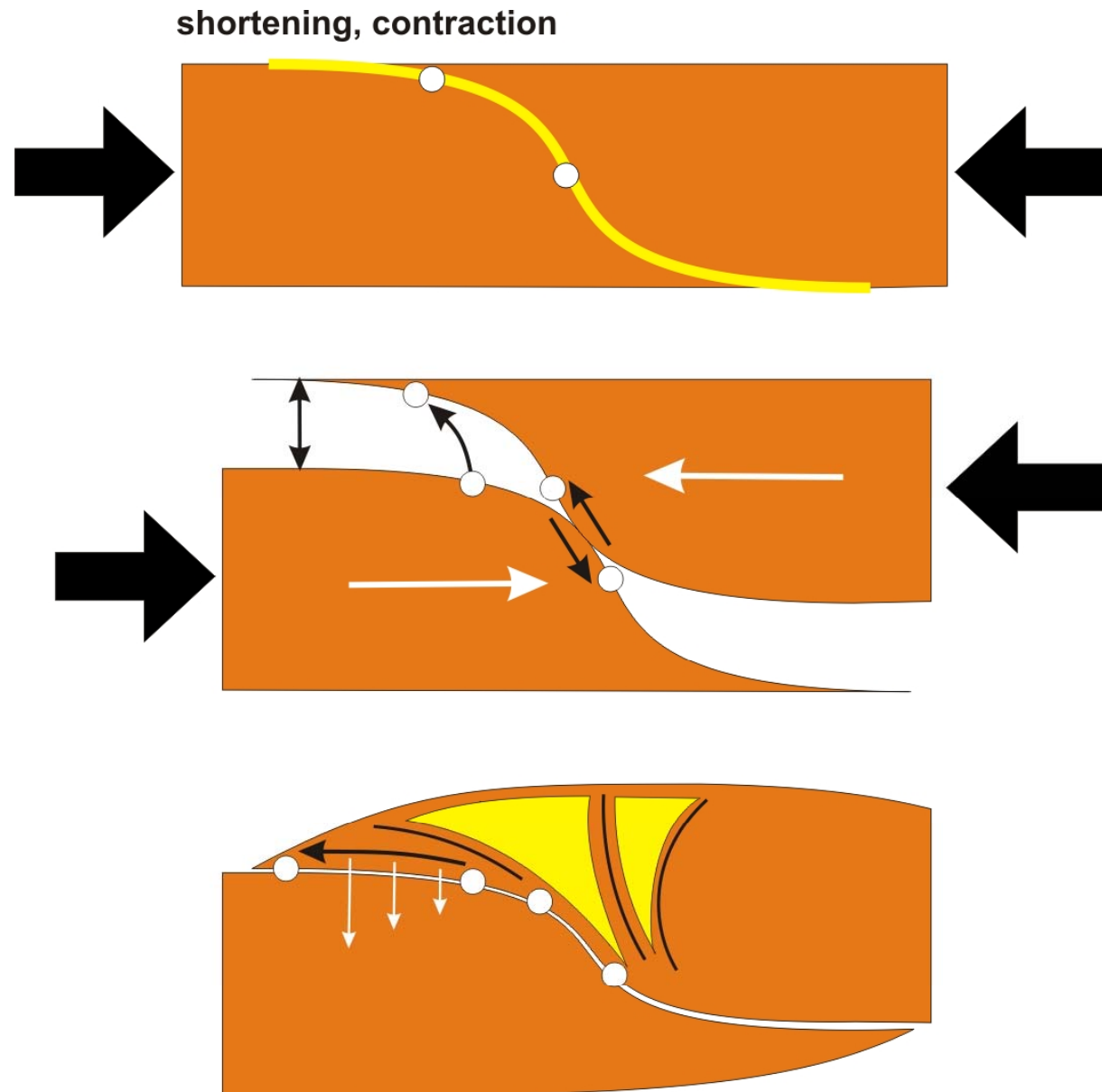
WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

strefy kontrakcyjne, nasuwcze

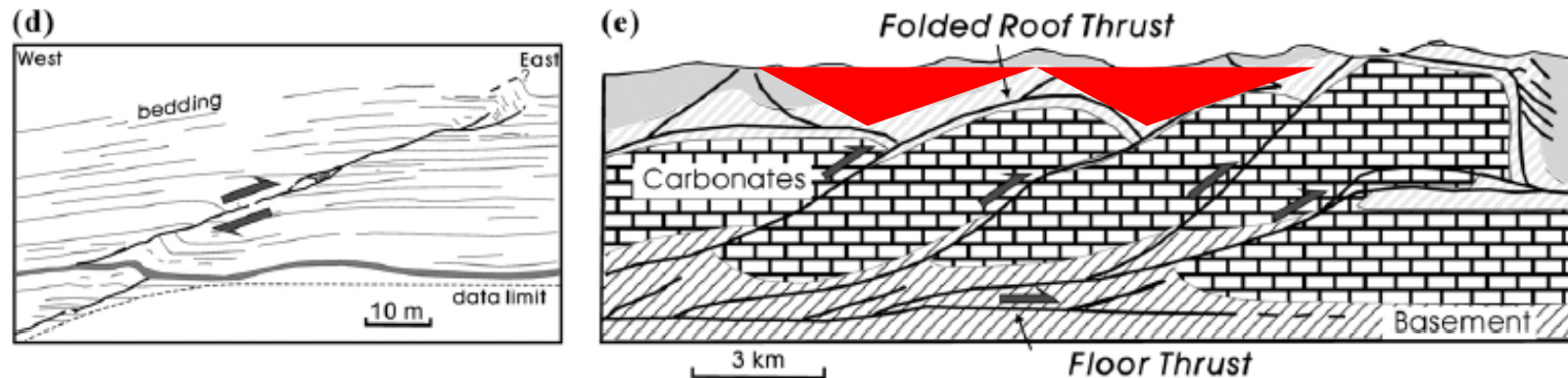


Fig. 12. Damage zones around reverse and thrust faults. (a) Tip damage zone in the Lower Jurassic limestones and shales at Kilve, Somerset, UK (McGrath and Davison, 1995). The damage zone includes folds, en échelon veins, synthetic faults and antithetic faults. (b) Tip damage zone at Kilve, showing horsetail fractures (McGrath and Davison, 1995). (c) Linking damage zone showing pull-aparts in an extensional step in the Cretaceous Urganian limestone near Lake Sanetsch, Switzerland (Aydin, 1988). (d) Linking damage zone showing folds and an isolated lens in a contractional step in the Carboniferous limestone and marl beds at Black Rock Quarry, south Wales (Nicol et al., 2002). (e) Wall damage zone showing complex duplexes and splays, in the central Appalachian Valley and Ridge (e.g. Perry, 1978; Boyer and Elliott, 1982).

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA (strefy przesuwcze)

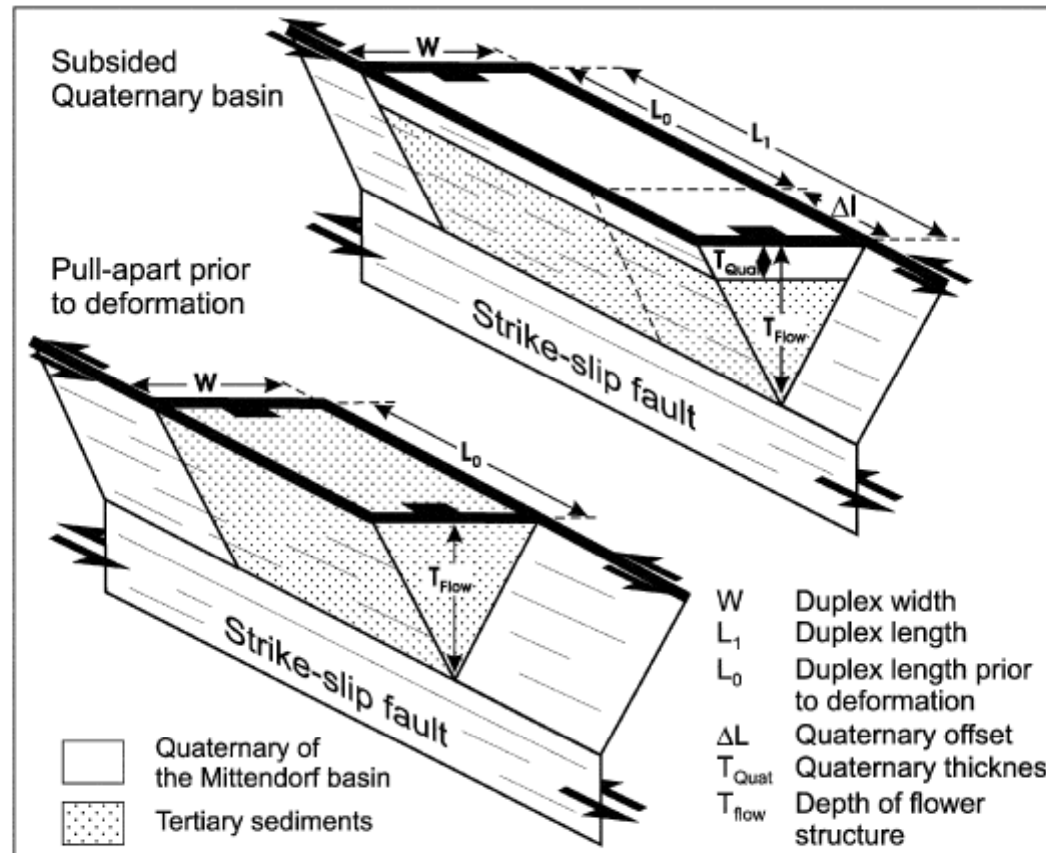


Fig. 12. Schematic geometry of the shoebox model used for calculating Quaternary fault offset and average slip rates from the subsidence of the Mitterndorf basin. See text for explanation.

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA (strefy przesuwcze)

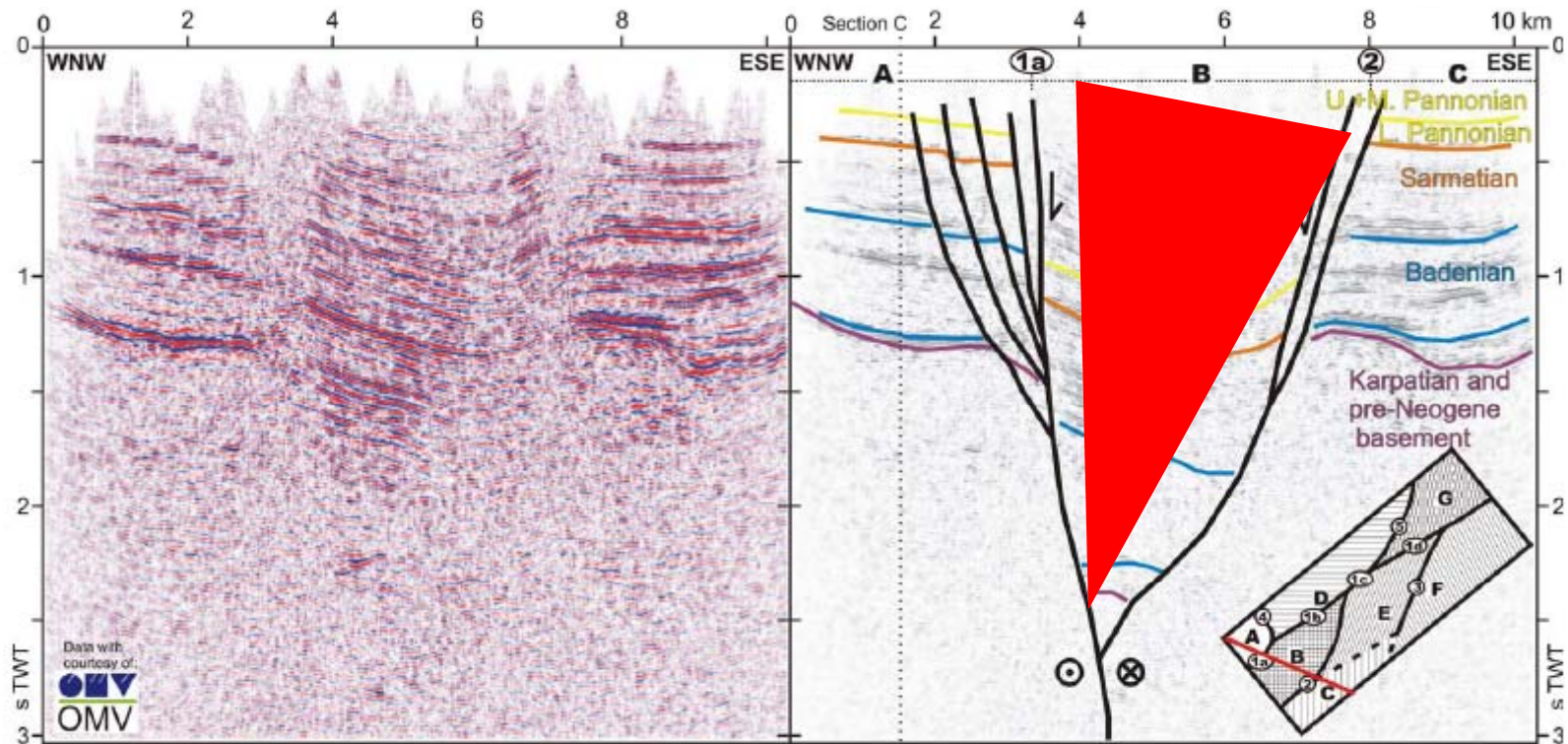
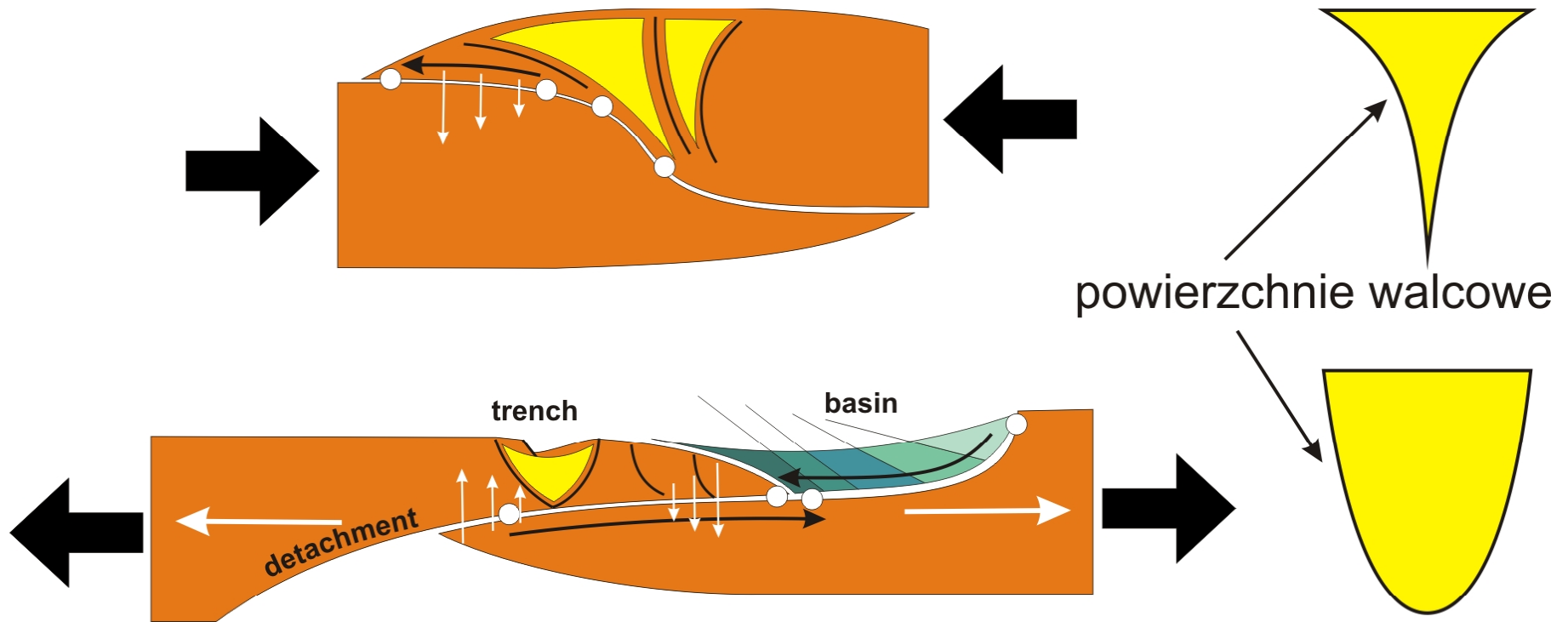
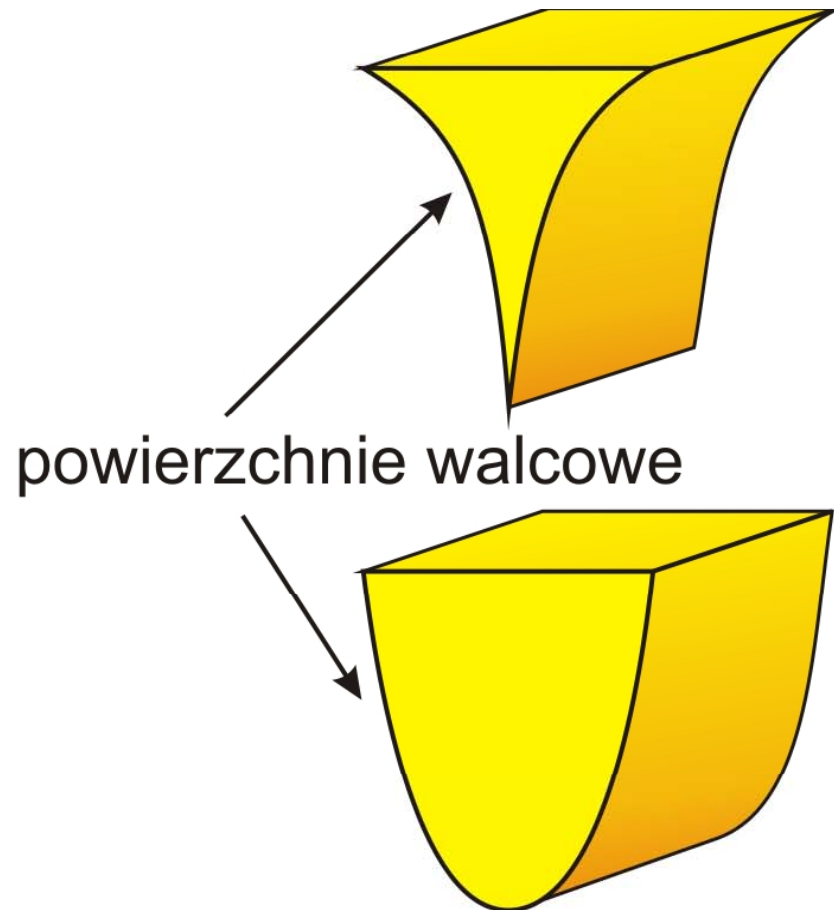


Fig. 5. Section A. Seismic data and interpreted section from the 3-D reflection seismic survey Moosbrunn (data with courtesy of OMV, Austria) showing a negative flower structure dissecting both the pre-Miocene basement and Miocene sediments (see Fig. 2 for location). Vertical exaggeration is approx. 2.5 at 2 s TWT. The inset-map to the lower right represents the outline of the 3-D survey, displaying the position of the section (red line), the simplified main faults (numbered in circles 1–5) and main fault blocks (letters A–G, hatched), also indicated at top of the interpreted section.

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANANIA



WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA



klin wklęsły

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad \text{walec eliptyczny}$$

$$x^2 = 2py \quad \text{walec paraboliczny}$$

klin wypukły

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

Hollow (Wklęsły) :

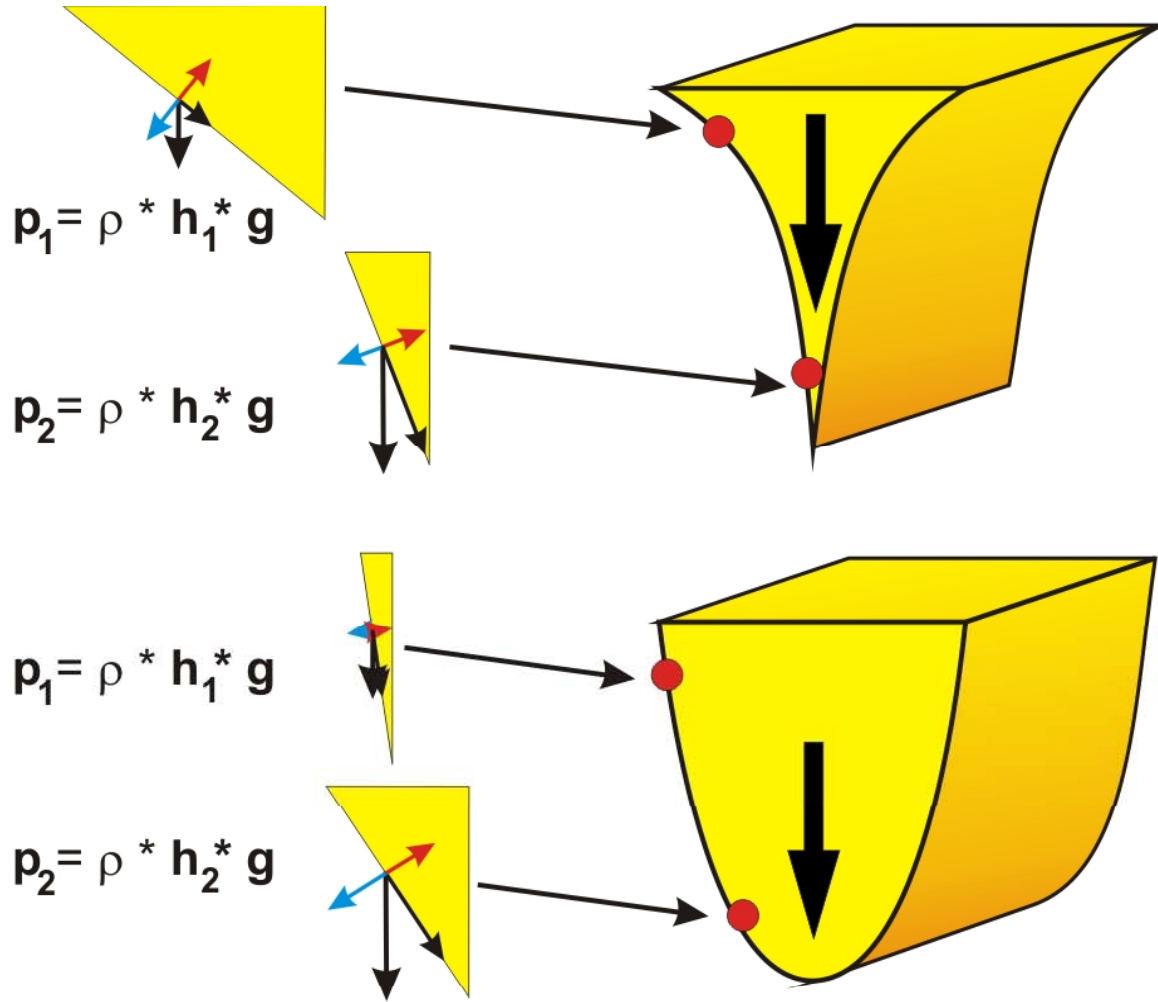
Powierzchnie boczne klina tnącego są wklęsłe. Szlif może być wyprowadzony na pełnej szerokości głowni lub częściowy (niski/wysoki). Jego zaletą jest możliwość utworzenia cienkiego, bardzo dobrze tnącego klina przy stosunkowo niewielkiej wysokości szlifu, a więc godzi wytrzymałość głowni z dobrze tnącym ostrzem. Wady to mniejsza wytrzymałość bezpośrednio nad krawędzią tnącą oraz fakt, iż przy głębszych cięciach głownia traci stabilność i stawia duży opór z powodu gwałtownie zwiększającej się grubości w okolicach grzbietu. Stosowany głównie w nożach myśliwskich oraz składanych ogólnego przeznaczenia.

Convex (Wypukły) :

Powierzchnie boczne klina tnącego są lekko wypukłe i nie zachodzi wyraźne rozgraniczenie między klinem tnącym a samą krawędzią. Szlif może być wyprowadzony na pełnej szerokości głowni lub częściowy (niski/wysoki). Profil ten zapewnia wytrzymałą krawędź tnącą przy stosunkowo małym oporze stawianym przez głownię w ciętym materiale. Polecany na szlif noży survivalowych i większych głowni przystosowanych do rąbania. Jest dość trudny do wykonania, co niestety skutkuje większą ceną noża. Ponadto krawędź tnąca szlifu *convex* wymaga większej wprawy w ostrzeniu.

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

rozkład ciśnienia na granicy klinów



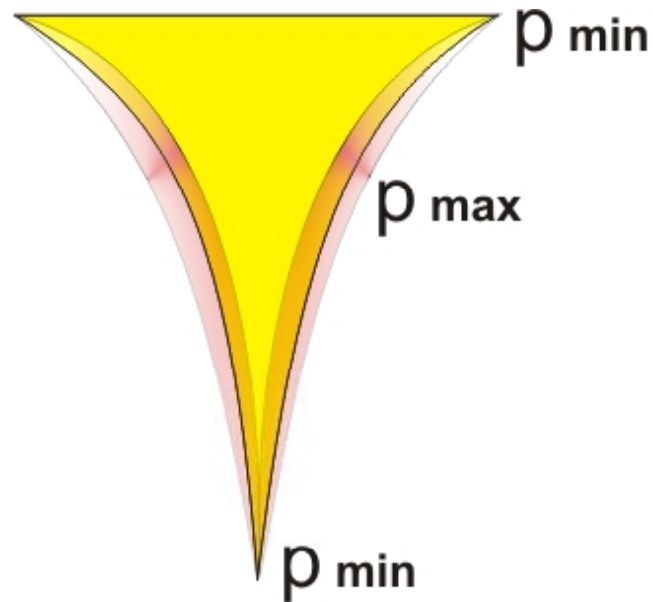
$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1$$

walec eliptyczny

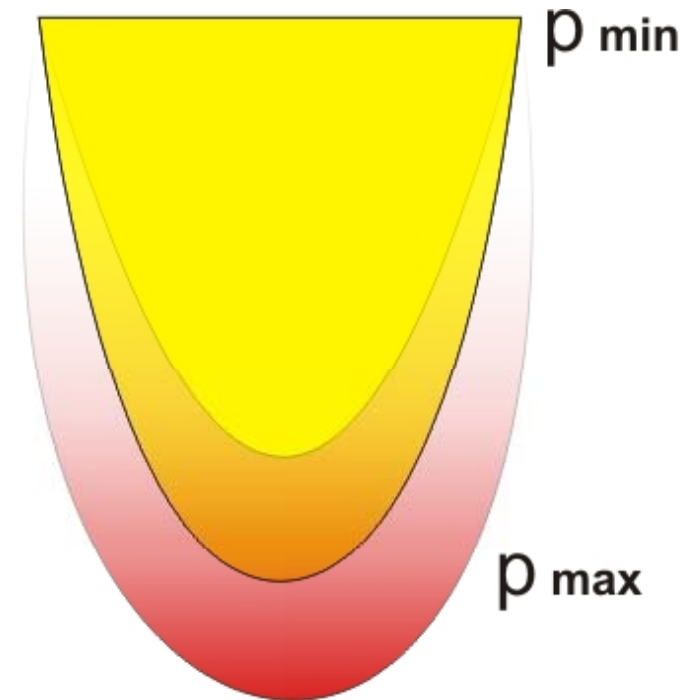
$$x^2 = 2py$$

walec paraboliczny

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA rozkład ciśnienia na granicy klinów



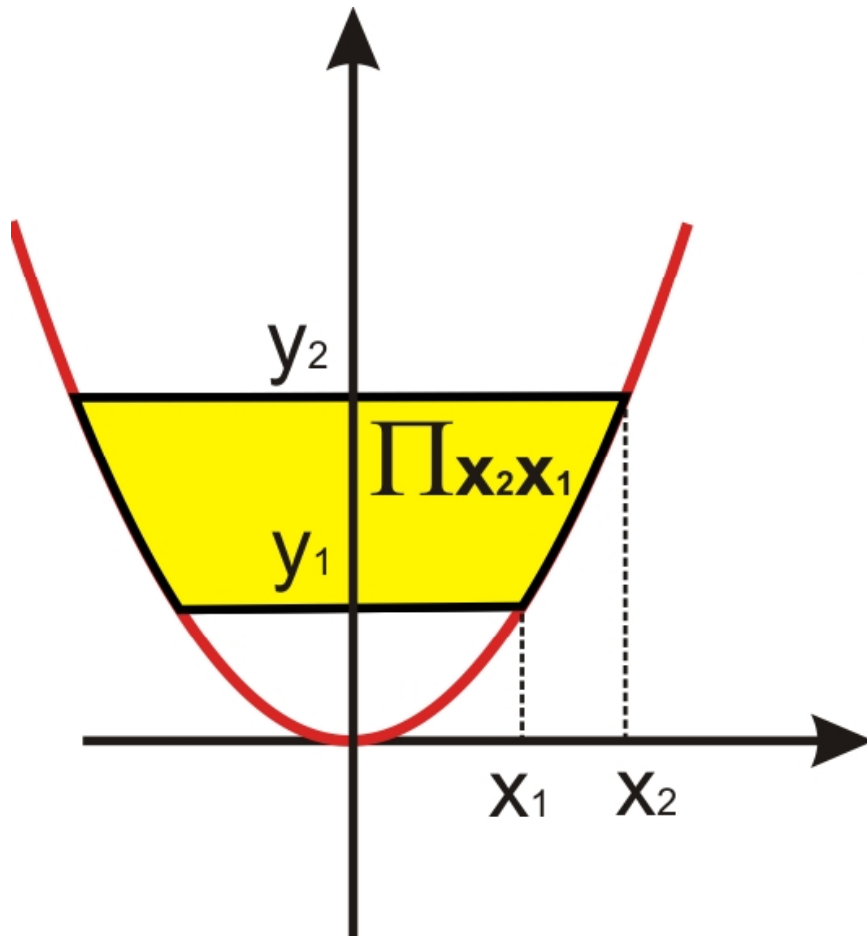
walec eliptyczny



walec paraboliczny

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

rozkład ciśnienia na granicy klinów



$$\Pi_{x_2 x_1} = x_2^3 - x_1^3 - \left[\int_{x_1}^{x_2} y = x^2 \right]$$

$$\Pi_{x_2 x_1} = 4/3 (x_2^3 - x_1^3)$$

gdzie:

- $2x_1$ dolna szerokość klina (spąg)
- $2x_2$ górna szerokość klina (strop)

WALCOWE ELIPTYCZNE POWIERZCHNIE ŚCINANIA

rozkład ciśnienia na granicy klinów

$$\mathbf{P}_1 * \mathbf{n} = \mathbf{P}_k$$

$$(\mathbf{x}_2^2 - \mathbf{x}_1^2) * \mathbf{n} = 4/3 \frac{(\mathbf{x}_2^3 - \mathbf{x}_1^3)}{\mathbf{x}_1 (\mathbf{x}_2^2 - \mathbf{x}_1^2)}$$

gdzie:

$2\mathbf{x}_1$ - dolna szerokość klina (spąg)

$2\mathbf{x}_2$ - górna szerokość klina (strop)

\mathbf{n} - współczynnik redukcji ciśnienia

\mathbf{P}_1 – ciśnienie „litostatyczne”

\mathbf{P}_k – ciśnienie dynamiczne „klina”

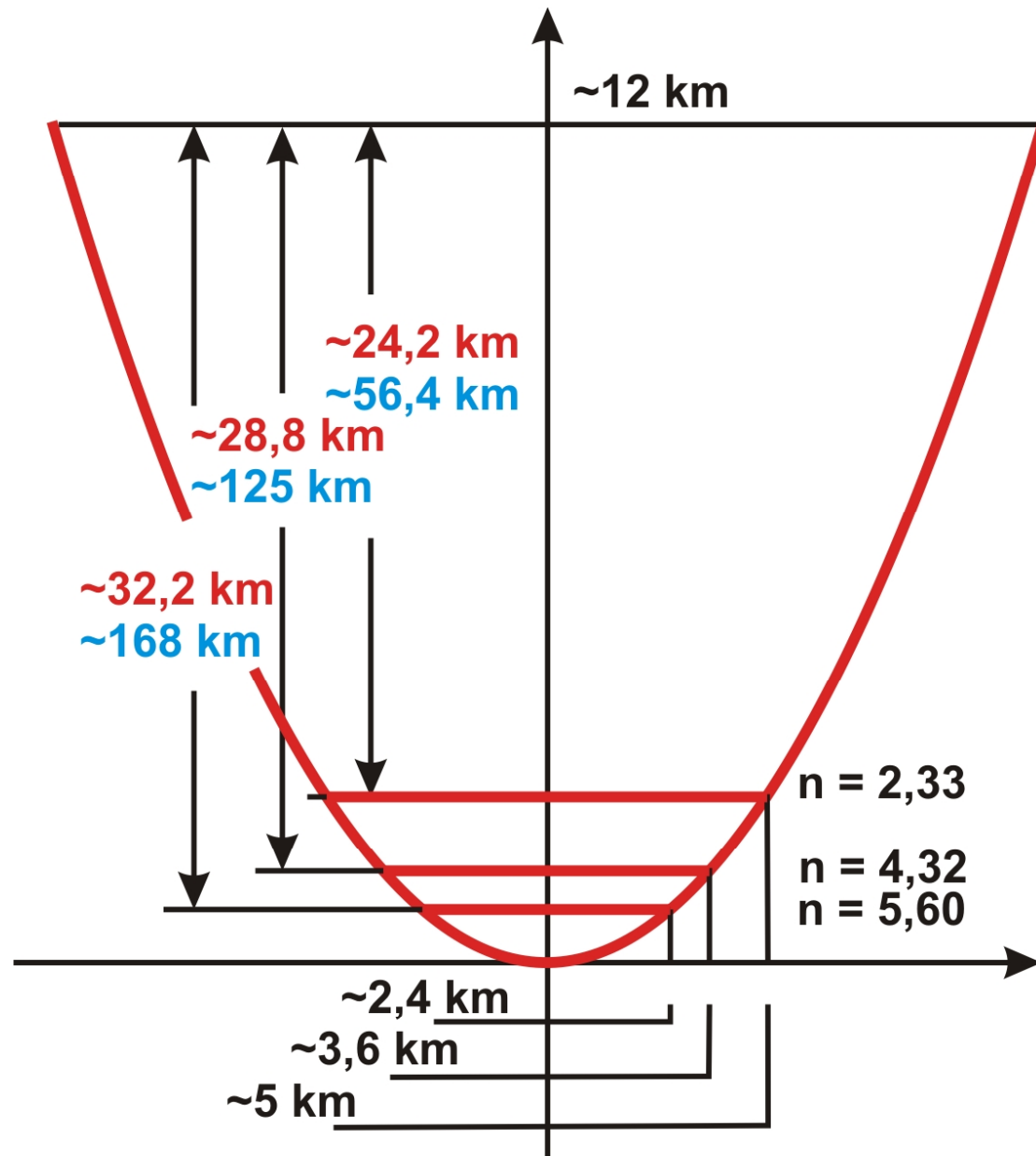
WSPÓŁCZYNNIK REDUKCJI GŁĘBOKOŚCI

$$\mathbf{x}_2 = 2\mathbf{x}_1 \quad \mathbf{n} \sim 2,33$$

$$\mathbf{x}_2 = 3\mathbf{x}_1 \quad \mathbf{n} \sim 4,32$$

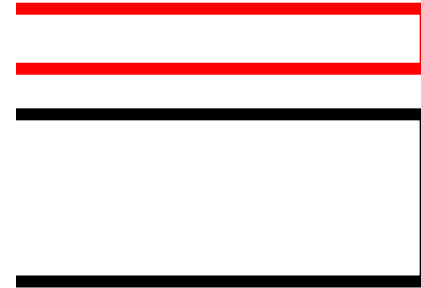
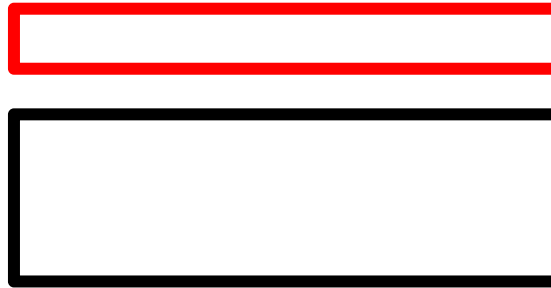
$$\mathbf{x}_2 = 4\mathbf{x}_1 \quad \mathbf{n} \sim 5,6$$

WSPÓŁCZYNNIK REDUKCJI GŁĘBOKOŚCI



stretching

extension



Dziękuję za uwagę...

FAKTY

Wyraźne rozwarstwienie skorupy kontynentalnej

stretching \neq **extension**

