



SCOTIAN SHELF REGIONAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS 4

CRUSTAL STRESSES, EARTHQUAKES AND CRUSTAL THICKNESS

J. S. Bell and J. Adams

Contributors: J. Drysdale, K. G. Shih, W. Kay, J. Woodside, and H. R. Jackson

Recommended citation: Bell, J. S. and Adams, J., 1991: Regional geology and geophysics 4: crustal stresses, earthquakes and crustal thickness; in East Coast Basin Atlas Series: Scotian Shelf; Atlantic Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, p. 15.

Additional copies of this map may be obtained from the Geological Survey of Canada, Atlantic Geoscience Centre, P. O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia B2Y 4A2 Canada (Ph: 902-426-2773; FAX: 902-426-4266).

PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE GÉOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE RÉGIONALES

CONTRAINTES DANS LA CROÛTE, TREMBLEMENTS DE TERRE ET ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE

J. S. Bell et J. Adams

Collaborateurs: J. Drysdale, K. G. Shih, W. Kay, J. Woodside, et H. R. Jackson

Notation bibliographique conseillée: Bell, J. S. et Adams, J., 1991: Géologie et géophysique régionales 4: contraintes dans la croûte, tremblements de terre et épaisseur de la croûte; dans Série des atlas des bassins de la côte Est: plate-forme Néo-Écossaise; Centre géoscientifique de l'Atlantique, Commission géologique du Canada, p. 15.

Des copies supplémentaires de la carte peuvent être obtenues auprès de la Commission géologique du Canada, Centre géoscientifique de l'Atlantique, case postale 1006, Dartmouth (Nouvelle-Écosse) B2Y 4A2 Canada tél (902) 426-2773, facsimilé (902) 426-4266.

CRUSTAL STRESSES

Directions of inferred present day maximum horizontal compression of the lithosphere are shown (Fig. 1). Information from the upper part of the crust was derived from well bore breakouts measured between subsea depths of 347 m and 5728 m, in 64 exploration wells (Adams, 1987). The maximum horizontal compressive stress directions that are plotted on the map are perpendicular to the mean breakout azimuths for the wells (Table 1). Stress directions from greater depths were obtained from earthquake focal mechanisms (Adams, 1987). In these cases, the maximum horizontal compressive stress directions that are plotted on the map are orientations which bisect the two quadrants receiving rarefactive first motions. These orientations are probably within 30° of the true direction.

Subsurface in-situ stress magnitudes were estimated from exploration well log data and drilling records (Tables 2, 3, 4; Fig. 2, 3, 4). It was assumed that one principal stress, σ_v , is vertical and the other two, σ_H and σ_h , are horizontal. The stress σ_v was assumed to be equal to the weight of the overburden and was obtained for specific depths by integrating corrected density log values; it is given by:

$$\sigma_v = \rho g z \quad (1)$$

where ρ is the density of the rock at depth z and g is the acceleration due to gravity.

Stress σ_h was estimated from records of leak-off tests run below casing during well drilling (Breckels and Van Eekelen, 1981; Ervine and Bell, 1987). If a complete record of pressure build-up and decline is available, the pressure at which the fracture closed, which is equivalent to the smallest principal stress acting on the rocks at that depth and location (Bell, 1990), can often be estimated. If only the fracture initiation pressure (i.e. formation breakdown or "leak-off" of drilling mud) is recorded, an upper bound value is given for the smallest principal stress (Ervine and Bell, 1987). On the Scotian Shelf and Slope, all leak-off pressures are less than the corresponding overburden loads, so they clearly refer to the smaller horizontal principal stress.

Presently, there is no way of measuring the larger horizontal principal stress in offshore wells, but it can be estimated. Bredehoeft et al. (1976) showed that, for isotropic rocks:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Reopening pressure} - \text{Pore pressure} \quad (2)$$

This equation can be used when more than one leak-off test has been run below the same casing shoe and pressure decline has been recorded, since the second leak-off pressure represents the fracture reopening pressure (Bell, 1990).

If a second leak-off test was not run but pressure decline was recorded, the next best approach is to substitute the leak-off pressure for the reopening pressure, as follows:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Leak-off pressure} - \text{Pore pressure} \quad (3)$$

This equation will underestimate σ_H , especially if the rock interval has significant tensile strength, but it is likely to give reasonable results for shales.

If there is no pressure decline record available and only a leak-off pressure is reported, the leak-off pressure is assumed to have a magnitude similar to the reopening pressure for rocks with minimal tensile strengths. Then, the Bredehoeft et al. (1976) relationship becomes:

$$\sigma_H = 2(\text{Leak-off pressure}) - \text{Pore pressure} \quad (4)$$

This equation will overestimate σ_H , because the leak-off pressure will be larger than the smaller horizontal principal stress (Ervine and Bell, 1987). If more than one test was conducted below the same casing shoe, the overestimation can be reduced by using the lowest reliable leak-off pressure of a series. Then, the relationship becomes:

$$\sigma_H = 2(\text{Lowest leak-off pressure}) - \text{Pore pressure} \quad (5)$$

In many cases, equations (4) and (5) offer the only way of estimating σ_H . The results are usually accurate enough to determine the ratio between the three principal stresses. In Tables 2, 3 and 4, the σ_H estimates are labelled with the number of the equation used to obtain them and data quality ranking is given for the horizontal principal stress magnitudes.

The Scotian Shelf is currently subject to northeast-southwest directed horizontal compression according to the mean breakout azimuths of the majority of the wells (Podrouzek and Bell, 1985; Bell, 1990). The data exhibit a regional consistency; local anomalies (e.g. at the Alma F-67 well; see S20 well in Fig. 1) are due to stress deflections toward faults that act as free surfaces (Bell, 1989). The Shubenacadie H-100 (S16) well exhibits a northwest-southeast σ_H orientation that may reflect a local stress regime on the continental slope. Regionally, anomalous σ_H directions that occur in wells in the Orpheus Graben may be indicative of the local tectonic environment.

The stress magnitude estimates of σ_H , σ_h , and σ_v obtained from leak-off tests, pore pressures, and density logs appear to be adequately constrained to define the relative magnitudes of the principal stresses at various depths and locations (Ervine and Bell, 1987). Some interpretation is necessary. For example, σ_H is believed to be smaller than σ_v in most of the hydrostatically pressured sections studied, despite calculated values in some wells which could suggest the converse (Bell, 1990). The general conclusions are as follows:

Depth Range	Relative Stress Magnitudes
0 - top of overpressures	$\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$
Top of overpressures - c. 6000 m	$\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$
Below c. 6000 m	$\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$

Thus, it is thought that the upper part of the Scotian Shelf is currently affected by an extensional stress regime in which the smallest horizontal principal stress is directed northwest-southeast and the larger horizontal principal stress runs northeast-southwest. The lower part of the Shelf appears to be under compression with the horizontal principal stresses similarly oriented. Effective strength drops markedly within the overpressured sequences, as the pore pressures rise to approach σ_v (Fig. 2, 3, 4). In such a stress regime, listric normal faults with southeast-directed, down-to-basin motion could nucleate as horizontal detachment surfaces within deep overpressured shale sections (Bell, 1990). An extensive network of such faults exists on the Scotian Shelf (map sheets Structure and Isopach 5 and 11, this volume). It probably evolved in a similar stress regime to that which exists today. The relatively small increases in formation pore pressure that are required to initiate leak-off (hydraulic fracture) within the overpressured zones suggest that intermittent natural hydraulic fracturing could be occurring there today, particularly if pressure-raising processes such as hydrocarbon generation are taking place. If so, vertical migration of gas along deep faults is likely, as was suggested for the Alma and Glenelg pools (Bell, 1989, 1990).

It should be emphasized that the above conclusions apply to only that part of the continental shelf which was sampled by hydrocarbon exploration drilling. No stress information is available from the inner shelf, little from the slope and none, except earthquake data, from the crystalline basement.

EARTHQUAKE EPICENTRES

Epicentres for all historic earthquakes of magnitude greater than three are plotted; however in areas of high seismicity, some magnitude three earthquakes are omitted for the sake of clarity. Also, earthquake epicentres of magnitude three were deleted if they occurred in an area with other epicentres of higher magnitude. Color and circle size distinguish magnitude. All plots are based on data from the Canadian Earthquake Epicentre Files maintained by the Geological Survey of Canada (Adams, 1987; Adams and Basham, in press).

Earthquakes have occurred most frequently onshore in New Brunswick and at the mouth of the Laurentian Channel, which is the site of the 1929 Grand Banks earthquake.

CRUSTAL THICKNESS

Seismic refraction data were compiled from lines that measured a crustal section to mantle. Because the number of seismic refraction lines on the east coast of Canada was insufficient to produce a contoured crustal thickness chart, other data such as free-air gravity, bathymetric and depth-to-basement measurements, were used to calculate crustal thickness. Gravity and bathymetry data of the Atlantic Geoscience Centre were digitized on a 0.5° to 0.5° grid. Depth-to-basement data at the same spacing were digitized from Wade et al. (1977), south of Flemish Cap. The densities used to calculate crustal thickness from the gravity data were: water 1.03 g/cm³, sedimentary layer 2.50 g/cm³, crust 2.90 g/cm³, and upper mantle 3.33 g/cm³. These densities were derived from transects across the margin where seismic refraction, reflection, and gravity data were available. The location of the transects are across the rifted margin of Nova Scotia (Keen and Haworth, 1985a) and across the transform margin south of the Grand Banks of Newfoundland (Keen and Haworth, 1985b). Earth models were developed for these transects and the above densities fit the available constraints.

The crustal thickness values were calculated from the free-air gravity measurements, using the densities derived from the margin transects. Variations in the gravity values were assumed to be due to changes in bathymetry, depth-to-basement, and the depth to the M-discontinuity. The extent of the water layer and the sedimentary strata were known. The calculated free-air anomaly was adjusted to fit the observed anomaly by altering the depth to the M-discontinuity. The algorithm for the three-dimensional model assumed elements consisting of thin horizontal laminae with dimensions of $56 \times 56 \cos z \times 1$ in km², where z is the latitude. From this, crustal thickness can be extracted. The map developed using this technique was compared with the refraction lines and found to agree with two to four kilometres of the measured values.

CONTRAINTES CRUSTALES

Les directions inférées de la compression horizontale maximale de la lithosphère actuelle sont indiquées (fig. 1). L'information relative à la partie supérieure de la croûte provient de l'étude des ruptures des trous de sondage relevés entre 347 m et 5728 m de profondeur sous le niveau marin, dans 64 puits d'exploration (Adams, 1987). Les directions des contraintes de compression horizontale maximale qui sont tracées sur la carte sont perpendiculaires à l'azimut moyen de rupture des puits (tableau 1). Les directions des contraintes à plus grande profondeur ont été déduites des mécanismes au foyer des tremblements de terre (Adams, 1987). Dans ces cas, les directions des contraintes de compression horizontale maximale qui sont tracées sur la carte sont des orientations qui bissectent les deux quadrants où sont reçus les premiers déplacements de raréfaction et sont probablement en-deçà de 30° de l'orientation véritable.

Les contraintes de subsurface in-situ ont été déterminées à partir de données de diagraphies de puits d'exploration et de rapports de forage (tableaux 2, 3, 4; fig. 2, 3, 4). On présume qu'une contrainte principale σ_v est verticale et que les deux autres, σ_H et σ_h , sont horizontales. La contrainte σ_v est présumée égale au poids des terrains de couverture de sorte que pour déterminer sa valeur à des profondeurs spécifiques, on a intégré les valeurs corrigées des diagraphies de la densité; d'où:

$$\sigma_v = \rho g z \quad (1)$$

où ρ est la densité de la roche à la profondeur z et g est l'accélération due à la gravité.

La contrainte σ_h a été déterminée à partir d'essais de pression de fuite, au-dessous du cuvelage, au cours d'opérations de forage (Breckels et Van Eekelen, 1981; Ervine et Bell, 1987). Si l'on dispose de données complètes sur l'augmentation et la diminution de la pression, on peut souvent estimer la pression à laquelle la fracture s'est refermée, ce qui correspond à la plus petite contrainte principale agissant sur les roches à cette profondeur et à cet endroit (Bell, 1990). Si seule la pression de fracturation (c'est-à-dire la rupture d'une formation ou «fuite» de boue de forage) a été enregistrée, une valeur limite supérieure de la plus petite contrainte principale est obtenue (Ervine et Bell, 1987). Sur la plate-forme et le talus Néo-Écossais, toutes les pressions de fuite sont moindres que les charges des terrains de couverture correspondantes de sorte que ces pressions se rapportent clairement à la plus petite contrainte principale horizontale.

À l'heure actuelle, il n'existe pas de façon de mesurer la plus grande contrainte principale horizontale dans les puits extracôtiers, mais on peut en fournir une estimation. Bredehoeft et al., (1976) ont montré que, pour des roches isotropiques:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \left(\text{Pression de} \right) - \left(\text{Pression} \right) \quad (2)$$

réouverture interstitielle

Cette équation peut être utilisée lorsque plus d'un essai de pression de fuite a été réalisé au-dessous du même sabot de cuvelage et que la diminution de pression a été enregistrée étant donné que la deuxième pression de fuite représente la pression de réouverture de la fracture (Bell, 1990).

Si l'on n'a pas réalisé un second essai de pression de fuite, mais que l'on a enregistré une diminution de pression, la meilleure méthode à utiliser par la suite est de substituer la pression de fuite à la pression de réouverture de la façon suivante:

$$\sigma_H = 3(\sigma_h) - \text{Pression de fuite} - \text{Pression interstitielle} \quad (3)$$

Cette équation sous-estime la valeur de σ_H , en particulier si l'intervalle rocheux possède une forte résistance à la traction, mais elle devrait donner des résultats satisfaisants dans le cas des shales.

Si aucun enregistrement de la diminution de pression n'est disponible, mais que seule la pression de fuite a été rapportée, on suppose que la pression de fuite équivaut à la pression de réouverture dans le cas des roches dont la résistance à la traction est minime. Par conséquent, la relation de Bredehoeft et al. (1976) devient:

$$\sigma_H = 2(\text{Pression de fuite}) - \text{Pression interstitielle} \quad (4)$$

Cette équation surestime la valeur de σ_H , étant donné que la pression de fuite sera plus importante que la plus petite contrainte principale horizontale (Ervine et Bell, 1987). Si plus d'un essai a été réalisé au-dessous du même sabot de cuvelage, on peut réduire la surestimation en utilisant la pression de fuite fiable la plus basse d'une série. En d'autres termes, la relation devient:

$$\sigma_H = 2 \left(\text{Pression de fuite} \right) - \left(\text{Pression} \right) \quad (5)$$

la plus basse interstitielle

Dans de nombreux cas, les équations (4) et (5) sont les seules à permettre l'estimation de σ_H . Les résultats sont habituellement suffisamment exacts pour déterminer le rapport entre les trois contraintes principales. Aux tableaux 2, 3 et 4, les estimations de σ_H sont identifiées par le numéro d'équation utilisé pour les obtenir et une échelle de qualité des données est présentée pour les contraintes principales horizontales en fonction de leur intensité.

La plate-forme Néo-Écossaise est actuellement soumise à une compression horizontale de direction nord-est-sud-ouest selon les azimuts moyens de rupture dans la majorité des puits (Podrouzek et Bell, 1985; Bell, 1990). Les données sont cohérentes à l'échelle régionale; les anomalies locales (par ex. au puits Alma F-67; voir S20 à la fig. 1) sont reliées à des déviations des contraintes vers des failles qui agissent comme des surfaces libres (Bell, 1989). Dans le puits Shubenacadie H-100 (S16), σ_H présente une orientation nord-ouest-sud-est reflétant peut-être un régime de contraintes local sur le talus continental. À l'échelle régionale, les directions anormales de σ_H

observées dans les puits forés dans le graben Orpheus pourraient révéler un environnement tectonique local.

Les estimations de l'intensité des contraintes σ_H , σ_h , et σ_v établies à partir d'essais de fuite, des pressions interstitielles et des diagraphies de densité semblent suffisantes pour définir les intensités relatives des contraintes principales à différents endroits et profondeurs (Ervine et Bell, 1987). Une certaine interprétation des données est toutefois nécessaire. Ainsi, on présume que σ_v est plus petit que σ_v dans la plupart des sections subissant une pression hydrostatique, même si les valeurs calculées dans certains puits pourraient indiquer le contraire (Bell, 1990). Les conclusions générales à tirer sont les suivantes:

Intervalle de Profondeur	Intensité Relative des Contraintes
0 - sommet de la zone de surpression	$\sigma_v > \sigma_H > \sigma_h$
Sommet de la zone de surpression - autour de 6 000 m	$\sigma_H > \sigma_v > \sigma_h$
Au-dessous de 6 000 m environ	$\sigma_H > \sigma_h > \sigma_v$

Par conséquent, la partie supérieure de la plate-forme Néo-Écossaise serait actuellement affectée par un régime de contraintes de distension dans lequel la plus petite contrainte principale horizontale est orientée nord-ouest-sud-est et la plus grande contrainte principale horizontale est d'orientation nord-est-sud-ouest. La partie inférieure de la plate-forme continentale semble être sous compression, les contraintes principales horizontales ayant la même orientation. La résistance effective chute nettement au sein de séquences en surpression à mesure que les pressions interstitielles augmentent en se rapprochant de σ_v (fig. 2, 3, 4). Dans un tel régime de contraintes, les failles normales listriques de direction sud-est et à déplacement vers le bassin pourraient se fusionner sous forme de surfaces de détachement horizontales au sein de shales profonds en surpression (Bell, 1990). Un vaste réseau de failles semblables existe dans la plate-forme Néo-Écossaise (voir les cartes Structure et isopaches 5 et 11 du présent volume). Ce réseau a probablement évolué dans un régime de contraintes semblable à celui qui existe actuellement. Les augmentations relativement petites de la pression interstitielle de formation nécessaires pour qu'il se produise une fuite (fracture hydraulique) au sein des zones en surpression indiquent qu'une fracturation hydraulique naturelle intermittente pourrait se produire dans cette région aujourd'hui, en particulier si des processus d'augmentation de la pression, comme la formation d'hydrocarbures, étaient actifs. Si c'est le cas, la migration verticale du gaz le long des failles profondes devrait se produire comme on l'a proposé pour les gisements Alma et Glenelg (Bell, 1989, 1990).

Il faut souligner que ces conclusions ne s'appliquent qu'à une partie de la plate-forme continentale qui a pu être échantillonnée grâce aux puits de forage d'exploration d'hydrocarbures. On n'a recueilli aucune donnée sur les contraintes qui s'exercent dans la plate-forme continentale interne et dans le socle cristallin (sauf des données relatives aux tremblements de terre), et celles qui ont été recueillies sur le talus sont peu nombreuses.

ÉPICENTRES DES TREMBLEMENTS DE TERRE

Les épacentres de tous les séismes historiques de magnitude supérieure à trois ont été indiqués; cependant, dans les régions de haute sismicité, certains séismes de magnitude trois ont été omis pour éviter de surcharger la carte. De plus, les épacentres de magnitude trois ont été effacés si d'autres épacentres de magnitude supérieure se situent dans la même région. La magnitude est figurée à la fois par la couleur et la taille du cercle. Les données ayant servi à l'élaboration de cette carte proviennent du fichier des épacentres des tremblements de terre canadiens que conserve la Commission géologique du Canada (Adams, 1987; Adams et Basham, sous presse).

C'est sur la côte du Nouveau-Brunswick et à l'embouchure du chenal Laurentien, site du séisme des Grands Bancs de 1929, que les séismes ont été les plus fréquents.

ÉPAISSEUR DE LA CROÛTE

Des données de sismique-réfraction ont été complétées à partir de profils traversant une section de la croûte jusqu'au manteau. Sur la côte Est du Canada, le nombre de profils de sismique-réfraction est insuffisant pour produire une carte isopaque de la croûte; d'autres données comme les anomalies gravimétriques à l'air libre, la bathymétrie et la profondeur de la surface du socle, ont donc été utilisées pour estimer l'épaisseur de la croûte. Les données gravimétriques et bathymétriques fournies par le Centre géoscientifique de l'Atlantique ont été numérisées sur un quadrillage à mailles de 0,5° sur 0,5°. Les données sur la profondeur du socle au sud du bonnet Flamand tirées de Wade et al., (1977) ont été numérisées selon le même espacement. Les masses volumiques utilisées pour calculer l'épaisseur de la croûte à partir des données gravimétriques ont été: 1,03 g/cm³ pour l'eau; 2,50 g/cm³ pour la couche sédimentaire; 2,90 g/cm³ pour la croûte et 3,33 g/cm³ pour le manteau supérieur. Ces masses volumiques sont dérivées de transects qui recoupent la partie de la marge pour laquelle des données de sismique-réfraction, de sismique-réflexion et gravimétriques ont été recueillies. Les transects traversent la marge de divergence de la Nouvelle-Écosse (Keen et Haworth, 1985a) et la marge transformante au sud des Grands Bancs de Terre-Neuve (Keen et Haworth, 1985b). Des modèles de la Terre ont été élaborés pour ces transects et les masses volumiques données sont encadrées par les limites connues.

L'épaisseur de la croûte a été calculée à partir de mesures gravimétriques à l'air libre, en utilisant les masses volumiques établies à partir des transects traversant la marge. On a attribué les variations des valeurs gravimétriques aux changements dans la