$$\bar{n} = \frac{1}{V}\int_0^L F_i(Z)\,dZ = \frac{V_p}{V} = m \qquad (١٤-١)$$

من العلاقة (١-١٤) نجد أن المسامية السطحية الوسطية $\bar{n}$ تساوي المسامية المطلقة m .

أما القيمة الوسطية لسطح الممرات فتحسب من العلاقة التالية :

$$\bar{S} = \bar{n}\,.\,F = m\,.\,F \qquad (١٥-١)$$

فلدى حل بعض المشاكل العملية المتعلقة بارتشاح السوائل في الطبقة ، يهمنا تعيين القيمة الوسطية لسطح الممرات ، ومن العلاقة (١-١٣) تبين لنا أن هذه القيمة تساوي حاصل ضرب سطح مقطع الطبقة والمسامية m .

١-٣- الإنتقال من الصخر الوهمي إلى الصخر الحقيقي - القطر الفعال

يمكن استخدام معادلات الصخر الوهمي من أجل دراسة الحركة الارتشاحية في الصخور الحقيقية شريطة اختيار نفس أقطار الحبيبات الكروية الموجودة في الصخر الوهمي . فأقطار الحبيبات يجب أن تحقق الشرط التالي : تساوي المقاومة الهيدروليكية أثناء ارتشاح السوائل في الصخر الحقيقي والوهمي .

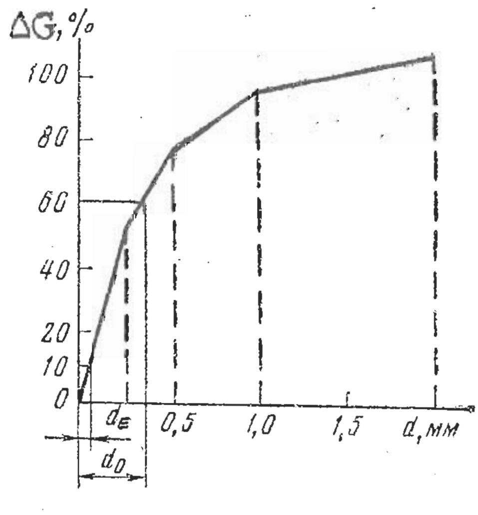
يسمى قطر حبيبات الصخر الوهمي الذي يحقق الشرط السابق بالقطر الفعال ويرمز له بالرمز d_E . فيجب تحديد القطر الفعال هذا من أجل الانتقال من الصخر الوهمي إلى الصخر الحقيقي .

يمكن إيجاد القطر الفعال باستخدام التحليل الميكانيكي للصخر والذي يحدد به التركيب الحبيبي الذي يمثل نسب كل زمرة من أقطار الحبيبات الصخرية ، عن طريق استخدام مناخل ذات فتحات بأقطار مختلفة ، حيث يقوم كل منخل بفصل الحبيبات الصخرية ذات الأقطار الأكبر من قطر فتحاته ، ثم توزن كل زمرة ، وتحسب النسبة المئوية لكل منها . نقوم بعد ذلك برسم منحنٍ ، حيث يوضع على محور العينات النسبة المئوية لأوزان كل الزمر ، والتي تبدأ أقطارها من الصفر وحتى القطر المحدد .

فشكل حبيبات الصخر الحقيقي بعيدة عن أن تكون كروية ، ولكن نقوم بافتراض كروية الحبيبات،حيث إنه من الصعب جداً إمكانية تحديد الشكل الحقيقي للحبيبات ،

يتم رسم منحني التركيب الحبيبي على النحو التالي (الشكل ١-٩) :

يوضع القطر الوسطي للزمرة الأولى المشكلة من الحبيبات الناعمة على محور السينات d_1 ، ومن ثم توضع على محور العينات النسبة المئوية لوزن هذه الزمرة . ويوضع بعد ذلك على محور السينات مجموع $d_1 + d_2$ حيث d_2 هو القطر الوسطي للزمرة التي تلي الزمرة الأولى من حيث حجم الحبيبات ، أما على محور العينات فتوضع النسبة المئوية لمجموع الزمرة الأولى والثانية حيث نستمر على هذا النحو من أجل باقي الزمر حتى نصل إلى النسبة المئوية لمجموع الزمر 100% لتوضيح ذلك نفترض أنه في ١سم٣ من الصخر يوجد الزمر التالية من الحبيبات ذات الأقطار التالية : $o- d_1, d_1 - d_2, d_2 - d_3, d_3 - d_4$ ذات الأوزان على التسلسل ΔG_1 , $\Delta G_2, \Delta G_3, \Delta G_4$



شكل(١-٩) : منحني التركيب الحبيبي للصخر الحقيقي

فعلى محور السينات يوضع d_1 وعلى محور العينات ΔG_1 ، ثم على السينات $d_1 + d_2$ وعلى محور العينات $\Delta G_1 + \Delta G_2$،ونتابع على هذا النحو فنحصل على مايلي :

$$\Delta G_1 + \Delta G_2 + \Delta G_3 + \cdots + \Delta G_n = 100\%$$

ويفهم من القطر الوسطي لزمرة معينة من الحبيبات d_i ، المتوسط الحسابي للقيمتين الصغرى والعظمى لأقطار الحبيبات في الزمرة الواحدة .

$$d_i = \frac{d_i' + d_i''}{2} \qquad (١٦-١)$$

حيث إن : d_i' – القيمة الصغرى لأقطار حبيبات الزمرة i

d_i'' – القيمة العظمى لأقطار حبيبات الزمرة i

يتم حساب القطر الفعال (d_E) بعد تفتيت الصخر وفصله إلى زمر ورسم منحني التركيب الحبيبي السابق . فقد تم إقتراح عدة طرق لحساب d_E ، سنبحث في اثنتين منها .

١) الطريقة الأولى : طريقة الوزن الوسطي للحبيبات وذلك حسب المعادلة التالية ، التي تم الحصول عليها بناءعلى إجراء دراسات وأبحاث علميةحول ارتشاح السوائل والغازات .

$$d_E = \sqrt[3]{\frac{\sum n_i d_i^3}{\sum n_i}} \qquad (١٧-١)$$

حيث إن : d_i ـ القطر الوسطي للزمرة i الذي يحسب بالعلاقة (١-١٤)

n_i ـ عدد الحبيبات في الزمرة الواحدة .

٢) الطريقة الثانية :

يفهم من القطر الفعال d_E ، القطر الذي يكون عنده مجموع أوزان كافة الزمر (المؤلفة من كل الأقطار) ، التي تبدأ من الصفر وتنتهي بوزن الحبيبات التي لها هذا القطر ، مساوياً ١٠٪ من وزن كل الزمر المشكلة للصخر . كذلك يستخدم مفهوم آخر هو d_o ، الذي يعبر عن قطر الحبيبات الكروية الذي يكون عنده مجموع أوزان كل الزمر مبتدئة من الصفر ومنتهية بوزن الحبيبات التي لها هذا القطر مساوياً ٦٠٪ من وزن الزمر المشكلة للصخر . وبنسب هاتين القيمتين سوف نحصل على عامل يسمى معامل التجانس :

$$\text{معامل التجانس} = \frac{d_o}{d_E} \qquad (١٨-١)$$

يمكن الحصول على قيم كل من d_E , d_o من الشكل رقم (١-٩) . وتستخدم هذه الطريقة بشكل واسع بافتراض أن :

$$0,01 \leq d_E \leq 0,3$$

١-٤- سرعة الارتشاح وعلاقتها بالسرعة الحركية :

يعتبر معامل سرعة الإرتشاح v من أهم خصائص الحركة الإرتشاحية ، ويحدد على النحو التالي :

لنفرض أن الكمية الحجمية للسائل المصروفة خلال واحدة الزمن من خلال مقطع من الوسط المسامي Δ F هي Δ Q ، فإن سرعة الارتشاح v عند هذا المقطع هي :

$$v = \frac{\Delta Q}{\Delta F} \qquad (١-١٩)$$

وبالتالي تعطى سرعة الإرتشاح في أية نقطة بالعلاقة التالية :

$$v = \lim_{\Delta F \to 0} \frac{\Delta Q}{\Delta F} = \frac{dQ}{dF} \qquad (١-٢٠)$$

والآن سنبحث عن العلاقة التي تربط سرعة الارتشاح لسرعة حركة السائل ضمن المسامات u . لنفرض أنه لدينا ΔF_p مساحة مقطع المسامات الموجودة ضمن المساحة ΔF من مقطع الصخر ، فيمكن تحديد المسامية السطحية n بالعلاقة التالية:

$$n = \frac{\Delta F_p}{\Delta F} \qquad (١-٢١)$$

وتحدد السرعة الوسطيةلحركة جزيئات السائل في القنوات المسامية بالعلاقة التالية :

$$u = \frac{\Delta Q}{\Delta F_p} \qquad (١-٢٢)$$

ولكن من العلاقة (١-٢٠) نجد أن :

$$\Delta F_p = n \,.\, \Delta F$$

وبتعويض هذه القيمة في العلاقة (١-٢٢) نجد :

$$u = \frac{\Delta Q}{n \,.\, \Delta F} \qquad (١-٢٣)$$

وبمقارنة العلاقتين (١-٢٣) ، (١-١٩) وبأخذ المعادلة (١-١٤) بعين الإعتبار نجد :

$$u = \frac{v}{m} \qquad (١-٢٤)$$

وهي العلاقة التي تربط سرعة الارتشاح والسرعة الوسطية لحركة جزيئات السائل في القنوات المسامية. وبما أن المسامية $0 < m < 1$ فإنه يمكن القول إن السرعة v هي أصغر من السرعة الوسطية u دائماً.

من الضروري معرفة السرعة الوسطية لحركة السوائل ضمن القنوات المسامية باستخدام المعادلة(١-٢٣) . فمن أجل حل بعض المشاكل العملية المتعلقة باستثمار حقول النفط والغاز ، كتحرك الكونتور النفطي والغازي ، انتقال الماء والغاز من آبار الحقن إلى الآبار الإنتاجية عند استخدام الطرق الثانية لإستثمار المكامن النفطية ، وتحديد زمن إماهة الآبار النفطية والغازية ، لابد من معرفة السرعة الوسطية u .

تستخدم طرق تجريبية في التطبيقات العملية للهيدروجيولوجيا من أجل تعيين سرعة حركة المياه الجوفية ، حيث يتم حفر بئرين واقعين باتجاه الجريان ، يحقن في الأول كاشف ثم يقاس الزمن اللازم لوصول هذا الكاشف إلى البئر الثاني ، وبتقسيم البعد بين البئرين على الزمن المقاس نحصل على السرعة الحركية للماء .

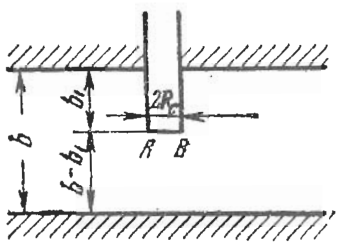
١-٥- البئر التام وغير التام هيدروديناميكياً :

عندما يخترق البئر الطبقة المنتجة حتى غطائها السفلي حيث تنزل مواسير التغليف حتى غطائها العلوي فقط ، بحيث تبقى الطبقة مفتوحة دون تغليف (Open Hole) ، فإن السائل سوف يتدفق من الطبقة إلى البئر من خلال سطح جدرانه التي تمثل أسطوانة طولها يساوي سماكة الطبقة ونصف قطرها يساوي نصف قطر البئر ، ويسمى مثل هذا البئر بالتام هيدروديناميكياً من ناحية اختراق الطبقة ومن ناحية فتح الطبقة ويكون البئر غير تام هيدروديناميكياً في الحالات التالية :

١) إذا لم يخترق البئر كامل الطبقة ذات السماكة (b) وإنما اخترقها بعمق (b_1) وبقي قاعه مفتوحاً دون تغليف مقابل الطبقة المنتجة سمي البئر غيرتام من ناحية

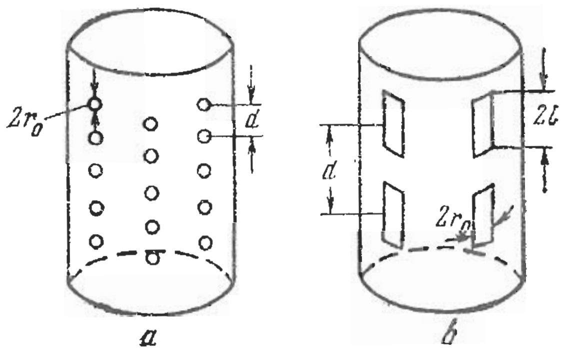
اختراق الطبقة والشكل (١-١٠) يوضح ذلك .

٢) إذا اخترق البئر كامل الطبقة وكان اتصاله معها من خلال الثقوب الموجودة في مواسير التغليف فقط ، أو من خلال مصافي معينة ،يدعى البئر غير تامٍ من ناحية فتح الطبقة الشكل (١-١١) .



شكل (١-١٠) : مخطط بئر غيرتام من ناحية اختراق الطبقة

٣) إذا لم يخترق البئر كامل الطبقة وأنزلت مواسير التغليف حتى قاع البئر وثقبت أو أنزلت مصافي مقابل الطبقة المنتجة سمي البئر غيرتامٍ من ناحية إختراق وفتح الطبقة .



شكل (١-١١) : مخطط بئر غيرتام من ناحية فتح الطبقة

(a) ثقوب   (b) مصفاة

يجب الإشارة إلى أنه كلما كانت الثقوب في مواسير التغليف أو في المصفاة كبيرة وكلما كانت درجة اختراق البئر للطبقة المنتجة كبيرة ، كانت الشروط التي يعمل عندها البئر قريبة من شروط عمل البئر التام .

إن الآبار غير التامة من الناحيتين يمكن أن تصادف كثيراً في الحيـاة العمليـة . وإن الحسابات من أجل هذه الأنواع من الآبار ستكون أكثر تعقيداً منها للآبار التامة .

إذا لم يخترق البئر كامل الطبقة فإن انزياح الجريان عن الجريان الدائـري الشـعاعي سيكون عند المنطقة القاعية فقط . فقـد أثبتـت الأبحـاث الهيدروديناميكيـة أن الجريـان على مسافة من البئر أكبر من سماكة الطبقة سيكون جرياناً دائرياً شعاعياً .

الفصل الثاني

" قوانين الارتشاح وحدود استعمالها "

٢-١- الضغط والضخ المصغران ـ سطوح الإيزوبار :

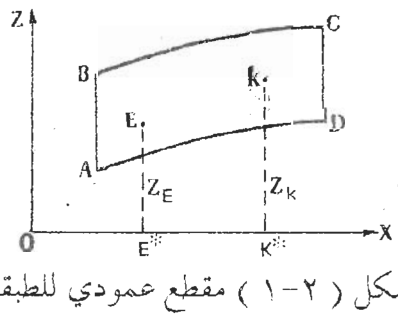
ليكن لدينا المقطع العمودي من الطبقة ABCD الموضح بالشكل (٢-١) ، حيث إن AC ، BC يمثلان مقطع الغطائين السفلي والعلوي للطبقة ، ولنفرض أن المحور x يمثل مقطع مستوى المقارنة المختار . ولتكن النقاط E ، K ، نقاطاً من هذه الطبقة وارتفاع هذه النقاط عن المحور x يساوي Z_E ، Z_K . لنرمز للضغط الحقيقي في هاتين النقطتين بالرمز P_E ، P_K . وبالتالي فإن قيمة الضخ في هذه النقاط هي h_E ، h_K بالنسبة إلى المستوى المار من كل نقطة :

$$h_E = \frac{P_E}{\gamma}, \; h_K = \frac{P_K}{\gamma} \qquad (١-٢)$$

حيث إن γ ـ الوزن النوعي للسائل الموجود في الطبقة عند الشروط الطبقية . إذا أردنا معرفة قيمة الضخ في هذه النقاط بالنسبة إلى مستوى معين للمقارنة يجب علينا إضافة إرتفاع هذه النقاط عن مستوى المقارنة Z_E ، Z_K ، ويسمى هذا الضخ بالضخ المصغر ، الذي يعطى بالمعادلتين التاليتين :

$$h_E^* = \frac{P_E}{\gamma} + Z_E, \; h_K^* = \frac{P_K}{\gamma} + Z_K \qquad (٢-٢)$$

وبضرب طرفي المعادلتين السابقتين بالوزن النوعي γ نحصل على قيمة الضغط في كل نقطة منسوباً إلى مستوى المقارنة ، الممثل بالمحور x ،ويدعى هذا الضغط بالضغط المصغر :



شكل (٢-١) مقطع عمودي للطبقة

$$\left.\begin{aligned} P_E^* &= P_E + \gamma Z_E = \gamma h_E^* \\ P_K^* &= P_K + \gamma Z_K = \gamma h_K^* \end{aligned}\right\} \qquad (٢-٣)$$

نلاحظ من هذه المعادلات أنه يجب معرفة كل من ارتفاع النقاط عن مستوى المقارنة المفروض والضغط في هذه النقاط والوزن النوعي للسائل في الشروط الطبقية ، وذلك من أجل حساب الضغط والضخ المصغرين . ولهذا فمعرفة الضغط المصغر هي من الأمور الهامة لأن للآبار أعماقاً مختلفة واختراقها للطبقة المنتجة مختلف من بئر إلى آخر ، فيجب نسب هذه الضغوط إلى مستوى معين للمقارنة بحيث نتمكن من المقارنة مابين النقاط المختلفة من الطبقة .

يتم اختيار إحدى المستويات التالية للمقارنة من أجل إجراء الدراسات العملية في الحقول النفطية :

١) مستوى التقاء النفط بالماء ،حيث إنه من المعروف أن الماء يكون من الأسفل بينما النفط من الأعلى ، وسطح تلامس النفط مع الماء يسمى مستوى التقاء النفط بالماء .

٢) مستوى سطح البحر ، الذي يعتبر ثابتاً لايتغير .

يعبر عن مقدار الضخ في المعادلات (٢-٢) ، (٢-٣) بطول عمود السائل بالسنتيمتر ذي الوزن النوعي γ بالشروط الطبقية مع الأخذ بعين الإعتبار ثبات هذا الوزن النوعي عند هذه الشروط .

أما بالنسبة إلى الحقول الغازية فلاتجرى حسابات للضغط والضخ المصغرين لأنه يمكن إهمال الضغط الناتج عن وزن عمود الغاز ، حيث إن الوزن النوعي للغاز يعتبر صغيراً جداً ، لذلك يمكن إهماله . وبالنظر إلى المعادلات (٢-٣) نجد أن الضغط المصغر يساوي الضغط الحقيقي $(\gamma \approx 0)$.

تسمى مجموعة النقاط ذات الارتفاع المتساوي عن مستوى المقارنة والتي يتساوى فيها مقدار الضغط ، بسطح تساوي الضخ أو بسطح تساوي الضغط الحقيقي أو المصغر (سطوح الإيزوبار) ، أما إذا لم يكن للنقاط نفس مقدار الضخ فإن الضغط

لن يكون متساوياً ولايحق لنا المقارنة بين هذه الضغوط ، ولإمكانية المقارنة فيما بينها يمكننا نسب هذه النقاط إلى مستوى معين كماذكرنا أعلاه ثم نحسب الضغط المصغر لها . أما الخط الذي يصل جميع النقاط ذات الضغط المصغر نفسه يسمى خط الإيزوبار .

٢-٢- قانون دارسي - معامل الرشوحة :

في منتصف المئة سنة الماضية ونتيجة لنتائج الأبحاث التجريبية حول حركة الماء من خلال وسط نفوذي محضر من الرمل ، كان قد وضع القانون الأساسي للارتشاح - قاون دارسي (قانون الإرتشاح الخطي) . ويعتبر هذا القانون أول قانون في نظرية الارتشاح . فقد تم التوصل إلى العلاقة التالية :

$$Q = K_f \cdot \frac{\Delta h}{\Delta L} \cdot F \qquad (٢-٤)$$

حيث إن Q - الكمية الحجمية للسائل المصروفة (كمية الماء التي تمر ضمن الطبقة في واحدة الزمن) .

$\Delta h = h_1 - h_2$ - فاقد الضغط على طول العينة ΔL .

K_f - معامل الرشوحة .

ولكن لدينا المعادلة التالية :

$$v = \frac{Q}{F} \qquad (٢-٥)$$

حيث إن v - سرعة الارتشاح .

وبالتالي يمكننا الحصول على مايلي :

$$v = K_f \cdot i \qquad (٢-٦)$$

حيث إن : $i = \frac{\Delta h}{\Delta L}$ - الإنحناء الهيدروليكي .

تمثل المعادلة (٢-٦) قانون الارتشاح الخطي . وعندما يكون $i = 1$ سيكون $v = K_f$ ، وهذا يعني أن واحدة معامل الارتشاح هي واحدة السرعة ، حيث إن الإنحناء الهيدروليكي لاواحدة له .

$$K_f = L T^{-1}$$

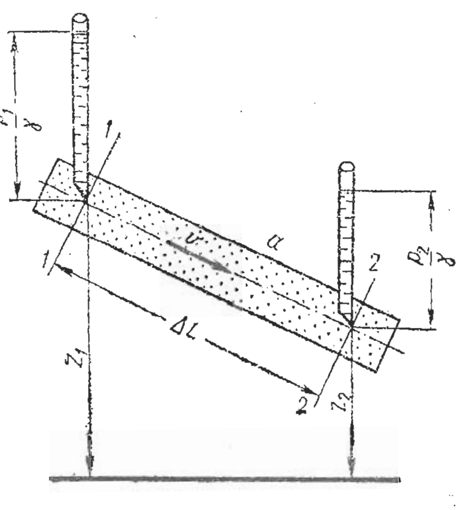
لنفرض أنه لدينا سائل يرتشح في أنبوبة أسطوانية (a) مملوءة بوسط مسامي (b) حسب اتجاه السهم في الشكل (٢-٢) . عندئذ سيعطى الضخ عند المقاطع (1) ،(2) بالعلاقة التالية :

$$\left.\begin{aligned} h_1 &= \frac{P_1}{\gamma} + Z_1 \\ h_2 &= \frac{P_2}{\gamma} + Z_2 \end{aligned}\right\} \qquad (٢-٧)$$

حيث إن : Z_1 ، Z_2 - ارتفاع النقاط (1) ، (2) عن سطح المقارنة .

P_1 ، P_2 - الضغط في هاتين النقطتين .

γ - الوزن النوعي للسائل .



شكل (٢-٢) مخطط لطبقة مائلة

سيكون فاقد الضغط مساوياً :

$$\Delta h = h_1 - h_2 = \frac{P_1 - P_2}{\gamma} + Z_1 - Z_2$$

أو :

$$\Delta h = \frac{\Delta P}{\gamma} + \Delta Z \qquad (٨-٢)$$

حيث إن ΔP ـ فاقد الضغط .

ΔZ ـ فرق الإرتفاع للنقطتين عن مستوى المقارنة .

أما الإنحناء الهيدروليكي i يمكن حسابه بالعلاقة السابقة :

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta L} = \frac{\frac{\Delta P}{\gamma} + \Delta Z}{\Delta L} = \frac{1}{\gamma}\frac{\Delta P + \gamma \Delta Z}{\Delta L} \qquad (٩-٢)$$

لنضع قيمة i من المعادلة (٢-٩) في المعادلة (٢-٦) :

$$v = \frac{K_f}{\gamma}\frac{\Delta P + \gamma \Delta Z}{\Delta L} = \frac{K_f (\Delta P + \gamma Z)}{\gamma \Delta L} = \frac{K_f \Delta P^*}{\gamma \Delta L} \qquad (١٠-٢)$$

أو يمكن كتابتها بالشكل التفاضلي على النحو التالي :

$$v = -\frac{K_f}{\gamma}\frac{dP^*}{dL} \qquad (١١-٢)$$

حيث إن : $P^* = P + \gamma Z$.

وعندما يكون $\Delta Z = 0$ ، أي أن الطبقة أفقية تماماً ، فإن المعاجلة (٢-١٠) تصبح على الشكل التالي :

$$v = -\frac{K_f}{\gamma}\frac{\Delta P}{\Delta L} \qquad (١٢-٢)$$

وفي الشكل التفاضلي تصبح :

$$v = -\frac{K_f}{\gamma}\frac{dP}{dL} \qquad (١٣-٢)$$

حيث إن $\frac{dP}{dL}$ يدعى بتدرج الضغط ، وتعني إشارة الناقص في المعادلة (٢-١٣) أن سرعة الارتشاح تزداد باتجاه تناقص الضغط . فالمعادلة (٢-١٣) تسمى بقانون دارسي ، الذي يعني أن سرعة الارتشاح تتناسب طرداً مع تدرج الضغط .

لقد قام الباحث سليختر (SLIKHTER) باقتراح معادلة من أجل حساب سرعة

الارتشاح في الصخر الوهمي المؤلف من حبيبات كروية :

$$v = \frac{n^2}{96\,(1 - m)}\ \frac{d_E^2\ \Delta P}{\mu\ \Delta L} \qquad (١٤-٢)$$

حيث إن : μ ـ اللزوجة التحريكية للسائل .

d_E ـ القطر الفعال .

m ـ المسامية .

n ـ المسامية السطحية

هذه المعادلة تتوافق مع معادلة دارسي ، حيث إن سرعة الارتشاح تتناسب طرداً مع تدرج الضغط أيضاً ، فالجزء الأول من العلاقة سمي بعدد سليختر :

$$\frac{n^2}{96\,(1 - m)} = SL\,(m) \qquad (١٥-٢)$$

إن عدد سليختر متعلق في كل المعادلات بالمسامية (m) ، ولكن لدى جريان السائل في الصخر الحقيقي فإن عدد سليختر لن يتعلق بالمسامية فقط ، بل ببنية الفراغات المسامية والتابعة لشكل الحبيبات الصخرية ، كذلك يتعلق بخشونة الجدران الداخلية للقنوات المسامية ، أي أن $SL(m,\varepsilon)$ ، حيث إن ε ـ عامل يمثل تركيب القنوات المسامية ، أما الشكل العام لكافة المعادلات النظرية التي تحدد علاقة سرعة الارتشاح بعدد سليختر ، وهو على النحو التالي :

$$v = \frac{d_E^2\ .\ SL\,(m\ ,\ \varepsilon)}{\mu}\ \frac{\Delta P}{\Delta L} \qquad (١٦-٢)$$

أو بالشكل التفاضلي :

$$v = \frac{d_E^2\ .\ SL\,(m\ ,\ \varepsilon)}{\mu}\ \frac{dP}{dL} \qquad (١٧-٢)$$

كان الباحثون في البداية وحتى دارسي يعتبرون أن معامل الرشوحة (K_f) ، الذي يدخل في المعادلتين (٢-١١) ، (٢-١٣) ، يتعلق بصفات الوسط المسامي فقط ، ولكن فيما بعد تم التوصل إلى أن معامل الرشوحة لايتعلق بصفات الوسط المسامي

فقط ، بل بصفات السوائل المرتشحة أيضاً ، كاللزوجة والوزن النوعي لهذا السائل ، وبتغير درجة الحرارة .

بمقارنة المعادلتين (٢-١٢) ، (٢-١٦) نجد أن :

$$v = \frac{K_f}{\gamma} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta L} = \frac{d_E^2\, SL}{\mu} \frac{\Delta P}{\Delta L}$$

وبالتالي يمكن الحصول على معامل الرشوحة :

$$K_f = d_E^2 \,.\, SL \,.\, \frac{\gamma}{\mu} \qquad (٢-١٨)$$

تعتبر هذه المعادلة ، المعادلة الأساسية العامة لمعامل الرشوحة حيث إنها توضح أن معامل الرشوحة يتعلق بعدة عوامل لها تأثيرها الفعال على قيمته .

وبالنظر إلى المعادلة (٢-١٨) ، نرى أن معامل الرشوحة يتناسب طرداً مع مربع القطر الفعال للحبيبات المكونة لصخور الطبقة ، كذلك يتعلق بالمسامية وبتركيب الفراغات المسامية لأن $SL = f\,(m\,,\,\varepsilon)$ ، وبصفات السائل الطبقي ، حيث إنه يتناسب عكساً مع اللزوجة التحريكية للسائل ، وطرداً مع الوزن النوعي له ، فقد أثبتت الدراسات المخبرية أن اللزوجة تهبط بسرعة كبيرة عند ازدياد درجة الحرارة ، بينما تقل الكثافة قليلاً ، وبالتالي سوف يزداد معامل الرشوحة بسرعة مع زيادة درجة الحرارة هذه . وهكذا يمكن القول بأن معامل الرشوحة يتعلق بكل العوامل السابقة التي ذكرناها .

بالإضافة إلى المعادلة (٢-١٨) ، فقد اقترحت عدة معادلات لتعيين معامل الرشوحة K_f ، والتي تتفق جميعاً مع المعادلة (٢-١٨) ، إلاّ أنه تدخل بعض التعديلات أثناء تعيين قيمة SL ، فعلى سبيل المثال نعطي المعادلة التالية :

$$K_f = c\,\frac{d_E^2}{\mu} \qquad (٢-١٩)$$

حيث إن : K_f ـ معامل الرشوحة ، d_E ـ قطر الحبيبات الفعال ، μ ـ اللزوجة التحريكية للسائل ، c ـ ثابت ذو قيمة متغيرة ضمن مجال واسع ، حيث $c = 0{,}80$

للصخور الرملية الكتيمة ، c = 1,55 لصخور رملية ذات مسامية وسطية ، c = 2,0 للصخور الرملية المكونة من حبيبات كروية متساوية تقريباً .

أما بالنسبة إلى الماء ستأخذ هذه العلاقة الشكل التالي :

$$K_f = 75\, d_{h}^{2} .\, c\, (0,70 + 0,03\, t) \qquad (٢٠-٢)$$

حيث إن : t - درجة الحرارة ، °C .

لدى حل بعض القضايا المتعلقة بتطوير واستثمار آبار النفط والغاز وباستعمال معامل الرشوحة ، قد تعترضنا بعض الصعوبات التي من الممكن توضيحها على النحو التالي :

١) يتم الحصول على قيم غير متساوية لمعامل الرشوحة من أجل الوسط المسامي نفسه والسائل المرتشح ضمنه وذلك بسبب وجود معادلات كثيرة لحساب هذا المعامل ،وأحياناً قد يكون من غير الواضح كيفية اختيار إحدى هذه المعادلات . وسنحصل على قيم لمعامل الرشوحة تختلف اختلافاً كلياً عن قيم معامل الرشوحة الحقيقي لهذا الوسط ، وذلك نتيجة لعدم تجانس الطبقات الرملية أحياناً .

٢) لدى دراسة بعض المواضيع المتعلقة بارتشاح عدة سوائل مختلفة في نفس الطبقة ، علينا استعمال قيم مختلفة لمعامل الرشوحة K_f .

٣) تعتبر هذه المعادلات غير صالحة للصخور المتشققة والمتكهفة (كالصخور الكلسية والدولوميتية) ولايحق لنا استعمالها .

نتيجة لما سبق يمكننا القول أنه من الأفضل استعمال معامل آخر يسمى معامل النفوذية .

٢-٣- نفوذية الوسط المسامي :

النفوذية هي قدرة الوسط المسامي على تمرير السائل والغاز أو مزيجهما من خلاله تحت تأثير فرق ضغط معين . حيث إن الوسط المسامي يعتبر ناقلاً لهذا المزيج . فالنفوذية تعني ناقلية الوسط المسامي بالنسبة للسائل والغاز أو مزيجهما . لنتعرف على العوامل التي تعبر عن هذه النفوذية .

بعد أن حصل الباحث دارسي (DARSY) تجريبياً على القانون الذي حمل اسمه (قانون دارسي) ، فقد اجريت أبحاث كثيرة حول هذا الموضوع ، أول هذه الأبحاث كانت للباحث ديوبي (DUPY) ، حيث درس جريان الماء في الأنابيب وحصل على علاقة تعبر عن التناسب بين سرعة الجريان v والانحناء الهيدروليكي i .

كذلك حصل الباحث سليختر وكما ذكرنا على العلاقة مابين سرعة الارتشاح وبعض العوامل التي عبر عنها بعدد سليختر ، والتي تمثلت بالمعادلات (٢-١٤) ، (٢-١٦) ، (٢-١٧) .

• وقام الباحث نوتينغ في عام ١٩٣٠ م بوضع مفهوم جديد ـ معامل نفوذية الوسط المسامي K ؛ الذي يحسب بالعلاقة التالية :

$$K = d_{\mu}^{2} \cdot SL(m, \varepsilon) \qquad (٢-٢١)$$

عند جريان سائل واحد فإن معامل النفوذية سيتعلق بخصائص الوسط المسامي فقط . حيث إنه يعبر عن قدرة الوسط المسامي على تمرير السائل أو الغاز من خلاله . وبما أن عدد سليختر لاواحدة له في المعادلة (٢-٢١) ، فإن واحدة النفوذية ستكون واحدة السطح $[K] = L^2$.

نعوض المعادلة (٢-٢١) في المعادلتين (٢-١٦) ، (٢-١٧) فنجد :

$$v = \frac{K}{\mu}\frac{\Delta P}{\Delta L} \qquad (٢-٢٢)$$

$$v = -\frac{K}{\mu}\frac{dP}{dL} \qquad (٢-٢٣)$$

يمكن الحصول على علاقة النفوذية بمعامل الرشوحة بسهولة ، بمساواة المعادلتين (٢-١٢) ، (٢-٢٢) أو المعادلتين (٢-١٣) ، (٢-٢٣) :

$$v = \frac{K_f}{\gamma}\frac{\Delta P}{\Delta L} = \frac{K}{\mu}\frac{\Delta P}{\Delta L}$$

وبالتالي :

$$\frac{K}{\mu} = \frac{K_f}{\gamma} \qquad (٢-٢٤)$$

وللتأكد من واحدة النفوذية،نقوم بتعويض واحدات القياس لكل عامل في المعادلة (٢-٢٢) :

$$[K] = \frac{[v] . [\mu] . [\Delta L]}{[\Delta P]} = \frac{(L . T^{-1}) (M . L^{-1} . T^{-1}) (L)}{M . L^{-1} . T^{-2} . L^{-2}} = L^2$$

لقد عبِّر عن واحدة نفوذية الوسط المسامي بالواحدة الدولية $1,02 . 10^{-12}\ m^2$ والتي سميت بالدارسي (D) ، باستخدام المعادلات (٢-٢٢) ، (١-١٩) :

$$K = \frac{\mu . Q . \Delta L}{F . \Delta P} \qquad (٢-٢٥)$$

لنعوض القيم التالية في المعادلة (٢-٢٥) :

$$Q = 10^{-6}\ m^3/S\ , \mu = 1\ c.P = 10^{-3}\ N . S / m^2$$
$$F = 10^{-4}\ m^2\ , \Delta L = 10^{-2}\ m\ ,$$
$$\Delta P = 1\ atm = 9,81 . 10^{-4}\ kg/m.s^2$$

سنحصل على واحدة النفوذية $K = 1\ D$

فإذا مرر في وسط مسامي طوله ١ سم ومقطعه ١ سم٢ ، كمية من السائل ١سم٣/ثا ذي اللزوجة التحريكية اسنتي بواز ، عندفاقد ضغط ١ ضغط جوي ، فنفوذية هذا الوسط ستساوي واحد دارسي .ويمكن التعبير عن هذه النفوذية ، من أجل الصخور ذات النفوذية الضعيفة ، بواحدة أصغر وهي الميلي دارسي .

$$1\ mD = 10^{-3}\ D$$

٢-٤- حدود استعمال قانون الارتشاح الخطي :

لقد أجريت أبحاث كثيرة حول دراسة حدود استخدام قانون الارتشاح الخطي (قانون دارسي) ، ونتيجة لهذه الأبحاث تم التوصل إلى وجود مجموعتين من الأسباب التي تؤدي إلى الانزياح عن قانون دارسي :

١) الانزياح الناتج عن ظهور قوى العطالة عند سرعة ارتشاح عالية (الحدود العليا لاستخدام قانون دارسي) .

٢) الانزياح عند سرعة ارتشاح منخفضة ، الناتج عن الخواص المرنة غير النيوتونية للسائل ، والتأثير المتبادل مابين هذه السوائل والجزء الصلب من الوسط المسامي (الحدود الدنيا لاستخدام قانون دارسي) .