

MAGS EP5 - Stand der Arbeit

C. Dinske, C. Langenbruch & S. A. Shapiro

21. März 2012

Übersicht

1. *Seimogenic Index*
2. Geomechanische Modellierung kritischer Porendrücke
3. Ausblick:
 - ▶ Analytische und Numerische Modellierungen - Produktionsphase

Motivation

Können wir eine mögliche seismische Gefährdung vor der Entwicklung (hydraulische Stimulation) geothermischer Reservoire quantifizieren?

1. Aufbau einer Datenbank basierend auf Beobachtungen anhand verschiedener Reservoirtypen in unterschiedlichen geologischen / tektonischen Umfeld (inkl Parameterisierung und Korrelationsanalyse)
→ Anwendung auf neue Reservoirlokationen
2. Verwenden von tektonischer seismischer Aktivität für die Beurteilung des seismotektonischen Zustandes einer Reservoirregion

Fluidinduzierte Seismizität → Tektonische Seismizität

- ▶ Ereignisrate R_{tec} ist proportional zur Scherspannungsrate $\dot{\tau} = G \dot{\epsilon}$ im seismogenen Volumen V_{tec} :

$$R_{tec} = \frac{G \zeta_{tec}}{C_{max_{tec}}} \dot{\epsilon} V_{tec}$$

G: Schermodul

ζ_{tec} : Volumenkonzentration von Bruchflächen

$1/C_{max_{tec}}$: Wahrscheinlichkeitsdichte kritischer Scherspannungen

- ▶ Ereignisrate $R_{\geq M_{tec}}$ mit Magnitude grösser M :

$$R_{\geq M_{tec}} = \frac{G \zeta_{tec}}{C_{max_{tec}}} \dot{\epsilon} V_{tec} \cdot 10^{a-bM}$$

- ▶ Seismogenic Index Σ_{tec} :

$$\Sigma_{tec} \equiv a + \log_{10} \left(\frac{G \zeta_{tec}}{C_{max_{tec}}} \right) = \log_{10} R_{\geq M_{tec}} - \log_{10}(\dot{\epsilon} V_{tec}) + b M$$

Seismogenic Index

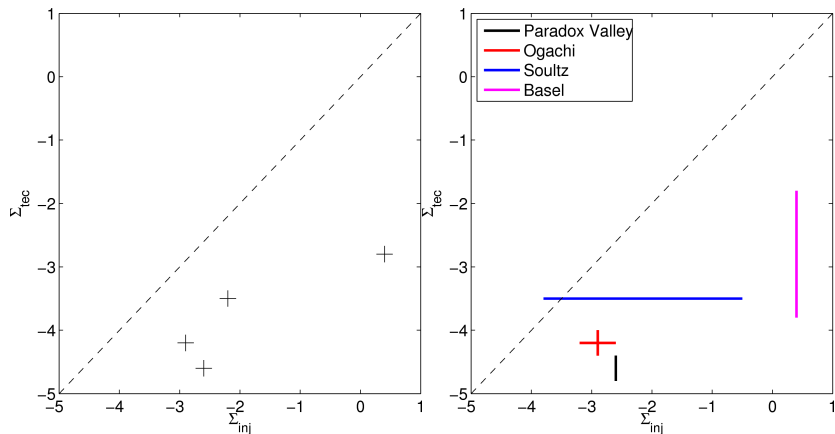
Location	M	Event Rate [$\frac{1}{yr}$]	b	Strain Rate [$\frac{1}{yr}$]	Seismogenic Volume [m^3]	Σ_{tec}	Σ_{inj}
Basel 1	2.3	0.74	0.89	$2 \cdot 10^{-9}$	$3.26 \cdot 10^{13}$	-2.89	0.4
Basel 2	2.3	0.74	0.89	$2.5 \cdot 10^{-8}$	$3.26 \cdot 10^{13}$	-3.85	0.4
Basel 3	2.3	0.74	0.89	$2.5 \cdot 10^{-10}$	$3.26 \cdot 10^{13}$	-1.85	0.4
Soultz	2.3	1.33	0.81	$2 \cdot 10^{-9}$	$1.63 \cdot 10^{14}$	-3.53	-3.8 to -0.5
Ogachi 1	5.5	0.02	0.9	$1 \cdot 10^{-7}$	$9.3 \cdot 10^{13}$	-3.98	-3.2 to -2.65
Ogachi 2	5.5	0.028	0.78	$1 \cdot 10^{-7}$	$9.3 \cdot 10^{13}$	-4.44	-3.2 to -2.65
Ogachi 3	5.0	0.011	0.9	$1 \cdot 10^{-7}$	$9.3 \cdot 10^{13}$	-4.24	-3.2 to -2.65
Ogachi 4	5.0	0.017	0.85	$1 \cdot 10^{-7}$	$9.3 \cdot 10^{13}$	-4.31	-3.2 to -2.65
Paradox V 1	3.5	0.1	0.81	$1.3 \cdot 10^{-8}$	$3.89 \cdot 10^{14}$	-4.88	-2.6
Paradox V 2	3.5	0.1	0.81	$5 \cdot 10^{-9}$	$3.89 \cdot 10^{14}$	-4.47	-2.6
B Molasse	2.3	0.31	0.91	$1 \cdot 10^{-9}$	$1.62 \cdot 10^{14}$	-3.65	—
Rhine Graben 1	2.3	0.89	0.86	$2 \cdot 10^{-9}$	$6.33 \cdot 10^{13}$	-3.28	—
Rhine Graben 2	2.3	0.89	0.86	$1 \cdot 10^{-9}$	$6.33 \cdot 10^{13}$	-2.97	—



bis zu zwei Grössen Unterschied

Vergleich - Seismogenic Index

⇒ für tektonische Seismizität ist etwas niedriger als für fluid-induzierte Seismizität



Vergleich - Seismogenic Index

⇒ für tektonische Seismizität ist etwas niedriger als für fluid-induzierte Seismizität

$$\Sigma_{inj} - \Sigma_{tec} = \left(\frac{a_{inj}}{a_{tec}} \right) + \log_{10} \left(\frac{\zeta_{inj}}{\zeta_{tec}} \right) + \log_{10} \left(\frac{C_{max_{tec}}}{C_{max_{inj}}} \right) + \log_{10} \left(\frac{1}{S \cdot G} \right)$$



lokale vs regionale (gemittelte) Betrachtung



$$S \sim 10^{-11} Pa^{-1}$$
$$G \sim 3 \cdot 10^{10} Pa$$



+ unterschiedliche Ladungsraten

+ seismische Deformation wesentlich geringer als tektonische Deformation

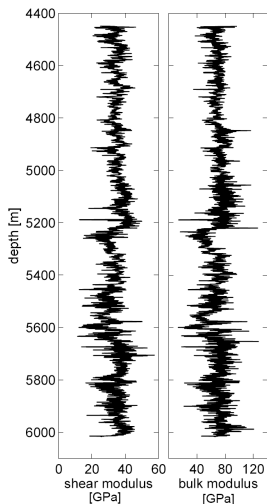
[Kostrov, 1974]

Motivation

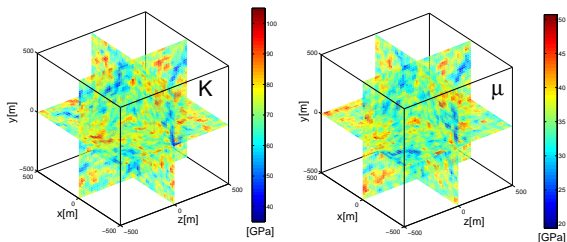
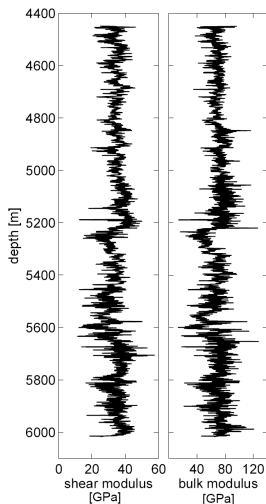
- ▶ Können aus Bohrloch-Logs Bruchfestigkeiten bestimmt werden?
- ▶ Wie wirken sich elastische Heterogenitäten auf den Spannungszustand und die Bruchfestigkeit aus?
- ▶ Gibt es Relationen zwischen elastischen Modulen, Spannungszustand und Bruchfestigkeit?

→ Wichtig für die Vorhersage des Verhaltens von Brüchen während einer Fluidinjektion!

Geomechanische Modellierung - KTB



Geomechanische Modellierung - KTB



Realisierung eines Zufallsmediums
Heterogenitäten in den elastischen Eigenschaften
beschrieben mittels fraktaler Skalierung
⇒ räumlich korrelierte elastische Module (von Kar-
mann Korrelationsfunktion)

Abaqus Spannungsmodellierung

KTB, 5400 m Tiefe

externes homogenes Spannungsfeld:

$$\sigma_{1e} = 180.9 \text{ MPa}$$

$$\sigma_{2e} = 89.1 \text{ MPa}$$

$$\sigma_{3e} = 45.9 \text{ MPa}$$

Gradienten:

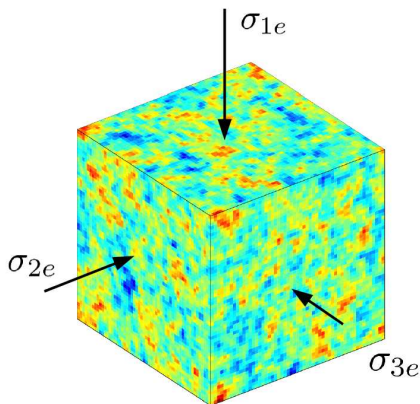
$$\sigma_H = 0.045 z \text{ [m]}$$

$$\sigma_V = 0.028 z \text{ [m]}$$

$$\sigma_h = 0.02 z \text{ [m]}$$

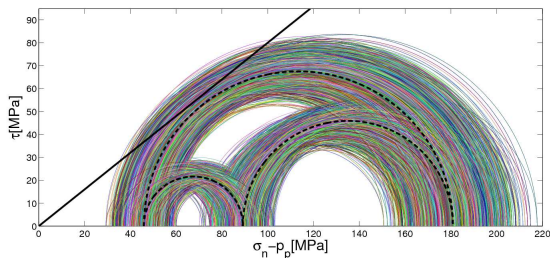
$$p_p = 0.0115 z \text{ [m]}$$

[Brudy et al, 1997; Huenges et al, 1997]

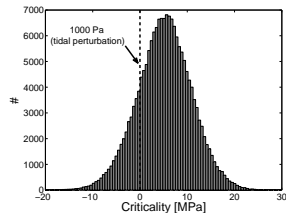


Heterogene Spannungsverteilung

Mohr-Kreis Darstellung



kritische Porendrücke
(Bruchfestigkeit)



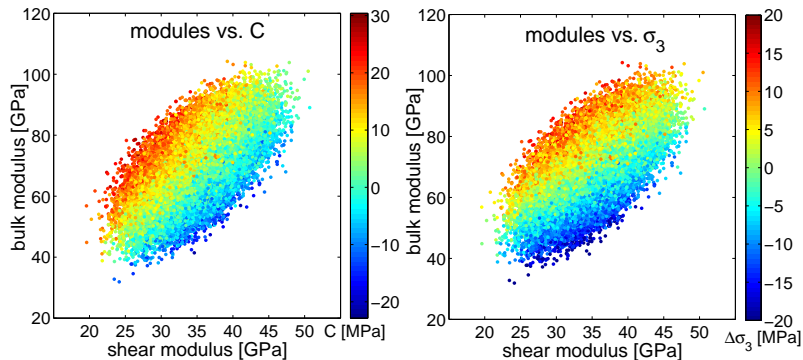
$$CFS = -\tau_{max} + \sin(\phi_i) (\sigma_m - p_p)$$

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}, \sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}, \tan(\phi_i) = \mu_f$$

$$C = -\frac{\tau_{max}}{\sin(\phi_i)} + \sigma_m$$

(optimal orientierte
Bruchflächen)

Korrelationen?



Elastische Eigenschaften, Spannungszustand und Bruchfestigkeit sind stark korreliert!

Motivation

Welche Unterschiede zwischen der Stimulationsphase und dem normalen Betrieb geothermischer Systeme haben eine Bedeutung für die Seismogenese?

- ▶ poroelastische und thermoelastische Kopplung
- ▶ Sensitivität auf Änderungen in Injektionsparametern (Erhöhung der Fließrate)

Ausblick: Dipol Modellierung

(a) Kopplung Porendruck - Spannung

Analytische Lösungen gegeben in Rudnicki [1986]

Numerische Modellierung mit FE Programm Comsol

(b) Kopplung Temperatur - Spannung

Analytische Lösungen gegeben in Geertsma [1975] und Segall & Fitzgerald [1998]

→ Porendruckänderungen und Spannungsänderungen (als Folge von Porendruck- und Temperaturänderungen)

→ Änderungen im CFS ⇒ Induzierte seismische Ereignisse

Ausblick: Dipol Modellierung

Bisher:

Analytische und numerische Modellierung von Porendruckänderungen und Spannungsänderungen

- ▶ verschiedene Zeiten (1 Monat, 1 Jahr, 10 Jahre)
- ▶ verschiedene Konfigurationen (Abstand I-P, unterschiedliche Raten I-P, hydraulische Anisotropie, Orientierung Dipol in Relation zum Spannungsfeld)

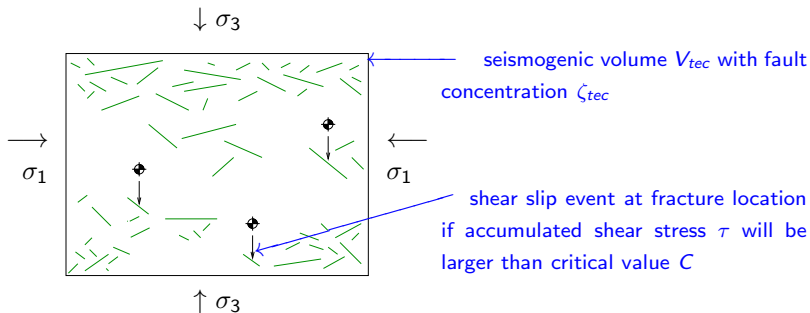
Zukunft:

Herleitung einer 2D/3D Lösung für porothermoelastische (volle) Kopplung
Generierung synthetischer Ereignisse, Abgleich mit realen Daten

Fluid-Induced Seismicity → Tectonic Seismicity

Equivalent Model: Expansion and Reformulation of the SBRC Framework

- ▶ fractures and faults with bulk concentration ζ_{tec} contained in a rock volume
- ▶ fractures are characterised by critical (shear stress) values C necessary for activation of shear slip
- ▶ continuous but slow perturbation of stress resulting from tectonic deformation
- ▶ an earthquake occurs along a fracture if shear stress exceeds local criticality value



Work-flow: Seismicity Parameters

1. Search available earthquake databases
2. Define a seismogenic volume based on the spatial distribution of earthquakes and limiting accordingly the catalogue
3. Process the EQ catalogue:
 - ▶ Decluster in order to identify and remove aftershocks
 - ▶ Define a completeness level
4. Determine the b -value from the frequency-magnitude distribution
5. Compute the annual probability of a given magnitude earthquake

Work-flow: Estimation of Strain Rates

- ▶ deformation strain rates $\dot{\epsilon}$ can be calculated from geodetic measurements (i.e. GPS, displacement)
 - ▶ use published results:
 - Basel & Soultz - [Tesauro et al., 2005]
 - Ogachi - [Hasegawa et al., 2005]
 - Paradox Valley - [Blume and Sheehan, 2003] and [Chang et al., 2006]
- ▶ seismic strain rates can be calculated from the seismic moment provided by the earthquake magnitudes [Kostrov, 1974; Molnar, 1983]
 - ▶ use published results:
 - Basel - [Delacou et al., 2004]
- ▶ application of proposed approach to new reservoir locations in the Bavarian Molasse and the Upper Rhine Graben
 - ▶ seismicity parameters - [Burkhard and Grünthal, 2008]
 - ▶ deformation strain rates - [Tesauro et al., 2005]



Blume, F. and Sheehan, A. F. (2003).

Quantifying seismic hazard in the southern Rocky Mountains through GPS measurements of crustal deformation.

In Boyer, D., Santi, P., and Rogers, W., editors, *Engineering Geology in Colorado: Contributions, Trends, and Case Histories*, volume 55. Colorado Geological Survey.



Burkhard, M. and Grünthal, G. (2008).

Seismic source zone characterization for the seismic hazard assessment project PEGASOS by the Expert Group 2 (EG1b).

Swiss J Geosciences, 102:doi: 10.1007/s00015-009-1307-3.



Chang, W.-L., Smith, R. B., Meertens, C. M., and Harris, R. A. (2006).

Contemporary deformation of the Wasatch fault, Utah, from GPS measurements with implications for interseismic fault behavior and earthquake hazard: Observations and kinematic analysis.

J Geophys Res, 111:doi: 10.1029/2006JB004326.



Delacou, B., Sue, C., Champagnac, J.-D., and Burkhard, M. (2004).

Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis.

Geophys J Int, 158:doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02320.x.



Hasegawa, A., Nakajima, J., Umino, N., and Miura, S. (2005).

Deep structure of the northeastern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity.

Tectonophysics, 403:doi: 10.1016/j.tecto.2005.03.018.



Tesauro, M., Hollenstein, C., Egli, R., Geiger, A., and Kahle, H.-G. (2005).

Continuous GPS and broad-scale deformation across the Rhine Graben and the Alps.

Int J Earth Sci, 94:doi: 10.1007/s00531-004-0453-0.